

BAJOSKA TEKTONIKA SYNSEDYMENTACYJNA I JEJ ZNACZENIE W JURAJSKIEJ EWOLUCJI PIEŃŃSKIEGO BASENU SKAŁKOWEGO

Bajocian synsedimentary tectonics and its significance in Jurassic evolution of the Pieniny Klippen Basin

Michał KROBICKI

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

Abstract: The Jurassic crinoidal limestones in the Pieniny Klippen Belt in Poland consist of three formations (Smolegowa, Flaki and Krupianka Limestone formations), and constitute an important segment of the Middle Jurassic sequence in the Czorsztyn, Niedzica and Czertezik successions. The onset of the crinoidal sedimentation, as proved by ammonite faunas, took place during the Early Bajocian and it was preceded by a marked stratigraphical hiatus. This hiatus corresponds to the origin and uplift of the Czorsztyn Ridge. The evidences of condensation event at the beginning of crinoidal limestones sedimentation are marked by numerous sedimentological features in the lowermost part (10–20 cm in thickness) of these limestones (e.g. phosphatic concretions concentration, pyrite concretions, large clasts of green micritic limestones). Occurrence of such important correlation horizon indicates primary thickness of investigated crinoidal limestones (from ca 10 m up to 100 m), and suggests origin of synsedimentary tectonic blocks and troughs, which influenced on their original, not recently tectonically reduced, differentiation of their thickness. This Bajocian tectonic activity within Pieniny Klippen Basin corresponds very well with others Middle Jurassic Western Tethyan geodynamic reorganizations.

Key words: Carpathians, Pieniny Klippen Belt, stratigraphy, Middle Jurassic, crinoidal limestones, synsedimentary tectonics, geodynamic reconstructions

Słowa kluczowe: Karpaty, pieniński pas skałkowy, stratygrafia, jura środkowa, wapienie krynoidowe, tektonika synsedymenacyjna, rekonstrukcje geodynamiczne

WSTĘP

Środkowojurajskie wapienie krynoidowe w pienińskim pasie skałkowym Polski (Fig. 1) uzyskały w ostatnich latach bardzo precyzyjne datowania biostratygraficzne, w oparciu o unikatową faunę amonitową, nawet z precyzją do podzon amonitowych (Krobicki & Wierzbowski 2004, 2009, Krobicki 2006).

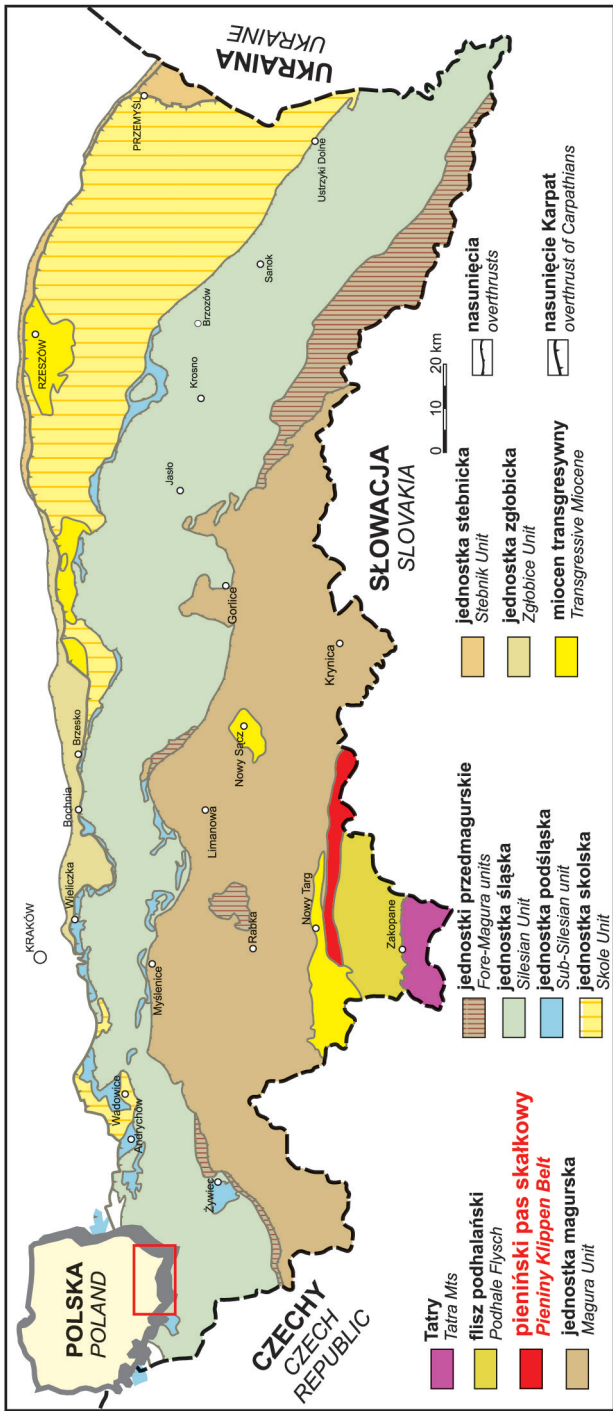


Fig. 1. Mapa geologiczna polskich Karpat (wg Żytka *et al.* 1989, uproszczona) z lokalizacją pienińskiego pasa skałkowego
Fig. 1. Geological map of the Polish Carpathians (after Żytka *et al.* 1989, simplified) with location of the Pieniny Klippen Belt

Udokumentowały one krótki epizod sedymentacji tych różnokolorowych wapieni na czas od późnego wczesnego bajosu do późnego bajosu (późna poddoba Hebridica doby Propinquans – poddoba Tetragona doby Garantiana). Tak szczegółowa biostratygrafia najniższych części wapieni krynowidowych była możliwa dzięki licznej faunie amonitów znalezionej w obrębie spągowych partii (najniższe 20 cm) wapieni krynowidowych – około 130 egzemplarzy zebranych z odsłoneń reprezentujących cztery sukcesje skałkowe – od czorsztyńskiej poprzez niedzicką i czertezicką aż do braniskiej (por. Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki *et al.* 2006). O unikatowym charakterze tego zbioru świadczyć może fakt, iż do tej pory w literaturze przedmiotu znane były jedynie pojedyncze znaleziska fauny tego wieku, notowane głównie w pracach dziewiętnastowiecznych (Neumayr 1871, Uhlig 1890, por. Birkenmajer 1963). Fauna amonitów udokumentowała z jednej strony krótki epizod sedymentacji tych wapieni, a z drugiej strony stała się przez to podstawą bardzo precyzyjnego określenia czasu przebudowy geotektonicznej w pienięskim basenie skałkowym, związanej z wyraźną luką stratygraficzną pomiędzy omawianymi wapieniami a niżej leżącymi czarnymi łupkami sferosyderytowymi formacji łupków ze Skrzypnego (Krobicki & Wierzbowski 2004). Wykaz odsłoneń (Fig. 2), ich opis z precyzyjną lokalizacją amonitów i dyskusja ich wartości biostratygraficznej została przedstawiona już wcześniej (Krobicki & Wierzbowski 2004). Z kolei w nawiązaniu do innego opracowania dotyczącego biostratygrafii czerwonych wapieni bulastych (Wierzbowski *et al.* 1999), nadścielających wapienie krynowidowe we wspomnianych sukcesjach skałkowych (oprócz braniskiej), z bardzo dużą dokładnością można było określić koniec sedymentacji wapieni krynowidowych na wspomniany powyżej późny bajos (doba Garantiana).

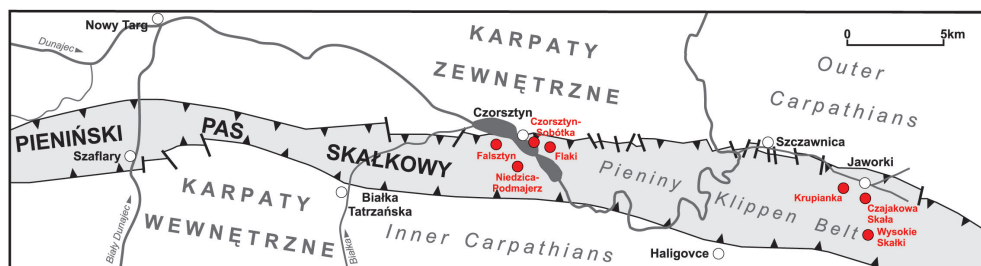


Fig. 2. Szkic geologiczny pienięskiego pasa skałkowego Polski z lokalizacją stanowisk z amonitami w obrębie wapieni krynowidowych bajosu (geologia wg Birkenmajera 1979, uproszczone)

Fig. 2. Geological sketch of Polish part of the Pieniny Klippen Belt with locations of outcrops with Bajocian ammonites within crinoidal limestones (geology after Birkenmajer 1979, simplified)

Udało się w ten sposób precyzyjnie wyznaczyć moment, w którym formował się grzbiet czorsztyński jako całkowicie nowy element w paleogeografii basenów karpaccich (Golonka & Krobicki 2004, Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki & Golonka 2006).

Luka stratygraficzna występująca pomiędzy podścielającymi wapienie krynoidowe czarnymi łupkami sferosyderytowymi formacji łupków ze Skrzypnego (poziom Laeviuscula i większa część poziomu Propinquans wczesnego bajosu) (Fig. 3) odpowiada właśnie temu wydarzeniu geotektonicznemu, które miało w swoim efekcie podstawowe znaczenie dla dalszej, jurajsko-kredowej ewolucji basenu pienińskiego i rozmieszczenia w nim różnych facji węglanowo-krzemionkowych (Birkenmajer 1959, 1977, 1979, 1986). Wydaje się, że luka ta ma jeszcze większy zasięg, jak to wynika z najnowszych doniesień stratygraficznej pozycji stropu formacji łupków ze Skrzypnego (Segit 2008) i obejmuje również cały poziom Discites.

SYTUACJA GEOLOGICZNA I WARUNKI PALEOŚRODOWISKOWO-PALEOGEOGRAFICZNE

W bardzo skomplikowanej budowie geologicznej pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer 1979, 1986), bajoskie wapienie krynoidowe mają nie tylko duże znaczenie morfotwórcze, ale wyznaczają nowy etap w jurajskiej ewolucji basenu pienińskiego, rozpoczynając na szeroką skalę węglanową, głównie pelagiczną, sedymentację w jednej z najbardziej północnych części oceanu Tetydy (Birkenmajer 1977, 1986, Mišík 1994, Golonka & Krobicki 2004, Krobicki & Golonka 2008). Są one podzielone na trzy jednostki litostratygraficzne: białych, masywnych wapieni krynoidowych formacji wapienia ze Smolegowej, zastępujących je facjalnie szarych wapieni krynoidowych, niekiedy z czertami, formacji wapieni z Flaków i nadścielających obydwie formacje czerwonych wapieni krynoidowych formacji wapienia z Krupianki (Birkenmajer 1977, 1979) (Fig. 3). Utwory formacji wapienia ze Smolegowej sukcesji czorsztyńskiej tworzyły się na południowo-wschodnim szelfie/sklonie grzbietu czorsztyńskiego, którego paleogeograficzna orientacja była z południowego zachodu na północny wschód (por. rekonstrukcja i dyskusja – Golonka & Krobicki 2001, 2004; patrz też – Aubrecht & Túnyi 2001, Grabowski *et al.* 2008). W płytkowodnych warunkach sedymentacji, w wyniku niszczenia podmorskich „łuk krynoidowych”, dochodziło do osadzania się utworów typu grainstone, a w nawiązaniu do badań tafonomicznych nad tą fauną (Głuchowski 1987) określono charakter nagromadzeń ich szczątków w zależności od odległości od pierwotnych siedlisk. Efekt zasiedlenia podmorskiego środowiska tej części zanurzonego grzbietu czorsztyńskiego na przestrzeni wielu setek kilometrów, jak to wynika z dzisiejszego rozprzestrzenienia sukcesji czorsztyńskiej z jednej strony, a rekonstrukcji paleogeograficznych z drugiej, był związany ze środkowojurajską (bajoską) przebudową basenu pienińskiego (Birkenmajer 1963, Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki & Golonka 2008). Po okresie ujednoliconej sedymentacji, w obrębie wszystkich sukcesji skałkowych, aaleńsko-wczesnobajoskich ciemnych/czarnych niedotlenionych utworów plamistych margli, wapieni i łupków alpejsko-karpackiej facji typu *Fleckenkalk/Fleckenmergel* (Fig. 3), na bardzo szeroką skalę doszło do sedymentacji wapieni krynoidowych. Zmiana ta została wywołana pierwszą na taką skalę, wielką przebudową geotektoniczną w basenie pienińskim (= powstanie wyodrębnionego grzbietu czorsztyńskiego).

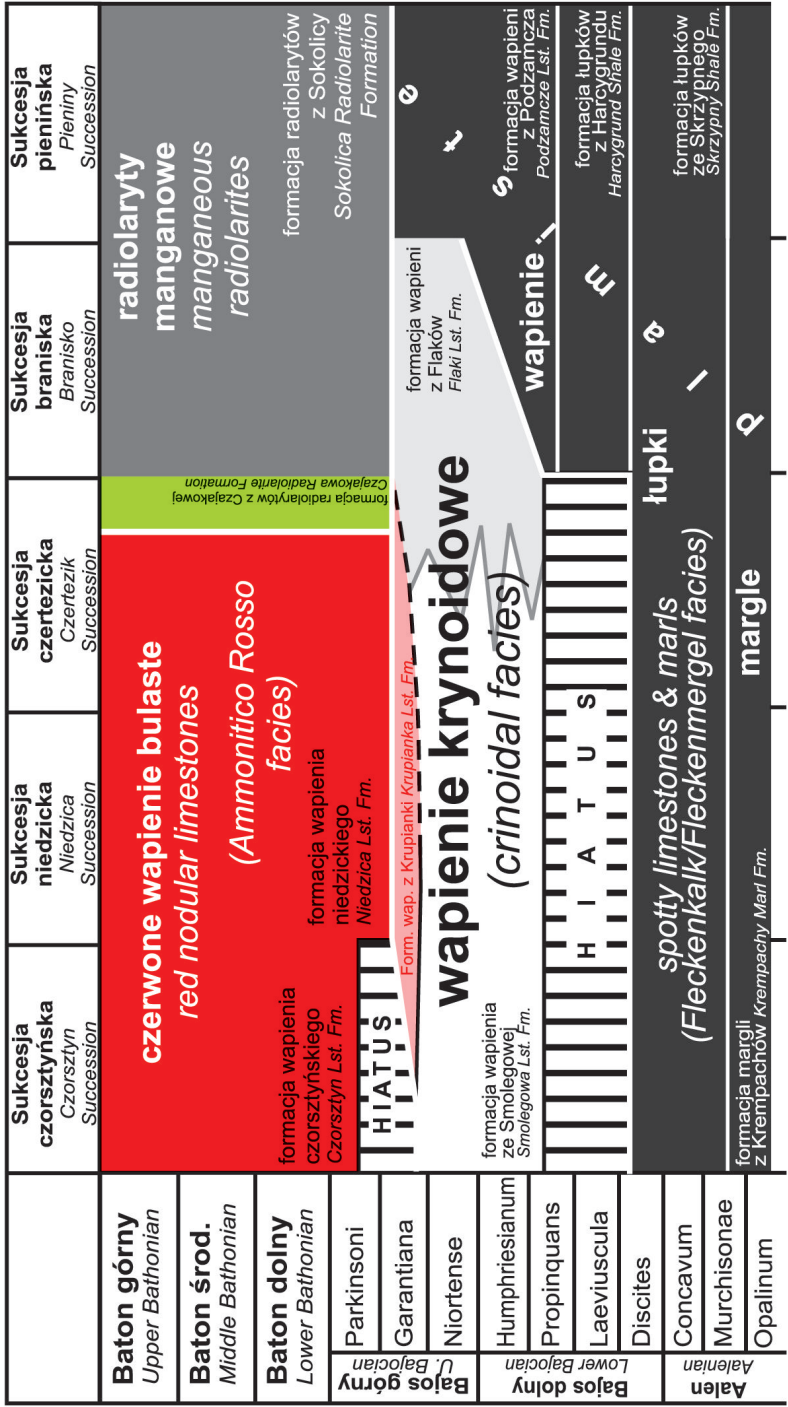


Fig. 3. Korelacja stratygraficzna jurajskich litofacji (jednostki litostratygraficzne wg Birkenmajera 1977) w obrębie sukcesji pienięskiego basenu skałkowego (wg Wierzbowskiego *et al.* 2004, uzupełnione przez Krobickiego & Wierzbowskiego 2009, zmienione)

Fig. 3. Stratigraphical correlation of the Jurassic lithofacies (lithostratigraphical units after Birkenmajer 1977) within the Pieniny Klippen Basin successions (after Wierzbowski *et al.* 2004, supplemented by Krobicki & Wierzbowski 2009, modified)

Oprócz wspomnianych amonitów, spągowe partie wapieni krynoidowych (maksymalnie do 20 cm nad spągiem), bogate są w duże zielone klasty mikrytowych wapieni (Krobicki 2006, fig. A37), liczne konkretne pirytowe, ziarna obleczone typu makroonkoidów (do 8 cm średnicy) i konkretne fosforytowe (te ostatnie niekiedy tworzące bruki na samej spągowej powierzchni wapieni krynoidowych – por. Krobicki 2006, fig. A34, A35) (Krobicki 2002, 2003). Ten inwentarz litologiczny jest charakterystyczny tylko i wyłącznie dla najstarszych części tych wapieni (patrz dyskusja – Krobicki & Wierzbowski 2004). Również w tych spągowych partiach wapieni krynoidowych występują skamieniałości śladowe *Curvolithus* (Krobicki & Uchman 2003), które interpretowane są jako ślady pełzania ślimaków zasiedlających czoła podmorskich łach piasku krynoidowego, powstałego z rozpraszania podmorskich „łak krynoidowych” (Głuchowski 1987) i przemieszczanego w płytkowodnych warunkach sedymentacji, co manifestuje się dzisiaj w nielicznych odsłonięciach obecnością warstwowań przekątnych (por. Aubrecht 2006, Krobicki *et al.* 2006, fig. A16).

TEKTONIKA SYNSEDYMENTACYJNA – ANALIZA ZRÓŻNICOWANIA MIĄŻSZOŚCI WAPIENI KRYNOIDOWYCH

Granica pomiędzy czarnymi łupkami a wapieniami krynoidowymi jest bardzo ostra i wyraża obecność wspomnianej sporej luki czasowej. Na fakt ten zwrócono już kiedyś uwagę (Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki 2006), sugerując brak istnienia w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego ciągłego, sedymentacyjnego przejścia pomiędzy czarnymi osadami a wapieniami krynoidowymi, jak sugerują to inni autorzy (por. Birkenmajer 1958, 1977, 1979, 2007, również – Głuchowski *et al.* 1986, Gedl 2008).

Na terenie polskiej i wschodniosłowackiej części pienińskiego pasa skałkowego istnieją liczne odsłonięcia (patrz – Krobicki & Wierzbowski 2004), gdzie można prześledzić kontakt formacji łupków ze Skrzypnego i formacji wapienia ze Smolegowej i/lub formacji wapieni z Flaków, mimo że odsłania się on na ogół skrajnie źle, ze względu na całkowicie odmienną reologię tych utworów. Jedynym śladem osadów powstających pomiędzy sedymentacją czarnych łupków a wapieniami krynoidowymi są zielone wapienie mikrytowe, zachowane obecnie jako redeponowane litoklasty tkwiące w przyspągowej części wapieni krynoidowych obu wspomnianych formacji (por. Krobicki 2006, fig. A37), a które są efektem całkowitej erozji i redepozycji utworów powstających prawdopodobnie w środkowej części wczesnego bajosu (doby Laeviuscula i/lub wczesnej doby Propinquans), odpowiadając czasowo powszechnej, udokumentowanej luce stratygraficznej, występującej pomiędzy tymi dwoma formacjami, poprzedzając rozpoczęcie sedymentacji wapieni krynoidowych w całym basenie. Przypuszczalnie zielonkawe wapienie margliste z okolic Vršatca w zachodniej Słowacji, których miąższość może osiągać 8–10 metrów (Andrusov 1945, 1953, Began 1969), są zachowanymi w ciągłym profilu (pomiędzy łupkami sferosyderytowymi a wapieniami krynoidowymi) (por. Birkenmajer 1977) utworami będącymi litologicznym odpowiednikiem wspomnianych klastów.

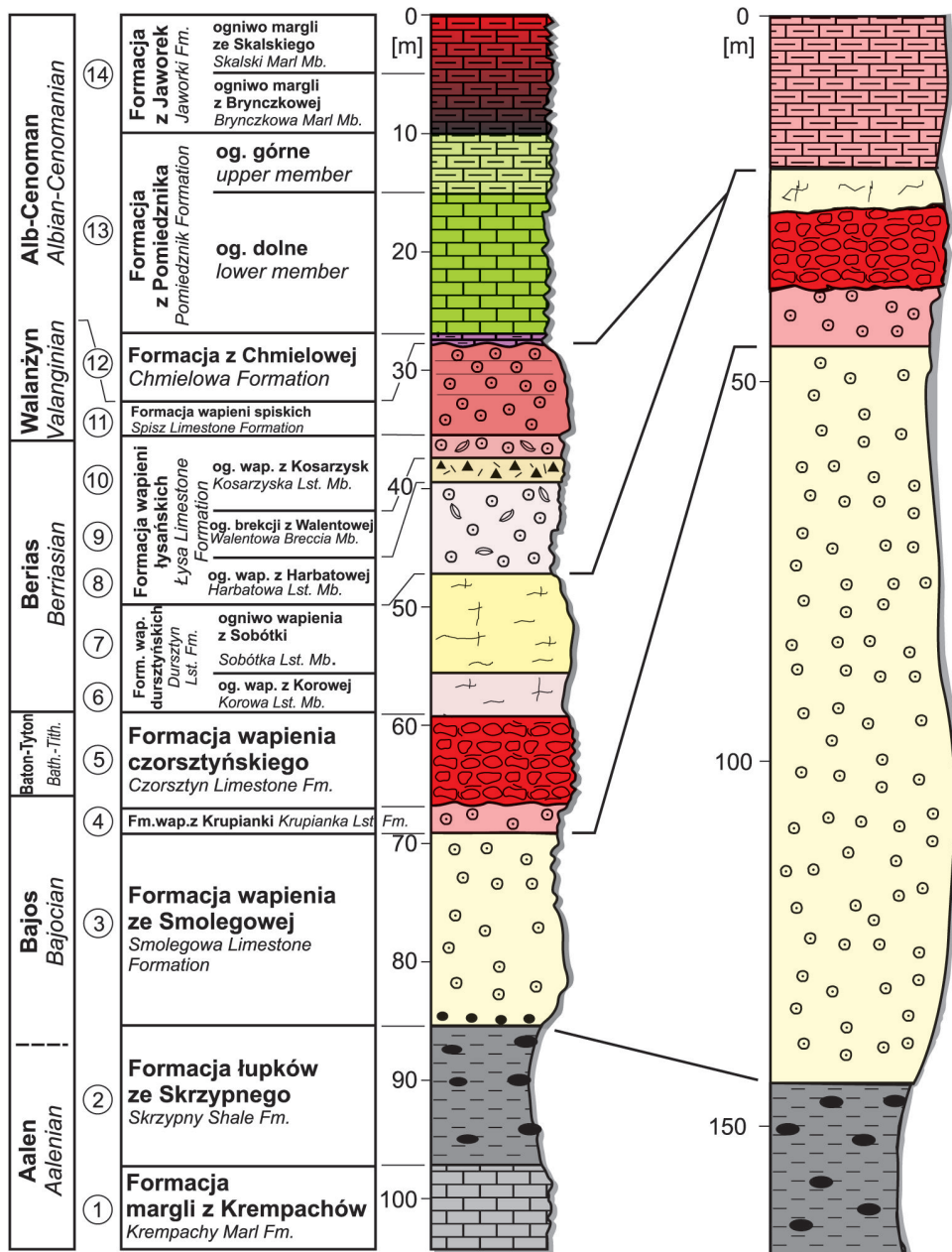
Towarzyszące tym klastom, często bardzo liczne, konkretne fosforytowe są efektem procesu fosforyzacji w basenie, który był izochroniczny z pierwszymi epizodami sedymentacji.

tacji krynoidowej, gdyż, jak udowodniono to wcześniej (Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki 2006), sfosfatyżowane amonity będące jądrami niektórych konkrecji fosforytowych są wskaźnikowe dla górnej części poziomu Propinquans.

Wymieniony inwentarz litologiczny w spągu wapieni krynoidowych może być traktowany jako lokalny horyzont korelacyjny, a z drugiej strony precyzyjnie wyznaczać czas przełamywania się paleośrodowiskowych warunków powstawania osadów o charakterze utworów skondensowanych, które zazwyczaj wyznaczają wydarzenia, co najmniej w skali całego basenu (por. Krobicki & Wierzbowski 2004). Wykorzystując więc taki stratygraficzny poziom odniesienia, o wybitnie izochronicznym charakterze, zaproponowano przed paru laty (Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki, 2006) posługiwanie się nim przy szacowaniu pierwotnej miąższości wapieni krynoidowych, głównie formacji wapienia ze Smolegowej, która może się wahać od ok. 10 metrów do 100, a nawet 150 metrów (np. Smolegowa Skała w dolinie Białej Wody koło Jaworek – por. Birkenmajer 1977, fig. 20A), i to w obrębie tylko jednej sukcesji – czorsztyńskiej w tym wypadku (Fig. 4). Konsekwentnie, wskazuje więc ona na synsedymantacyjną tektonikę, która była główną przyczyną tak silnego zróżnicowania miąższościowego litofacji wapieni krynoidowych. W odsłonięciach gdzie miąższość wapieni krynoidowych jest mała, a zarazem w ich spągu znajdują się wymienione uprzednio wskaźniki kondensacji stratygraficznej, wykluczona jest możliwość wytłoczeń tektonicznych dużych partii wapieni krynoidowych, wbrew temu, co wielokrotnie sugerował Birkenmajer (1963, 1977, 1979). O tym zagadnieniu bardzo wyraźnie wypowiadano się już uprzednio (Krobicki & Wierzbowski 2004), stwierdzając: *Jak sądzono powszechnie (np. Birkenmajer 1977) miąższość wapieni krynoidowych miała zależeć od ich pierwotnej pozycji paleogeograficznej w pienińskim basenie skałkowym. Największe miąższości były przypisywane właśnie sukcesji czorsztyńskiej, gdzie występowały główne siedliska podmorskich „łuk krynoidowych” (por. Głuchowski 1987), a miąższości miały stopniowo maleć w kolejnych, paleogeograficznie coraz to głębszych sukcesjach. Stało to w zgodzie z ogólnie przyjętym założeniem, że charakter wachlarzowato sypiących się stożków podmorskich materiału krynoidowego od sukcesji czorsztyńskiej na południowy wschód, w częściach bardziej dystalnych dawać miał w efekcie coraz to mniejszej miąższości sekwencji wapieni krynoidowych. Tymczasem stwierdzona miejscami, nawet w sukcesji czorsztyńskiej, pierwotna miąższość wapieni krynoidowych nie przekraczająca 10 m wskazuje na bardzo znaczne deniwelacje dna, gdzie wspomniane silnie zredukowane miąższościowo wapienie sąsiadowały z analogicznymi wapieniami o ponad stumetrowej miąższości. Jedynym wytłumaczeniem tego zjawiska jest założenie obecności silnych i gwałtownych tektonicznych ruchów różnicujących dno basenu, szczególnie w najpłytszej jego części (sukcesja czorsztyńska) już na samym początku (lub tuż przed) sedymentacji wapieni krynoidowych* (Krobicki & Wierzbowski 2004, str. 78). Budzi więc zdziwienie wątpliwość wyrażona przez Birkenmajera (2007, str. 13): *Krobicki and Wierzbowski (2004, p. 78) believed that „strong and rapid tectonic movements” and the resultant horst structures in the basin bottom were responsible for thickness changes in the white crinoidal limestone; however, the scale extent and pattern of such changes are still highly hypothetical, and careful field studies would be needed to discriminate between sedimentary condensation versus tectonic reductions of the crinoid limestone thickness*, oraz forsowanie niewłaściwego modelu stref sedymentacji krynoidowej w basenie skałkowym (Birkenmajer 2007, fig. 20).

Skalka
Czorsztyn-Sobótka
 Czorsztyn-Sobótka
 Klippe

Wąwóz Homole
 Homole Gorge



Po pierwsze, sugerowany w tym modelu czas sedymentacji wapieni krynoidowych określony na „środkowy bajos-wczesny baton” nie znajduje żadnego stratygraficznego uzasadnienia, zwłaszcza, jeśli chodzi o górny zasięg czasowy ich sedymentacji (patrz wyżej; por. też Krobicki & Wierzbowski 2004, 2009). Po drugie natomiast, równoczesowa sedymentacja wapieni krynoidowych (formacje: wapienia ze Smolegowej, wapieni z Flaków i wapienia z Krupianki) z czerwonymi wapieniami bulastymi facji *Ammonitico Rosso* (formacja wapienia niedzickiego) nie znajduje obecnie żadnego potwierdzenia w świetle detalicznych danych biostratygraficznych (Krobicki & Wierzbowski 2004, 2009, Wierzbowski *et al.* 2004). Ponadto, udokumentowane przez geologów słowackich, bajoskie (mega) brekcje wapienne – brekcja z Krasin (= brekcja krasínska) (Mišík *et al.* 1994, Aubrecht 2001, 2008, Aubrecht *et al.* 1997, Aubrecht & Szulc 2006) – bardzo dobrze korespondują z zaproponowanymi tutaj geotektonicznymi uwarunkowaniami bajoskiej przebudowy wynoszonego tektonicznie grzbietu czorsztyńskiego z obszarami przyległymi (tu – strefa sedymentacji sukcesji czorsztyńskiej). Nazwa tych utworów pochodzi od wsi Krasin na Słowacji, gdzie znajduje się stratotyp tej litostratygraficznej jednostki (Mišík *et al.* 1994), a skąd opisano potężne synsedymencyjne brekcje wapienne w obrębie wapieni krynoidowych formacji wapienia ze Smolegowej i wapienia z Krupianki, interpretowane jako podmorskie brekcje skarpowe/klifowe (Aubrecht 2001, 2008, Aubrecht *et al.* 1997, Aubrecht & Szulc 2006) dokumentujące bajoską synryftową tektonikę synsedymencyjną w basenie pienińskim.

Fig. 4. Profile litostratygraficzne sukcesji czorsztyńskiej skałki Czorsztyń-Sobótka w Czorszynie i wawozu Homole w Jaworkach (wg Birkenmajera 1977, zmodyfikowane) z dobrze widoczną różnicą w pierwotnej miąższości wapieni krynoidowych formacji wapienia ze Smolegowej.

Objaśnienia litologii: 1 – ciemnoszare/czarne margle/wapienie margliste, 2 – czarne łupki sferysyderytowe, 3 – białe wapienie krynoidowe (z konkrekcjami fosforytowymi w spągu – czarne kropki), 4 – czerwone/różowe wapienie krynoidowe, 5 – czerwone wapienie bulaste, 6 – różowe mikrytowe wapienie kalpionellowe, 7 – kremowe mikrytowe wapienie kalpionellowe, 8 – kremowe wapienie brachiopodowo-krynoidowe, 9 – wapienna brekcja sedymentacyjna, 10 – różowo-kremowe wapienie brachiopodowo-krynoidowe, 11 – wiśniowe wapienie krynoidowe, 12 – fioletowo-czerwone margle, 13 – zielone margle, niekiedy z czerstami, 14 – zielone i pstre margle globotruncanowe

Fig. 4. Lithostratigraphical columns of the Czorsztyń Succession of the Czorsztyń-Sobótka Klippe in Czorsztyń and Homole Gorge in Jaworki village (after Birkenmajer 1977, modified) with good visible of primary differentiation of thickness of crinoidal limestones of the Smolegowa Limestone Formation. Explanations of lithology: 1 – dark-grey/black marls/marly limestones, 2 – black spherosideritic shales, 3 – white crinoidal limestones (with phosphatic concretions in base – black dots), 4 – red/pink crinoidal limestones, 5 – red nodular limestones, 6 – pink micritic *Calpionella*-bearing limestones, 7 – creamy micritic *Calpionella*-bearing limestones, 8 – creamy brachiopodic-crinoidal limestones, 9 – limestone sedimentary breccia, 10 – pink-creamy brachiopodic-crinoidal limestones, 11 – cherry crinoidal limestones, 12 – violet-red marls, 13 – green marls, sometimes with cherts, 14 – green and variegated *Globotruncana*-bearing marls

KONKLUZJE

Wapienie krynoidowe pienińskiego pasa skałkowego, na ogół niezawierające innych skamieniałości niż fragmenty liliowców, są w swojej najniższej części relatywnie bogate w skamieniałości amonitów. Ta właśnie unikatowa fauna, stała się podstawą bardzo precyzyjnego określenia momentu istotnej przebudowy geotektonicznej w pienińskim basenie skałkowym, związanej z wyraźną luką stratygraficzną pomiędzy omawianymi wapieniami a niżej leżącymi łupkami sferosyderytowymi formacji łupków ze Skrzypnego (Krobicki & Wierzbowski 2004, Krobicki 2006), datując w ten sposób dokładny czas uformowania się po raz pierwszy w historii basenu pienińskiego grzbietu czorsztyńskiego, który od tego momentu oddzielił baseny Karpat Wewnętrznych od basenów Karpat Zewnętrznych (Golonka & Krobicki 2004, Jurewicz 2005). Obecność dużej ilości ziaren kwarcu i różnorodnych klastów w wapieniach krynoidowych (por. Birkenmajer 1963, 1977, 1979; patrz również – Aubrecht 1993, Mišík & Aubrecht 1994), także dokumentuje wynurzenie dużej części grzbietu czorsztyńskiego w tym czasie (Birkenmajer 1963, 1986, Aubrecht 1997). To bajoskie wynoszenie grzbietu było związane z ryftową fazą ewolucji basenu pienińskiego i najprawdopodobniej odpowiada pierwszym epizodom ruchów fazy mezokimeryjskiej orogenezy alpejskiej (Golonka *et al.* 2003, Golonka & Krobicki 2004), której w basenach karpaccich odpowiada tzw. faza krasínska (krasińska) wyróżniona tutaj przez Plaśienkę (2003). Całość tych zjawisk doskonale odpowiada w czasie bajoskiemu etapowi ryftowania centralnego Atlantyku (Withjack *et al.* 1998), a postulowany początek oceanicznej ekspansji alpejskiej Tetydy również przypada na bajos (Bill *et al.* 2001). Dochodzi wówczas do przypuszczalnego otwarcia oceanu liguryjsko-pennińskiego, którego przedłużeniem północno-wschodnim był basen pieniński i magurski (Winkler & Ślaczka 1994, Golonka & Krobicki 2001, Golonka *et al.* 2006, Krobicki & Golonka 2008).

Badania były finansowane z funduszu badań statutowych Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH (11.11.140.447).

LITERATURA

- Andrusov D., 1945. Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v zapadných Karpatoch. Ě. IV & V: Stratigrafia doggeru, malmu a kriedy. *Práce Štatneho Geologického Ústavu ĚSR*, 13, Bratislava, 1–176.
- Andrusov D., 1953. Étude géologique de la zone des Klippes internes des Carpathes Occidentales. *Geologické Práce Slovenskej Akademie Vied & Úmjetnosti*, 34, 1–149.
- Aubrecht R., 1993. Clastic admixture in Dogger crinoidal limestones of Czorsztyn Unit. *Geologica Carpathica*, 44, 2, 105–111.
- Aubrecht R., 1997. Indications of the Middle Jurassic emergence in the Czorsztyn Unit (Pieniny Klippen Belt, eastern Carpathians). *Geologica Carpathica*, 48, 2, 71–84.

- Aubrecht R., 2001. New occurrences of the Krasín Breccia (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): indication of Middle Jurassic synsedimentary tectonics. *Acta Geologica Universitatis Comenianae*, 56, 35–56.
- Aubrecht R., 2006. Field trip B3 – Inside Tethys. Pieniny Klippen Belt of Western Slovakia. Stop B3.7 – Hatné Klippe – cross-bedded Bajocian crinoidal limestones (Czorsztyń Succession). W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guidebook, 7th International Congress on the Jurassic System, Krakow (Poland) 6–18.09.2006*, 96–97.
- Aubrecht R., 2008. Krasín Klippe – Middle Jurassic syntectonic cliff breccia. W: Németh Z. & Plašienka D. (eds), *SlovTec 08, 6th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 13th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS), Upohlav 23–26.04.2008*, Pieniny Klippen Belt, Slovakia, *Proceedings and Excursion Guide*, State Geological Institute of Dionyz Stur, Bratislava, 231–232.
- Aubrecht R. & Szulc, J., 2006. Deciphering of the complex depositional and diagenetic history of a scarp limestone breccia (Middle Jurassic Krasin Breccia, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Sedimentary Geology*, 186, 265–281.
- Aubrecht R. & Túnyi I., 2001. Original orientation of neptunian dykes in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): the first results. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, 31, 557–578.
- Aubrecht R., Mišík M. & Sýkora M., 1997. Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyń Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. W: Plašienka D., Hók J., Vozár J. & Ellecko M. (eds), *Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas*, Dionyz Stur Publisher, Bratislava, 53–64.
- Began A., 1969. Geologicke pomery bradlového pásma na strednom Považí. *Zborník Geologických Vied*, 11, 55–103.
- Bill M., O'Dogherty L., Guex J., Baumgartner P.O. & Masson H., 2001. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. *Geological Society of America Bulletin*, 113, 129–143.
- Birkenmajer K., 1958. *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałowym. Część III*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 5–72.
- Birkenmajer K., 1959. Seria czertezińska – nowa seria skałowa Pienin. *Acta Geologica Polonica*, 9, 4, 499–517.
- Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałowego Polski. *Studia Geologica Polonica*, 9, 1–380.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt. *Studia Geologica Polonica*, 45, 1–158.
- Birkenmajer K., 1979. *Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałowym*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–236.

- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88, 7–32.
- 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.
- 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.
- Głuchowski E., 1987. Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts. Poland. *Studia Geologica Polonica*, 94, 7–102.
- Głuchowski E., Krawczyk A.J., Myszkowska J. & Słomka T., 1986. Litofacje i fauna wapienia krynowidowego bajosu jednostki czorsztyńskiej koło Dursztyna (pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, 88, 143–155.
- Golonka J. & Krobicki M., 2001. Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and paleoclimatic perspective. *Geological Quarterly*, 45, 15–32.
- Golonka J. & Krobicki M., 2004. Jurassic paleogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110, 1, 5–14.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N. & Ślęczka A., 2006. Modelowanie palinspastyczne i mapy paleogeograficzne Karpat w fanerozoiku. W: Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (eds), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków, 19–43.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślęczka 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 of London Special Publications*, 208, 138–158.
- Grabowski J., Krobicki M. & Sobień K., 2008. New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians – evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyń Ridge in the Mesozoic. *Geological Quarterly*, 52, 1, 31–44.
- Jurewicz E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geologica Polonica*, 55, 3, 295–338.
- Krobicki M., 2002. Bajocian phosphatic event in the Pieniny Klippen Belt, Polish and Slovakian Carpathians. *6th International Symposium on the Jurassic System, Mondello, Sicily (Italy), Abstracts and Program*, 103.
- Krobicki M., 2003. Środkowojurajska (bajos) fosfatacja w pienińskim pasie skałkowym. *Tomy Jurajskie*, 1, 116–117.

- Krobicki M., 2006. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Outer Carpathians. Stop A5 – Falsztyn – Czorsztyn Succession (Aalenian-Bajocian). W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A, Pieńkowski G. & Uchman A. (eds), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guidebook, 7th International Congress on the Jurassic System, Krakow (Poland) 6–18.09.2006*, 39–41.
- Krobicki M. & Golonka J., 2006. Field trip A – From Tethyan to Platform Facies. Pieniny Klippen Belt. W: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A, Pieńkowski G. & Uchman A. (eds.), *Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians, Field trip guidebook, 7th International Congress on the Jurassic System, Krakow (Poland) 6–18.09.2006*, 15–22.
- Krobicki M. & Golonka J., 2008. Geological history of the Pieniny Klippen Belt and Middle Jurassic black shales as one of the oldest deposits of this region – stratigraphical position and palaeoenvironmental significance. *Geoturystyka*, 2, 13, 3–18.
- Krobicki M. & Uchman A., 2003. Trace fossils *Curvolithus* from the Middle Jurassic crinoidal limestones of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Geologica Carpathica*, 54, 175–180.
- Krobicki M. & Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2, 69–82.
- Krobicki M. & Wierzbowski A., 2009. Środkowojurajskie (bajos-baton) wapienie bulaste sukcesji czertezickiej pienińskiego basenu skałkowego Polski i ich znaczenie paleogeograficzne – fakty i kontrowersje. *Przegląd Geologiczny*, 57, 7, 600–606.
- Krobicki M., Poprawa P. & Golonka J., 2006. Wczesnojurajsko-późnokredowa ewolucja basenu pienińskiego pasa skałkowego w świetle analizy subsydencji tektonicznej. W: Oszczytko N., Uchman A. & Malata E. (eds), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków, 165–178.
- Krobicki M., Matyja B.A., Pszczółkowski A., Uchman A. & Wierzbowski A., 2008. Jura. W: Wagner R., (Ed.), *Tabela stratygraficzna Polski. Karpaty*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mišík M., 1994. The Czorsztyn submarine ridge (Jurassic-Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): an example of a pelagic swell. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 86, 133–140.
- Mišík M. & Aubrecht R., 1994. The source of rock fragments in the Jurassic crinoidal limestones of the Pieninicum (Klippen Belt, Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 45, 3, 159–170.
- Mišík M., Sýkora M. & Aubrecht R., 1994. Middle Jurassic scarp breccias with clefts filled by Oxfordian and Valanginian-Hauterivian sediments, Krasín near Dolná Súča (Pieniny Klippen Belt, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 45, 6, 343–356.

- Neumayr M., 1871. Jurastudien 3, Folge 5: Der penninische Klippenzug. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 21, 451–536.
- Plašienka D., 2003. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, 94, 79–98.
- Segit T., 2008. Phosphatic shales in the Aalenian of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) – new data from Poland and Slovakia. *Mineralia Slovaca (Geovestnik)*, 40, 3–4, 251–252.
- Uhlig V., 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen, II Theil – Der pieninische Klippenzug. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 40, 559–824.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A. & Schlögl J., 2004. Stratigraphic and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 237–256.
- 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.
- Winkler W. & Ślaczka A., 1994. A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. *Geologica Carpathica*, 45, 71–82.
- Withjack M.O., Schlische R.W. & Olsen P.O., 1998. Diachronous rifting, drifting, and inversion on the passive margin of central eastern North America: an analog for other passive margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82, 817–835.
- Žytko K., Zajac R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E. & Stráňík Z., 1989. Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland. W: Poprawa D. & Nemčok J. (eds), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa/GUDŠ Bratislava/Uug Praha.