

Charakterystyka sedymentologiczna górnej części warstw szydlóweckich

Aleksandra Vierek¹



Sedimentology of the upper part of the Szydłówek Beds. Prz. Geol., 56: 848–856.

A b s t r a c t. The Givetian to Frasnian boundary interval in the N part of the Kielce region (Holy Cross Mts.) consists of dark-coloured shales, marls and micritic limestones defined as Szydłówek Beds. The upper parts of the Szydłówek Beds are well exposed in the Kostomłoty-Mogilki and Górnio-Józefka quarries. These sections are situated in Kostomłoty transitional facies zone between the shallow-water carbonate platform and the deeper Łysogóry basin. The uppermost parts of the Szydłówek Beds comprise many fine-grained intercalations: laminated calcisiltites, calcarenites, calcirudites and coquinas beds.

The shales, marls and micritic limestones are hemipelagic deposits of deep, quiet and oxygen-depleted basin, whereas grained limestones correspond with shallower water and higher energy environment. Laminated calcisiltites and finer calcarenites originated in the environment below storm wave base and are interpreted as surge-like turbidity flows deposits. Thicker calcarenites, calcirudites, and coquinas beds were deposited about storm wave base and are interpreted as tempestites.

Keywords: Holy Cross Mountains, Frasnian, carbonates, storm deposits, surge-like turbidity flows

Profil franu zachodniej i centralnej części Gór Świętokrzyskich wypełniają charakterystycznie wykształcone warstwy szydlóweckie i kostomłockie. Nazwy „warstwy szydlóweckie” po raz pierwszy użył Gürich (1896), w niemieckim wówczas brzmieniu *Stinkalke von Szydłówek*. W języku polskim wprowadził ją Sobolew (1909), opisując wyraźnie wyodrębniający się pakiet przeławicających się ciemnych wapieni marglistych i łupków. Kompleks ten, miąższości ok. 100 m (Malec, 2003), jest podścielony dolomitami i warstwami biostromalno-marglistymi Laskowej Góry, w stropie zaś graniczy z ziarnistymi wapieniami górnego dewonu, określanymi jako warstwy kostomłockie (Szulczewski, 1981).

Dolna i najwyższa część warstw szydlóweckich jest zbudowana z wapieni mikrytowych i, sporadycznie, bioklastycznych, na podstawie których wydzielono trzy kompleksy (set A-C wg Rackiego i in., 1985; Rackiego & Bultyncka, 1993). Środkowy kompleks to monotonne przeławicenia łupków i wapieni marglistych z horyzontami septariowymi i skorupami wielkich ramienionogów. W dolnej części występują powszechnie stylioliny, ramienionogi, szczątki krynoidów i trylobitów. Górna część zawiera skamieniałości mocno pokruszone i zniszczone. W najwyższej części profilu Racki i in. (1985; 2004) wydzielili dwa charakterystyczne poziomy: goniatytowy i styliolino-wy. Ich obecność, potwierdzona badaniami geochemicznymi, sugeruje środowisko mocno zubożone w tlen.

Środkowa, uboga w konodonty część warstw szydlóweckich wyznacza granicę żywet-fran (Racki, 1985). Ich górna część leży już w dolnym — zona *transitans* z *Ancyrodella priamosica* i środkowym franie — zona *punctata* z *Ancyrodella gigas* (Racki i in., 2004).

Warstwy szydlóweckie łączą z kostomłockimi stopniowe przejście poprzez nikańce wkładki ciemnych łupków i wapieni marglistych do pojawiających się wapieni laminowanych i ziarnistych. Pierwsza wyraźna i gruba (~0,5 m wg Rackiego i in., 1985; Rackiego & Bultyncka, 1993) warstwa kalcyrudytu definiuje strop i spąg granicznych jednostek.

Lokalizacja obszaru badań, cel i metodyka badań

Badania prowadzono w dwóch odsłonięciach: w nieczynnym kamieniołomie Kostomłoty-Mogilki oraz w czynnym wyrobisku Józefka w Górnio (ryc. 1).

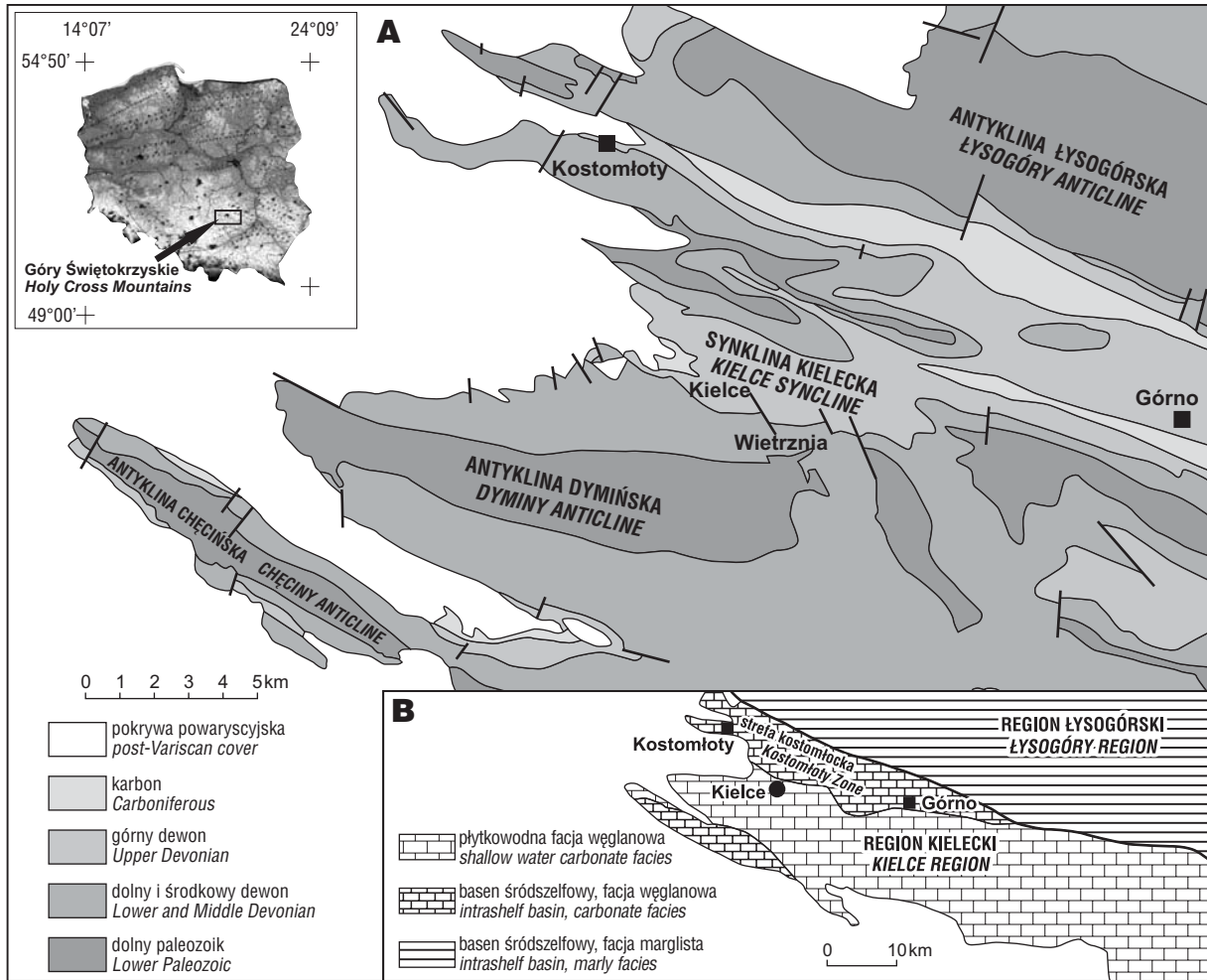
Kostomłoty leżą w północno-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, kilka kilometrów na północny zachód od Kielc. Kamieniołom Mogilki odsłania wschodnią stronę Wzgórz Kostomłockich. Duży, czynny kamieniołom na wzgórzach Józefka leży bliżej centralnej części Gór Świętokrzyskich, ok. 1,4 km na południe od Górna.

Pod względem paleogeograficznym obydwa odsłonięcia zajmują miejsce w kostomłockiej strefie przejściowej między płytkowodną, stromatoporoidowo-koralową platformą kielecką a głębszym basenem łysogórskim. Ten przejściowy, kostomłocko-łysogórski basen reprezentuje niewielką część zatopionego szelfu Laurazji, utworzonego w późnym eiflu w wyniku pogłębiania zbiornika. Warstwy szydlóweckie są przykładem depozycji hemipelagicznej w wodach zubożonych w tlen i sporadycznie zasilanej w detrytus bioklastyczny zniesiony z sąsiedniej kieleckiej platformy węglanowej (Racki, 1993; Racki & Bultyncka, 1993).

Stratygrafia warstw szydlóweckich i kostomłockich (m.in. Szulczewski, 1981; Racki, 1985; Racki i in., 1985; Racki & Bultyncka, 1993; Pisarzowska i in., 2006), ich tektonika (Salwa, 2007), niezwykle bogactwo i różnorodność skamieniałości (np. Nowiński, 1992; Racki & Soboń-Podgórska, 1992; Racki, 1993) oraz charakterystyka geochemiczna (Racki i in., 2004) od wielu lat są przedmiotem badań i dyskusji, prowadzonych na łamach czasopism o zasięgu ogólnopolskim i szerszym. W tej sytuacji dokładna analiza sedymentologiczna i mikrofacjalna charakterystycznie wykształconej górnej części warstw szydlóweckich uzupełni i podsumuje opis tej jednostki. Dodatkowo na podstawie wyników badań sedymentologicznych spróbowano określić genezę i mechanizm transportu wapieni ziarnistych pojawiających się w górnej części warstw szydlóweckich.

W trakcie badań polowych wykonano dwa profile litologiczne (o długości 9,3 m oraz 14 m — ryc. 2) najwyższej części warstw szydlóweckich oraz pobrano charakterystyczne próbki skalne, z których wykonano zgłady i płytki cienkie małe- (2,5 × 5,5 cm) i wielkoformatowe (5,5 × 8,0 cm). Analizę mikrofacjalną przeprowadzono według klasyfikacji i nomenklatury Folka (1959; 1962) oraz Dunhama (1962).

¹Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; aleksandra.vierek@us.edu.pl



Ryc. 1. Lokalizacja badanych odsłonięć na tle: **A** — mapy geologicznej zachodniej części Gór Świętokrzyskich (wg Szulczewskiego, 1971); **B** — paleogeografii żywetu i franu Gór Świętokrzyskich (wg Rackiego, 1993)

Fig. 1. Location of the Kostomłoty and Górno quarries studied against **(A)** geological map of the western Holy Cross Mts. (after Szulczewski, 1971) and **(B)** paleogeographic pattern of the Givetian to Frasnian of Holy Cross Mts. (after Racki, 1993)

Kostomłoty-Mogilki

W odsłonięciu jest widoczna górna część warstw szydlówcekich zbudowanych z monotonych przeławiczeń ciemnych łupków marglistych i wapieni mikrytowych oraz gruzłowych (ryc. 2), w większości mocno zaburzonych tektonicznie. Ku stropowi kompleksu miąższość i ilość łupków marglistych i wapieni mikrytowych stopniowo się zmniejsza. Pojawiają się wapienie mikrytowe, początkowo z niewyraźnymi smugami, przeobrażającymi się w laminację poziomą (warstwa nr 7), następnie drobne kalkarenity (warstwa nr 12) przechodzące w kalcyrudyty (warstwa nr 42).

Laminowane kalcysylity

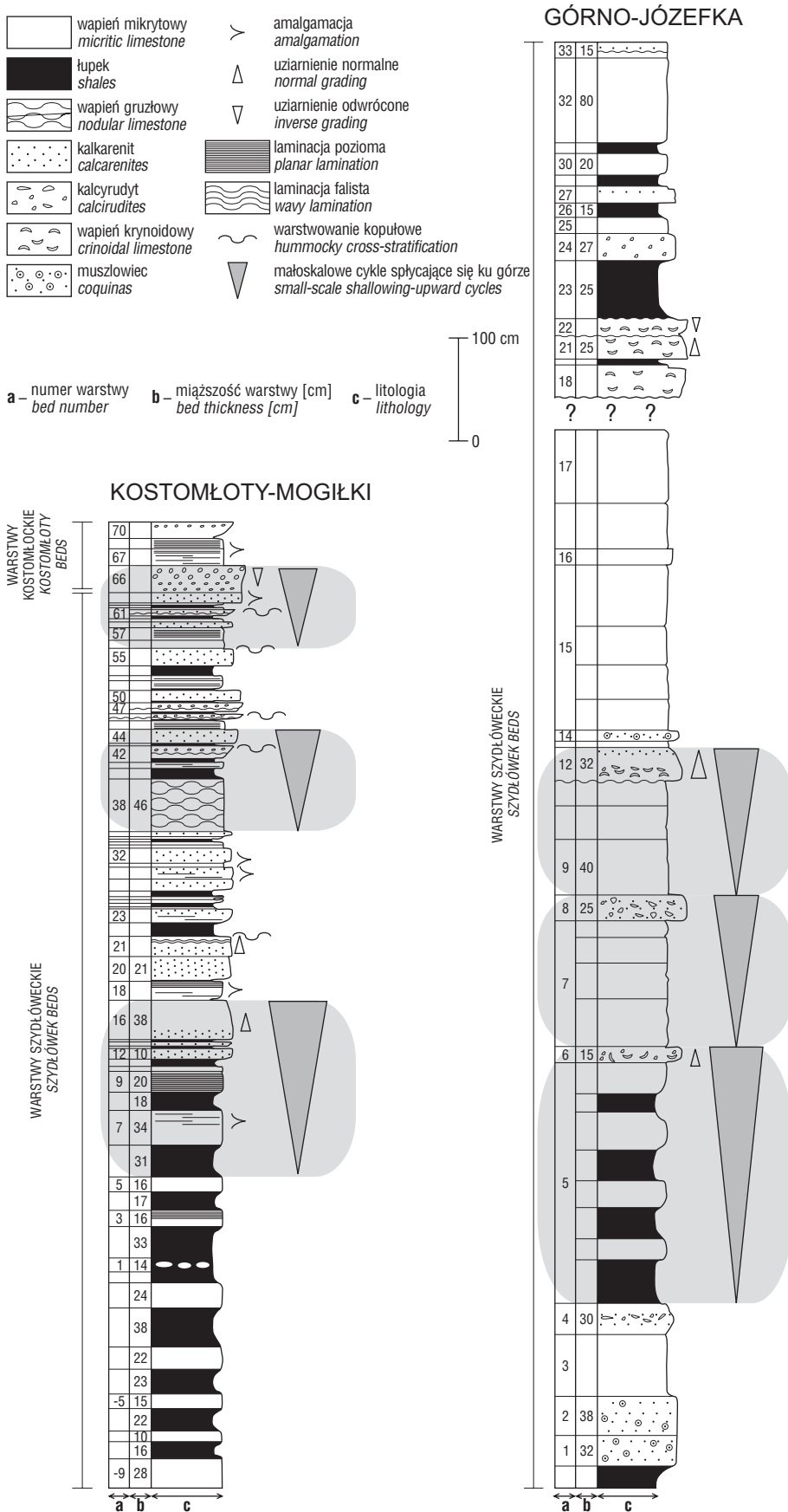
Opis: cienko- i średnioławicowe (5–20 cm), poziomo laminowane, niekiedy lekko bitumiczne wapienie mikrytowe charakteryzujące się prostymi i wyraźnymi powierzchniami granicznymi (ryc. 3A). Zbudowane są z warstewek o przeciętnej grubości 2–5 mm i o różnych wzajemnych proporcjach następujących składników: szkielety styliolin, peloidy, pokruszony detrytus bioklastów (głównie ramionogi, krynoidy, trylobity), kalcyfery i wapienno-ilaste, mikrytowe tło skalne. Najczęściej następstwo lamin jest związane ze wzbogacaniem w peloidy i bioklasty (lamin biopelsparytowe — pakston) lub przeciwnie, w materiał

najdrobniejszy (laminy mikrytowe — madston). Niekiedy brak jest najdrobniejszych frakcji mikrytowych i wówczas laminacja jest efektem przeławiczenia cienkich lamin pelsparytowych i grubszych biopelsparytowych. W obrazie płytki cieniwej widać pojedyncze stylolity (ryc. 3B).

Interpretacja: laminacja pozioma najczęściej jest związana z 1) szybką depozycją w warunkach słabnącej energii środowiska, 2) opadaniem z zawiesiny, 3) działalnością falowania. Muły lub drobniejsze piaski węglanowe podniesione z dna przez impuls początkowy (np. sztorm lub wstrząs sejsmiczny) tworzą zawiesinę spływającą w dół po stoku. Wówczas cienkie laminy mogą reprezentować końcowy produkt dennych spływów grawitacyjnych, takich jak prądy turbidytowe (Stow & Bowen, 1978; Kalvoda i in., 1999; Bábek i in., 2007) lub dystalne tempestyty deponowane w czasie słabnących sztormów, kiedy prądy generowane falowo już nie docierają do dna (np. Reineck & Singh, 1972; Lee & Kim, 1992). Reasumując, środowisko depozycji tych wapieni było oddalone od brzegu, niewątpliwie poniżej dolnego zasięgu fal sztormowych (por. Albani i in., 2005).

Kalkarenity

Opis: cienko- i średnioławicowe wapienie (5–38 cm), często uziarnione frakcjonalnie. Ku stropowi gradacja przechodzi w laminację poziomą lub falistą, niekiedy widać

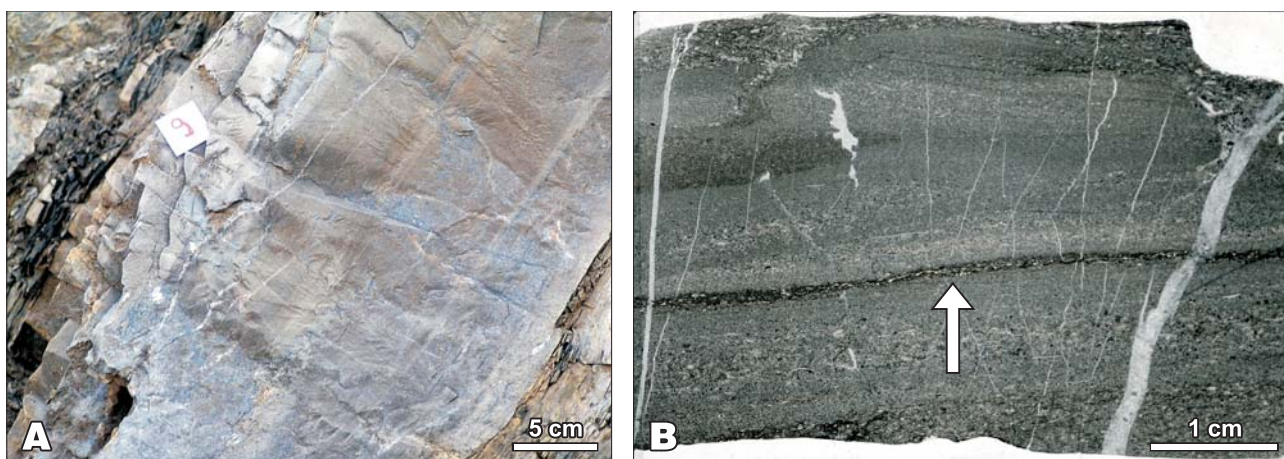


Ryc. 2. Profile litologiczne górnej części warstw szydłóweckich w odsłonięciach Kostomłoty-Mogiłki i Góрно-Józefka
 Fig. 2. Lithological sections of the upper part of the Szydłówek Beds in the Kostomłoty- Mogiłki and Góрно-Józefka quarries

asymetryczne, małoskalowe warstwowanie kopułowe (por. Myrow i in., 2002). Górna powierzchnia warstwy jest najczęściej undulowana. Spąg jest erozyjny i ma zróżnicowany relief — płaski, lekko falisty lub z wyraźnymi v-kształtnymi depresjami (ryc. 4A, B). Są to umiarkowanie wysortowane pakstony i grainstony. Tło skalne, w zdecydowanej większości zrekrystalizowane, jest zbudowane z mikroparu lub sparytu. Składniki ziarniste są reprezentowane przez różną ilość peloidów i grudek agregacyjnych (od 25% do 75% w poszczególnych próbach), pojedyncze, słabo obtoczone, drobne (do 1–2 mm) jednorodnie mikrytowe intraklasty oraz detrytus ramienionogów, szkarłupni, pojedyncze stylioliny i rzadkie kalcysfery.

Część alochemów, podobnie jak i tło skalne, uległa rekrystalizacji. W porach i spękaniach jest obecny grubokrystaliczny cement mozaikowy. Granice między kryształami są proste lub rzadziej suturowe. W tle są widoczne pojedyncze, nieregularne stylolity (*sensu* Flügel, 2004, s. 319). W stropowej części pojawia się laminacja, wynikająca z segregacji materiału ziarnistego w laminki pelsparytowe i grubsze, kilkumilimetrowe laminy biopelsparytowe.

Interpretacja: gradacja ziaren i erozyjna podstawa wskazują na zdarzeniowy typ depozycji. Widoczne struktury denne oraz warstwowanie kopułowe są uznawane w literaturze za diagnostyczne cechy osadów sztormowych (np. Kreisa, 1981; Aigner, 1985; Wright, 1986; Monaco, 1992). Niewielka miąższość ławic kalkarenitowych, drobne ziarno oraz brak amalgamacji sugerują dystalną sztormową depozycję (czyli tempestyty dystalne) poniżej sztormowej podstawy falowania. Zdarzenia sztormowe mogły również zapoczątkować gęste, turbulenty spływy (por. Kreisa, 1981; Bábek i in., 2007), których efektem jest depozycja z zawiesiny w głębszych wodach i powstanie kalcyturbidytów (tu: płaski, erozyjny spąg, gradacja, laminacja pozioma).



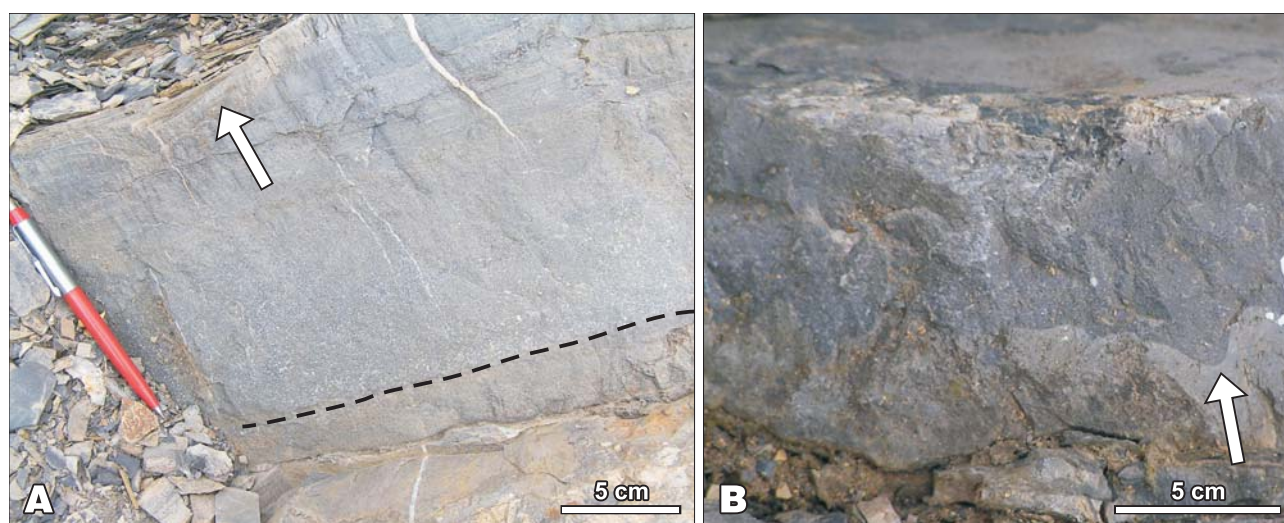
Ryc. 3. Laminowane kalcysylity; **A** — odsłonięcie Kostomłoty-Mogiłki; warstwa nr 9 na ryc. 2; **B** — poziome laminy pelsparytowe i biopelsparytowe przechodzą ku górze w laminację falistą, strzałką zaznaczono szew stylolitowy; odsłonięcie Kostomłoty-Mogiłki, płytka cienka, próbka 21

Fig. 3. Laminated calcisiltites; **A** — Kostomłoty-Mogiłki quarry, bed 9 in Fig. 2; **B** — pelsparites/biopelsparites, horizontal lamination passing into wavy lamination, an arrow indicates stylolites; Kostomłoty-Mogiłki quarry, thin section, sample 21

Kalcyrudyty

Opis: cienko- i średnioławicowe warstwy (12–32 cm) o rozproszonym szkielecie ziarnowym i złym wysortowaniu, zbudowane z półobtoczonych i obtoczonych (0,5 wg diagramu — Krumbein & Sloss, 1963) mikrytowych intraklastów. Klasty mają kształt kulisty (ich wielkość waha się od kilku milimetrów do 2,0 cm) oraz wydłużony (dłuższa oś dochodzi do 12 cm). Wydłużone klasty są ułożone równoległe do warstwowania. Pierwsze pojawiające się w profilu kalcyrudyty (warstwa nr 42, 47) mają erozyjny spąg z u- i v-kształtnymi wyraźnymi strukturami dennymi oraz undulowany strop (ryc. 5A). Graniczna warstwa kalcyrudytowa (nr 66) między stropem warstw szydlówcekich a spągiem kostomłockich ma wyraźne, proste powierzchnie dolne i górne oraz charakteryzuje się odwróconą gradacją ziarna (ryc. 5B). Kalcyrudyty są umiarkowanie wysortowanymi grainstonami i rudstonami. W grubym, mikrosparytowym i sparytowym tle skalnym „pływają” luźno rozmieszczone intraklasty zbudowane z mikrytu

z niewielką (maks. do 10%) ilością bioklastów — styliolin, ramienionogów, pojedynczych otwornic wielokomorowych i kalcyssfery. Kontakt między klastami a tłem skalnym jest najczęściej prosty i wyraźny, niekiedy podkreślony szwami stylolitowymi. Zdarzają się również klasty o „rozmytych” granicach, świadczące o słabszej lityfikacji pierwotnego osadu. Poza intraklastami w tle skalnym są obecne peloidy i grudki agregacyjne (10–40%) oraz bioklasty ramienionogów, krynoidów, stylioliny, pojedyncze klacysfery, rzadkie trylobity i zrekrystalizowany fragment mszywiola. Sporadycznie niewielkie pozostałości mikrytowego tła są przyczępione do większych szczątków szkieletowych. Osad został scementowany grubym, mozaikowym kalcytem i był poddany naciskowi, o czym świadczą nieregularne oraz kopułowe stylolity (*sensu* Flügel, 2004, s. 319). Widoczna w obszarze płytki cienkiej dolna, erozyjna granica ma mocno urozmaicony relief i wyraźne struktury denne wypełnione bio- i intraklastami.



Ryc. 4. Ławice kalkarenitowe: **A** — widoczny płaski, erozyjny spąg oraz uziarnienie frakcyjne zakończone laminacją poziomą przechodzącą w małoskalowe warstwowanie kopułowe (strzałka); Kostomłoty-Mogiłki, warstwa 21 na ryc. 2; **B** — granica erozyjna z wyraźną v-kształtną strukturą denną (strzałka); Kostomłoty-Mogiłki, warstwa 61 na ryc. 2

Fig. 4. The calcarenite beds: **A** — flat, erosional base, graded bedding with horizontal lamination passing into small-scale hummocky cross-stratification (arrow); Kostomłoty-Mogiłki, bed 21 in Fig. 2; **B** — erosional base with distinct v-shaped depressions — gutter casts (arrow); Kostomłoty-Mogiłki, bed 61 in Fig. 2

Interpretacja: erozyjny spąg z licznymi i wyraźnymi strukturami dennymi oraz undulowany strop (warstwy nr 42, 46 i 47) pozwala wiązać te warstwy ze zdarzeniami sztormowymi. Większa frakcja osadu w porównaniu z kalkarenitami sugeruje większą energię i środowisko bliżej sztormowej podstawy falowania.

Złe wysortowanie, nieregularna orientacja klastów, rozproszony szkielet ziarnowy oraz ostra podstawa i strop są to cechy warstwy nr 66, zaznaczającej strop warstw szydlówcekich, wskazujące na depozycję typu *debris-flow* (Middleton & Hampton, 1976; Lash, 1984). Gruboziarniste, sparytowe tło skalne nie zapewnia jednak właściwej kohezji koniecznej do rozwoju tego typu spływów. Dlatego w powiązaniu z wcześniej opisywanymi kalkarenitami i kalcyrudytami można powstanie tej warstwy również łączyć ze zjawiskami sztormowymi. Lee i Kim (1992, tab. 1) podobnie zbudowane osady uznali za depozycję sztormową, z uwagi na ostrą podstawę, dobre obtoczenie materiału i bioklastyczną matriks.

Górno-Józefka

Wykształcenie litologiczne stropowej części widocznych tu warstw szydlówcekich jest nieco odmienne od opisywanego wcześniej odsłonięcia. Są to rytmiczne, monotonne serie ciemnoszarych wapieni marglistych i łupków o znacznej miąższości. Stopniowo pojawiają się cienkie i średnie warstwy ziarniste: podobne jak w Mogiłkach kalkarenity i charakterystyczne, nieznanne z poprzedniej odkrywki, warstwy muszlowców (ryc. 2). Wyżej położone warstwy wapienia mikrytowego uległy częściowej dolomityzacji. Niestety, w odsłonięciu nie zaobserwowano przejścia w nadległe warstwy kostomłockie, m.in. z powodu prowadzonej na bieżąco eksploatacji, która mocno utrudniała obserwacje terenowe.

Wykształcenie warstw kalkarenitowych nie odbiega od opisywanych wcześniej w Mogiłkach utworów tej samej frakcji, dlatego w opisie uwzględniono tylko warstwy muszlowe.

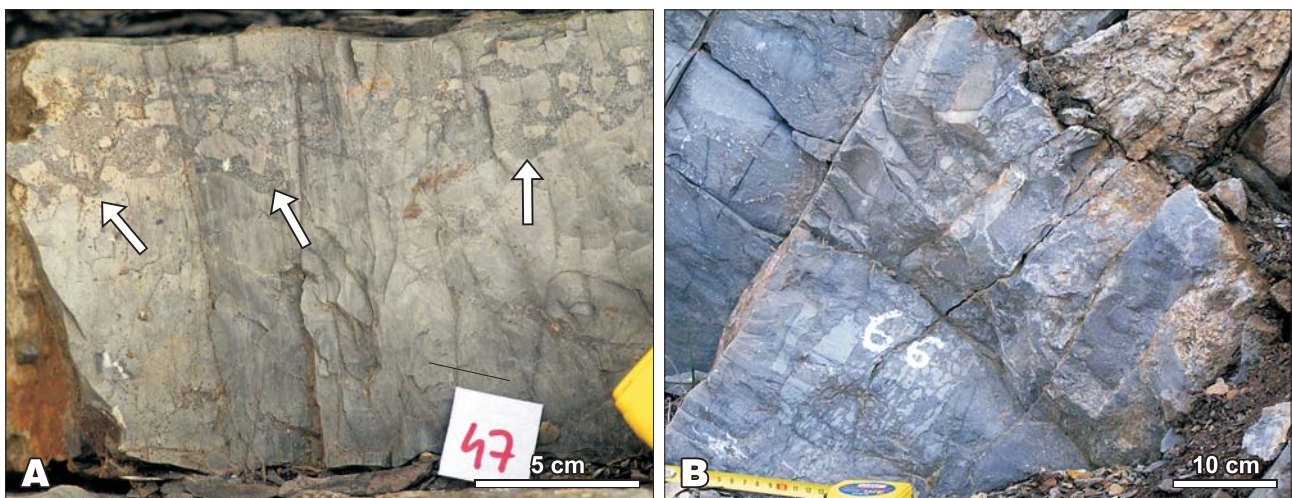
Muszlowce

Opis: cienko- i średnioławicowe (10–32 cm) wapienie z licznie nagromadzonymi, zwykle nieuszkodzonymi skorupami ramienionogów i rzadziej krynoidów. Warstwy mają zarówno zwarty, jak i rozproszony szkielet ziarnowy, a materiał muszlowy, z których są zbudowane, jest umiarkowanie dobrze wysortowany i najczęściej uziarniony frakcjonalnie. Grube, większe i nieuszkodzone muszle są zgromadzone przy spągu, ku górze zaś wzrasta ilość materiału drobniejszego i bardziej pokruszonego. Poszczególne elementy są ułożone równoległe do warstwowania, stroną wypukłą ku górze lub ku dołowi (ryc. 6A). Często skorupy są włożone jedna w drugą. W jednej tylko warstwie (nr 22) zauważono wyraźne położenie muszli stroną wypukłą ku dołowi (ryc. 6B). Powierzchnia spągowa jest zróżnicowana, od słabo zaznaczonej przejściowej granicy do wyraźnej erozyjnej (ryc. 6A, B). Powierzchnie erozyjne mają często kilkucentymetrowe wgłębienia wypełnione muszlami. W spągu oprócz materiału bioklastycznego pojawiają się sporadycznie drobne, kilkumilimetrowe intraklasty. Powyżej warstw muszlowców częste są interwały wapieni laminowanych poziomo lub fałście.

Wyróżniono dwie mikrofacje muszlowców:

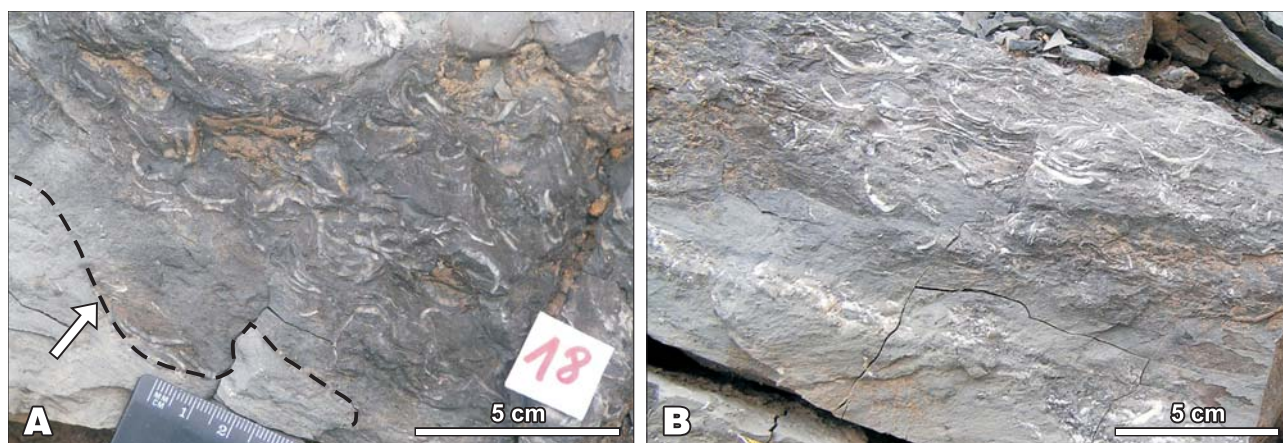
□ (MF1) umiarkowanie wysortowane biofloatstony z luźno i nieregularnie rozrzuconymi w mikrytowym tle skalnym, najczęściej dobrze zachowanymi skorupami ramienionogów i fragmentami krynoidów. Niektóre skorupy uległy rekrytalizacji i obecnie są wypełnione grubym kalcytem. Grubokrystaliczny cement mozaikowy wypełnia również liczne spękania.

□ (MF2) rudstony o zmiennym stopniu wysortowania i zwartym szkielecie ziarnowym. W skład alochemów wchodzi przede wszystkim skorupy ramienionogów i szczątki krynoidów, rzadziej trylobity, korale, fragmenty stromatoporooidów i tubiformy. Zarówno tło skalne, jak i bioklasty są silnie zrekrytalizowane i miejscami zdolomityzowane. Z tego powodu alochemy charakteryzują się zmiennym stopniem zachowania. Między całymi, niezmiennymi szczątkami szkieletowymi pojawiają się muszle i ich fragmenty, z których pozostał zarys pierwotnej struktury



Ryc. 5. Ławice kalcyrudytowe: **A** — erozyjny spąg o mocno zróżnicowanym reliefie z licznymi strukturami dennymi (strzałki) oraz charakterystycznie undulowany strop; Kostomłoty-Mogiłki, warstwa 47 na ryc. 2; **B** — graniczna ławica między warstwami szydlówceckimi i kostomłockimi z widocznym rozproszonym szkieletem ziarnowym i odwróconą gradacją; Kostomłoty-Mogiłki, warstwa 66 na ryc. 2

Fig. 5. The calcirudite beds: **A** — erosional base with numerous depressions (arrows) and undulating top; Kostomłoty-Mogiłki, bed 47 in Fig. 2; **B** — boundary layer between Szydłówek and Kostomłoty Beds, with the matrix-supported fabric and inverse grading; Kostomłoty-Mogiłki, bed 66 in Fig. 2



Ryc. 6. Warstwy muszlowe — Górno-Józefka: **A** — skorupy ramienionogów ułożone w pozycjach stabilnych i niestabilnych, strzałka zaznaczona granica erozyjna z u-kształtną strukturą denną; warstwa 18 na ryc. 2; **B** — niewyraźny spąg, zwarty szkielet ziarnowy i muszle ułożone w pozycjach niestabilnych, stroną wypukłą ku dołowi; warstwa 22 na ryc. 2

Fig. 6. Coquina beds — Górno-Józefka: **A** — brachiopod shells in stable and unstable positions, arrow indicates erosional base with u-shaped depressions, bed 18 in Fig. 2; **B** — indistinct base, grain-supported fabric and shells in unstable (convex-down) position, bed 22 in fig. 2

wypełniony grubym kalcytem bądź z rozpoczętym procesem dolomityzacji. Procesy diagenety są podkreślone również przez stylolityzację, miejscami bardzo wyraźną i intensywną. Najczęściej są to stylolity płaskie i kopułowe (*sensu* Flügel, 2004, s. 319). W tle skalnym znaleziono struktury geopetalne i nieliczne bioturbacje. Miejscami, w stropowej części jest widoczna słabo zaznaczająca się laminacja falista, wynikająca ze zmiany wielkości bioklastów oraz kryształów tła skalnego.

Interpretacja: Opisywane warstwy muszlowców mają odmienne pochodzenie. Erozyjna podstawa ze strukturami dennymi, uziarnienie, przykrycie stropu laminowanym interwałem oraz obecność fauny ramienionogowo-krynowidowej są to cechy świadczące o depozycji sztormowej. Należy podkreślić również zachowanie całych, niezniszczonych muszli, co według Kreisy (1981) jest charakterystyczną cechą osadów sztormów. Jednocześnie ułożenie muszli w pozycjach niestabilnych (stroną wypukłą ku dołowi) jest prawdopodobnie efektem krótkotrwałego przemycia przez silne fale bądź prądy dennie i szybkiej depozycji w obniżeniach na dnie basenu sedymentacyjnego. W środowisko głębszego szelfu, poniżej sztormowej podstawy falowania, docierała jedynie zawiesina generowana sztormowo, delikatnie grzebiąca materiał muszlowy. Utworzyły się wówczas warstwy z niejednoznacznymi dla tempestrytów cechami, takimi jak niewyraźny spąg, brak gradacji oraz stabilne ułożenie muszli stroną wypukłą do góry (por. Kreisa, 1981; Krobicki, 1995).

Dyskusja

Łupki oraz wapienie margliste i mikrytowe pochodzą z powolnej, miejscowej sedymentacji. Ciemna barwa i brak struktur sedymentacyjnych świadczą o bardzo niskoenergetycznej depozycji na dnie morza, poniżej sztormowej podstawy falowania, w wodach słabo natlenionych. Stopniowy wzrost udziału wapieni oraz zwiększająca się ku górze profilu frakcja tych skał sugerują wzrost energii środowiska i spływanie basenu sedymentacyjnego (Handford, 1986). Charakterystyczną cechą jest zmniejszanie miąższości łupków i wapieni marglistych ku górze profilu.

W badanych profilach wydzielono po trzy małoskalowe cykle spływające się ku górze zbudowane z łupków

i wapieni mikrytowych (sporadyczne gruzłowych) oraz wapieni ziarnistych (ryc. 2). W odsłonięciu Józefka małoskalowe cykle łączą się w jeden cykl średnioskalowy (*sensu* Vera & Molina, 1998). Takie sekwencje rozwinięte w facjach głębokowodnych (opisywane w wielu pracach, np. Kreisa, 1981; Markello & Read, 1981; Aigner, 1985; Lee & Kim, 1992; Chen & Tucker, 2003) wskazują na spływające się środowisko, obniżenie podstawy falowania oraz znaczny wzrost energii, być może z powodu aktywności sztormowej. Rozpoznane w badanych odsłonięciach małoskalowe cykle nie reprezentują klasycznej stratygrafii sekwencji, ale są odpowiedzią na lokalne wahania poziomu morza w środkowym franie. Ich obecność zdaje się potwierdzać wcześniejsze sugestie dotyczące zagadkowego spłycaenia zarówno w północnej, jak i południowej części strefy kostomłockiej około najwcześniejszej doby *gigas* (m.in. Małkowski, 1981; Szulczewski, 1981; Racki i in., 1985; Racki, 1991). Wyraźna zmiana z sedymentacji pelagicznej w bardziej płytkowodną mogła się odbywać z udziałem ruchów blokowych o charakterze synsedymen-tacyjnym. Aktywność tektoniczna panująca w dewonie wskazuje na możliwość takiej interpretacji, a określenie przedziału wiekowego przypuszczalnych epizodów tektonicznych na podstawie konodontów (m.in. Racki & Narkiewicz, 2000) datowane jest na wczesny fran (doba *transitans* i *punctata*).

Cechy sedymentacyjne rozpoznane w badanych wapieniach ziarnistych sugerują dwa typy depozycji: tempestryty lub turbidyty. Według Seilachera (1980) kryteria diagnostyczne dla każdego typu depozycji są wyraźne i jednoznaczne tylko w środowiskach modelowych. Natomiast w środowiskach przejściowych różne procesy i interakcje między nimi generują depozycję, której efektem są osady o wymieszanych i mocno niejednoznacznych cechach sedymentacyjnych. Kostomłocka strefa przejściowa, w której są położone omawiane odsłonięcia, leży między płytkowodną platformą węglanową (dominują warunki sztormowe) a głębszym basenem łysogórskim (na skłonie dominują spływy grawitacyjne). Ponadto, jak podkreślają inni autorzy (m.in. Norris, 1986; Zuschin i in., 2005), zróżnicowana historia i różnorodna tafocenoza odbijają się w facji osadowej i powoduje, że np. warstwy muszlowe tego samego typu

(tempestyty) są bardzo urozmaicone pod względem kształtu, stopnia obtoczenia i wysortowania alochemów.

Kilkukrotne, pionowe zmiany frakcji osadów od siltytów do rudytów, stopnia wysortowania i obtoczenia materiału osadowego oraz zachowania bioklastów mogą odpowiadać wahaniom warunków hydrodynamicznych i sugerować zmienną energię oraz zróżnicowaną długość i siłę transportu (por. Zuschin i in., 2005). W czasie sztormu energia wiatru jest przenoszona na powierzchnię wody i wzbudza intensywne falowanie i prądy oscylacyjne. Wywołana przez nie turbulencja wody maleje wraz z głębokością i oddaleniem od brzegu. Ponadto aktywność sztormowa często inicjuje sploty grawitacyjne, które przemieszczają materiał osadowy daleko w głąb basenu, poniżej sztormowej podstawy falowania. Dodatkowo sytuację może zmieniać rodzaj podłoża, morfologia basenu i wynikająca z tego zróżnicowana głębokość wody. To wszystko powoduje depozycję osadów związanych z działalnością sztormową, ale o różnych strukturach i teksturach sedymentacyjnych.

Charakterystyczną cechą badanych utworów są spagowe powierzchnie erozyjne z wyraźnymi, kilkucentymetrowej głębokości strukturami dennymi. Takie powierzchnie są związane zazwyczaj z silnym przemyciem i selektywną erozją kohezyjnego osadu przez prądy o wysokiej prędkości. Odpowiednią prędkość i energię wywołuje aktywność sztormowa, dlatego struktury te są łączone głównie ze środowiskiem powyżej sztormowej podstawy falowania i często przyjmowane jako wskaźnik sekwencji spływających się ku górze (Kreisa, 1981; Aigner, 1985). Nie mniej jednak w literaturze są opisane podobne powierzchnie denne utworzone przez tzw. złożone falowanie (ang. *combined flow*) wywołane intensywną turbulencją sztormową, a sięgające nieco poniżej sztormowej podstawy falowania (Lee & Kim, 1992). Prądy sztormowe są wyjątkowo efektywnym czynnikiem erodującym, wywierającym zdecydowanie większy nacisk na dno niż inne jednokierunkowe prądy o podobnej wielkości (Madsen, 1976). Według Lee i Kima (1992) złożone falowanie jest w znacznie większym stopniu odpowiedzialne za transport materiału na szelfie niż spływy grawitacyjne. Posztormowe procesy redepozycji materiału osadowy w głębsze części basenu, wywołując m.in. prądy zawieszinowe. Jednakże prądy te nie są silnym czynnikiem erodującym (Meischner, 1964), stąd turbidyty wapienne zazwyczaj cechuje obecność ostrej, ale płaskiej dolnej granicy (również obserwowanej w badanych węglanach).

Kolejną ważną cechą jest undulowany strop oraz sporadycznie występujące małoskalowe warstwowanie kopułowe. Typowe warstwowanie kopułowe (por. Duke, 1985; Handford, 1986; Schieber, 1994) jest strukturą diagnostyczną dla osadów płytkowodnych (~20 m) powstałych pod wpływem fal sztormowych między normalną a sztormową podstawą falowania. Widoczna w badanych osadach laminacja falista, przechodząca miejscami w małoskalowe warstwowanie kopułowe, oraz undulowany strop osadów są przypisywane działaniu ruchów oscylacyjnych wywołanych przez sztorm. Ruchy działają na osady nieco poniżej sztormowej podstawy falowania. Opisane struktury mogą być interpretowane jako efekt dystalnej depozycji sztormowej.

Inne prądy przepływające w głębszych wodach (np. prądy konturowe, pływowe, fale wewnętrzne czy tsunami) przerabiają i przemywają wcześniej złożone osady, ale nie są mechanizmem generującym warstwowanie kopułowe (Stow & Lovell, 1979; Kuipers & Duin, 1986 [w:] Prave & Duke, 1990). Prave i Duke (1990) opisali małoskalowe

warstwowanie kopułowe w węglanowych turbidytach, występujące między poziomo laminowanymi interwałami w warstwach zakończonych płaskim stropem. Ich obecność wiązali z „uwieżeniem” zawiesziny między cienkimi, gęstymi prądami dennymi a grubszymi i bardziej rozrzedzonymi prądami płynącymi powyżej w fazie tworzenia form antyduinowych, sugerując złożoną genezę oraz brak powiązań z jakimkolwiek specyficznym środowiskiem czy warunkami hydrodynamicznymi. Nieco odmienny charakter badanych struktur (m.in. undulowany strop oraz brak laminacji poziomej nad warstwowaniem kopułowym) wyklucza jednak ten model i sugeruje mechanizm ruchów oscylacyjnych.

Obecność pozostałych struktur sedymentacyjnych również można wytłumaczyć działalnością spływów indukowanych sztormowo. Powyżej podstawy przemycia, z rozrzedzonej sztormowej zawiesziny, w warunkach słabnącej energii powstawało uziarnienie frakcjonalne. Po ustaniu gwałtownych wiatrów, pod wpływem działania prądów dennych tworzyły się interwały laminowanych kalcysiltytów. Mała zawartość najdrobniejszych frakcji (mikrytowych) świadczy o procesie wymywania przez działające fale bądź prądy denne. Z kolei najkorzystniejsze warunki do utworzenia i zachowania wypełnień geopetalnych panują w czasie powolnej sedymentacji przerwanej szybkim pogrzebaniem skamieniałości przez fale sztormowe (Flügel, 2004, s. 178).

Rozwinięta w niewielkim stopniu dolomityzacja obserwowana w Józefce mogła być ułatwiona przez działalność sztormową. Z jednej strony silne fale i prądy przemywające osad węglanowy są bez wątpienia „pompą” ułatwiającą wymianę jonową konieczną w procesie dolomityzacji. Z drugiej zaś strony, towarzyszące silnym sztormom deszcze korzystnie wpływają na rozwój dolomityzacji w efekcie mieszania wód morskich i meteorycznych (patrz: model Dorag, np. Badiozamani, 1973).

Wyraźne granice między intraklastami a tłem skalnym, kształt otczaków oraz fragmenty mikrytu scementowane ze szczątkami szkieletowymi wskazują, że erodowany i przerabiany osad był już zlitifikowany.

Należy się zastanowić, czy w opisywanych odsłonięciach mamy do czynienia z typowymi tempestytyami czy turbidytami wzbudzonymi sztormowo? Głębokość depozycji badanych węglanów, oceniona na podstawie konodontów (Sandberg, 1976; Racki i in., 1993) oznaczonych z kamieniołomu Mogiłka, modeli biofacjalnych ramienio-nogów z franu Gór Świętokrzyskich oraz stratyfikacji tlenowej (patrz Racki i in., 1993), mieści się w przedziale 50–100 m. Głębokość sztormowej podstawy falowania jest zmienna, zazwyczaj waha się między 50 a 200 m (Cheel & Leckie, 1993; Monaco i in., 1994), ale w morzach epikontynentalnych dochodzi tylko do 20–30 m (Flügel, 2004, s. 588). Podana głębokość zdecydowanie wyklucza obecność tempestytyów proksymalnych, a rzadkość lub brak cech typowych dla płytkowodnej depozycji (np. warstwowanie kopułowe, riplemarki falowe, amalgamacja) sugeruje wody głębsze, poniżej sztormowej podstawy falowania. Na takiej głębokości mogą być obecne dystalne tempestyty lub turbidyty. Górnodewońska platforma węglanowa Gór Świętokrzyskich ma charakter izolowanej platformy o stromo nachylonym skłonie (Szulczewski, 1995; Vierek, 2007). Według Burchetta i Wrighta (1992) oraz Wrighta i Burchetta (1996) na takich platformach głównym procesem przemieszczającym materiał osadowy są przede wszystkim spływy grawitacyjne, a w mniejszym stopniu działalność

sztormowa. Nie mniej działalność sztormowa na izolowanych platformach nie jest wykluczona, ale uzależniona od kierunku wiatrów i skoncentrowana głównie na krawędzi platformy. Od strony dowieźnionej pojawienie się szybkich prądów i wysokie spiętrzenie wód wiąże się wyłącznie z wiatrami sztormowymi i huraganowymi (m.in. Flügel, 2004, s. 594, 600, 667). Według Notta (2006) na stromo nachylonych skłonach fale sztormowe są zdolne przerabiać i transportować materiał osadowy na głębokość większą niż 50 m.

W literaturze (m.in. Mulder & Alexander, 2001; Myrow i in., 2002) są opisane prądy zawieszinowe wzbudzone falami (ang. *surge-like turbidity flows*) zaliczane do złożonych spływów wywołanych m.in. przez intensywną aktywność sztormową. W typowych, głębokowodnych turbidytych przemieszczenie osadu opiera się na zasadzie autosuspensji; w turbidytych generowanych falowaniem turbulencja pochodzi z połączenia fal sztormowych i prądów obciążonych materiałem osadowym. Kolejna różnica wynika z czasu trwania spływów. Spływ prądu wywołany pojedynczym zdarzeniem sztormowym trwa maksymalnie kilkadziesiąt godzin — od początku wzburzenia do zakończenia depozycji w części najbardziej dystalnej. Głębokowodne prądy zawieszinowe przemieszczają się zdecydowanie dłużej, do kilku tygodni, aż do utraty energii potencjalnej podtrzymującej autosuspensję (Bagnold, 1962). Czas trwania spływu może przełożyć się na rozciągłość lateralną i miąższość warstw. Głębokowodne, węglanowe prądy zawieszinowe rozciągają się na przestrzeni od kilkuset metrów do kilku kilometrów i tworzą warstwy o miąższości centymetra do kilku metrów (Flügel, 2004, s. 774). Miąższość warstw utworzonych przez krótkotrwałe, wzbudzone aktywnością sztormową spływy mieści się w przedziale kilkudziesięciu centymetrów (por. Myrow i in., 2002). Często jednak są to warstewki zaledwie kilkumilimetrowej miąższości, później zhomogenizowane przez bioturbację czy wyerodowane (Mulder & Alexander, 2001) i w związku z tym trudne do rozpoznania. Turbidity wzbudzone falowo mogą budować kompletną sekwencję Boumy (w węglanach sekwencję Meischnera), jednak krótki czas trwania spływu często ogranicza występowanie struktur do kilku członów. Opisane wcześniej cechy badanych wapieni, a zwłaszcza niewielka miąższość warstw i rozciągłość lateralna oraz niekompletne wykształcenie sekwencji Meischnera, zdecydowanie bardziej odpowiadają turbidydom wzbudzonym przez fale sztormowe.

Reasumując, wapienie o drobniejszej frakcji (lamowane kalcyliny, drobne kalkarenity) powstały w środowisku poniżej sztormowej podstawy falowania i są interpretowane jako turbidity wzbudzone sztormami. Grubsze kalkarenity, a zwłaszcza kalcyrudyty oraz muszlowce były deponowane w warunkach podwyższonej energii, w dolnym zasięgu sztormowej podstawy falowania. Ich cechy strukturalne sugerują depozycję sztormową między jej częścią proksymalną a dystalną (tempestyty przejściowe; por. Vierek, 2007).

Wnioski końcowe

Pod względem paleogeograficznym obydwie odsłonięcia należą do kostomłockiej strefy przejściowej między płytkowodną platformą węglanową a głębszym basenem łysogórskim. Litologia występujących tu osadów węglanowych świadczy o zróżnicowanej głębokości i charakterze tej strefy. Przewaga fauny pelagicznej (tentakulity, gonia-

tyty) w głębokowodnych facjach w Mogiłkach wskazuje na relatywnie głębsze i słabo natlenione wody, a brak bioturbacji jest efektem braku aktywności organizmów bentonicznych w warunkach anoksycznych. Pojawiające się w wapieniach ziarnistych szczątki bentosu przypuszczalnie pochodzą z obszarów płytszych i lepiej natlenionych. Natomiast źródłem występujących w Józefce wapieni muszlowych były strefy obfitujące w substancje pokarmowe i tlen, masowo zasiedlone przez organizmy bentoniczne. Ich obecność sugeruje płytsze wody i wzrastające w nich natlenienie, np. podczas obniżenia poziomu morza (por. Albani i in., 2005). Należy też brać pod uwagę urozmaiconą morfologię dna, gdzie w obniżeniach oraz w pewnym oddaleniu od brzegu gromadzą się wody mocno zubożone w tlen, a na wyniosłościach — wody o większym natlenieniu.

Wyróżnione w badanych profilach cykle spływające się ku górze świadczą o ewolucji depozycji: ze środowisk spokojnych, głębokich i słabo natlenionych wód w obszary pozostające pod wpływem aktywności falowej i prądowej, zamknięte sztormową podstawą falowania. Z głębszą depozycją są związane facje łupków i wapieni marglistych, mikrytowych i gruzłowych; ze środowiskiem płytszym i bardziej energetycznym — wapienie ziarniste różnych frakcji. Osady deponowane podczas pojedynczych zdarzeń sztormowych występują często w charakterystycznych sekwencjach o miąższości 1,0–2,5 m i wskazują na spłykanie się środowiska.

Zakładając sztormową depozycję opisywanych węglanów, łatwo można wytłumaczyć znaczną miejscami erozję jako efekt wyjątkowego obniżenia podstawy falowania oraz docierania sztormowo indukowanych prądów do osadów położonych nawet poniżej sztormowej podstawy falowania. Niezależnie od falowania, wysokoenergetyczne warunki sztormowe wzbudziły prądy zawieszinowe transportujące materiał węglanowy w głębsze wody.

Pomimo działania prądów i falowania nie dochodziło do intensywnej wymiany wód dennych z jednoczesnym dostarczaniem świeżych porcji tlenu (o czym świadczy obecność strefy dysaerobowej w Mogiłkach). Dowodzi to zaledwie epizodycznych, rzadkich i krótkotrwałych warunków sztormowych oraz morfologicznie zróżnicowanego dna basenu sedymentacyjnego uniemożliwiającego dokładne natlenienie wód we wszystkich częściach zbiornika.

Reasumując, na strukturę i teksturę badanych wapieni oraz rozkład i stopień zachowania składników wpłynęło położenie sztormowej podstawy falowania, zróżnicowana intensywność sztormów, a co za tym idzie — duże wahania poziomu energii oraz zmienna prędkość produkcji węglanowej w różnych miejscach tego samego zbiornika sedymentacyjnego. Cechy sedymentacyjne wapieni ziarnistych wskazują na sztormową genezę, a mechanizmem transportującym było złożone falowanie i prądy zawieszinowe wywołane aktywnością sztormową.

Literatura

- AIGNER T. 1985 — Storm depositional systems, [In:] Lecture Notes in Earth-Science 3, Springer, Berlin.
- ALBANI A.E., VACHARD D., FÜRSICH F., BUITRÓN B. & FLORES DE DIOS A. 2005 — Depositional environment and biofacies characterization of the Upper Pennsylvanian-Lower Permian deposits of the San Salvador Patlanoaya section (Puebla, Mexico). *Facies*, 50: 629–645.
- BÁBEK O., PŘIKRYL T. & HLADIL J. 2007 — Progressive drowning of carbonate platform in the Moravo-Silesian Basin (Czech Republic) before the Frasnian/Famennian event: facies, compositional variations and gamma-ray spectrometry. *Facies*, 53: 293–316.

- BAGNOLD R.A. 1962 — Auto-suspension of transported sediments — turbidity currents. *Proc. Roy. Soc. London*, 265: 315–319.
- BADIOZAMANI K. 1973 — The Dorag dolomitization model — Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. *J. Sediment. Petrol.*, 43: 965–984.
- BURCHETTE T.P. & WRIGHT V.P. 1992 — Carbonate ramp depositional systems. *Sediment. Geol.*, 79: 3–57.
- CHEEL R.J. & LECKIE D.A. 1993 — Hummocky cross-stratification. *Sediment. Rev.* 1: 103–122.
- CHEN D. & TUCKER M.E. 2003 — The Frasnian-Famennian mass extinction: insights from high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy in South China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 193: 87–111.
- DUKE W. L. 1985 — Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sediment.*, 32: 167–194.
- DUNHAM R.J. 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Mem. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1: 108–121.
- FLÜGEL E. 2004 — Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- FOLK R.L. 1959 — Practical petrographical classification of limestones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43: 1–38.
- FOLK R.L. 1962 — Spectral subdivision of limestone types. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.* 1: 62–84.
- GÜRICH G. 1896 — Das Paläozoicum im polnischen Mittelgebirge. *Verhandlungen der Russisch — Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft zu St-Petersburg, Serie 2*, 32: 1–539.
- HANDFORD C.R. 1986 — Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates — Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. *J. Sediment. Petrol.*, 56: 123–137.
- KALVODA J., BÁBEK O. & MALOVANÁ A. 1999 — Sedimentary and biofacies records in calciturbidites at the Devonian-Carboniferous boundary in Moravia (Moravian-Silesian Zone, Middle Europe). *Facies*, 41: 141–158.
- KREISA R.D. 1981 — Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *J. Sediment. Petrol.*, 51: 823–848.
- KROBICKI M. 1995 — Storm-generated shell beds in pelagic Albian-Cenomanian Sediments, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Geol. Carpath.*, 46: 277–284.
- KRUMBEIN W.C. & SLOSS L.L. 1963 — Stratigraphy and sedimentation. 2nd ed. Freeman, San Francisco.
- LASH G.G. 1984 — Density-modified grain-flow deposits from an Early Paleozoic passive margin. *J. Sediment. Petrol.*, 54: 557–562.
- LEE Y.I. & KIM J.C. 1992 — Storm-influenced siliciclastic and carbonate ramp deposits, the Lower Ordovician Dumugol Formation, South Korea. *Sediment.*, 39: 951–969.
- MADSEN O.S. 1976 — Wave climate of the continental margin: elements of its mathematical description, [In:] Stanley D.J. & Swift D.J. (ed.), *Marine sediment transport and environmental management*. Wiley, New York: 65–87.
- MALEC J. 2003 — Mapy litofacji i miąższości dewonu w regionie świętokrzyskim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 59: 119–122.
- MAŁKOWSKI K. 1981 — Upper Devonian deposits at Górnio in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 31: 223–231.
- MARKELLO J.R. & READ J.F. 1981 — Carbonate ramp-to-deeper shale transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, southwest Virginia, Appalachians. *Sediment.*, 28: 573–597.
- MEISCHNER K.D. 1964 — Allodopische kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. [In:] Bouma A.H. & Brouwer A. (ed.) *Turbidites. Developments in Sedimentology*, 3. Elsevier, Amsterdam: 156–191.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. 1976 — Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, [In:] Stanley D.J. & Swift D.J. (ed.) *Marine sediment transport and environmental management*. Wiley, New York: 197–218.
- MONACO P. 1992 — Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sediment. Geol.*, 77: 123–142.
- MONACO P., NOCCHI M., ORTEGA-HUERTAS M., PALOMO I., MARTINEZ F. & CHIAVINI G. 1994 — Depositional trends in the Valdorbia Section (Central Italy) during the Early Jurassic, as revealed by micropaleontology, sedimentology and geochemistry. *Eclogae Geol. Helv.*, 87: 157–223.
- MULDER A. & ALEXANDER J. 2001 — The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sediment.*, 48: 269–299.
- MYROW P.M., FISCHER W. & GOODGE J.W. 2002 — Wave-modified turbidites: Combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *J. Sediment. Res.*, 72: 641–656.
- NORRIS R.D. 1986 — Taphonomic gradients in shell fossil assemblages: Pleistocene Purisma Formation, California. *Palaios*, 1: 256–270.
- NOTT J. 2006 — Extreme events. A physical reconstruction and risk assessment. Cambridge University Press, Cambridge-New York.
- NOWIŃSKI A. 1992 — Tabulate corals from the Givetian and Frasnian of the Holy Cross Mountains and Silesian Upland. *Acta Palaeont. Pol.*, 37: 183–216.
- PISARZOWSKA A., SOBSTEL M. & RACKI G. 2006 — Conodont-based event stratigraphy of the Early-Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeont. Pol.*, 51: 609–646.
- PRAVE A.R. & DUKE W.L. 1990 — Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sediment.*, 37: 531–539.
- RACKI G. 1985 — Conodont biostratigraphy of the Givetian/Frasnian boundary beds at Kostomłoty in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 35: 265–275.
- RACKI G. 1991 — O eustatyce, tektonice i innych zdarzeniach w późnym Dewonie Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 39: 193–198.
- RACKI G. 1993 — Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountain. *Acta Palaeont. Pol.*, 37: 87–182.
- RACKI G. & BULTYNCK P. 1993 — Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 43: 1–25.
- RACKI G., GLUCHOWSKI E. & MALEC J. 1985 — The Givetian and Frasnian succession at Kostomłoty in the Holy Cross Mts and its regional significance. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 33: 159–171.
- RACKI G., MAKOWSKI I., MIKLAS J. & GAWLIK S. 1993 — Brachiopod biofacies in the Frasnian reef-complexes: an example from the Holy Cross Mts, Poland. *Pr. Nauk. UŚI Geol.*, 12-13: 64–109.
- RACKI G. & NARKIEWICZ M. 2000 — Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowania rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego. *Prz. Geol.*, 48: 65–76.
- RACKI G., PIECHOTA A., BOND D. & WIGNALL P. 2004 — Geochemical and ecological aspects of Lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mts, Poland). *Geol. Quart.*, 48: 267–282.
- RACKI G. & SOBOŃ-PODGÓRSKA J. 1992 — Givetian and Frasnian calcareous microbios of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeont. Pol.*, 37: 256–289.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. 1972 — Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sediment.*, 18: 123–128.
- SALWA S. 2007 — Tektonika południowego skrzydła synkliny międzianogórskiej. *Pos. Nauk. PIG*, 63: 46–49.
- SANDBERG C.A. 1976 — Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in Western United States. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper*, 196: 143–178.
- SCHIEBER J. 1994 — Evidence for high-energy events and shallow-water deposition in the Chattanooga Shale, Devonian, central Tennessee, USA. *Sedim. Geol.*, 93: 193–208.
- SEILACHER A. 1980 — Storm deposits as a tool in Facies analysis. [In:] II. Sandy tempestites. *International Association Sedimentologists, 1st European Meeting*, Bochum: 47–49.
- SOBOLEW D. 1909 — Srednij dewon kielecko-sandomirskiego krjaża. *Mat. Geol. Ross.*, 24: 4–536.
- STOW D.A.V. & BOWEN A.J. 1978 — Origin of lamination in deep sea, fine-grained sediments. *Nature*, 274: 324–328.
- STOW D.A.V. & LOVELL T.P.B. 1979 — Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 14: 251–291.
- SZULCZEWSKI M. 1971 — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 21: 1–129.
- SZULCZEWSKI M. 1981 — Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. [W:] Żakowa H. (red.) *Przew. 53. Zjazdu PTG, Kielce, 6–8.09.1981*: 68–82.
- SZULCZEWSKI M. 1995 — Depositional evolution of the Holy Cross Mts (Poland) in the Devonian and Carboniferous — a review. *Geol. Quart.*, 39: 471–488.
- VERA J.A. & MOLINA J.M. 1998 — Shallowing-upward cycles in pelagic troughs (Upper Jurassic, Subbetic, Southern Spain). *Sediment. Geol.*, 119: 103–121.
- VIEREK A. 2007 — Storm-dominated deposition on a Frasnian carbonate platform margin (Wietrzna, Holy Cross Mts., Poland). *Geol. Quart.*, 51: 307–318.
- WRIGHT V.P. 1986 — Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous limestone of South Wales. *Sediment.*, 33: 221–241.
- WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. 1996 — Shallow-water carbonate environments, [In:] Reading H.G. (ed.) *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell, Oxford: 325–394.
- ZUSCHIN M., HARZHAUSER M. & MANDIC O. 2005 — Influence of size-sorting on diversity estimates from tempestitic shell beds in the Middle Miocene of Austria. *Palaios*, 20: 142–158.