

Charakterystyka i geneza węglanowych zlepieńców śródformacyjnych

Aleksandra Vierek*



Węglanowe zlepienie śródformacyjne, zbudowane najczęściej z płaskich, wydłużonych i lekko obtoczonych intraklastów, występują zarówno we współczesnych, jak i kopalnych facjach węglanowych (Whisonant, 1987). Według Flügel (2004) ich obecność jest jednym ze wskaźników facjalnych węglanów depozycjonowanych na równi pływowej. Wyraźna

imbrykacja wydłużonych intraklastów jest świadectwem działania epizodycznych, krótkotrwałych, ale pozostawiających znaczące cechy sedymentacyjne, zdarzeń, takich jak burze, sztormy czy osuwiska (Flügel, 2004). Na przykład w czasie sztormu w strefie litoralnej dochodzi do erozyjnego rozrywania laminatów i tworzenia zlepieńców typu *flat-pebble* (tzn. zbudowanych z płaskich otoczek). Ich cechy teksturalne, m.in. rozmiar, wysortowanie, obtoczenie i ilość matriksu zależą od prędkości przepływu transportowanego materiału i odległości od obszaru źródłowego (Flügel, 2004). Podczas transportu materiał węglanowy ulega stopniowemu sortowaniu i proporcjonalnie zmniejsza się w nim ilość matriksu. Im większa była prędkość transportu, tym większe otoczki występują w zlepieńcu.

Zlepienie śródformacyjne są znajdowane w wielu środowiskach, zarówno kopalnych, jak i współczesnych, a ich geneza, przedstawiona w licznych publikacjach, jest bardzo różnorodna. Osady te powszechnie występują w utworach węglanowych kambriu i wczesnego ordowiku (Braun & Friedman, 1969; Markello & Read, 1981; Sepkoski, 1982; Dattillo, 1993). Pojawiają się w utworach dewonu (Szulczewski, 1968, 1971; Kaźmierczak & Goldring, 1978; Narkiewicz, 1978), triasu (Wignall & Twitchett, 1999; Lehrmann i in., 2001) i jury (Bouchette i in., 2001; Kullberg i in., 2001). Opisywane są również ze współczesnych środowisk supralitoralnych i plażowych (np. Sanderson & Donovan, 1974).

Charakterystyka zlepieńców śródformacyjnych

Wykształcenie i charakterystyczne cechy teksturalne zlepieńców zależą od właściwości osadu, z którego powstały, i mechanizmów je tworzących. Ich wspólną cechą jest obecność wielu płaskich i zazwyczaj mocno wydłużonych intraklastów.

Grube (do 75 cm) warstwy kambryjskich zlepieńców z Montany charakteryzują się zmiennym udziałem grainstonowego matriksu i intraklastów (Pratt, 2002; Myrow i in., 2004). Miejscami skała ta ma zwarty a miejscami rozproszony szkielet ziarnowy. Zmienna jest również wielkość klastów. W warstwach o niewielkim udziale klastów są one drobne (do 20 mm długości); w warstwach bogatych w klasty są one płaskie, elipsoidalne, o długości dochodzącej do 150 mm. Mniejsze klasty są zazwyczaj obtoczone, większe

— kanciaste. Klasty są zbudowane z bardzo drobnoziarnistego grainstonu. W większości warstw otoczki ułożone są poziomo, równoległe do warstwowania. Myrow i in., (2004) zwraca uwagę na stosunkowo rzadkie, ale charakterystyczne, pionowe ułożenie otoczek, pojawiające się w stropowych częściach warstw. Sporadycznie otoczki rozdzielone są przez trombolity — formy mikrobialitów o nieregularnej, cętkowanej strukturze, tworzone przy udziale bakterii (Myrow i in., 2004). Jasne trombolitowe klasty, kopce lub formy bardziej wydłużone znajdują się w stropowej części lub, lokalnie, wewnątrz warstw zlepieńców (Demicco, 1983; Koerschner & Read, 1989; Myrow i in., 2004). Miąższość warstw zlepieńców zmienia się obocznie; często warstwy te ulegają rozczłonkowaniu lub widoczna jest ich amalgamacja (Koerschner & Read, 1989).

Kambryjskie zlepienie zbudowane z płaskich otoczek opisywali m.in.: Sepkowski (1982 — utwory z Montany, Wyoming i Południowej Dakoty, USA), Demicco (1983 — Virginia, USA), Whisonant (1987 — południowo-zachodnia Virginia, USA), Koerschner i Read (1989 — Virginia, USA) oraz Osleger i Read (1991 — odsłonięcia w Tennessee i wschodniej Pensylwanii, USA).

W 1976 r. Jones i Dixon opisali górnosylurskie kalcyrudyty z Archipelagu Arktycznego w Kanadzie, zbudowane z nieregularnych, kanciastych intraklastów i obfitujące w redeponowane szkielety płytkowodnych organizmów bentonicznych. Kształt i stopień obtoczenia klastów w tych zlepieńcach różnił się znacząco od opisanych wcześniej cech zlepieńców z kambriu i ordowiku.

Triasowe zlepienie śródformacyjne, o odmiennej morfologii i występujące w innych środowiskach, przedstawili m.in. Wignall i Twitchett (1999) oraz Chen i in. (1991). Zlepienie opiswane z południowych Chin powstały w środowisku zdominowanym przez sztormy, położonym między platformą węglanową a głębszym basenem sedymentacyjnym; natomiast triasowe zlepienie w północnych Włoszech są powszechną facją środkowej rampy węglanowej (Wignall & Twitchett, 1999). W platformowych zlepieńcach dolnego triasu południowych Chin powszechne jest pionowe ułożenie intraklastów — tzw. tekstura *edgewise* (Chen i in., 1991). Wiele zlepieńców ma normalną gradację — ku stropowi przechodzą one w oosparyty z widocznym warstwowaniem kopułowym. Zarówno wielkość, rozmieszczenie, jak i skład petrograficzny intraklastów zmieniają się w zależności od środowiska ich depozycji. W płytszych środowiskach platformowych powstały zlepienie zbudowane z otoczek oosparytowych, mikrytowych lub kalkarenitowych, które najczęściej są przypadkowo zorientowane. Występujące w nich izolowane, rozproszone, płaskie, mikrytowe intraklasty dochodzą do 50 cm długości i 2 cm grubości; a bardziej okrągłe, kalkarenitowe intraklasty mają 30–60 cm długości i 10–20 cm grubości (Wignall & Twitchett, 1999). W triasowych zlepieńcach typu *flat-pebble* w północnych Włoszech (Wignall & Twitchett, 1999) klasty mają niewielkie rozmiary (oś a i b 1–150 mm, oś c — 0,5–40 mm). Klasty rozmieszczone są zazwyczaj luźno i

*Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; avierek@ultra.cto.us.edu.pl

nieregularnie; sporadycznie obserwowano uziarnienie frakcjonalne.

Triasowe zlepieńce śródformacyjne powstawały również w głębszym środowisku basenowym, przykładem może być formacja Feixianguan, profil Shangsi, S Chiny (Wignall & Twitchett, 1999). Warstwy zlepieńców, które powstały w tym środowisku, są przeławiczone marglami i wapieniami, są zbudowane z płaskich, mikrytowych intraklastów o zaokrąglonych krawędziach, ułożonych zazwyczaj poziomo. Intraklasty są niewielkie: oś a i b jest rzędu 5–10 mm, oś c — 1–2 mm. Niektóre warstwy zlepieńców śródformacyjnych (miąższości 10–50 cm) są uziarnione frakcjonalnie i w stropie zakończone riplemarkami prądowymi.

Z literatury znane są również wystąpienia triasowych zlepieńców śródformacyjnych w Pakistanie (Baud i in., 1989), cementowane węglanem piaszczyste *flat-pebble* ze Spitsbergen (Wignall i in., 1998) i zlepieńce o wydłużonych, tabliczkowych, węglanowych intraklastach z zachodniej Kanady (Davies & Shervin, 1997).

W Polsce śródformacyjne zlepieńce występują w dolnym wapieniu muszlowym południowej i zachodniej części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Bialik i in., 1972), w warstwach gogolińskich koło Chrzanowa (Chudzikiewicz, 1975) i w osadowej sukcesji wierzchowej Tatr (Kotanski, 1955; Piotrowski & Piotrowska, 2004). W warstwach gogolińskich (dolny wapień muszlowy) występują wapienne zlepieńce złożone z dyskoidalnych otoczków o długości do 25 cm. Otoczki, zbudowane głównie z wapienia mikrytowego, tkwią w organodetrytycznym spoiwie. Rozmieszczone są horyzontalnie, rzadziej chaotycznie, a sporadycznie można obserwować ułożenie dachówkowe. Zdaniem Chudzikiewicza (1975) dyskoidalny kształt intraklastów wskazuje, że niszczonego materiału było dobrze skonsolidowany i prawdopodobnie warstwowany.

Kullberg i in. (2001) szczegółowo opisali jurajskie zlepieńce śródformacyjne z Portugalii, występujące w górnej części wapieni i dolomitów Achada. Zlepieńce te tworzą regularne warstwy (30–80 cm miąższości) składające się z obtoczonych, wydłużonych, tabliczkowych klastów o rozmiarach 6 x 2 cm. Sporadycznie występują w nich mniejsze klasty (< 1 cm), nazwane przez autorów mikrootoczkami. Podobnie jak we wcześniej opisywanych zlepieńcach kambriu i ordowiku, gęsto upakowane klasty są kanciaste, natomiast klasty luźno rozmieszczone w matriksie są słabo obtoczone. Otoczki mają teksturę pelmikrytową lub mikrytową, zbliżoną do tekstury warstw leżących w spągu zlepieńców. Mikrootoczki rozmieszczone są równoległe do warstwowania horyzontalnego lub rozrzucone przypadkowo. Większe, poziomo ułożone intraklasty występują często tylko w spągowej części warstw. Grubość ławic zlepieńców oraz kształt i stopień obtoczenia klastów świadczą o tym, że niszczonego, pierwotny materiał węglanowy był już skonsolidowany lub na w półskonsolidowany i cienko warstwowany (Kullberg i in., 2001).

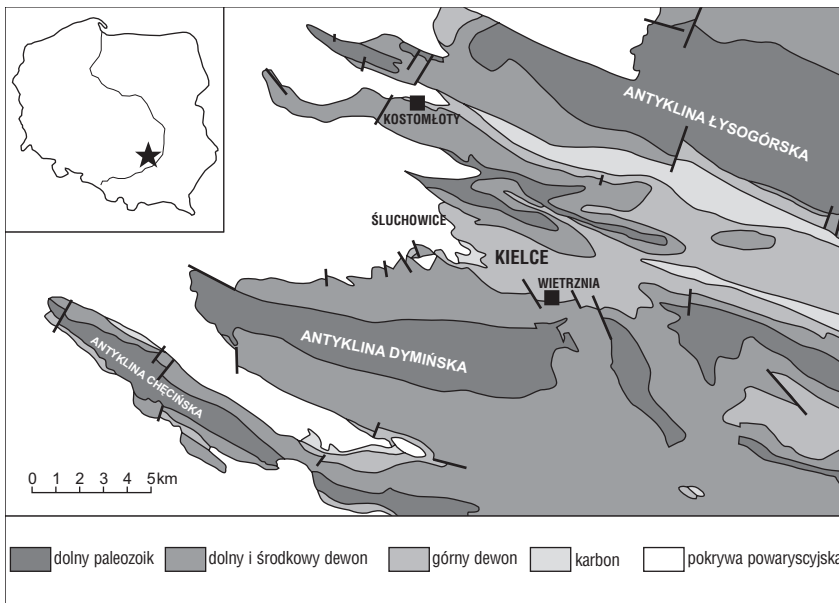
W latach 70. XX w. pojawiły się publikacje na temat dewońskich zlepieńców śródformacyjnych występujących na obszarze Polski (Szulczewski, 1968, 1971; Kaźmierczak & Goldring, 1978; Narkiewicz, 1978). Opisane przez Szulczewskiego (1968, 1971) zlepieńce typu *flat-pebble* w osadach famenu i franu regionu kieleckiego i łysogórskiego (odsłonięcia: Kostomłoty, Czarnów i Górno) występują w postaci regularnych warstw, dochodzących nawet do 190 cm grubości, oddzielonych od warstw niżejleżących płaską i

równą, bardzo rzadko erozyjną powierzchnią. Obecne w warstwach intraklasty, zbudowane z wapienia pelitycznego, są płaskie, dyskoidalne i dochodzą do 40 cm długości. Zazwyczaj mają słabo zaokrąglone krawędzie, często są spękane lub powyginane. Ułożone są równoległe do horyzontalnego warstwowania, choć niekiedy mogą być ustawione dłuższą osią do góry. Bardziej szczegółową charakterystykę i genezę górnodewońskich zlepieńców śródformacyjnych z Gór Świętokrzyskich (odsłonięcie Kowala) przedstawili Kaźmierczak i Goldring (1978). Zlepieńce te zbudowane są z wielkich otoczków, o długości nawet do 60 cm i nieznacznej grubości (2 cm), o kształcie wydłużonym, tabliczkowym i często słabo zaokrąglonych krawędziach. Klasty są pelmikrytowe lub pelmikrytowe — niekiedy delikatnie laminowane. Największe klasty grupują się w spągu ławic, co powoduje widoczną w wielu warstwach gradację. Otoczki współwystępują z bioklastami pochodzącymi z trzech środowisk: 1) otwartomorskiego, 2) fitogenicznych ławic oraz 3) ograniczonych lagun. Środowiskiem depozycji tych zlepieńców była strefa subli-toralna.

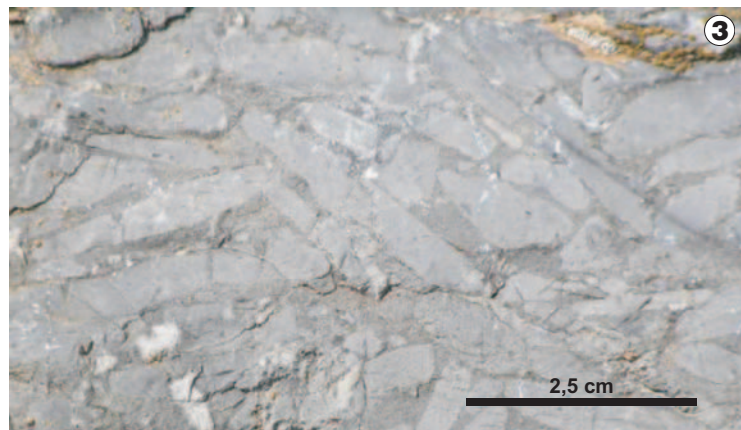
We wschodnim obrzeżeniu Górnoląskiego Zagłębia Węglowego, w grubym kompleksie dewońskich skał węglanowych rozpoznano pojedyncze ławice zlepieńca śródformacyjnego, spoczywające erozyjnie na wapieniach marglistych (Narkiewicz, 1978). Mikrytowe intraklasty tych zlepieńców rozmieszczone są w mikrytowo-marglistym tle skalnym. Kształty intraklastów są bardzo urozmaicone i w dużym stopniu zależne od struktury erodowanych osadów; niekiedy wykazują deformacje plastyczne. Stopień upakowania klastów jest zmienny, od dużego przy braku tła skalnego i częstych kontaktach stylolitowych, do małego, ze znaczną ilością matriksu, w którym „pływają” rozproszone klasty.

Górnodewońskie zlepieńce śródformacyjne z Wietrzni i Kostomłotów

Autorka niniejszego opracowania analizowała wystąpienia zlepieńców śródformacyjnych w górnodewońskich (dolny fran) osadach węglanowych Gór Świętokrzyskich. Zlepieńce śródformacyjne rozpoznano m.in. w warstwach z Wietrzni (kamieniołom Wietrznia, profil Wietrznia I wg Szulczewskiego, 1971) oraz z Kostomłotów, w odsłonięciu w Mogiłkach (ryc. 1). Gruboziarniste ławice o miąższości od 6 do 41 cm są zbudowane z zazwyczaj mocno wydłużonych intraklastów i tworzą zlepieńce typu *flat-pebble*. Granice stropowe warstw zlepieńców są ostre, a spągowe ostre i erozyjne. Zauważono oboczne zmiany miąższości warstw oraz ich sporadyczną amalgamację. Otoczki budujące zlepieńce mają przeważnie kształt tabliczkowy, są płaskie i mocno wydłużone (maksymalnie do 50 cm długości i zaledwie 2–4 cm grubości). Granica między intraklastami a matriksem jest wyraźna, sporadycznie tylko zanotowano obecność otoczków niezbyt ostro oddzielonych od tła skalnego. W większych intraklastach zaobserwowano wyraźną laminację poziomą. Czasami widoczne są również drobne spęknięcia lub wygięcia. Część warstw zlepieńców zbudowana jest z bardzo drobnych klastów (kilka–kilkanaście mm dł.), między którymi sporadycznie rozmieszczone są większe otoczki (ryc. 2). Klasty drobniejsze mają bardziej kuliste kształty i rozmieszczone są chaotycznie, większe są wydłużone, soczewkowe lub tabliczkowe i ułożone zazwyczaj równoległe do warstwowania. W kilku warstwach zauważono



Ryc. 1. Mapa geologiczna zachodniej części Gór Świętokrzyskich (wg Szulczewskiego, 1971) z zaznaczonymi miejscami badań (kamieniołom Wietrzna i kamieniołom Mogiłki w Kostomłotach)



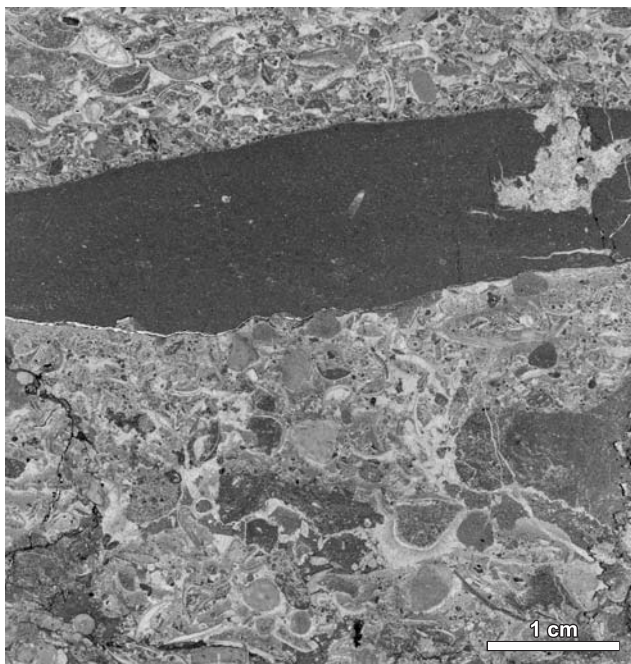
Ryc. 2.. Fragment ławicy zlepieńca śródformacyjnego w Kostomłotach. Widoczne dwa litologiczne typy intraklastów: drobniejsze, bardziej kuliste, rozmieszczone chaotycznie oraz typowy klast mikrytowy, mocno wydłużony, o subhoryzontalnej orientacji

Ryc. 3. Ławica zlepieńca śródformacyjnego w Kostomłotach. Intraklasty ułożone dłuższą osią pod kątem do warstwowania

położenie klastów dłuższą osią do góry (ryc. 3), czyli tzw. teksturę *edgewise*. Stopień upakowania jest zmienny: gdy otoczaki są mniejsze, osad ma zwarty szkielet ziarnowy, a gdy większe i mocno wydłużone — rozproszony szkielet ziarnowy. W przypadku gęstego upakowania kontakt między klastami jest prosty, niekiedy przebiega wzdłuż stylolitów. W obrębie warstw zlepieńców nie zaobserwowano gradacji; w jednej tylko warstwie w Kostomłotach zauważono słabo zaznaczone odwrócone uziarnienie frakcyjne.

W górnodewońskich zlepieńcach śródformacyjnych z Wietrzni i Kostomłotów wyróżniono dwie podobne do siebie mikrofacje: w pierwszej wiele ziaren kontaktuje wzdłuż mikrostylolitów, w drugiej stylolity nie występują. Zlepieńce te są intrabiopelsparudytami — grainstone/rudstone (sporadycznie *condensed grainstone* — wg Wright, 1992). W obrazie płytki cienkiej są widoczne mocno wydłużone, spłaszczone intraklasty (ryc. 4), niekiedy z delikatną laminacją poziomą (ryc. 5). Granica między tłem skalnym a intraklastami jest bardzo urozmaicona — miej-

scami wyraźna, erozyjna, ze słabym reliefem, miejscami nieostra, rozmyta, a niekiedy podkreślona obecnością mikrostylolitów. Intraklasty są zbudowane z mikrytu lub mikrosparytu i zawierają do 10% składników ziarnistych — głównie peloidy (0,035–0,23 mm) i sferyczne kalcysferoidy (0,094–0,33 mm). Tło skalne jest zbudowane ze sparytu, dużej ilości bioklastów i peloidów (ryc. 4, 5). Są to głównie liliowce o różnych wymiarach (0,08–7,68 mm), rzadziej, ułożone wklęsłą stroną ku górze skorupki ramionogów (do 8,63 mm), fragmenty trylobitów, pojedyncze kolonie mszywiolów, sporadycznie korale *Rugosa* i *Tabulata* oraz glony zielenice *Jansaella ridingi*. Miejscami bogaty zespół kalcysferoid (0,07–1,2 mm) tworzą *Archaeosphaera*, *Archaelagena*, *Bisphaera malevkensis*, *Corbiella* i *Parastegnammina* (Racki & Soboń-Podgórska, 1992). Można też znaleźć pojedyncze *Moravamminidy* (?) o długości 0,73 mm i szerokości 0,23 mm oraz sinice *Renalcis*. Peloidy (stanowiące do 30% tła skalnego) reprezentowane są przez drobne skupienia mułw i grudki fékalne (0,023–0,058 mm), pseudoooidy (0,082–0,117 mm) oraz



Ryc. 4. Zlepienieć śródformacyjny; kamieniołom Wietrznia, próba V/37. Brachiopodowo-krynoidowy intrabiopelsparudyt z widocznym, poziomo położonym, mikrytowym intraklastem

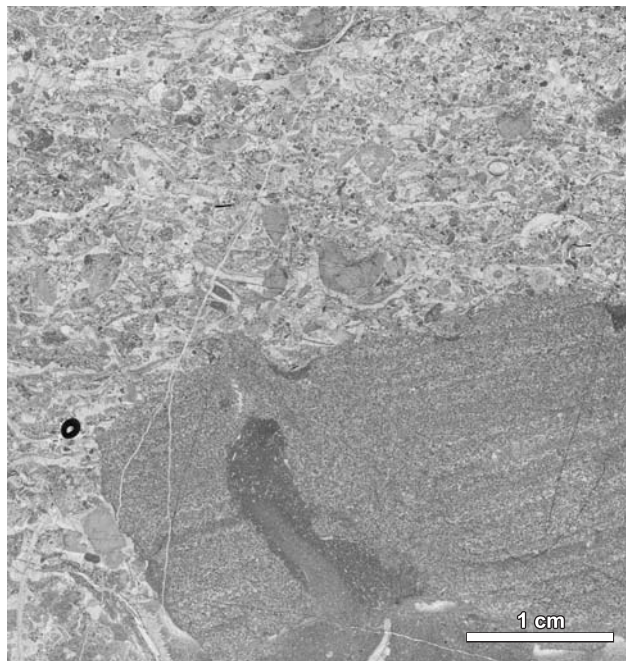
grudki agregacyjne (0,11–0,15 mm). Dewońskie zlepienieć śródformacyjne z Wietrzni i Kostomłotów są słabo wysortowane i zazwyczaj mocno scementowane.

Geneza zlepieńców śródformacyjnych

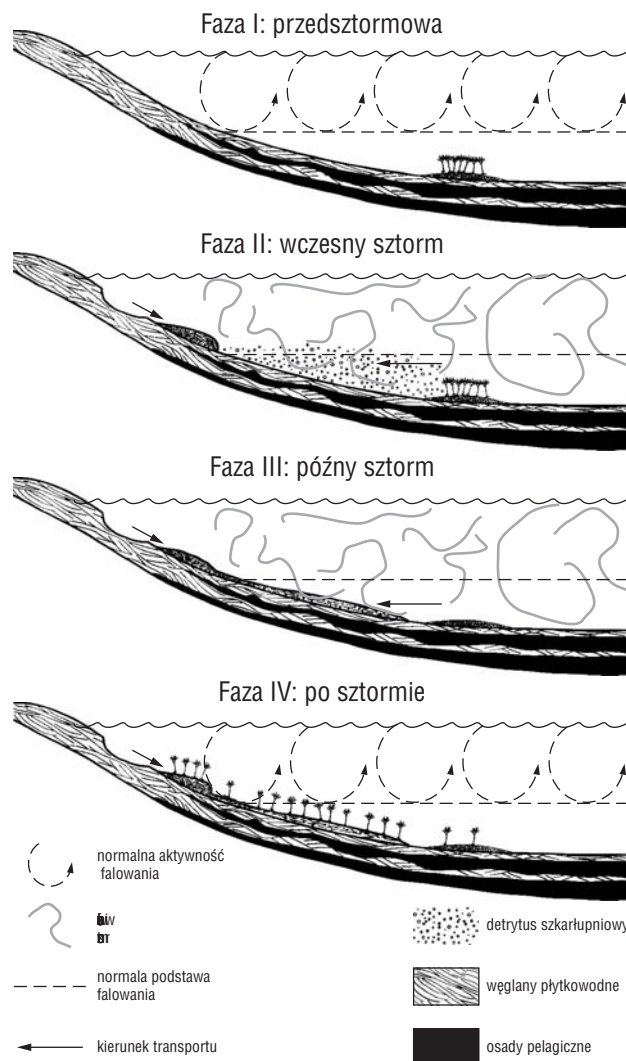
Zlepienieć typu *flat-pebble* powstawały w rozmaitych środowiskach sedymentacyjnych. Wielu autorów wiąże ich genezę ze sztormami (m.in. Chudzikiewicz, 1975; Jones & Dixon, 1976; Kaźmierczak & Goldring, 1978; Narkiewicz, 1978; Seilacher, 1991; Sepkowski i in., 1991). Sepkowski (1982) uważa, że do powstania zlepieńców przyczyniają się:

- epizodyczna depozycja i szybka, podmorska cementacja cienkich, przepuszczalnych warstw węglanowych, przeławiconych warstwami marglisto-iłastymi;
- erozja i przerobienie tabularnych klastów przez silne fale sztormowe.

Działaniu silnych fal sztormowych można przypisać pionowe lub prawie pionowe ułożenie intraklastów. Przy założeniu sztormowego pochodzenia ławic zlepieńców śródformacyjnych łatwo można wytłumaczyć ślady znacznej erozji, widoczne w spągowej części tych warstw. Znaczącą cechą płytkowodnych osadów sztormowych (tempestytów) jest obecność różnej miąższości warstw muszlowców, zwarty szkielet ziarnowy, gradacja oraz struktury typu warstwowania kopułowego i amalgamacja warstw (Aigner, 1985). W warstwach zlepieńców cechy te występują z różnym nasileniem. Kaźmierczak & Goldring (1978) wskazują na znaczny rozmiar otoczków oraz złożoną naturę otaczającego je matriksu, sugerując, że górnodewońskie zlepienieć z Gór Świętokrzyskich mogły powstać w wyniku oddziaływania fal sztormowych lub nawet fal tsunami. Myrow i in. (2004), na podstawie analizy kambryjskich utworów z formacji Snowy Range (Montana), przedstawił model powstawania zlepieńców na skutek przemywania i przerabiania węglanów przez fale sztormowe (ryc. 6). Według tego modelu poniżej normalnej podsta-



Ryc. 5. Zlepienieć śródformacyjny; kamieniołom Wietrznia, próba E 52. Brachiopodowo-krynoidowy intrabiopelsparudyt; u dołu intraklast z widoczną laminacją poziomą, zaburzoną przez bioturbacje



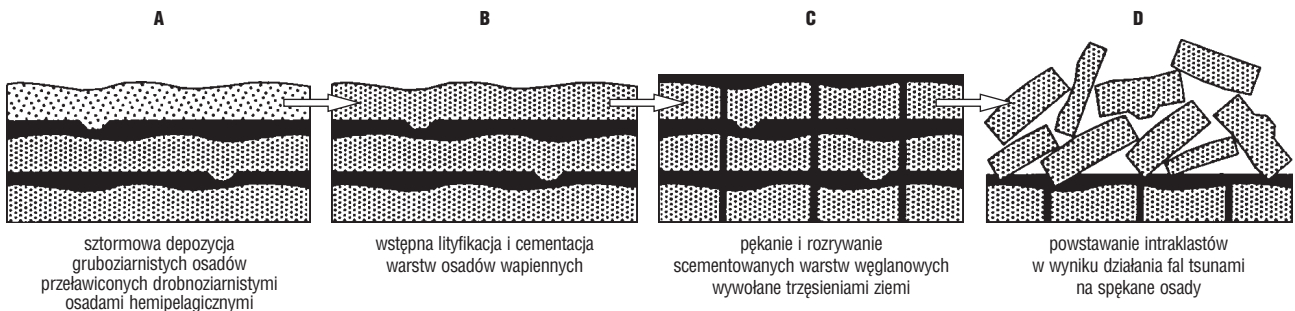
Ryc. 6. Model tworzenia zlepieńców śródformacyjnych przez fale sztormowe (wg Myrowa i in., 2004)

wy falowania rozwijają się szkarłupnie (faza I). Następnie silne fale sztormowe, sięgające głębiej niż normalna podstawa falowania, kruszą szkielety szkarłupni i transportują bioklasty w kierunku brzegu — jednocześnie erodują i przerabiają materiał węglanowy na linii brzegowej i uruchamiają spływ kohezynny (faza II). W fazie III pokruszone osady z linii brzegowej, wymieszane z rumoszem szkarłupniowym, są deponowane w jednej masie spływu jako zlepienie o subhoryzontalnej orientacji klastów i grubym, bioklastycznym matriksie. W IV, posztormowej fazie dochodzi do kolonizacji twardego dna i ponownego rozwoju szkarłupni.

Omawiając genezę zlepieńców śródformacyjnych należy zwrócić uwagę na współwystępujące ze zlepieńcami trombolity. Trombolity są tworzone przez bakterie rozwijające się w płytkich wodach strefy fotycznej, zapewniających bakteriom odpowiednią temperaturę i dostateczną ilość światła (Osleger & Read, 1991; Saltzman, 1999). Według Koerschnera & Reada (1989) wzrost trombolitów odbywa się w środowiskach wysokoenergetycznych, w wodach o głębokości do 1 m. Warstwy trombolitów bardzo często

część Ameryki Północnej), utworzone poniżej sztormowej podstawy falowania, na głębokości około 50 m. Ich powstanie wiąże on z działaniem fal tsunami.

Fale tsunami mogą być wywołane różnorodnymi czynnikami: podmorskimi, grawitacyjnymi ruchami masowymi, podmorską aktywnością wulkaniczną lub wstrząsami sejsmicznymi. Tinti (1987 [In:] Kullberg i in., 2001) podkreśla, że nie jeden z wyżej wymienionych impulsów, ale ich współdziałanie może zapoczątkować fale tsunami, stąd relatywna rzadkość tworzenia warstw zdarzeniowych. Pratt (2002) przedstawia działanie kolejnych czynników i mechanizmów odgrywających rolę w procesie powstawania zlepieńców zbudowanych z płaskich otoczków (ryc. 7). Sytuacją wyjściową (A) jest sztormowa depozycja gruboziarnistych osadów przeławiconych drobnoziarnistymi osadami hemipelagicznymi. Osady wapienne ulegają wstępnej lityfikacji i cementacji (B). Działające w późniejszym czasie fale, wywołane wstrząsami sejsmicznymi, rozrywają scementowane warstwy węglanowe (C). Osłabione w ten sposób osady są przemywane przez fale tsunami i deponowane w postaci zlepieńców (D).



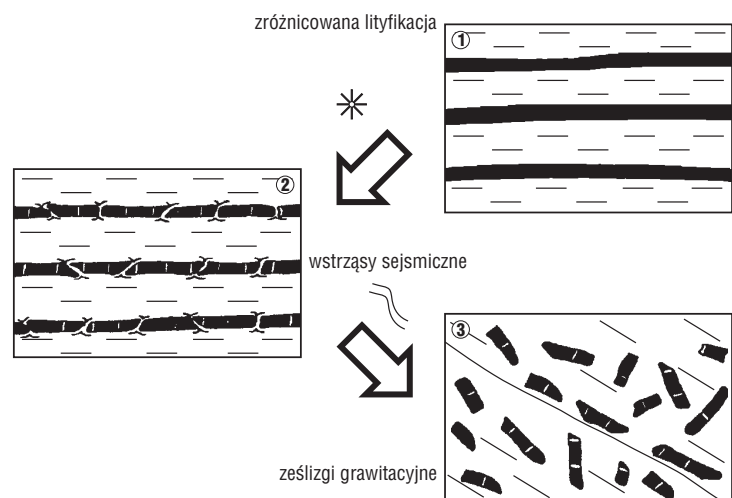
Ryc. 7. Proces powstawania zlepieńców śródformacyjnych, obejmujący synsedymacyjną cementację drobnoziarnistych piasków lub wapiennych tempestrytów, spękania spowodowane trzęsieniami ziemi oraz działanie fal tsunami (Pratt, 2002)

pokrywają zlepienie śródformacyjne. Zgodnie z tym oraz stosownie do modelu Saltzmana (1999) wzrost trombolitów odbywa się w środowisku płytszym niż to, w którym powstawały opisywane przez Pratta (2002) kambryjskie zlepienie śródformacyjne, czyli około sztormowej podstawy falowania.

Nie tylko sztormy mogą być przyczyną utworzenia zlepieńców śródformacyjnych. Pratt (2002) uważa, iż występowanie sztormów może nie być uwarunkowane klimatycznie oraz że wystąpienia zlepieńców węglanowych są dużo radsze niż tempestrytów klastycznych, co wskazuje na relatywnie sporadyczne zdarzenia, daleko radsze niż spodziewane sztormy. Dlatego też według Pratta (2002) kambryjskie zlepienie z Montany, zbudowane w większości z kanciastych i spękanych, chaotycznie rozmieszczonych intraklastów, wskazujących na wysoki stopień przemycia osadu, powstawały w wyniku oddziaływania fal tsunami. Silne fale tsunami sięgają głębiej niż fale sztormowe (Coleman, 1968), dlatego mogą się przyczynić do powstania zlepieńców typu *flat-pebble*, czyli osadów zdarzeniowych o wyjątkowym znaczeniu, i zapoczątkowania erozji śródformacyjnej, nawet poniżej sztormowej podstawy falowania. Pratt (2001) opisał węglanowe, niskoenergetyczne tempestryty z charakterystycznym warstwowaniem kupałowym (Formacja Helena, zachodnia

Podwodna aktywność sejsmiczna nie musi wywoływać fal tsunami, ale jej działanie może być wystarczające do zainicjowania podwodnych ześlizgów, dających początek depozycji *flat-pebble*. W ten właśnie sposób została wyjaśniona geneza jurajskich zlepieńców z Portugalii (Kullberg i in., 2001). Proponowany przez autorów (ryc. 8) trójstopniowy mechanizm powstawania zlepieńców obejmował:

1) zróżnicowaną lityfikację cienkich, pozbawionych bio-



Ryc. 8. Mechanizm tworzenia zlepieńców śródformacyjnych obejmujący zróżnicowaną lityfikację, wstrząsy sejsmiczne i późniejsze ześlizgi grawitacyjne (wg Kullberga i in., 2001)

turbacji warstw węglanowych i warstw marglisto-ilastych; 2) potrząskanie warstw węglanowych przez wstrząsy sejsmiczne; 3) grawitacyjny ześlizg pokruszonych fragmentów, wymieszanych i rozrzuconych w matriksie. Horyzonty zlepieńców były rezultatem zdarzeń, które występowały między fazą niskiej aktywności tektonicznej, identyfikowanej na podstawie mikrospektań, a początkowym poruszeniem na wódkonsolidowanych osadów. Podobną genezę dewońskich zlepieńców śródformacyjnych przedstawił Szulczewski (1968), łącząc podwodne ześlizgi z trzęsieniami ziemi występującymi we wczesnej fazie orogenezy wartyjskiej.

Prądy zawieszinowe oraz wysokoskoncentrowane spływy generowane przez sztormy były wymieniane jako przyczyny powstania zlepieńców śródformacyjnych w południowych Chinach i północnych Włoszech (Wignall & Twitchett, 1999). Myrow i in. (2004) uważają, że dominująca w wielu warstwach pozioma orientacja klastów sugeruje transport przez gęste, lepkie spływy, które mogą zachodzić nawet poniżej normalnej podstawy falowania.

Szukając przyczyny powstania węglanowych zlepieńców zbudowanych z płaskich, wydłużonych otoczków, należy zwrócić uwagę na procesy związane z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym (Dżułyński, 1966). Analizując schematy przedstawione na ryc. 7 i ryc. 8 zauważymy, iż sytuacją wyjściową do utworzenia zlepieńców jest układ warstw o różnej gęstości, który może być czynnikiem przemieszczania się materiału z jednej warstwy do drugiej. Wówczas do powstania zlepieńców typu *flat-pebble* wstrząsy sejsmiczne, fale tsunami czy ześlizgi grawitacyjne nie są konieczne. Bialik i in. (1972) opisywali zaburzenia synsedymencyjne oraz zlepienie śródformacyjne, które powstały dzięki odkształceniom układów o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym. Bodźcem, który powodował uruchomienie osadów znajdujących się w stanie równowagi nietrwałej, były prądy denne.

Braun & Friedman (1969) sugerowali, że zlepienie powstawały w wyniku rozmywania wysychających i stwardniałych mielizn. Występowanie zlepieńców śródformacyjnych o tej genezie jest jednak ograniczone tylko do strefy supralitoralnej, a ich charakterystyczne cechy sedymentacyjne to: struktury fenestralne, znaczna porowatość oraz obecność szczelin z wysychania.

Geneza zlepieńców śródformacyjnych z Wietrzni i Kostomłotów

Jak na tym tle można wyjaśnić genezę zlepieńców śródformacyjnych z Wietrzni i Kostomłotów? Gruboziarnistość osadów oraz ich słabe wysortowanie dowodzą silnej turbulencji wód (Whalen i in., 2002). Ostra i wyraźna granica między tłem skalnym a intraklastami wskazuje na konsolidację utworów podłoża (m.in. Radwański, 1960), tym nie mniej sporadyczna obecność intraklastów niezbyt ostro oddzielonych od tła świadczy o istnieniu osadów słabiej skonsolidowanych.

Materiał bioklastyczny tych zlepieńców pochodzi zarówno ze środowiska platformowego płytszych wód (korale *Rugosa* i *Tabulata*, struktury *Renalcis*, kalcysfery, glony zielenice), jak i ze skłonu (krynoidy i ramienionogi) (Whalen i in., 2002). Wymieszanie składników płytko- i głębokowodnych świadczy o ich redepozycji i dużej energii przepływu wód w trakcie powstania osadów. Słabe wysortowanie i sporadycznie nieregularna orientacja klastów

wskazuje na transport przez prądy kohezyjne (Einsele, 1991). Bioklasty i intraklasty zawieszane w ziarnisto-mułowcowym tle skalnym to jedna z ważniejszych cech spływów kohezyjnych. Jednak w zlepieńcach z Wietrzni i Kostomłotów przeważa matriks sparytowy, przez co wydaje się, że osad ten nie miał odpowiedniej dla spływu spistości (kohezji) fazy rozpraszającej. Nietypowy dla osadów spływów kohezyjnych jest też często obserwowany w tych skałach zwarty szkielet ziarnowy i równoległa orientacja dłuższych osi płaskich intraklastów (Bełka & Skompski, 1988). Za to takie cechy, jak: chaotyczne, bezładne ułożenie klastów, niewielkie ilości spoiwa, zmienna grubość ławic i brak wewnętrznych struktur depozycyjnych przemawiają za transportem ziarnowym.

Duże rozmiary bioklastów i intraklastów lokalizują depozycję tych wapieni w pobliżu sztormowej podstawy falowania i wiążą je z procesami sztormowymi. Również erozyjna podstawa warstw zlepieńców sugeruje wysokoenergetyczne warunki środowiska wodnego, typowe dla tempestatów (Aigner, 1985). Oboczne zmiany miąższości warstw oraz ich amalgamacja to kolejne cechy tempestatów (Einsele, 2000), obserwowane w omawianych zlepieńcach. Skład i cechy mikrofacjalne zlepieńców z Wietrzni i Kostomłotów oraz porównanie z opisywanymi w literaturze równoleżnikowymi osadami tego typu z Polski (Narkiewicz, 1978) i Niemiec (Devleeschouwer, 2002) pozwalają jako główny, ale nie jedyny, czynnik erozji i transportu przyjąć sztormy i zaliczyć zlepienie typu *flat-pebble* do tempestatów proksymalnych. Tym niemniej część ławic zlepieńców mogła powstać w wyniku spływu ziarnowego, zainicjowanego wcześniejszymi warunkami sztormowymi.

Podsumowanie

Zlepienie typu *flat-pebble* są ważnym składnikiem skał węglanowych powstałych w różnych kopalnych środowiskach sedymentacyjnych. Stosunkowo rzadko ich nagromadzenia opisywane są we współczesnych środowiskach supralitoralnych i plażowych (m.in. Sanderson & Donovan, 1974).

Geneza tych skał jest różnorodna i złożona. Jednak większość autorów opisujących proces tworzenia się tych skał podkreśla znaczenie wczesnej lityfikacji, a następnie erozji (Sepkoski, 1982; Koerschner & Read, 1989; Wignall & Twitchett, 1999; Kullberg i in., 2001; Pratt, 2002). Jednocześnie określono tworzenie zlepieńców w warunkach wysokoenergetycznych, co w powiązaniu z wyjątkowo incydentalnym występowaniem pozwala zaliczyć te osady do warstw zdarzeniowych.

Depozycja węglanowych zlepieńców zbudowanych z płaskich otoczków jest rezultatem przerobienia częściowo zlifyfikowanych, cienkich, węglanowych warstw przez: 1) sztormy; 2) fale tsunami; 3) wstrząsy sejsmiczne; 4) spływy grawitacyjne; 5) odkształcenia układów o niestatecznym warstwowaniu gęstościowym oraz 6) rozmywanie wysychających i stwardniałych mielizn.

Badane przez autorkę dolnofrańskie zlepienie śródformacyjne z Wietrzni i Kostomłotów powstały prawdopodobnie w wyniku działania sztormów i częściowo spływów ziarnowych, zainicjowanych przez sztormy.

Autorka składa serdeczne podziękowania mgr Małgorzacie Manowskiej z UŚ za pomoc w wykonaniu rysunków.

Literatura

- AIGNER T. 1985 — Storm depositional systems. [In:] Lecture Notes in Earth-Science 3, Berlin-Springer.
- BAUD A., MAGARITZ M. & HOLSER W.T. 1989 — Permian-Triassic of the Tethys: carbon isotope studies. *Geol. Rund.* 78:649–677.
- BELKA Z. & SKOMPSKI S. 1988 — Mechanizm sedymentacji i pozycja facjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 8: 442–448.
- BIALIK A., TRAMMER J. & ZAPAŚNIK T. 1972 — Synsedimentary disturbances in Middle Triassic carbonates of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 22: 265–274.
- BOUCHETTE F., SEGURET M. & MOUSSINE-POUCHKINE A. 2001 — Coarse carbonate breccia as a result of waterwave cyclic loading (Uppermost Jurassic and South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48: 767–789.
- BRAUN M. & FRIEDMAN G.M. 1969 — Carbonate lithofacies and environments of the Tribes Hill Formation (Lower Ordovician) of the Mohawk Valley, New York. *Jour. Sedim. Petrol.*, 39: 113–135.
- CHEN L., LUO X. & XIAO J. 1991 — Early Triassic calcareous storm deposits in southeastern Hubei (in Chinese, English abstract). *Sedim. Facies Palaeogeog.*, 11: 1–9.
- CHUDZIKIEWICZ L. 1975 — Intraformational conglomerates in the Gogolin Beds (Middle Triassic, southern Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 45: 3–20.
- COLEMAN P.J. 1968 — Tsunamis as geological agents. *J. Geol. Soc. Aust.*, 15: 267–273.
- DATTILLO B.F. 1993 — The Lower Ordovician Fillmore Formation of western Utah: storm dominated sedimentation on a passive margin. *Brigham Young Univ. Geol. Stud.*, 39: 71–100.
- DAVIES G.R. & SHERVIN M.D. 1997 — Productive dolomitised coquinal facies of the Lower Triassic Montney Formation, western Canada sedimentary basin. *Core Conference Volume, CSPG-SEPM Joint Convection, Calgary*: 257–276.
- DEMICO R.V. 1983 — Wavy and lenticular-bedded carbonate ribbon rocks of the Upper Cambrian Conococheague Limestone, Central Appalachians. *Jour. Sedim. Petrol.*, 53: 1121–1132.
- DEVLEESCHOUWER X., HERBOSCH A. & PRÉAT A. 2002 — Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 181: 171–193.
- DŻUŁYŃSKI S. 1966 — O strukturach sedymentacyjnych związanych z niestatecznym uwarstwieniem gęstościowym. *Rocz. PTG*, 36: 3–21.
- EINSELE G. 1991 — Submarine Mass Flow Deposits and Turbidities. [In:] Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin-Springer, 314–339.
- EINSELE G. 2000 — *Sedimentary Basin. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- FLÜGEL E. 2004 — *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer.
- FUTTERER E. 1982 — Experiments on the distinction of wave and current influenced shell accumulations. [In:] Einsele G. & Seilacher A. (eds), *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag Berlin, 174–179.
- JONES B. & DIXON O.A. 1976 — Storm deposits in the Read Bay Formation (Upper Silurian), Somerset Island, Arctic Canada. *Jour. Sedim. Petrol.*, 46: 393–401.
- KAŻMIERCZAK J. & GOLDRING R. 1978 — Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. *Geol. Mag.*, 115: 359–366.
- KOERSCHNER W.F. & READ J.F. 1989 — Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. *Jour. Sedim. Petrol.*, 59: 654–687.
- KOTAŃSKI Z.J. 1955 — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego Triasu Tatr. *Rocznik PTG*, 24: 63–104.
- KULLBERG J.C., OLÓRIZ F., MARQUES B., CAETANO P.S. & ROCHA R.B. 2001 — Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). *Sed. Geology*, 139: 49–70.
- LEHRMANN D.J., WAN J., WEI J., YU Y. & XIAO J. 2001 — Lower Triassic peritidal cyclic limestone: an example of anachronistic carbonate facies from the Great Bank of Guizhou, Nanpanjiang Basin, Guizhou province, South China. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 173: 103–123.
- MARKELLO J.R. & READ J.F. 1981 — Carbonate ramp to deeper shale shelf transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. *Sedimentology*, 28: 573–579.
- MYROW P.M., TICE L., ARCHULETA B., CLARK B., TAYLOR J.F. & RIPPERDAN R.L. 2004 — Flat-pebble conglomerate: its multiple origins and relationship to metre-scale depositional cycles. *Sedimentology*, 51: 973–996.
- NARKIEWICZ M. 1978 — Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geol. Pol.*, 28: 415–468.
- OSLEGER D. & READ J.F. 1991 — Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, Late Cambrian, USA. *Jour. Sedim. Petrol.*, 61: 1225–1252.
- PIOTROWSKI J. & PIOTROWSKA K. 2004 — Słownik jednostek litostratygraficznych Polski. T. III: Jednostki formalne mezozoiku i kenozoiku: T. Mardal (ed) Państw. Inst. Geol.
- PRATT B.R. 2001 — Oceanography, bathymetry and syndepositional tectonics of a Precambrian intracratonic basin: integrating sediments, storms, earthquakes and tsunamis in the Belt Supergroup (Helena Formation, ca. 1.45 Ga), western North America. *Sed. Geology*, 141–142: 371–394.
- PRATT B.R. 2002 — Storms versus tsunamis: Dynamic interplay of sedimentary, diagenetic, and tectonic processes in the Cambrian of Montana. *Geol.* 30: 423–426.
- RACKI G. & SOBON-PODGÓRSKA J. 1992 — Givetian and Frasnian calcareous microbios of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeo. Pol.*, 37: 256–289.
- RADWAŃSKI A. 1960 — Osuwiska podmorskie w malmie i senonie mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 10: 221–246.
- SANDERSON D.J. & DONOVAN R.N. 1974 — The vertical packing of shells and stones on some recent beaches. *Jour. Sedim. Petrol.*, 44: 680–688.
- SALTZMAN M.R. 1999 — Upper Cambrian carbonate platform evolution. Elvinia and Taenicephalus Zones (Pterocephaliid-Ptychaspid biotere boundary), northwestern Wyoming. *Jour. of Sedim. Res.*, 69: 926–938.
- SEILACHER A. 1991 — Events and their signatures — an overview. [In:] Einsele G. & Seilacher A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, 222–226.
- SEPKOSKI JR., JJ 1982 — Flat-pebble conglomerates, storm deposits, and the Cambrian bottom fauna. [In:] Einsele G. & Seilacher A. (eds) *Cyclic and Event Stratification*. Springer-Verlag Berlin, 371–385.
- SEPKOSKI JR., JJ., BAMBACH R.K. & DROSER M.L. 1991 — Secular changes in Phanerozoic event bedding and the biological overprint. [In:] Einsele G. & Seilacher A. (eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, 298–312.
- SZULCZEWSKI M. 1968 — Slump structures and turbidities in Upper Devonian limestones of the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 17: 304–326.
- SZULCZEWSKI M. 1971 — Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 21: 1–129.
- WHALEN M.T., DAY J., EBERLI G.P. & HOMEWOOD P.W. 2002 — Microbial carbonates as indicators of environmental change and biotic crises in carbonate systems: examples from the Late Devonian, Alberta basin, Canada. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 181: 127–151.
- WHISONANT R.C. 1987 — Paleocurrent and petrographic analysis of imbricate intraclasts in shallow-marine carbonates, Upper Cambrian, Southwestern Virginia. *Jour. Sedim. Petrol.*, 57: 983–994.
- WIGNALL P.B., MORANTE R. & NEWTON R. 1998 — The Permian-Triassic transition in Spitsbergen: $\delta^{13}C_{org}$ chemostratigraphy, Fe and S geochemistry, facies, fauna and trace fossils. *Geol. Mag.*, 135: 47–62.
- WIGNALL P.B. & TWITCHETT R.J. 1999 — Unusual intraclastic limestones in Lower Triassic carbonates and their bearing on the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Sedimentology*, 46: 303–316.
- WRIGHT V.P. 1992 — A revised classification of limestones. *Sed. Geology*, 76: 177–185.

Praca wpłynęła do redakcji 21.05.2005 r.
Akceptowano do druku 16.05.2006 r.