

Deformacje skamieniałości śladowych a proces kompaktacji w wapieniach mikrytowych górnej jury okolic Korzkwi (Wyżyna Krakowska)

Deformations of trace fossils versus compaction in micritic limestones, an example from Korzkiew, Upper Jurassic (Kraków Upland)

Piotr ZIÓŁKOWSKI

Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa;
e-mail: pit@geo.uw.edu.pl

Key words: Oxfordian, firmground, trace fossils, compaction, palaeorelief, Kraków Upland.

ABSTRACT: Upper Jurassic (Oxfordian, Bimammatum Zone) micritic limestones show presence of omission surface of firmground character with trace fossils assemblage. Deformations of burrows are used to quantitative determination of mechanical compaction, applying Ricken's model. Presented results may be used in reconstruction of sea bottom relief during Late Jurassic in area of study.

WSTĘP

Analiza procesu kompaktacji w relacji do historii pogrzebienia osadu stanowi ważny element w rekonstrukcjach paleoreliefu basenów czy też analizie subsydencji. Celem niniejszej pracy jest prześledzenie w czasie procesu kompaktacji mechanicznej (fizycznej) zachodzącej w mułe węglanowym na podstawie analizy deformacji skamieniałości śladowych występujących w wapieniach mikrytowych górnego oksfordu (poziom Bimammatum) w Korzkwi na Wyżynie Krakowskiej.

HISTORIA BADAŃ

Proces kompaktacji mułu węglanowego był przedmiotem wielu prac zarówno empirycznych jak i eksperymentalnych (np. Terzagi 1940; Weller 1959; Bathurst 1976, 1986; Pray 1960, Shinn i in. 1977; Meyers 1980; Shinn i Robbin 1983; Ricken 1985, 1987). Wskaźnikami służącymi do odtworzenia procesu kompaktacji mechanicznej w wapieniach typu mudstone i wackestone były: deformacje skamieniałości śladowych (Crimes 1975; Ricken 1985, 1987; Gaillard i Jautee 1987), deformacje pelletów i rotacja wydłużonych ziaren allochemów (Meyers 1980; Bathurst 1986), zachowanie w osadzie mikrostruktur fenestralnych (Lasemi

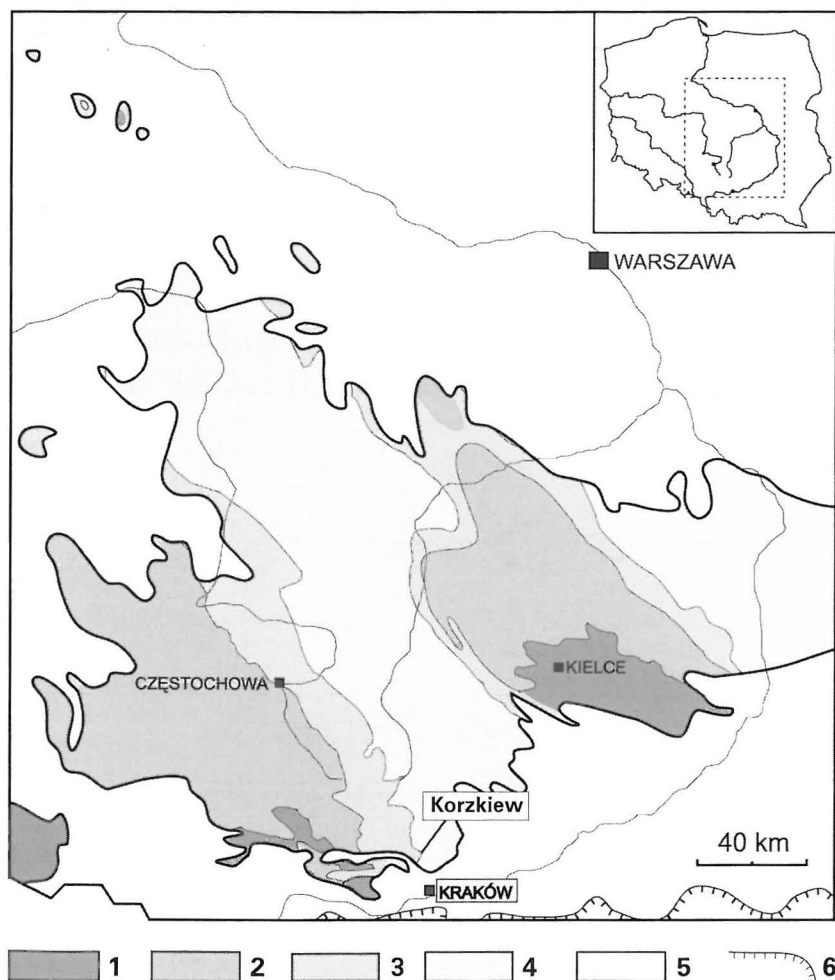


Fig. 1. Geologiczny szkic lokalizacyjny: 1 – paleozoik; 2 – trias, jura dolna i środkowa; 3 – jura górna; 4 – kreda; 5 – kenozoik; 6 – nasunięcie Karpat.

i in. 1990) oraz deformacje cienkościennych organicznych palinomorf i dinoflagellatów (Westphal i Munnecke 1997; Barski i Bojanowski 2005).

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Utwory górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej reprezentowane są przez różnego rodzaju wapienie, wapienie margliste i margle, wśród których można wydzielić dwa typy genetyczne: (a) wapienie organogeniczne, masywne, tworzące różnej wielkości biohermy oraz (b) różne odmiany wapieni uławiconych, wapieni marglistych i margli. Występowanie bioherm związane jest ze strefami zwanymi kompleksami biohermalnymi, między którymi w basenach międzybiohermalnych występują utwory uławicone (Matyja i Wierzbowski

2004). Kompleksy biohermalne stanowiły w późnej jurze wyraźne elewacje dna morskiego; deniwelacje sięgały nawet 200 m (Matyja i Wierzbowski 1996). W obrębie utworów basenowych (basenów międzybiohermalnych), szczególnie w ich marginalnych partiach, spotyka się osady podmorskich ruchów masowych (np. Vierek 1997).

Odsłaniające się w okolicy Korzkwi (fig. 1) wapienie mikrytowe i drobnoziarniste z wkładkami osadów redeponowanych ze względu na niewielki obszar występowania (por. Bukowy 1956; Ziółkowski 2002) reprezentują zapewne podrzędny basen istniejący w obrębie kompleksu biohermalnego, odpowiadający zastosowanemu przez Santantonio (1994) terminowi „perched basin“.

W badanym odsłonięciu (fig. 2), w jego dolnej części odsłaniają się (1) średnioławicowe (25-40 cm), żółte, pozbawione makrofauny wapienie mikrytowe typu mudstone o miąższości około 3 m. Kończą się one powierzchnią omisyjną (firmground), którą intensywnie zasiedlały organizmy penetrujące osad.

Powierzchnię tę przykrywa (2) warstewka zielonkawego marglu (2-3 cm) z licznymi szczątkami szkarłupni i skorodowanych rostrów belemnitów. Ponad margłem znajdują się (3) gruboławicowe wapienie gąbkowe z krzemieniami o grubości ławic około 80 cm. Profil kończy zespół (4) cienkoławicowych wapieni mikrytowych i ziarnistych.

Omawiane skały należą do poziomu Bimmatum górnego oksfordu (Ziółkowski 2002).

SKAMIENIAŁOŚCI ŚLADOWE

Skamieniałości śladowe występujące w wapieniach mikrytowych poniżej powierzchni omisyjnej stanowią dość ubogi zespół. Wyróżniono takie formy jak: *Chondrites* isp., *Cylindrichmus* isp., *Asterosoma* isp. oraz *?Palaeophycus* isp. (fig. 3A-C).



Fig. 2. Profil litologiczny odsłonięcia w Korzkwi: 1 – średniolawicowe wapienie mikrytowe ze skamieniałościami śladowymi; 2 – przeławicenie margliste przykrywające powierzchnię omisyjną; 3 – grubolawicowe wapienie z gąbkami i krzemieniami; 4 – cienkolawicowe wapienie ziarniste i mikrytowe.

Chondrites isp. to cienkie (do 3 mm) cylindryczne lub lekko spłaszczone, regularnie rozgałęziające się kanały, przebiegające pod różnymi kątami w stosunku do powierzchni uławicenia. Wypełnione są osadem wyraźnie różniącym się od otaczającej skały, co często podkreślone jest przez żelaziste diagenetyczne halo. Występowanie *Chondrites* isp. ogranicza się tylko do przypowierzchniowej strefy pod powierzchnią omisyjną (do około 35 cm).

Cylindrichnus isp. to pojedyncze, cylindryczne kanały o średnicy od 5-15 mm i długości do 70 cm, o charakterystycznej koncentrycznej budowie. Ściany kanałów wyścielone są grubą warstwą zielonkawego osadu (tzw. lining), zaś środek kanału stanowi kilkumilimetrowej średnicy rdzeń, zbudowany z tego samego osadu, co otaczająca skała.

Asterosoma isp. to nieregularne, spłaszczone kanały o dłuższej osi do 25 mm, wyścielone bardzo grubą warstwą osadu. W kanałach tych występuje, (podobnie do *Cylindrichnus* isp.) rdzeń zbudowany z podobnego osadu co skała otaczająca, lecz położony najczęściej nie centralnie, a bocznie.

?*Palaeophycus* isp. to cylindryczne lub lekko spłaszczone, pojedyncze kanały, biegnące poziomo lub prawie poziomo o średnicy 3 – 8 mm. Wypełnione są w całości osadem identycznym w stosunku do skały otaczającej do tego stopnia, iż czasami w płytce cienkiej nie widać zarysów kanału.

Są za to dobrze widoczne na powierzchniach spękanej skały. Ściany kanałów nie są wyścielone filmem osadu (lining) lub też wyściółka jest bardzo cienka (fig. 3C), co odróżnia obserwowane formy od *Palaeophycus* isp.

Powysze formy należą do rodzajów oportunistycznych mułozerców, dobrze znoszących warunki deficytu tlenu (por. Ekdale i Mason 1988). Podobny zespół skamieniałości z obszaru okolic Krakowa był opisywany z wapieni płytowych środkowego oksfordu Młynki, Podłęża i Raclawic (Hoffman i Uchman 1992).

METODY I WYNIKI

Wydaje się, iż deformacje skamieniałości śladowych są dobrym wskaźnikiem do określania kompaktacji w skałach. Przede wszystkim dlatego, że same stanowią część osadu i podlegają tym samym procesom, co sam osad (Ricken 1987).

Do pomiarów wybrano tylko skamieniałości ?*Palaeophycus* isp. (fig. 3C). Zrobiono tak z kilku względów:

– są one dobrze zachowane i widoczne na powierzchni skały podczas eksploatacji w odsłonięciu oraz dają się wypreparować,

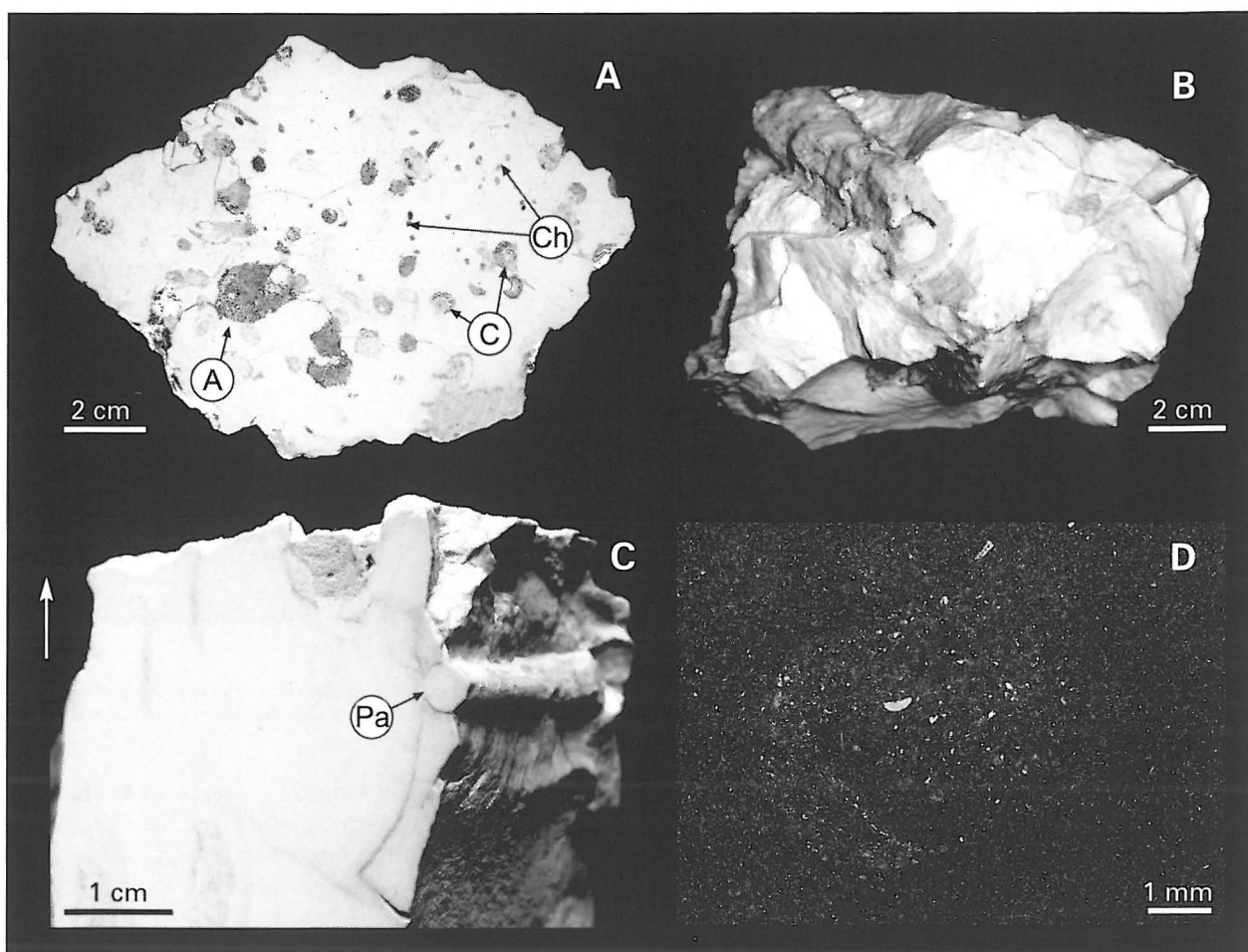


Fig. 3. A – Zespół skamieniałości śladowych z Korzkwi: Ch – *Chondrites* isp., C – *Cylindrichnus* isp., A – *Asterosoma* isp.; B – *Cylindrichnus* isp. w wapieniach mikrytowych z Korzkwi; C – *?Palaeophycus* isp., strzałka wskazuje strop ławicy; D – wypełnienie nory wzbogacone w detrytus szkarłupniowy, płytka cienka, skrzyżowane nikole.

- wiele nor przebiega poziomo lub prawie poziomo, a pionowe odcinki sugerują ich pierwotny cylindryczny kształt,
- ze względu na brak wyściółki nie podlegały wcześniejszej cementacji niż osad otaczający,
- wypełnia je osad identyczny w stosunku do skały otaczającej, więc proces kompaktacji nory i skały otaczającej powinien przebiegać w ten sam sposób.

Podczas prac terenowych i laboratoryjnych dokonano 27 pomiarów osi poziomej (a) i osi pionowej (b) elipsy w płaszczyźnie prostopadłej do osi kanału. Do pomiarów wybrano poziome (równoległe do uławicenia) odcinki nor. Wyniki zebrano w tabeli – fig. 4.

Kompaktacja nory (K_b) (por. Ricken 1987) wyraża się wzorem:

$$K_b[\%obj.] = (1-b/a) \cdot 100\%$$

gdzie „a” jest osią poziomą, zaś „b” osią pionową elipsy.

Przyjmuje się, że oś pozioma zachowuje stałą długość podczas deformacji nory (fig. 5). Kompaktacja mechaniczna mułu węglanowego zachodzi w wyniku odwadniania osadu i coraz gęstszego upakowania ziaren. Gdyby następowało poziome rozciąganie nory, to w rezultacie cała warstwa musiałaby zwiększać swój literalny zasięg fałdując się w miarę pogrzebania (Ricken 1987). Ponadto, jeśli nora wypełniona jest osadem takim samym lub podobnym do skały otaczającej, to przyjmuje się, że stopień deformacji nory (K_b) równa się kompaktacji mechanicznej osadu $K=K_b$ (fig. 5B).

	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>b/a</i>	$K=(1-b/a)*100\%$
Średnia	5,14	4,39	0,86	13,88
Błąd standardowy	0,21	0,15	0,01	0,81
Mediana	4,90	4,40	0,87	13,46
Odchylenie standardowe	1,09	0,79	0,04	4,19
Wariancja próbek	1,19	0,62	0,00	17,58
Zakres	4,70	3,50	0,16	15,97
Minimum	3,10	2,90	0,78	6,25
Maksimum	7,80	6,40	0,94	22,22
Licznik	27,00	27,00	27,00	27,00
Poziom ufności (95,0%)	0,43	0,31	0,02	1,66

Fig. 4. Wyniki pomiarów kompaktacji mechanicznej w wapieniach mikrytowych na podstawie pomiarów deformacji skamieniałości śladowych.

DYSKUSJA

Uzyskane wyniki sugerują, iż kompaktacja mechaniczna w opisywanych skałach wynosiła zaledwie około 14%, a proces cementacji zatrzymał dalszą redukcję miąższości. Mogłoby tak być, gdyby przyjąć teoretycznie, że opisany zespół skamieniałości śladowych zasiedlał luźny muł węglanowy (soupground), a brak warstwy homogenicznej spowodowany jest późniejszym procesem jej usunięcia i odgrzebania niższych pięter nor zach-

wanych w osadzie sztywniejszym (firmground). Jednakże bardziej prawdopodobne wydaje się, że dopiero powstanie powierzchni omisyjnej na odgrzebanym twardszym osadzie (w wyniku chociażby ruchu wody wskutek podmorskich ruchów masowych, których produkty obserwujemy w sąsiednich odsłonięciach) umożliwiło oportunistycznym organizmom ryjącym krótkotrwałe jej zasiedlenie. Świadczy o tym fakt znajdowania w norach wypełnianych aktywnie (active filling) drobnego detrytusu szkarłupniowego (fig. 3D), w który bogata jest warstewka leżącego wyżej plastycznego marglu. W związku z tym 14% kompaktacji stanowiłoby tylko część całkowitej wartości kompaktacji przypadającej na trochę późniejszy okres diagenetyzy – od stadium sztywnego osadu (firm) do momentu jego cementacji.

Tak czy inaczej, sądzić należy, że większa część procesu kompaktacji mechanicznej mułu węglanowego przypada na wczesnodiagenetyczne stadium odwodnienia osadu – od stadium luźnego osadu (soupground) do stadium sztywnego osadu (firm-

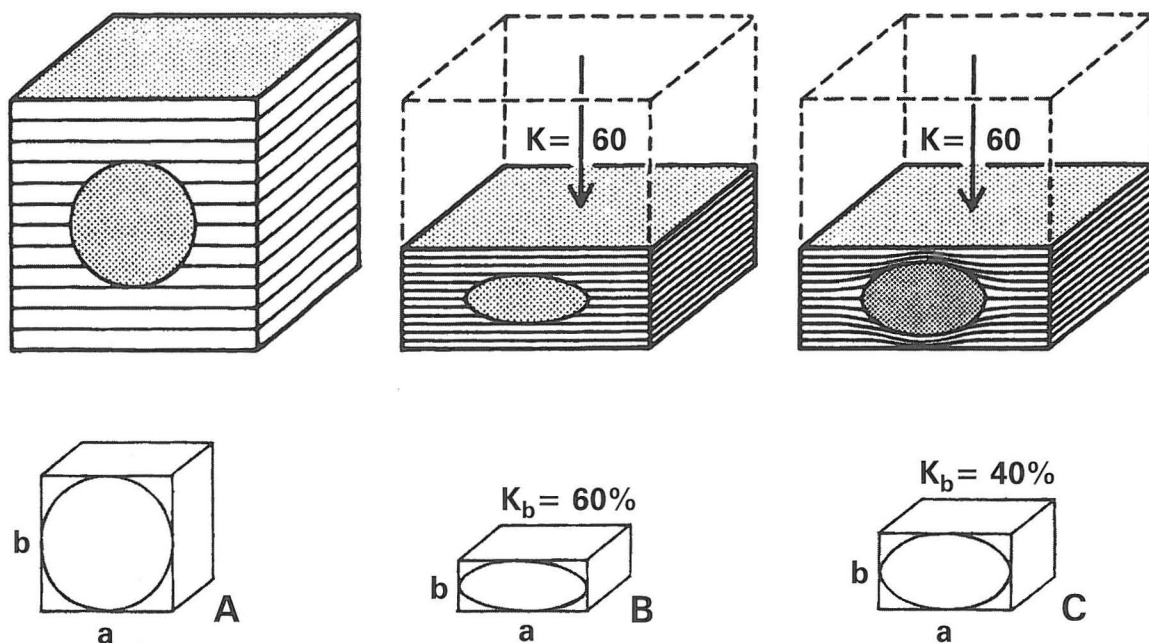


Fig. 5. Obliczanie kompaktacji przy użyciu pierwotnie cylindrycznych bioturbaacji; przekroje poprzeczne do utwarcenia i nory: *a* – oś dłuższa; *b* – oś krótsza; A – Pierwotna objętość osadu zawierającego okrągłe rycia; B – w większości przypadków stopień kompaktacji (*K*) równy jest stopniowi deformacji nory (*K_b*); C – nory scementowane wcześniej niż osad wykazują mniejsze deformacje (*K_b*), niż kompaktacja osadu (*K*) (wg Ricken 1987).

ground), zapewne już pod niewielkiej miąższości nadkładem. Proces kompaktacji mechanicznej jest procesem ciągłym, zaczynającym się już w momencie złożenia osadu, a każda następna warstewka powoduje kompaktację niżej położonych utworów.

Rozważania powyższe znajdują odzwierciedlenie w dyskutowanym w ostatnich latach problemie deniwelacji dna morskiego pomiędzy kompleksami biohermalnymi a basenami między nimi (por. Matyja i Wierzbowski 1996; Matyszkiewicz 1999). Na podstawie porównania położenia ponad powierzchnią odniesienia (strop keloweju) równowiekowych utworów pochodzących z kompleksu biohermalnego i sąsiadującego z nim basenu Matyja i Wierzbowski (1996) postulowali relief dna morskiego dochodzący do 200 m. Tak znaczne deniwelacje dna podważył Matyszkiewicz (1999) twierząc, iż wynik ten jest znacznie zawyżony (najwyżej 100 m), gdyż nie uwzględniono zróżnicowania kompaktacji pomiędzy utworami biohermalnymi (wcześnie zlitfikowanymi, niepodatnymi na kompaktację mechaniczną) i utworami uławicznymi (w znacznym stopniu podlegającymi kompaktacji). Jednakże autor ten do wyliczeń kompaktacji mechanicznej osadów międzybiohermalnych użył nomogramu służącego do obliczeń dekompaktacji ilów (Perrier i Quiblier 1974) oraz nomogramu do dekompaktacji mułu węglanowego skonstruowanego z danych pochodzących z eksperymentalnych badań laboratoryjnych (Doglioni i Goldhammer 1988). Powyższe nomogramy w oczywisty sposób nie uwzględniają procesu cementacji (Goldhammer 1997), który zatrzymuje kompaktację mechaniczną. Ponadto przyjęcie przez Matyszkiewicza, iż osady oksfordu ulegały kompaktacji mechanicznej pod nadkładem m.in. skał systemu kredowego wydaje się być błędnym założeniem – osady oksfordu były już zlitfikowane podczas wczesnokredowego odgrzebania.

Kompaktacja mułu węglanowego jest procesem złożonym, o nieliniowym charakterze, zależnym od wielu czynników. Wydaje się zatem, iż przyjęty przez Matyszkiewicza (1999) sposób dekompaktacji utworów basenu międzybiohermalnego nie znajduje zastosowania przy rekonstrukcji paleoreliefu dna późnojurajskiego morza.

Podziękowania

Serdecznie dziękuję prof. dr hab. A. Wierzbowskiemu za wszechstronną pomoc okazaną mi

podczas prac nad niniejszym artykułem. Dziękuję również prof. dr hab. B. A. Matyji i dr M. Barskiemu za liczne dyskusje oraz dr S. Ostrowskiemu za pomoc w przygotowaniu szkicu lokalizacyjnego.

LITERATURA

- Barski M. i Bojanowski M.J. 2005. Dinoflagellates from calcite concretions, applicability to stratigraphy and diagenesis – an example from flysch deposits of Polish Outer Carpathians. *Review of Palaeobotany and Palynology*. (W druku).
- Bathurst R. G. C. 1976. Carbonate sediments and their diagenesis. 1-658. Elsevier, New York.
- Bathurst R. G. C. 1986. Carbonate diagenesis and reservoir development: conservation, destruction and creation of pores. *Colorado School of Mines Quarterly*, **81**: 1-25.
- Bukowy S. 1956. Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, **108**: 17-82.
- Crimes T. P. 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. W: Frey, R. W. (red.), The study of trace fossils. 109-130. Springer-Verlag, Berlin.
- Doglioni C. i Goldhammer R.K. 1988. Compaction-induced subsidence in the margin of a carbonate platform. *Basin Research*, **1**: 237-246.
- Ekdale A. A. i Mason T. R. 1988. Characteristic trace-fossils associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, **16**: 720-723.
- Gaillard C. i Jautee E. 1987. The use of burrows to detect compaction and sliding in fine-grained sediments: an example from the Cretaceous of S. E. France. *Sedimentology*, **34**: 585-593.
- Goldhammer R. K. 1997. Compaction and decompaction algorithms for sedimentary carbonates. *Journal of Sedimentary Geology*, **67**: 26-35.
- Hoffman M. i Uchman A. 1992. Skamieniałości śladowe w oksfordzkich wapieniach płytowych okolic Krakowa. *Przegląd Geologiczny*, **11**: 651-656.
- Lasemi Z., Boardman M. R. i Sandberg P. A. 1990. New microtextural criterion for differentiation of compaction and early cementation in fine grained limestones. *Geology*, **18**: 370-373.
- Matyja B. A. i Wierzbowski A. 1996. Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in Central Poland. W: Riccardi, A. C. (red.), Advances in Jurassic Research. *Geo-Research Forum*, **1-2**: 333-340. Transtec Publ. Switzerland.

- Matyja B. A., Wierzbowski A. 2004. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. W: J. Partyka (red.): Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, 1: 13-18.
- Matyszkiewicz J. 1999. Sea-bottom relief versus differential compaction in ancient platform carbonates: a critical reassessment of an example from Upper Jurassic of the Cracow-Wieluń Upland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 69: 63-79.
- Meyers W. J. 1980. Compaction in Mississippian skeletal limestones, southwestern New Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 457-474.
- Perrier R. i Quiblier J. 1974. Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evaluation. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 58: 507-520.
- Pray L. C. 1960. Compaction in calcilutites (abstract). *Geological Society of America, Bulletin*, 71: 1946.
- Ricken W. 1985. Epicontinental marl-limestone alternations: event deposition and diagenetic bedding (Upper Jurassic, Southwest Germany). W: Bayer, U. i Seilacher, A. (red.), *Sedimentary and Evolutionary Cycles. Lecture Notes in Earth Sciences*. 127-162. Springer-Verlag, Berlin.
- Ricken W. 1987. The carbonate compaction law: a new tool. *Sedimentology*, 34: 571-584.
- Santantonio M. 1994. Pelagic carbonate platforms in the geological record: their classification and sedimentary and paleotectonic evolution. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 78, 1: 122-141.
- Shinn E. A. i Robbin D. M. 1983. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53: 595-618.
- Shinn E. A., Halley R. B., Hudson J. H. i Lidz B. H. 1977. Limestone compaction: an enigma. *Geology*, 5: 21-24.
- Terzaghi R. D. 1940. Compaction of lime mud as a cause of secondary structure. *Journal of Sedimentary Petrology*, 10: 78-90.
- Vierek A. 1997. Geneza górnourajskich osadów z odsłonięcia w Bydlinie. *Przegląd Geologiczny*, 4: 428-430.
- Weller J. M. 1959. Compaction of sediments. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 64: 916-926.
- Westphal H. i Munnecke A. 1997. Mechanical compaction versus early cementation in fine-grained limestones: differentiation by the preservation of organic microfossils. *Sedimentary Geology*, 122: 33-42.
- Ziółkowski P. 2002. Górna jura pomiędzy doliną Dłubni a doliną Prądnika (Wyżyna Krakowska), 1-73. Praca magisterska (niepublikowana) Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii UW. Warszawa.

