

# Oolitowy cykl sedymentacyjny wczesnego kimerydu w profilu Wierzbicy koło Radomia

## Early Kimmeridgian oolitic sedimentary cycle in the Wierzbica quarry, NE margin of the Holy Cross Mts., Poland

Jacek GUTOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;  
e-mail: jacek.gutowski@pgi.gov.pl

**Key words:** Lower Kimmeridgian, carbonate ramp, shallowing upward sedimentary cycle, oolite barrier, hypersalinity lagoon, tidal flat, emersion.

**ABSTRACT:** The Lower Kimmeridgian (Hypselocyclum Zone) section, exposed, in the lower part of the abandoned cement works quarry in Wierzbica, NE margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland, represents a shallowing upward sedimentary cycle deposited on a carbonate ramp that developed in the SW margin of the East European Platform. Succession of the sedimentary environments has been recognized according to the variety of typical sedimentary structures as follows: open shelf (outer ramp), oolitic barrier, protected bay, hypersalinity lagoon and tidal flat. This sedimentary cycle resulted from relative sea level rise and corresponding encroaching of the sea onto inner carbonate ramp which was followed by stillstand (or slow fall) of the sea level and connected basinward progradation of the oolitic shoals. Rhizoids and aggregations of cycadacean trunks on beach bars found in the uppermost part of the cyclothem indicate emersion of the area studied. Hardground and erosional structures developed in the top of the cyclothem during a later highstand of sea level.

### WSTĘP

Osady spływających się ku górze oolitowych cykli sedymentacyjnych stanowią typowy element węglanowych sekwencji osadowych i opisywane były w osadach szelfowych różnego wieku (np: Powers 1962; Bishop 1968, 1969; Purser 1969, 1972; Ginsburg 1975; Pratt i in. 1992; Wright i Burchette 1996). Według Wilsona (1975) cykle takie występują w obrębie osadów utworzonych na stosunkowo szerokim szelfie, w brzeźnych strefach platform węglanowych czy strefach ramp, gdzie pływiczny sąsiadują z obszarem otwartego i głębszego zbiornika. Strefy takie poddawane są oddziaływaniu silnych, regularnych prądów morskich, z reguły związanych z pływami. Tworzenie oolitowego członu cyklu następuje w wyniku progradacji pływicznej w kierunku otwartego zbiornika.

Środowisko sedymentacji dolnokimerydzkich oolitów świętokrzyskich interpretowane było przez Kutka (1968, 1969) w odniesieniu do współczesnej Wielkiej Ławicy Bahamskiej. Jednak ze względu na to, iż bardzo rozległy, kontynentalny węglanowy szelf, utworzony w późnej jurze na południowo-zachodnich peryferiach platformy wschodnioeuropejskiej, nie charakteryzował się istnieniem ostro zarysowanej krawędzi morfologicznej okupowanej przez rafy i nie graniczył w ten sposób z basenem oceanicznym, jak ma to miejsce w wypadku stosunkowo niewielkiej skądinąd platformy bahamskiej, należałoby go raczej postrzegać w kategoriach modelu rampy węglanowej (*vide* Gutowski 2004). Na cykliczny charakter sedymentacji w obrębie rampy węglanowej wczesnego kimerydu zwrócono uwagę w aspekcie regionalnym na obszarze północno-wschodnim obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski 1992), głównie w oparciu o obser-

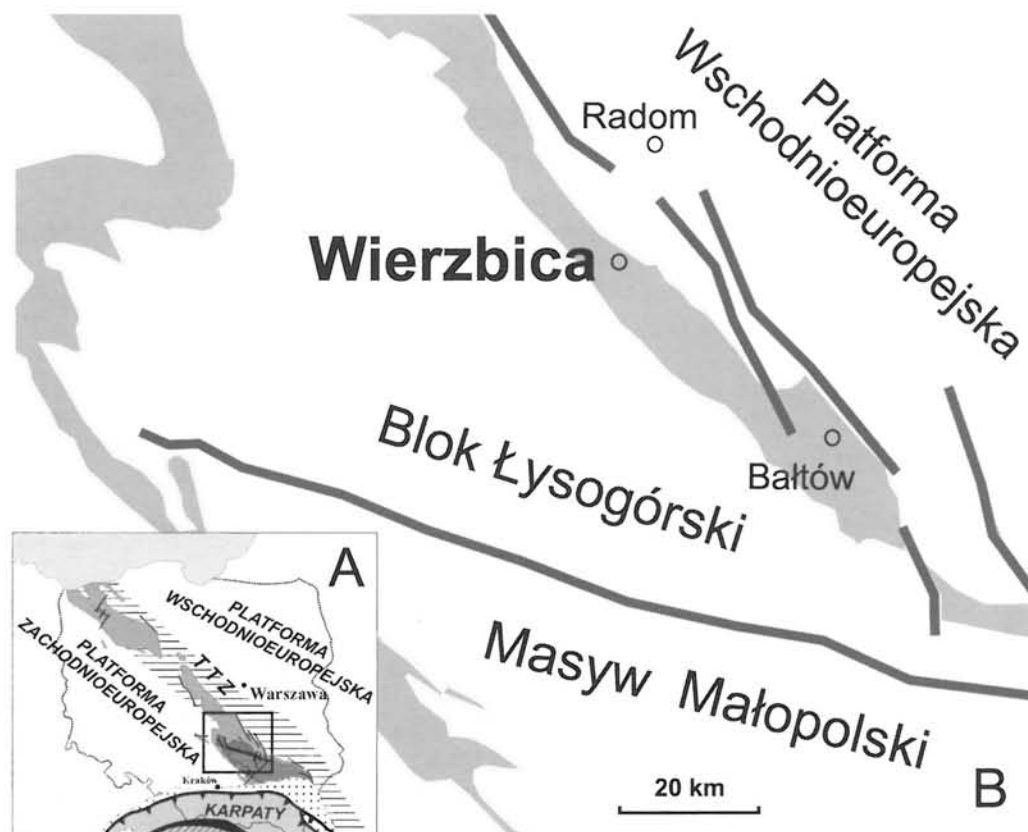


Fig. 1. Lokalizacja Wierzbicy na tle głównych jednostek geologicznych Polski (A) oraz wychodni górnej jury i głównych uskokuw w regionie świętokrzyskim, wg. Pożaryskiego 1979 (B).

wacje poczynione w końcu lat 80-tych XX wieku, w kamieniołomie czynnej wówczas cementowni w Wierzbicy (fig. 1). Nieczynny od 2002 roku kamieniołom wciąż jeszcze umożliwia prowadzenie unikatowych obserwacji sedimentologicznych, chociaż niestety istotna część interesujących fragmentów profilu już obecnie się nie odsłania.

Profil kamieniołomu w Wierzbicy obejmuje w całości dwie nieformalne jednostki litostratygraficzne w randze zespołów (Gutowski 1992, 1998): *oolitowe i płytowe wapienie z Wierzbicy* (OPW) oraz *muszlowce ostrygowe z Wierzbicy* (MW). Ponadto w najniższej części profilu odsłaniają się stropowe partie zespołu *oolitowych wapieni z Błazin* (OWB) oraz, w najwyższej części profilu, najniższa część *iłów z Guzowa* (IG). Na podstawie kilkunastu amonitów znalezionych w profilu zespół OPW oraz najniższą część zespołu MW zaliczyć można do poziomu Hypselocyclum dolnego kimerydu, przy czym w najniższej części zespołu MW stwierdzono współwystępowanie amonitów *Atarioceras hypselocyclum hypselocyclum* (Fontannes) oraz *Crussoliceras* sp., co wskazuje

na najwyższą część poziomu Hypselocyclum, a konkretnie horyzont Semistriatum podpoziomu Lothari (Atrops 1982, Matyja i Wierzbowski 2000).

#### OPIS PROFILU

W najniższej części profilu kamieniołomu Wierzbicy (fig. 2), w południowo-zachodniej ścianie jego dolnego poziomu, odsłania się najwyższa część zespołu OWB, w której występują układające się wzdłuż powierzchni warstwowania krzemienie czekoladowe. Osady te wykształcone są w postaci wielkoskalowo, skośnie warstwowanych oolitów i cienko laminowanych wapieni mikrytowych wypełniających obniżenia pomiędzy łachami oolitowymi. W stropie występuje powierzchnia erozyjna ścinająca opisany zespół osadów (fig. 3). Powyżej tej powierzchni, w obrębie zespołu OPW, wyróżnić można następujące pakiety osadów:

A. Organodetrytyczne, nieuławiczone wapienie z masowo nagromadzonymi małżami; w spągu pakietu są to ostrygi z rodzaju *Nanogyra*

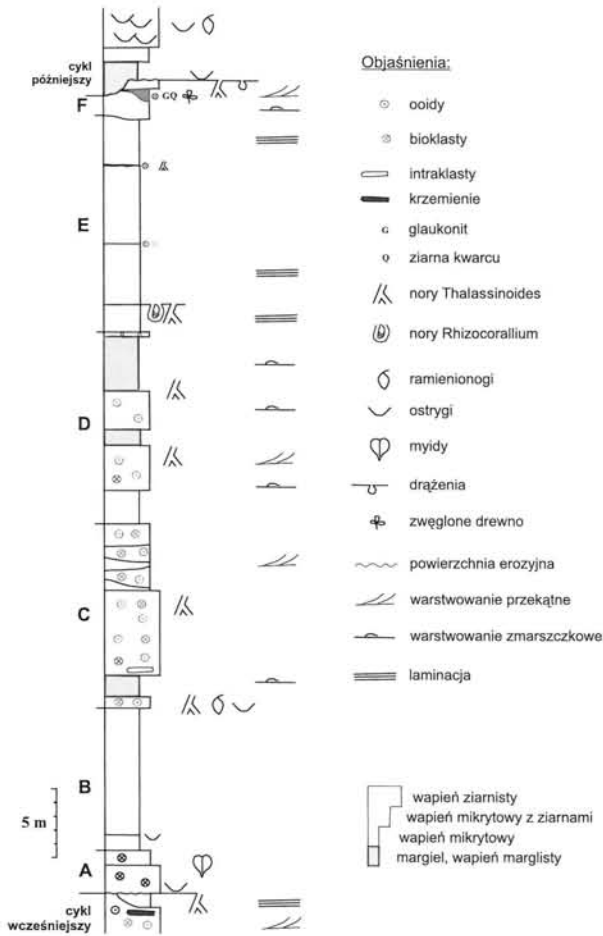


Fig. 2. Profil osadów dolnego poziomu kamieniołomu w Wierzbicy. A-F – pakiety cyklu sedimentacyjnego opisanego w tekście.

porastające twarde dno, wyżej małże grzebiące należące prawie wyłącznie do jednego gatunku *Pholadomya protei* (Brong.), zachowane w obrębie ławicy w pozycji przyżyciowej bądź nagromadzone wskutek wymycia z osadu na jej powierzchni (fig. 4);

- B.** Cienko- i średnioławicowe (20-40 cm) wapień mikrytowe z cienkimi (3-5 cm) wkładkami margli;
- C.** Gruboławicowe wapień oolitowo-organodetrytyczne, w tym wielkoskalowo skośnie warstwowane (fig. 5), przechodzące na przestrzeni kilkunastu metrów obocznie w wapień pasiaste i mikrytowe z warstewkami oolitowymi warstwowanymi soczewkowo i smużycie, w których występują liczne nory i bioturbacje, a także struktury prądowe: odsypy, cienie hydrodynamiczne;
- D.** Cienkoławicowe wapień mikrytowe przelawicowe kilkucentymetrowymi wkładkami oolitów (*wapień pasiaste*), warstwowane smużycie;
- E.** Wapień mikrytowy i margliste zawierające nieliczne smużki materiału ziarnistego (drobne bioklasty i ooidy lub mikroskopowe wkładki margliste) wykazujące oddzielność płytkową (*wapień płytkowe sensu Kutek 1968*) (fig. 7);
- F.** Wapień mikrytowy, margliste i margle z pojawiającymi się coraz częściej ku górze laminami wapieni organodetrytyczno-grudkowo-oolitowych, najczęściej uformowanymi w postaci zmarszczek ułomnych, które zawierają niekiedy detrytus roślinny i pojedyncze większe fragmenty zwęglonego drewna oraz grubsze wkładki skośnie



Fig. 3. Powierzchnia erozyjna ścinająca stropową część osadów starszego cyklu. A – najniższy pakiet osadów cyklu sedimentacyjnego opisanego w tekście.

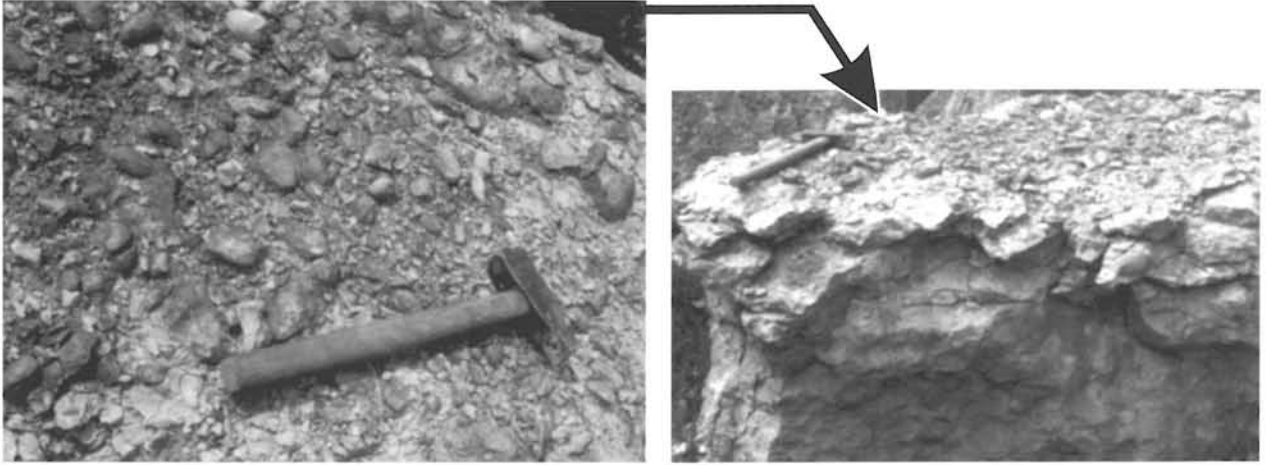


Fig. 4. Organodetrytyczne wapienie (pakiet A) z masowo nagromadzonymi na powierzchni ławicy matzami z gatunku *Pholadomya protei* (Brong).

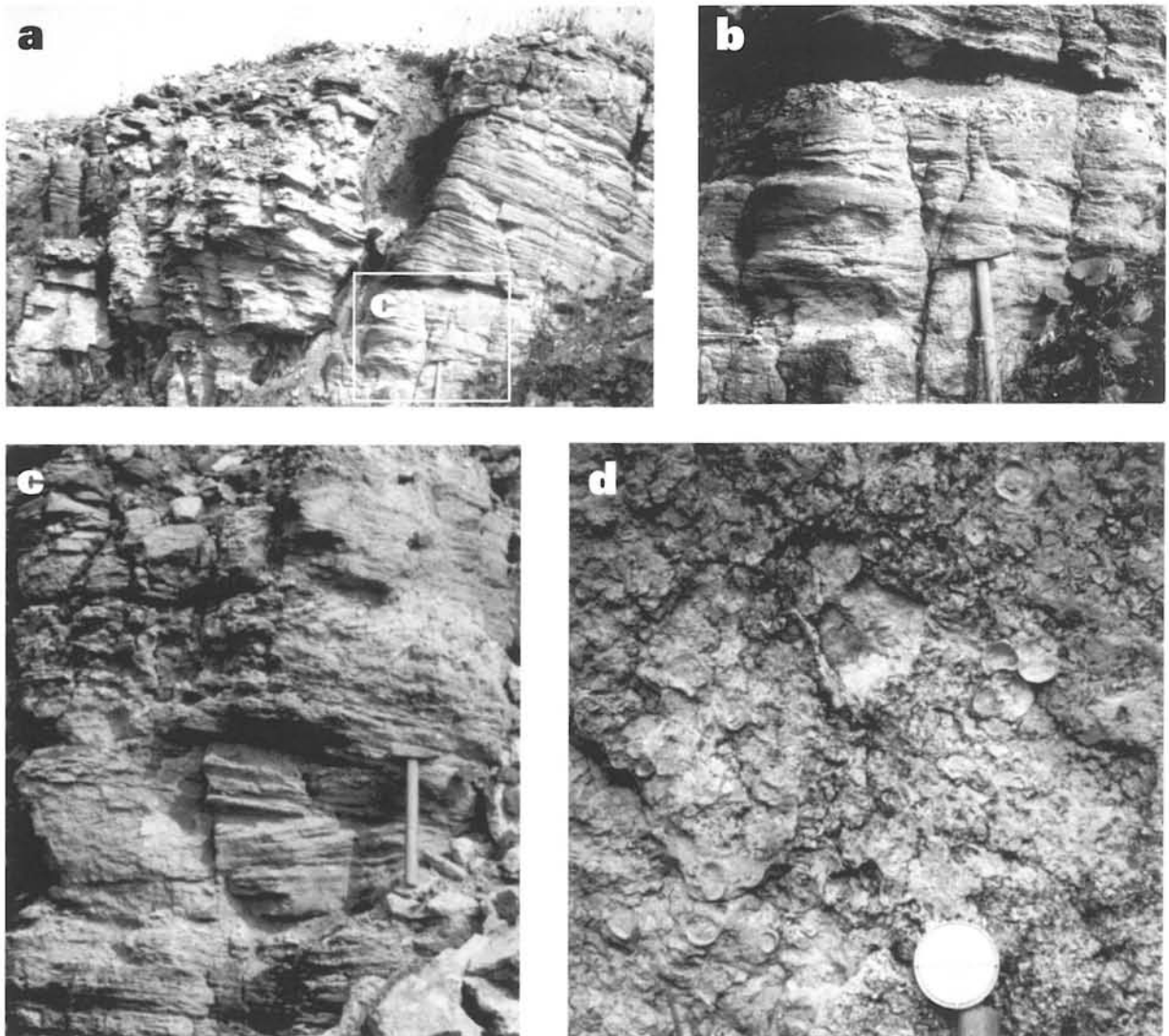


Fig. 5. a-c – wielkoskalowo skośnie warstwowane oolity pakietu C; d – cementujące ostrzygi *Nanogyra* na stropie ławicy oolitowej.



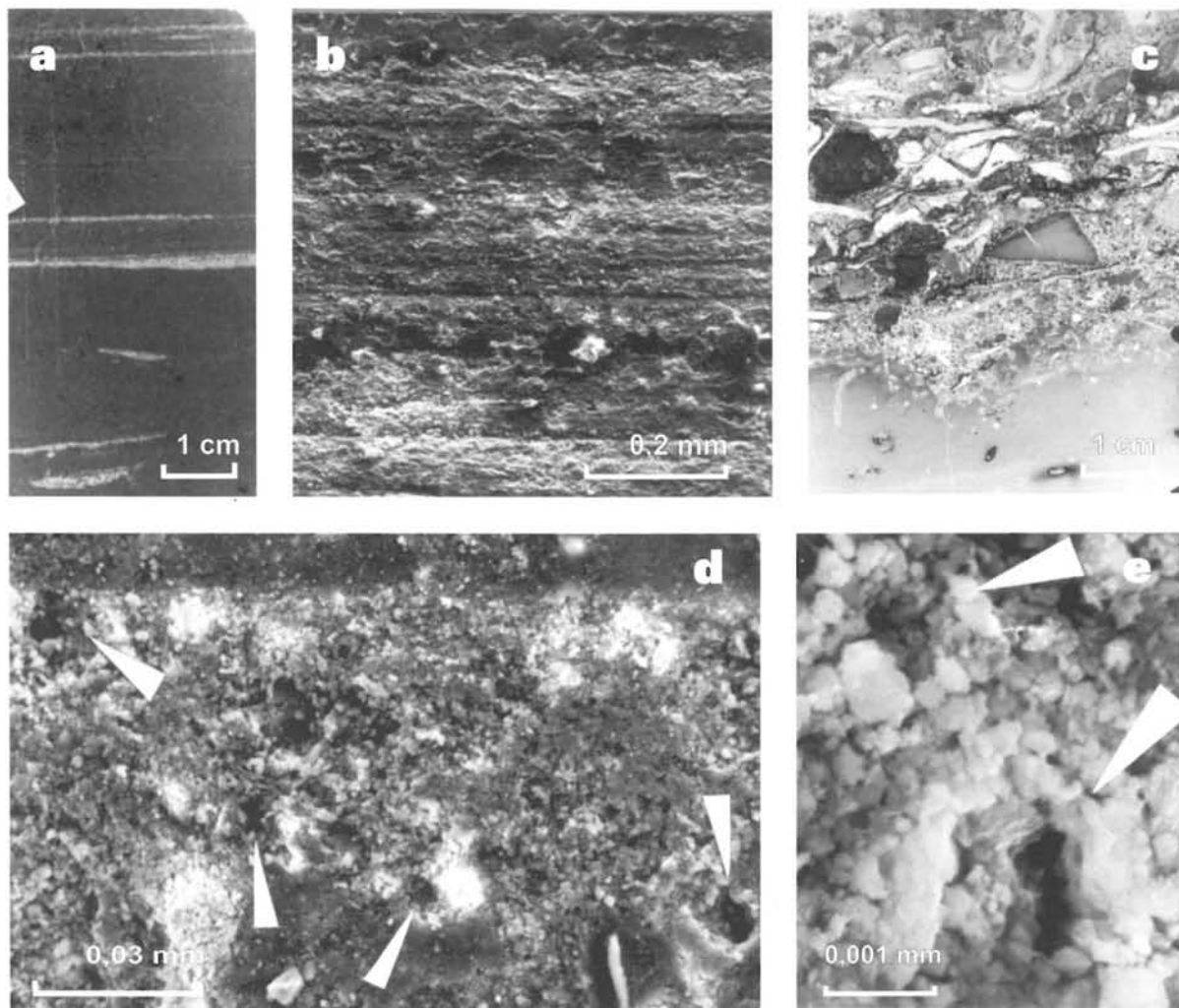


Fig. 6. Wapienie płytkowe (pakiet E): a-b – laminacja w płytce cienkiej i pod mikroskopem elektronowym; c – powierzchnia rozmycia z mikrodrążeniami pokryta osadem złożonym z intra- i bioklastów widziana w płytce cienkiej; d-e – struktury kokkoidalnych sinic widziane pod mikroskopem elektronowym.

warstwowanych marglistych wapieni organodetrytycznych z nagromadzeniami zwęglonych pni sagowców (fig. 7).

#### INTERPRETACJA SEDYMENTOLOGICZNA

Pakiety osadów wyróżnione w profilu Wierzbicy reprezentują człony cyklu sedimentacyjnego powstałego w wyniku relatywnego podniesienia poziomu morza i jego szybkiego wkroczenia w obręb wewnętrznej części rampy węglanowej (pakiet A), a następnie progradacji bariery oolitowej w warunkach stabilnego poziomu morza lub jego względnego spadku (pakiety B-E) i wreszcie skrajnego spłylenia i emersji (pakiet F):

#### **Pakiet A – otwarty szelf (zewnętrzna rampa) – etap wzrostu poziomu morza**

Pakiet A reprezentuje etap wzrostu poziomu morza, w czasie którego na obszarze zalanej płycej powstały warunki dogodne do jego intensywnej kolonizacji przez faunę bentoniczną. Powszechne zachowanie fauny w pozycji przyżyciowej, bądź wymytej z osadu ze złączonymi skorupami (fig. 4) wskazuje na sedimentację w środowisku o niskiej energii, zapewne poniżej podstawy fali sztormowej, a jej wielkie nagromadzenie – na stosunkowo niewielkie tempo sedimentacji. Zespół bentoniczny jest praktycznie monogatunkowy, co wskazuje na szybką, lecz krótkotrwałą kolonizację dna.

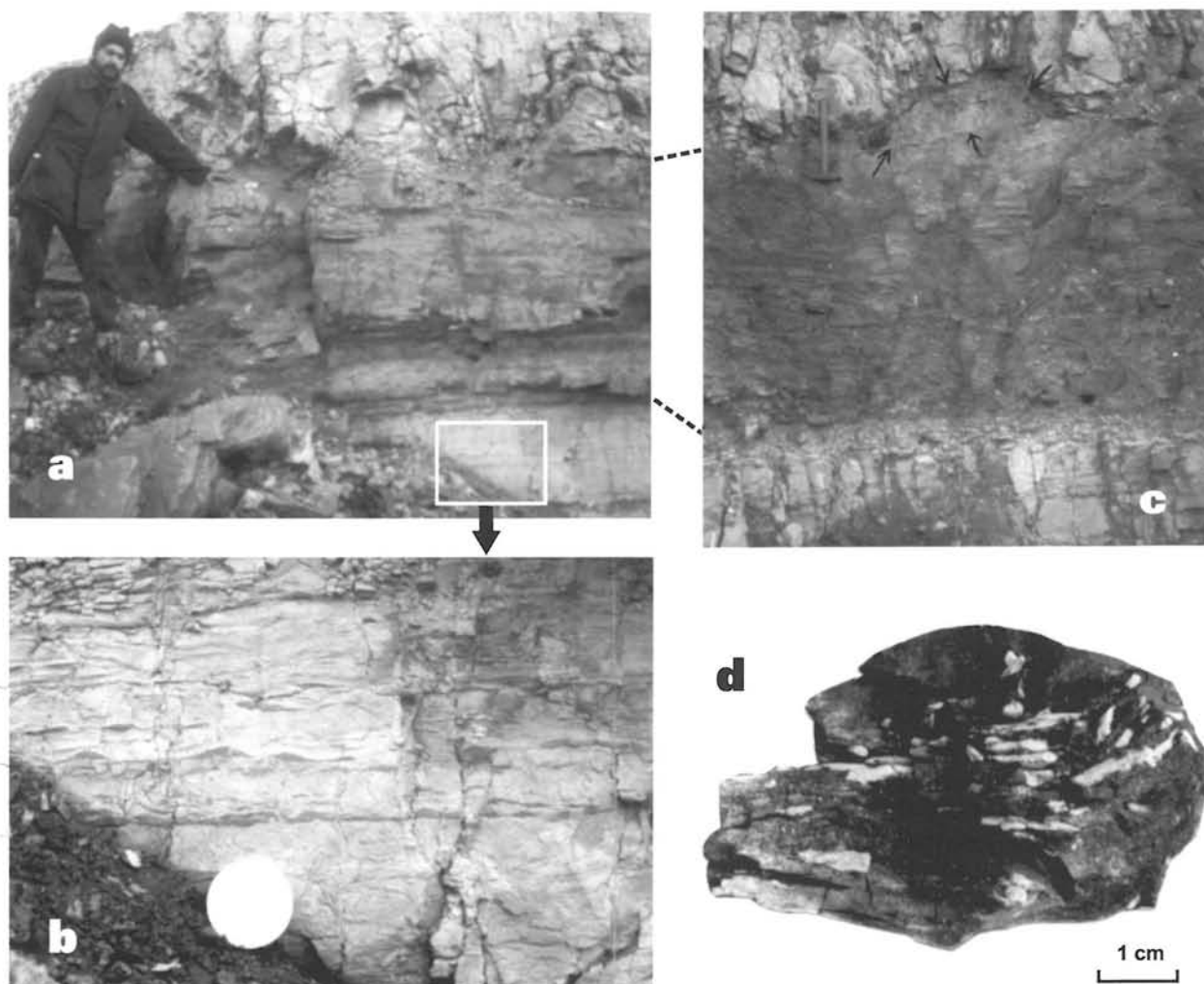


Fig. 7. Laminowane wapienie warstwowane smużyście (pakiet F): a – wkładka przekątnie warstwowanych marglistych wapieni organodetrytycznych z glaukonitem; b – warstwowanie utworzone wskutek przesuwania zmarszczek uformnych; c – zwęglony pień drzewiastego sagowca; d – drążenia równonogów w obrębie zwęglonego drewna.

### **Pakiet B – otwarty szelf (zewnętrzna rampa) – etap wysokiego i stabilnego poziomu morza**

Pakiet B to osad stosunkowo głębokiego zbiornika, powstały poniżej podstawy fali sztormowej, reprezentujący etap wzrostu tempa sedymentacji, w trakcie którego szybka akumulacja mikrytowego mułu zahamowała rozwój bentosu, w wyniku czego w osadzie praktycznie całkowicie brak fauny. Etap ten wiąże się prawdopodobnie z zahamowaniem relatywnego wzrostu poziomu morza i postępującym spłyceniem zbiornika w wyniku szybkiej sedymentacji mułu węglanowego u czoła progradujących płyczn oolitowych.

### **Pakiet C – bariera oolitowa**

Zasadniczy rys interpretacyjny oolitów świętokrzyskich, opracowany przez Kutka (1968, 1969)

w oparciu o model sedymentacji oolitowej z Wielkiej Ławicy Bahamskiej, zakłada że przekątnie warstwowane oolity pochodzą z wędrówki łańcuch złożonych z piasku oolitowego lub oolitowo-organodetrytycznego w wysokoenergetycznym, skrajnie płytkomorskim środowisku. Tworzenie tych wielkoskalowo skośnie warstwowanych odsypów związane było z krótkoczasowymi aktami sedymentacyjnymi, które były przedzielone okresami względnego obniżenia energii środowiska, co wyrażało się tworzeniem powierzchni omisji i twardych den. Osad mikrytowy przełamujący się z oolitami powstawał natomiast w strefach o niższej energii – na przedpolu lub bezpośrednim zapleczu łańcuch.

Utwory pakietu C obfitują w różnorodne struktury sedymentacyjne wskazujące na skrajną płytkowodność oraz wysoką energię środowiska.

Należą do nich przede wszystkim wielkoskalowe warstwowania skośne (fig. 5). Pomiar kierunku nachylenia warstw przekątnych, widocznych szczególnie wyraźnie w wyższej części pakietu C, wskazują zdecydowaną preferencję w sektorze pomiędzy N i E. Przy zachodnim ogólnie kierunku progradacji wskazuje to na dobudowywanie bariery głównie poprzez formowanie wstecznych delt pływowych i/lub nasypów utworzonych wskutek przelewania się przez barierę wód sztormowych (fig. 10). Oolity stanowią kilka dobrze wyodrębnionych litosomów o kształcie rozległych soczew, osadzonych w jednorazowych aktach sedymentacyjnych. W stropach takich litosomów występują zazwyczaj nory i cementujące ostrygi. Poszczególne litosomy oddzielone są od siebie cienkimi wkładkami marglistymi zawierającymi dość liczne terebratule, ostrygi i/lub nory. Podobna, grubsza ławica z fauną znajduje się także często u podstawy całego pakietu oolitowego. Prześledzić można oboczne zmiany polegające na wyklinowywaniu się ławic oolitowych lub obocznym ich zastąpieniu przez osad mikrytowy. Strop ławic oolitowych pocięty jest często przez nory lub porośnięty przez cementujące ostrygi *Nanogyra*, co sugeruje wczesną lityfikację powierzchniowej partii osadu. Ooidy posiadają budowę włóknisto – radialną (*radial fibrous ooids*), tzn. z jednej strony wyraźna jest laminowana budowa korteksu, z drugiej strony przeważa radialna orientacja kryształów. Tego typu struktura uważana jest przez Richtera (1983) za wtórną. Pierwotnie ooidy takie były utworzone zdaniem tego autora z Mg-kalcytu, który następnie został podczas diagenety przetransponowany w kalcyt. Średnica ooidów dochodzi do 1,8 mm. Istotnym składnikiem osadu są bioklasty, przede wszystkim odłamki skorupki ostryg.

Intensywna oolityzacja oraz formowanie łańcuch oolitowych odbywało się w najbardziej wysokoenergetycznej, podatnej na działanie prądów morskich strefie rampy węglanowej, w której skrajnie płytkowodny obszar sedymentacji oolitowej przechodził w obszar otwartego szelfu, a głębokość morza nie przekraczała głębokości podstawy falowania. Odbywało się to w uprzywilejowanych batymetrycznie (i jednocześnie zazwyczaj kontrolowanych tektonicznie) strefach, gdzie tworzyła się oolitowa bariera, która stanowiła – w formie podwodnego grzbietu czy również łańcucha małych oolitowych wysepek – krawędź bardziej zwartej strefy pływicznej dobudowywanych do lądu. Rolę takiego proggu paleogeograficznego spełniała w rejonie Wierzbicy

południowo-zachodnia strefa brzeżna platformy wschodnioeuropejskiej, podkreślona systemem aktywnych synsedymentacyjnie uskoku normalnych o rozciągłości NW-SE (Gutowski i in. 2003a, b). W czasie od schyłku środkowego oksfordu do schyłku późnego oksfordu miała miejsce stabilizacja położenia bariery oolitowej w tej strefie. Dopiero na przełomie oksfordu i kimerydu nastąpiła szybka progradacja oolitów na obszar południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Matyja i in. 1989). Progradacja ta osiągnęła maksymalny zasięg u schyłku doby Hypselocyclum wczesnego kimerydu, kiedy sedymentacja oolitowa objęła nie tylko całe południowo-zachodnie i zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, ale również znaczną część niecki nidziańskiej (Złonkiewicz 2002). W konsekwencji, jak można przypuszczać, na zapleczu dyskutowanej strefy, aż ku obszarowi Lubelszczyzny i Wołynia, istniał stosunkowo rozległy obszar podlegający w dyskutowanym czasie przynajmniej epizodycznej emersji.

#### Pakiet D – osłonięta zatoka

Ku górze profilu oolity ustępują stopniowo wapieniom pasiastym, a warstwowanie skośne – warstwowaniu smużystemu, będącemu rezultatem tworzenia się oolitowych zmarszczek, co można zinterpretować jako efekt osłabienia wpływów otwartego zbiornika poprzez osłonięcie oolitową barierą. Wkładki oolitowe zinterpretować można (fig. 10) jako utwór dystalnej części wstecznych delt pływowych lub stożków usypanych przez wody sztormowe (por. Aigner 1985). Ooidy występujące tutaj są normalnej wielkości, jak w osadach bariery, i pojedynczo występują również w obrębie warstw mikrytu, a fauna bentoniczna jest dość liczna (ramienionogi, ostrygi, mydy).

#### Pakiet E – laguna o podwyższonym zasoleniu

W miarę progradacji bariery oolitowej pozostawał w efekcie na jej zapleczu obszar odizolowanych od otwartego morza rozległych lagun, w których niska energia środowiska nie sprzyjała już oolityzacji (fig. 10). W rezultacie dominującym osadem, szczególnie w miarę oddalania się w głąb zaplecza bariery, stawał się cienko laminowany mikryt. Produktywność węglanowa i tempo sedymentacji w lagunach i izolowanych zatokach były znacznie niższe niż w obszarze bariery oolitowej. Zapewne dlatego, laguny takie mogły być, w basenie jurajskim podlegającym subsydencji o tempie w przybliżeniu równym tempu sedymentacji oolitowej,

zbiornikiem stosunkowo rozległym i stabilnym. Osadem typowym dla pakietu E są wapienie mikrytowe wykazujące charakterystyczną oddzielność płytkową i określone przez Kutka (1968) na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich mianem *wapieni płytkowych*. W rejonie Ilży Dąbrowska (1983) określiła ten typ litologiczny mianem „wapienie litograficzne”, gdyż przypominają one makroskopowo słynne wapienie litograficzne z Solnhofen.

W laminach mikrytowych wapieni płytkowych powszechnie występują widoczne w obrazie ultramikroskopowym w struktury sferyczne utworzone przez kokkoidalne sinice (fig. 6d, e). Struktury te są identyczne z opisanymi z wapieni litograficznych

z Solnhofen (por. Keupp 1977, pl. 25, 26). Sinice te były głównym czynnikiem osadotwórczym w badanym środowisku. Przez analogię do wapieni litograficznych stwierdzić można, że tworzenie warstewek mikrytowych odbywało się na zasadzie ewaporacji – przy stężeniu pozwalającym na wytrącanie  $\text{CaCO}_3$ , lecz bez wytrącania siarczanów czy chlorków (por. Keupp 1977). Tworzenie powierzchni oddzielających warstewki wiązało się z okresowym wtargnięciem w obszar laguny świeżej wody morskiej, które powodowało przerwanie ewaporacji dzięki wymieszaniu wód i obniżeniu stężenia, a jednocześnie wiązało się z naniesieniem bardzo drobnego materiału organodetrytycznego i ooidów. Po okresie wymieszania, związanego prawdopo-

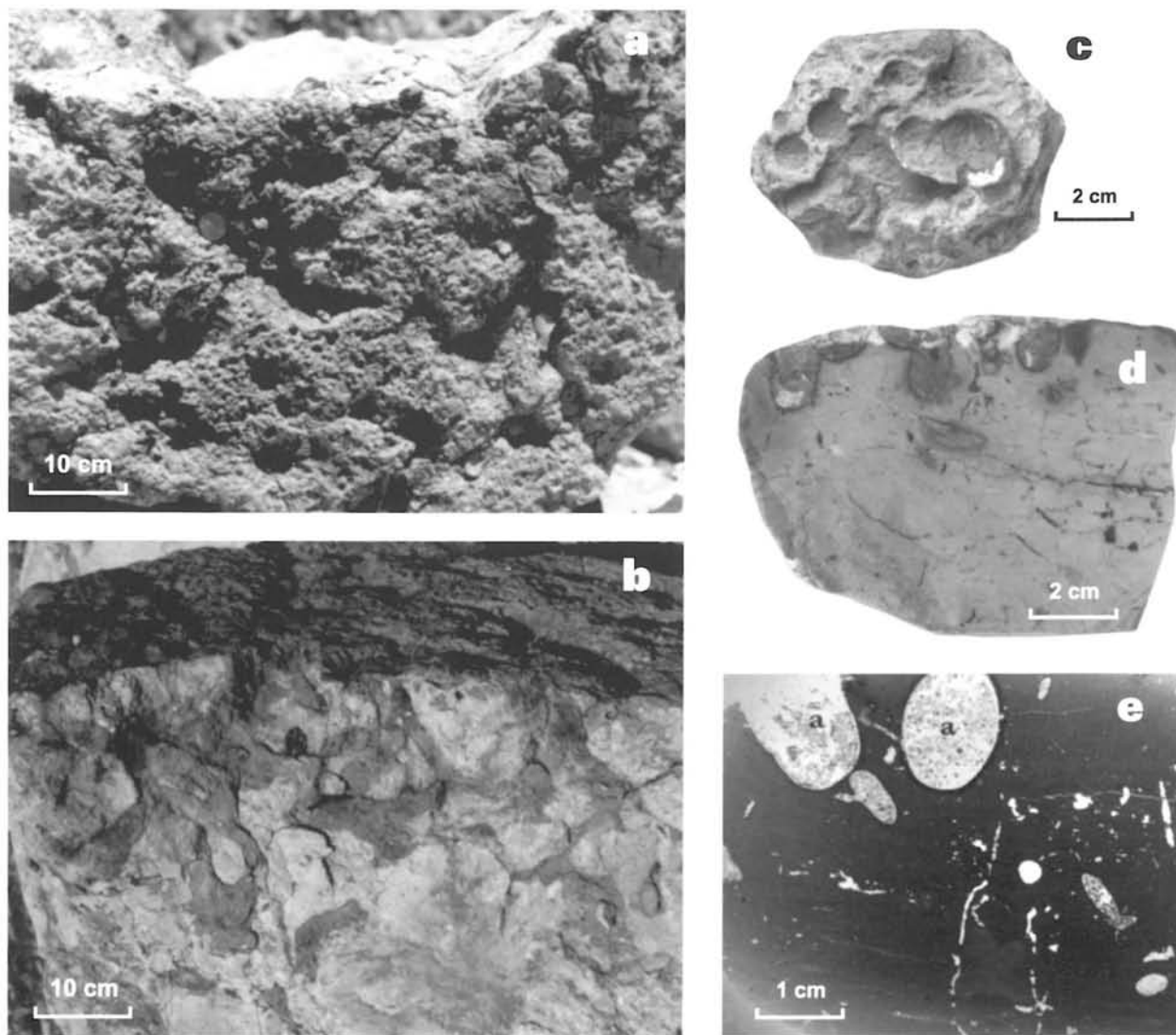


Fig. 8. Twarde dno w stropie pakietu F: a – powierzchnia twardego dna z widocznymi wlotami nor *Thalassinoides*, drażeniami skalotoczy i cementującymi ostrygami *Nanogyra*; b – system nor *Thalassinoides*, c – drażenia i cementujące nanogry, d-e – drażenia (a) oraz struktury korzeniowe (b) widziane w naszlifie i płycie cienkiej.



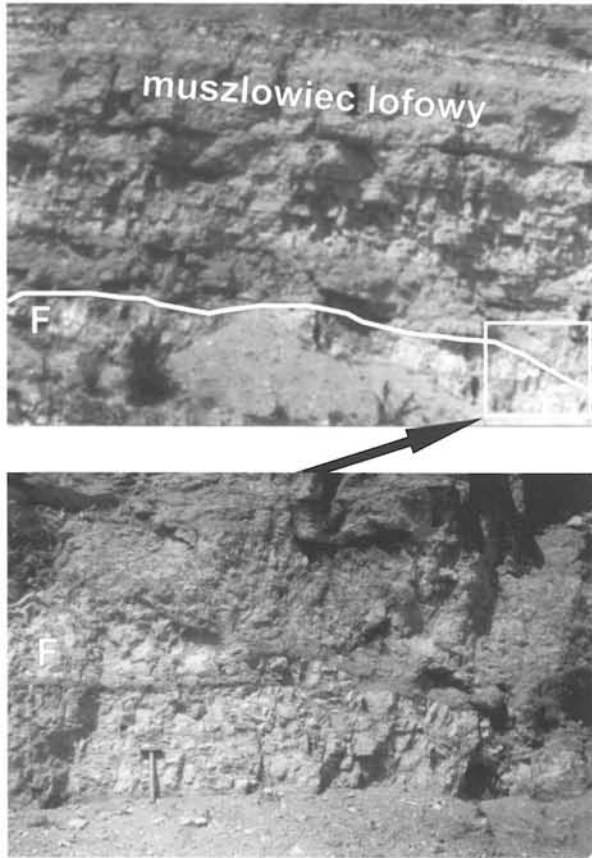


Fig. 9. Rozcięcie erozyjne w stropie najwyższego pakietu (F) cyklotemu dyskutowanego w tekście, przykryte marglami i muszlowcami lofowymi utworzonymi w trakcie późniejszego wzrostu poziomu morza.

dobnie z okresowymi sztormami, następowała ponownie stagnacja, podczas której tworzyła się kolejna warstewka mikrytu (por. Keupp 1977, fig. 18). Silniejsze sztormy, które łączyły się ze znaczącym wymieszaniem wody w lagunie, umożliwiały niekiedy epizodyczny rozwój fauny bentonicznej. Wiązało się to jednocześnie z zahamowaniem wytrącania mikrytu. Oba te czynniki doprowadzały do utworzenia powierzchni nieciągłości typu miękkiego dna. Strop pakietu E stanowi nierówna powierzchnia erozyjna. Widoczne w ścianie szerokie wejścia erozyjne osiągają deniwelacje o głębokości ponad 1,5 m.

#### Pakiet F – równia pływowa

Pakiet F składa się z wapieni mikrytowych z pojawiającymi się stopniowo coraz częściej ku górze laminami wapieni organodetrytyczno-grudkowo-oolitowych, najczęściej uformowanymi w postaci zmarszczek ułomnych (fig. 7a, b). W laminach stwierdzono wyłącznie ooidy zdegradowane.

W najwyższej części pakietu F występują soczewy glaukonitowych margli organodetrytycznych osiagających 1,5 m miąższości (fig. 7a, c) i złożonych głównie z fragmentów skorup ostryg, ale zawierających także częste ziarna kwarcu i obfity detrytus zwęglonej substancji roślinnej. Osad ten wykazuje lekko nachylone warstwowanie przekątne klinowe. W jego stropowej części znaleziono nagromadzenie pni drzewiastych sagowców (*M. Reymanówna* – inf. ustna) osiagających długość 3 m i średnicę 35-40 cm. W drewnie występują drażnienia (fig. 7d), powstanie których przypisano (Radwański 1996) skorupiakom z rzędu równonogów, zbliżonym do współczesnych nawierci (rodzaj *Limnoria*). W obrębie soczew zaobserwowano (Gutowski 1992) następujące struktury sedimentacyjne:

- warstwowane przekątnie odsypy – kąt nachylenia lamin na ogół duży około 45°, z zachowanym czasem w stropie warstwy stokiem zaprawdowym odsypu lub podcięciem erozyjnym w formie mikroklimu, a także nagromadzeniami na powierzchniach odsypów muszli drobnych, trudnych do bliższej identyfikacji ślimaków;
- bruki muszlowe złożone ze skorup drobnych nanogyr na powierzchniach warstw oraz nagromadzenia materiału roślinnego w postaci fragmentów zwęglonego drewna oraz gałązek;
- kanały erozyjne o głębokości do około 50 cm wypełnione osadem marglistym zawierającym liczne płaskie intraklasty wyerodowane z podłoża, na powierzchniach warstw widoczne są niekiedy ślady lub hieroglify erozyjne typu jamek wirowych oraz hieroglify uderzeniowe.

Zespół występujących tu struktur sedimentacyjnych przypomina zespół form charakterystycznych dla współczesnych równi pływowych. Kanały erozyjne wypełnione osadem zawierającym płaskie intraklasty przypisać można współczesnym kanałom pływowym, a podcięte erozyjnie nasypy i łachy meandrowe obocznej migracji tych kanałów (por. Shinn i in. 1969, Reineck i in. 1958). Oprócz fragmentów drewna w dyskutowanych osadach obfity jest materiał marglisty, mułowcowy, glaukonit, grudki oraz liczne drobne skupienia czarnej substancji organicznej. Powszechnie jest warstwowanie smużyste, soczewkowe i faliste. W naszlifach i płytkach cienkich stwierdzono w tej strefie struktury korzeniowe (fig. 8d, e). Są one przecięte przez drażnienia skalotoczy i nory, co wskazuje na ich powstanie przed utworzeniem wieńczącego omawiany pakiet osadów twardego dna. Obserwacje te

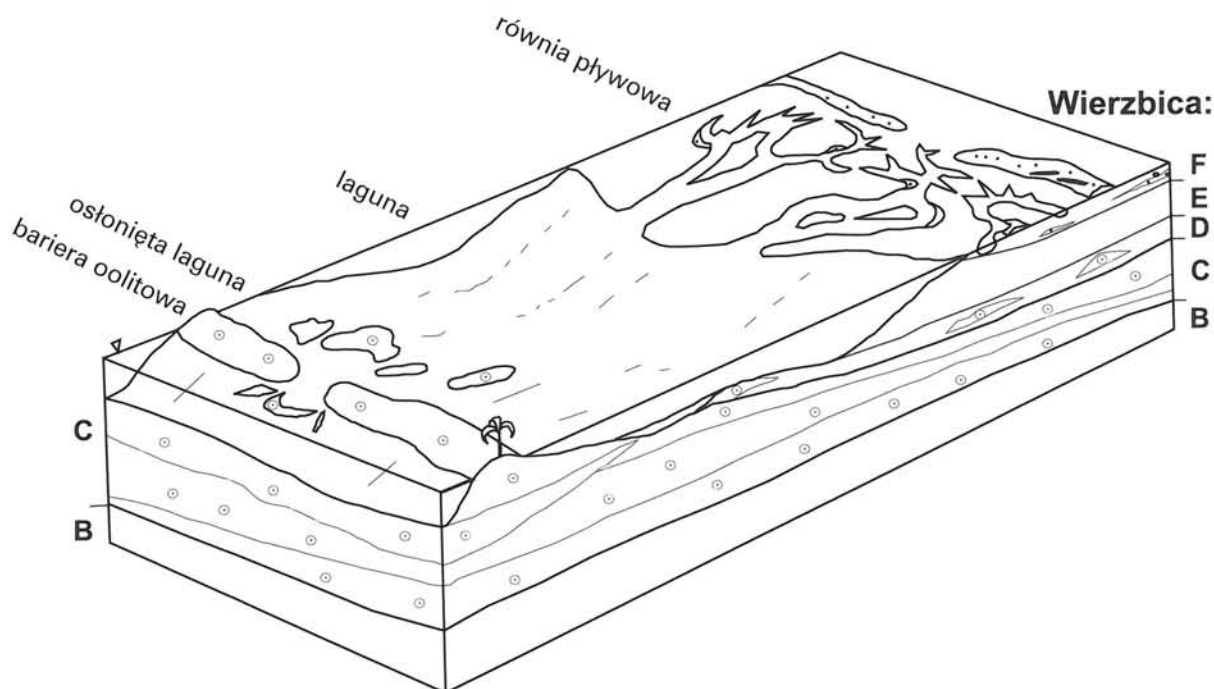


Fig. 10. Rekonstrukcja środowisk sedimentacji odpowiadających poszczególnym członom (A – F) cyklu sedimentacyjnego dyskutowanego w tekście.

pozwalają na wniosek, że dyskutowane osady tworzyły się w środowisku równi pływowej (fig. 10). Nagromadzenia pni tworzyły się zapewne na odsypach sztormowych wałów brzegowych czy być może stożków przelewowych w strefie wyżejplywowej.

W stropie pakietu F występuje strefa twardego dna. Tworzy ją zaburzony wskutek silnej bioturbacji wapień mikrytowy z bioklastami zawierający liczne nory *Thalassinoides*, penetrujące od stropu do głębokości około 1 m (fig. 8b). Powierzchnia twardego dna podrażona jest gęsto przez skałotocza, jak również porośnięta przez cementujące nanogry (fig. 8a, c-e), miejscami natomiast jest silnie erozyjnie rozcięta i występują w niej zagłębienia o głębokości przekraczającej niekiedy 1,5 m (fig. 9). W dnie takich rozcięć brak drażeń skałotoczy, występują natomiast podrażone przez skałotocze otoczaki, wyerodowane ze strefy twardego dna i dochodzące do średnicy kilkunastu centymetrów. Nory i większość drażeń wypełnione są osadem zbliżonym do leżących wyżej margli. Jedyne w części drażeń zachowało się wypełnienie odmienne od margli, złożone z bardzo drobnych bioklastów, grudek i małych ooidów. Powierzchnia twardego dna oraz ściany rozcięć erozyjnych pokryte są zielonkawym nalotem glaukonitu, obfity jest detrytus roślinny. Tworzenie twardego dna

miało miejsce niewątpliwie w trakcie wzrostu poziomu morza, wskutek którego nastąpiło zahamowanie sedimentacji i kolonizacja powierzchni omisji przez twórców nor *Thalassinoides*. W następnej kolejności doszło do lityfikacji wcześniej złożonych osadów, sukcesji skałotoczy oraz cementujących nanogry na twardej podłożu, i wreszcie do abrazji i erozyjnego rozcięcia stropowej części omawianego pakietu F.

#### PODSUMOWANIE I WNIOSKI

- Zespół OPW, odsłaniający się w Wierzbicy k/Radomia reprezentuje pełny cykl sedimentacyjny związany kolejno z relatywnym podniesieniem poziomu morza i jego szybkim wkroczeniem w obręb wewnętrznej rampy węglanowej, następnie progradacją bariery oolitowej w warunkach stabilnego poziomu morza lub jego wolnego spadku, i wreszcie skrajnym spłycciem i emersją. W obrębie cyklotemu utworzonego w wyniku następstwa wymienionych procesów stwierdzono sukcesję osadów od otwartego szelfu, bariery oolitowej, osłoniętej zatoki, laguny o podwyższonym zasoleniu, do równi pływowej znaczącej etap emersji.

- Dyskutowany cyklotem wieńczy powierzchnia erozyjna o charakterze twardego dna, poniżej której stwierdzono struktury sedymentacyjne (m. in. korzeniowe, oraz nagromadzenie pni sagowców na plażowych wałach brzegowych) wskazujące jednoznacznie na emersję. Strop diskutowanego cyklotemu, a zarazem strop zespołu OPW, stanowi element nieciągłości sedymentacyjnej, mającej znaczenie regionalnego horyzontu korelacyjnego (por. Kaźmierczak i Pszczółkowski 1968, Kutek 1969, 1994, Seilacher i in. 1985, Gutowski 1992). W konsekwencji można sądzić, iż w trakcie sedymentacji i progradacji osadów tego cyklotemu doszło do emersji nie tylko efemerycznej i lokalnej, związanej z tworzeniem oolitowych wysepek barierowych, ale emersji zwartych obszarów rozciągających się zapewne od NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich po Lubelszczyznę. W związku z tym, iż stwierdzono przynajmniej trzy podobne do diskutowanego cyklotemu, należy sądzić (Gutowski 1992), iż w późnym oksfordzie – wczesnym kimerydzie emersja o zbliżonym zasięgu miała miejsce kilkakrotnie.
- Powstanie osadów zalegających bezpośrednio powyżej diskutowanego horyzontu i wykształconych w postaci muszlowców ostrygowych i margli wiąże się ze stosunkowo znaczącym podniesieniem poziomu morza w regionie świętokrzyskim. Ich sedymentacja znamionuje definitywne zatopienie oolitowych płycizn wewnętrznej rampy wczesnego kimerydu w całym obszarze świętokrzyskim. Łączy się ono również z liczniejszym występowaniem amonitów, w tym pojawieniem się nowych form o charakterze inwazyjnych migrantów, do jakich należą przedstawiciele rodzajów *Crussoliceras* i *Garnierisphinctes* (por. Matyja i Wierzbowski 2000).

#### Podziękowania

Jestem niezmiernie wdzięczny Panu Profesorowi Andrzejowi Radwańskiemu za krytyczne uwagi oraz wnikliwą dyskusję, które umożliwiły istotną poprawę pierwszej wersji tekstu i figur. Mgr inż. Grzegorz Wróbel wydatnie pomógł mi w uzupełnianych pracach terenowych oraz w wykonaniu graficznych prac komputerowych. Powstanie artykułu było możliwe dzięki grantowi KBN nr 5T12B 007 23.

#### LITERATURA

- Aigner, T. 1985. Storm depositional systems. W: Friedman G. E. (red.), *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3, Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences. 1-174, Springer, Berlin.
- Atrops, F. 1982. La sous famille des Ataxiceratinae (Ammonitina) dans de Kimmeridgien inferieur du sud-est de la France. Systematique, evolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* and *Ataxioceras*. *Documents Laboratoire Géologique Lyon*, 83: 1-46.
- Bishop, W. F. 1968. Petrology of the upper Smackover limestone in north Haynesville field. Clairborne Parish, Louisiana. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 41: 92-128.
- Bishop, W. F. 1969. Environmental control of porosity in the upper Smackover limestone, North Haynesville field. Clairborne Parish, Louisiana. *Transactions of Gulf Coast Association of Geologists*, 19: 155-169.
- Dąbrowska, Z. 1983. Jura okolic Ilży. *Materiały VII Krajowej Konferencji Paleontologów w Ilży, październik 1983*, 14-23.
- Ginsburg, R. N. 1975. Tidal deposits: a casebook of recent examples and ancient counterparts. 1-428. Springer Verlag, New York.
- Gutowski, J. 1992. Górny oksford i kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska, niepublikowana. Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, 1-208, 1-28 plansz. Warszawa.
- Gutowski, J. 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Geological Quarterly*, 42, 1: 59-72.
- Gutowski, J., Krzywicz, P. i Pożaryski, W. 2003a. From extension to inversion – sedimentary record of Mesozoic tectonic evolution within the marginal fault zone, SE Mid-Polish Trough. *Proceedings of the 1st Meeting of the Central European Tectonic Group, Hrubá Skála Chateau, Czech Republic, 24-27 April 2003*. *Geolines*, 16: 38-39.
- Gutowski, J., Krzywicz, P., Walaszczyk, I. i Pożaryski, W. 2003b. Od ekstensji do inwersji – zapis aktywności NE brzeżnej strefy uskokowej świętokrzyskiego segmentu bruzdy śródpolskiej w osadach jury górnej i kredy na podstawie interpretacji danych sejsmiki refleksyjnej. *Tomy Jurajskie*, 1: 124-125.

- Gutowski, J. 2004. Dynamika rozwoju utworów koralowych środkowego oksfordu okolic Bałtowa. *Tomy Jurajskie*, 2: 17-28.
- Kaźmierczak, J. i Pszczółkowski, A. 1968. Nieciągłości sedymentacyjne w dolnym kimerydzie południowo – zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 18: 587-512.
- Keupp, H. 1977. Ultrafazies und Genese der Solnhofener Plattenkalke (Oberer Malm, Südliche Frankenalb). *Abhandlungen der Naturhistorischer Gesellschaft Nürnberg*, 37: 5-128.
- Kutek, J. 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. I: Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica*, 18, 3: 493-586.
- Kutek, J. 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Cz. II: Paleogeografia. *Acta Geologica Polonica*, 19: 221-231.
- Kutek, J. 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44, 3-4: 167-221.
- Matyja, B. A. i Wierzbowski, A. 2000. Biostratigraphical correlations between the Subboreal Mutabilis Zone and the Submediterranean Upper Hypselocyclum – Divisum Zones of the Kimmeridgian: new data from Northern Poland. *Georesearch Forum*, 6: 129-136.
- Matyja, B. A., Gutowski, J. i Wierzbowski, A. 1989. The open shelf-carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies and ecological implications. *Acta Geologica Polonica*, 39, 1-4: 29-48.
- Powers, R. W. 1962. Arabian Upper Jurassic carbonate reservoir rocks. W: Ham, W. E. (red.), Classification of Carbonate Rocks, a Symposium, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 1: 122-192.
- Pratt, B. R., James N. P. i Cowan C. A. 1992. Peritidal carbonates. W: Walker R. G. i James N. P. (red.), Facies, models and response to sea level change. 303-322, *Geosci. Can.*, St John's, Newfoundland.
- Pożaryski, W. (red.) 1979. Geological map of Poland and adjoining countries. *PIG*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Purser, B. H. 1969. Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris basin. *Sedimentology*, 12: 205-230.
- Purser, B. H. 1972. Subdivision et interprétation des séquences carbonates. *Memoir B. R. G. M.*, 77: 679-698.
- Radwański, A. 1996. A unique, „trilobite-like” fossil – the isopod *Cyclosphaeroma malogostianum* sp. n. from the lower kimmeridgian of the Holy Cross Mountains, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 45: 9-25.
- Reineck, H. E. 1958. Longitudinale Schrägschicht in Watt. *Geologische Rundschau*, 47: 73-82.
- Richter, D. K. 1983. calcareous ooids: a synopsis. W: Peryt, T. M. (red.), Coated grains, 71-99, Springer, Berlin-Heidelberg.
- Seilacher, A., Matyja, B. A. i Wierzbowski, A. 1985. Oyster beds: morphologic response to changing substrate conditions. W: Friedman G. E. (red.), *Lecture Notes in Earth Sciences, 1, Sedimentary and evolutionary cycles*: 421-435. Springer. Berlin.
- Shinn E. A., Lloyd, R. M. i Ginsburg, R. N. 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 1202-1228.
- Wilson, J. L. 1975. Carbonate facies i geologic history. Springer, New York – Heidelberg – Berlin.
- Wright, P. V. i Burchette, T. P. 1996. Shallow-water carbonate environments. W: Reading, H. G. (red.) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. 325-394, Blackwell Science, Oxford.
- Złonkiewicz, Z. 2002. Korelacja i paleogeografia górnej jury w południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich i w niecce Nidy. Opracowanie niepublikowane. Poz. planu: 6.20.1595.00.0. Centralne Archiwum Geologiczne Państwowego Instytutu Geologicznego. Warszawa.