

Dynamika rozwoju utworów koralowych środkowego oksfordu okolic Bałtowa

Middle Oxfordian coral facies of the Bałtów region, NE margin of the Holy Cross Mts., Poland

Jacek GUTOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;

e-mail: jgut@pgi.waw.pl

Key words: Coral facies, reefs, syndepositional activity of extensional blocks.

ABSTRACT: Coral facies developed on the Middle Oxfordian carbonate ramp were controlled in the region of Bałtów, NE margin of the Holy Cross Mts., Poland, by syndepositional activity of extensional fault blocks. Elevated parts of sea bottom were occupied since Early Oxfordian time by sponge bioherms successively colonized by coral reefs when grown up to the sea level. Micritic sedimentation prevailed in interbioherm denivelations. This micritic succession was replaced by soft-bottom coral buildups constructed by flat coral colonies, typical of a relatively quiet environment of the depths 20-70 m, and finally by coarse bioclastic grainstones and oncolites which are interpreted as talus of the coral reef constructed on tops of former sponge bioherms by branched and hemispherical coral colonies in very dynamic and extremely shallow water conditions.

WSTĘP

Kontynentalny węglanowy szelf, utworzony w późnej jurze na południowo-zachodnich peryferiach platformy wschodnioeuropejskiej, miał charakter rozległej rampy węglanowej (por. Ahr 1973) i nie posiadał, przynajmniej na obecnym obszarze pozakarpackiej Polski, ostro zarysowanej krawędzi morfologicznej zajętej przez rafy barierowe. Najbardziej adekwatnym dla jego charakterystyki

wydaje się (fig. 1) model dystalnie stromiejącej rampy (*distally steepened ramp* sensu Read 1982), na której rampa wewnętrzna (*inner ramp*) objęta sedymentacją płytkowodną, zachodzącą powyżej podstawy fali sztormowej (nazywana tradycyjnie w Polsce *plytkowodną platformą węglanową* lub po prostu *platformą węglanową*) przechodzi w obszar rampy zewnętrznej (*outer ramp*) z osadami megafacji gąbkowej, utworzonymi w warunkach otwartego szelfu na znacznych



Fig. 1. Model późnojurskiej rampy węglanowej w południowo-zachodniej Polsce, wg. Gutowskiego (1992).

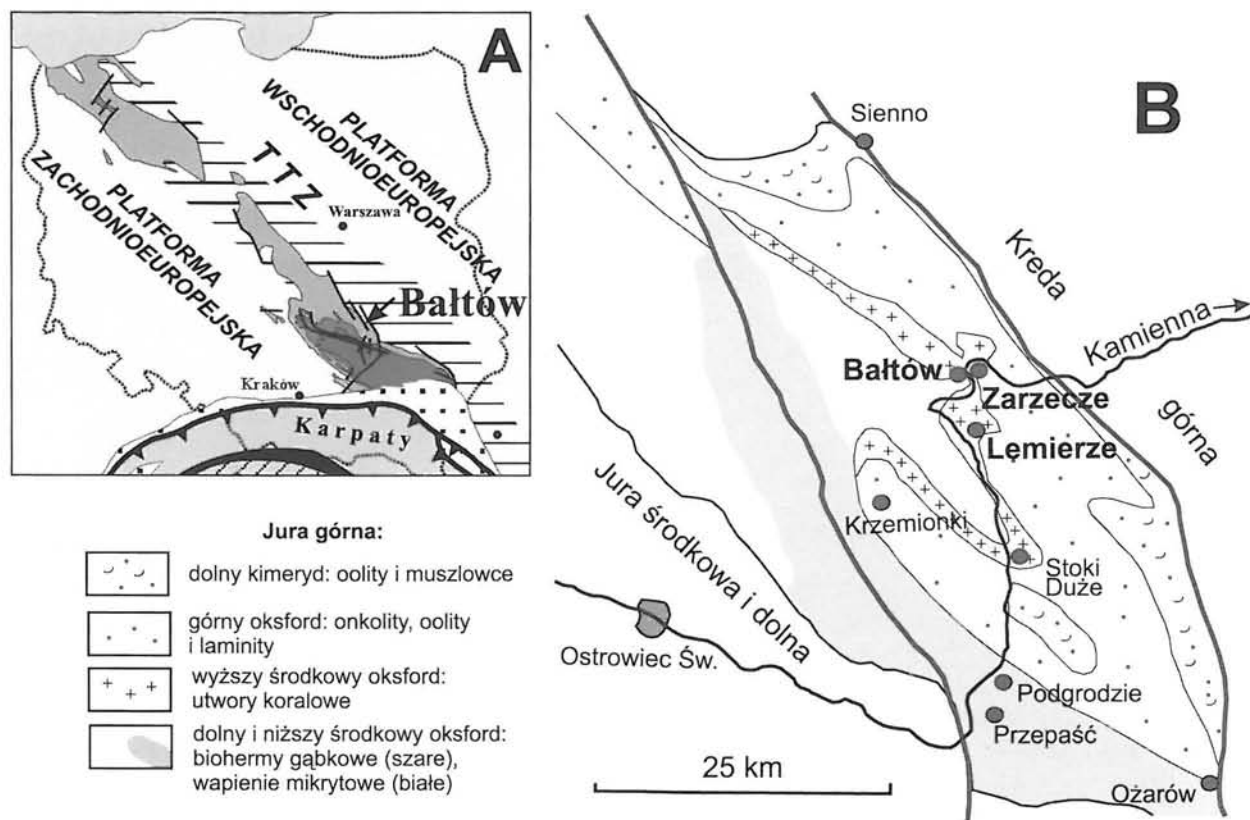


Fig. 2. Położenie Bałtowa na tle głównych jednostek geologicznych Polski (A) oraz mapa utworów górnej jury w rejonie Bałtowa, wg. IG (1961) i Gutowskiego 1992 (B).

głębokościach (por. Matyja i in. 1989, 1992, Gutowski 1992). W środkowym oksfordzie, a ściślej w dobie *Transversarium*, rejon Bałtowa znalazł się paleogeograficznie właśnie w strefie przejściowej pomiędzy rampą zewnętrzną a wewnętrzną w wyniku progradacji facji wewnętrznej rampy węglanowej od NE i E ku SW obrzeżu platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 2A). Strefa ta ustabilizowała swe położenie na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich aż do przełomu oksfordu i kimerydu, kiedy to płytkowodna sedymentacja dotarła na południowo-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich (Matyja i in. 1989).

Rejon Bałtowa usytuowany jest pomiędzy dwoma systemami uskoków (fig. 2B): Grabowiec – Dębów Pole – Chwałowice, oraz Sienna – Ożarów (Pożaryski 1948, 1976). Stanowią one fragment większego systemu uskokowego obrzeżającego od północnego-wschodu antyklinorium środkowopolskie w formie reaktywowanych w trakcie późnokredowej inwersji bruzdy środkowopolskiej systemu uskoków odwróconych (por. Krzywiec 2002). Analiza paleotektoniczna tego systemu

uskoków (Gutowski i in. 2003a, b), przeprowadzona m. in. na przekroju sejsmicznym przecinającym go prostopadle w okolicach Sienna (patrz fig. 2B) wykazała, iż w późnej jurze system ten był aktywny synsedymentacyjnie w warunkach transtensji jako system uskoków normalnych. Należy przypuszczać, że w konsekwencji aktywności omawianego systemu uskoków rejon Bałtowa stanowił aktywny w trakcie sedymentacji, zrotowany ekstensyjny blok uskokowy.

OPIS PROFILI

Bałtów

W lewobrzeżnej skarpie Kamiennej na terenie Bałtowa, w szeregu łomików odłania się profil monotonnych, średnio- i gruboławicowych wapieni mikrytowych zaliczonych do zespołu *wapieni płytowych z Bałtowa* (WPB) (Gutowski 1992, 1998). W płytkach cienkich widoczne są w tych wapieniach oprócz mikrytu także bardzo drobne bioklasty. W dyskutowanych osadach występuje

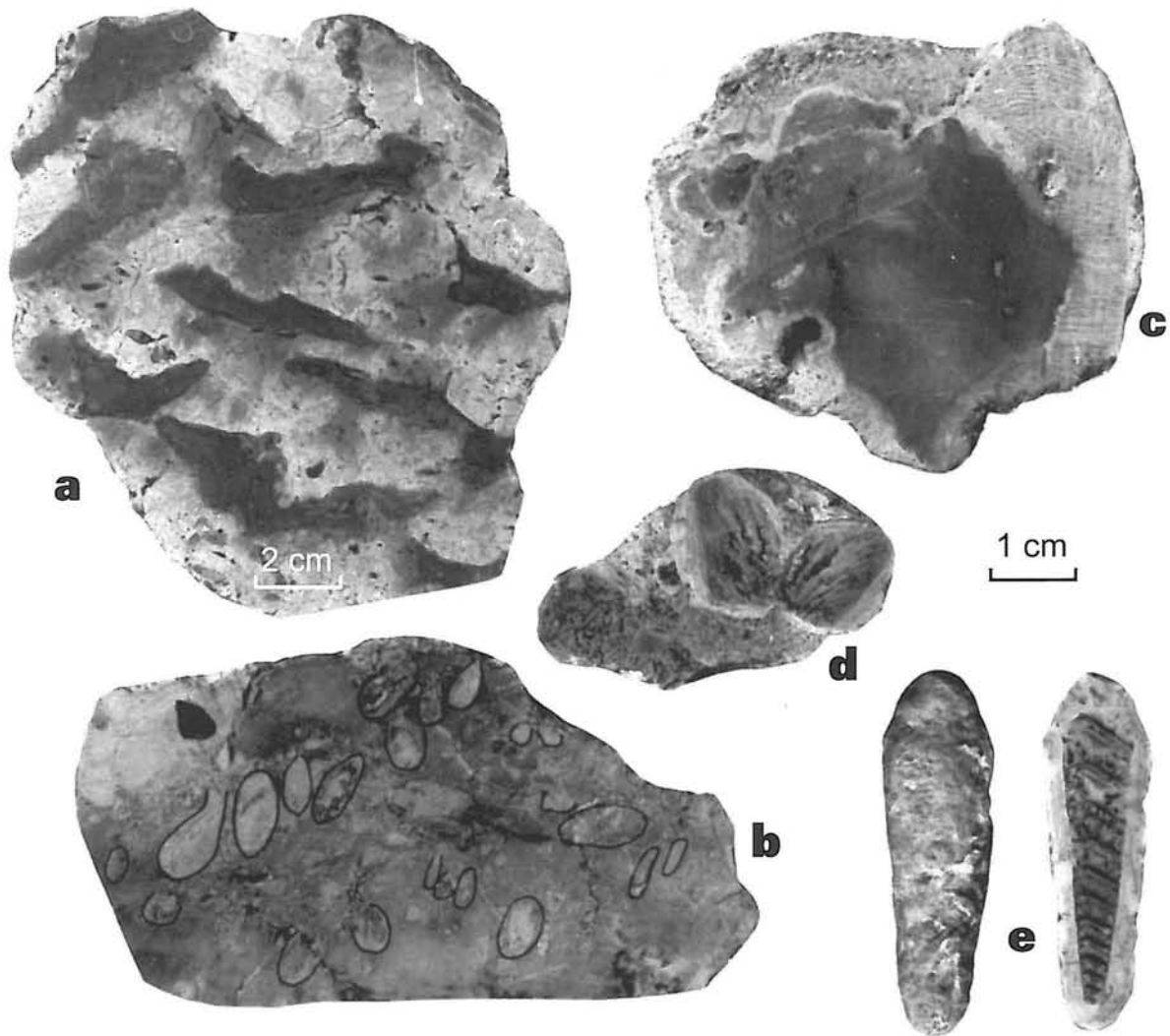


Fig. 3. Składniki utworów koralowych rejonu Bałtowa (naszlify): a – biolityt koralowy złożony z płaskich koloniokoralu z rodzaju *Microsolena*, tło mikrytowe (Zarzecze); b – drążenia małżów z rodzaju *Lithophaga* w koloniokoralu (Zarzecze); c – odłamek kolonii koralu zmieniony wskutek powierzchniowej mikrytyzacji (Lemierze); d – powierzchniowe onkoidy z jądrem w postaci odłamka kolonii koralu (Lemierze); e – onkoid z jądrem w postaci muszli neriney (Lemierze).

stosunkowo liczna fauna amonitowa reprezentowana prawie wyłącznie przez przedstawicieli podrodzaju *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*). Oznaczono stąd m. in. *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *elizabethae* de Riaz oraz *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *wartae* Bukowski (Gutowski 1992, 1998) wskazujące na poziom Transversarium środkowego oksfordu (w podziale ustanawiającym granicę środkowego i górnego oksfordu w spągu poziomu Bimammatum). W pojedynczych warstwach występuje ponadto fauna bentoniczna, zdominowana przez żyjące na miękkim, mulistym dnie małże z rodzajów *Gryphaea*, *Isognomon*, *Nanogyra* i *Trigonia* oraz przez rynchonelle i tere-

bratule. Na nielicznych powierzchniach ławie stwierdzono sztormowe nagromadzenia muszli wraz z detrytusem roślinnym. Pomierzona w odsłonięciach miąższość zespołu WPB wynosi ok. 30 m, jednak informacje z wierceń wskazują, że jego całkowita miąższość wynosi w rejonie Bałtowa ponad 75 m. W centralnej części wsi widoczny jest kontakt zespołu WPB z zalegającymi wyżej utworami zespołu *wapieni koralowych z Bałtowa* (WKB).

Zarzecze

Na przeciwległym, prawym brzegu Kamiennej widoczne są skałki zbudowane z biolitytu koralowego (fig. 3, 4) o miąższości ok. 20 m. Opisano z nie-

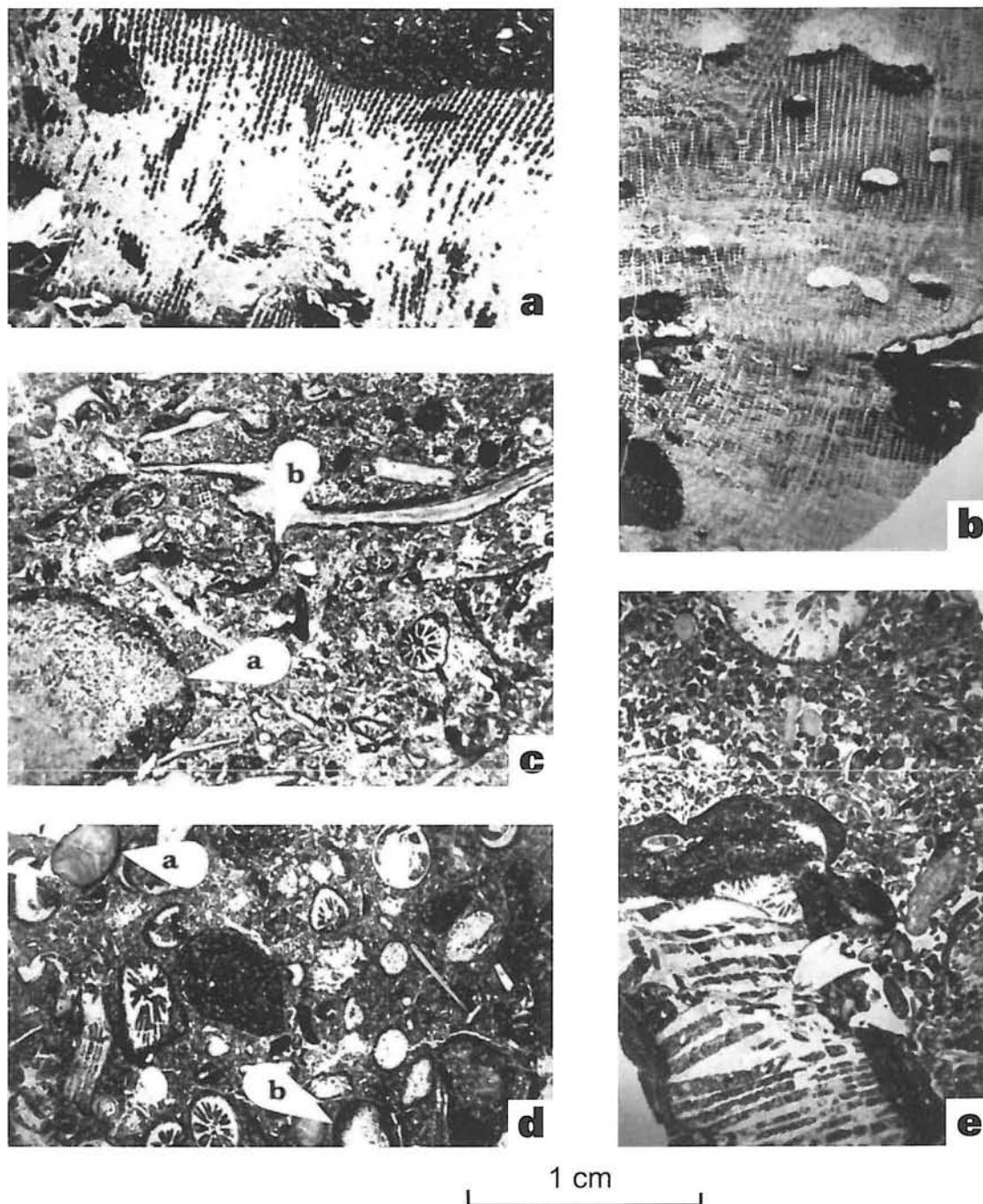


Fig. 4. Mikrofacje wapieni koralowych rejonu Białtowa: a – biomikryt (boundstone) zbudowany z koralu *Microsolena* sp., w tle widoczne bioklasty i otwornice (Zarzeczce); b – kolonia koralu *Microsolena* sp. podrażona przez małże *Lithophaga* sp., drążenia wypełnione mikrytem (struktury geopetalne) (Zarzeczce); c – grainstone, bioklasty w postaci m. in. odłamków koralu, ostrygi, zmikrytyzowane powierzchniowo (a) lub obleczone powłokami sinicowymi (b) (Zarzeczce); d – grainstone, bioklasty koralowe oraz odłamki solenopor zmikrytyzowane powierzchniowo (a) lub obleczone powłokami sinicowymi na kształt powierzchniowych onkoidów (b) (Zarzeczce); e – onkobiosparyt, wielki powierzchniowy onkoid z jądrem koralowym (Lemierze)

go (Roniewicz 1966) 20 gatunków koralu (fig. 5, zespół A) budujących płaskie, talerzowate kolonie. Towarzyszą im gruboskorupowe mięczaki: ostrygi, dicerasy, nerinee oraz solenopory (fauna towarzy-

sząca – fig. 5), posiadające charakterystyczne różowe zabarwienie. Kolonie koralu podrażone są przez skalotocza. W spękanych ściankach oraz łomikach obserwować można szczegóły morfologii dysku-

ZESPÓŁ KORALOWY A
(rodzaje koralu dominujące w biohermie)

Microsolena sp.
Pseudocoenia sp.
Isastraea sp.
Comoseris sp. (kolonie płaskie)
Thamnasteria sp.
Fungiastrea sp.
Actinastraea sp.

ZESPÓŁ KORALOWY B
(rodzaje koralu dominujące w osadach onkolitowych pokrywających biohermy)

Isastraea sp.
Puschastraea sp. (kolonie masywne)
Goniocora sp.
Mitrodendron sp. (kolonie gałązkowe)
Latomeandra sp.

ZESPOŁY KORALOWE A i B
(fauna towarzysząca)

<i>Septaliphoria astieriana</i>	1	E	SF
<i>Epithyris subsella</i>	1	E	SF
Cidaridae	1	Er	B
Solenoporaceae	1	rośliny	
mszywioly	1	E	SF
gąbki wapienne	1	E	SF
małże drążące	1	Ib	SF
serpule	1	Ec	SF
<i>Linia</i> sp.	r	E	SF
<i>Lopha gregarea</i>	r	E i Ec	SF
<i>Ostrea</i> sp.	r	E i Ec	SF
<i>Pecten</i> sp.	r	Er	SF
<i>Diceras</i> sp.	r	E	SF
<i>Nerinea</i> sp.	P	E i Si	SF
<i>Ptygmatis bruntrutana</i>	P	E i Si	SF
<i>Pleurotomaria</i> sp.	P	E i Si	SF
krynoidy	P	Er	B

Fig. 5. Skład taksonomiczny zespołów fauny w utworach koralowych z okolic Bałtowa. Objaśnienia skrótów: 1 – liczne, r – rzadkie, p – pojedyncze, E – epifauna, Ec – epifauna cementująca, Er – epifauna ruchoma, Ib – infauna drążąca, Si – semi-fauna.

wanej budowli organicznej. Zwracają uwagę mocno i zmiennie nachylone ławice oddające zróżnicowany relief dna morskiego. Dominująca mikrytowa masa wypełniająca biolitytu, synekologia notowanych tu gatunków koralu oraz talerzowaty, płaski

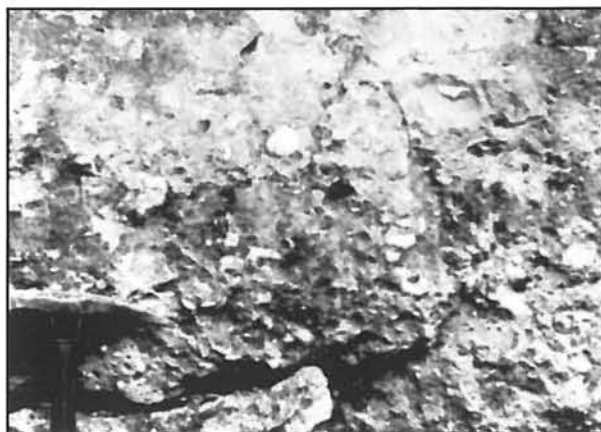


Fig. 6. Organodetrytyczny wapień z wielkimi powierzchniowymi onkoidami („Mumienskalk”), Lemierze.

kształt kolonii wskazują na niską energię środowiska i głębokość w trakcie sedymentacji około 20-70 m (Roniewicz i Roniewicz 1971, Gutowski 1992). W stropie biolitytu występują znaczne deniwelacje, a powyżej niego zalegają bardzo zróżnicowane wapienie organodetrytyczne, onkolitowe a także mikrytowe. Frakcja osadu zmienia się w nich na przestrzeni kilku metrów od bardzo drobnej do złożonej z bioklastów osiągających kilka centymetrów średnicy. Bioklasty są obtoczone i zmikrytyzowane powierzchniowo bądź obleczone przez sinicowe powłoki na kształt wielkich onkoidów, których jądra najczęściej stanowią muszle nerinei (fig. 3e). Wszystkie występujące tu utwory są miejscami silnie zdolomityzowane i występują w nich pojedyncze krzemienie o brunatnym zabarwieniu.

Lemierze

W niewielkim zarastającym łomiku we wsi Lemierze (Lemiesze) odsłaniają się gruboziarniste wapienie organodetrytyczne złożone głównie z odłamków pokruszonych kolonii koralu (do 10 cm średnicy), powierzchniowo zmikrytyzowanych lub obleczonych przez sinice (fig. 3e, 4e, 6). Zespół koralu opisany stąd (Roniewicz 1966) obejmuje 60 gatunków (zespół koralowy B, fig. 1) tworzących półkuliste, masywne kolonie oraz kolonie gałązkowe, żyjące w skrajnie płytkim środowisku, w pobliżu zwierciadła wody (Roniewicz i Roniewicz 1971). Tego typu zespół koralowy nie został w okolicy Bałtowa stwierdzony w pozycji przyżyciowej. Fauna towarzysząca (fig. 5) jest taka sama jak w wypadku zespołu koralowego A.

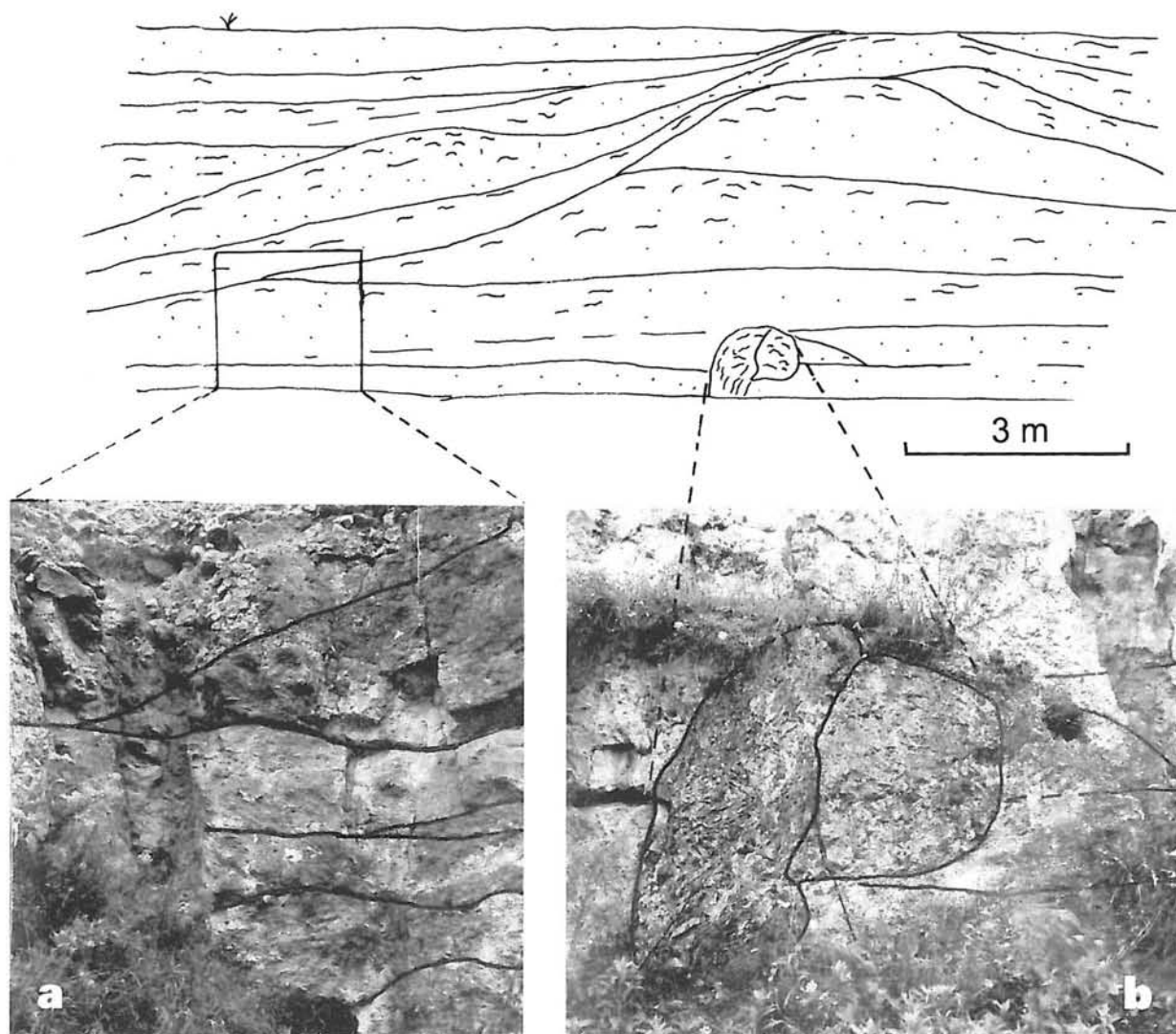


Fig. 7. Szkic odsłonięcia w Stokach Dużych: A – nachylone powierzchnie utwórzeń wapieni organodetrytycznych (talusa) oddające paleorelief dna morskiego, porastane przez cienkie, płaskie kolonie koralu *Microsolena* sp., B – obrócony, allochtoniczny blok oderwany z budowli koralowej.

Stoki Duże

W ciągnącej się w prawobrzeżnej skarpie Kamiennej ścianie na odcinku około 300 m widoczne są gruboziarniste wapienie organodetrytyczne złożone głównie z kalców jeżowców, fragmentów kolonii koralu oraz krynoidów. Zwraca uwagę zmienna miąższość i pochylenie poszczególnych ławic, których powierzchnie oddają urozmaicony relief dna zbiornika (fig. 7). Powierzchnie te kolonizowane są przez cienkie, płaskie kolonie koralu, głównie z rodzaju *Microsolena*. Ich morfologia wskazuje na wzrost na niestabilnym i wysoce nierównym podłożu. Występują tutaj kilkudziesięciocentymetrowe bloki oderwane od większej kolonii koralowej. W jednym z takich bloków kolonie obró-

cone są dołem do góry (fig. 7b). Osady te stanowią talus rafy koralowej, która progradowała ze strefy Podgrodzie – Przepaść, na południe od odsłonięcia, na co wskazuje również pochylenie ławic na północ.

CHARAKTERYSTYKA UTWORÓW KORALOWYCH

W niższej części profili Baltowa i Zarzecza dyskutowane utwory wykształcone są w części jako masywne, nieuławiczone wapienie o charakterze biohermalnym. W takim przypadku osadem wypełniającym jest z reguły mikryt. Płaskie na ogół kolonie koralu są stosunkowo grube (do 6 – 7 cm) i rozległe. Inny nieco typ facjalny reprezentują

występujące częściowo wyżej, częściowo obocznie, grubo- i niewyraźnie uławiczone wapienie organodetrytyczne i onkolitowe. W przypadku takich osadów często daje się zaobserwować synsedymacyjne nachylenie ławic związane niewątpliwie z istnieniem gradientu morfologicznego dna zbiornika (Zarzeczce, Stoki Duże). Płaskie kolonie koralu w osadzie organodetrytycznym są na ogół cienkie (1–2 cm) i mniejsze, zapewne w związku z niestabilnością podłoża. W odstąpieniu Stoki Duże widoczny jest allochtoniczny, odwrócony dołem do góry, fragment kolonii koralowej przytransportowany zapewne przez podmorski obryw lub osuwisko.

W utworach biohermalnych skała ma pod względem mikrofacjalnym charakter *boundstone* utworzonego przez koralu (fig. 3a-d, fig. 4a-d). Tło skalne jest mikrytowe z nieznaczną domieszką drobnych bioklastów lub rzadziej grudek. W koloniach koralu widać bardzo liczne drażnienia małżów. Koralu często są powierzchniowo zmikrytyzowane lub obleczone powłoką sinicową. W wapieniach organodetrytycznych i onkolitowych typu *grainstone* proces oblekania oraz powierzchniowej mikrytyzacji bioklastów będących głównym składnikiem osadu doprowadził do powstania charakterystycznych, wielkich powierzchniowych onkoidów (Zarzeczce, Lemierze). Jądro takich ziarn stanowi najczęściej fragment kolonii koralu, rzadziej cała niewielka kolonia, lub muszla nerinei (fig. 3e, 4e). Identyczne ziarna obleczone powszechnie są w facjach koralowych Gór Jura w Niemczech, a utwór z nich złożony jest określany mianem *Mumienkalk* (Gygi i Persoz 1986). Dezintegracja wielkich bioklastów, mikrytyzacja i oblekanie powłokami sinicowymi powstałych w ten sposób fragmentów, a także zlepianie różnego rodzaju ziarn doprowadziło do powstania charakterystycznego obrazu mikrofacjalnego złożonego z takich elementów jak: mikroonkoidy, grudki i grudki agregacyjne. Spoiwem w wapieniach ziarnistych jest najczęściej sparyt.

Biohermy są utworzone głównie przez płaskie kolonie koralu (fig. 5, zespół koralowy A). Zespół składa się z około 20 gatunków (Roniewicz 1966). Faunie koralu towarzyszą występujące głównie w wapieniach organodetrytycznych i onkolitowych obocznie kontaktujących z biohermami jeżowce regularne (głównie kolce), ramienionogi, gąbki wapienne, ostrygi, mszywioly i solenopory posiadające charakterystyczne różowe zabarwienie.

W wapieniach organodetrytycznych i onkolitowych przykrywających biohermy zespół koralu (fig. 5, zespół koralowy B) jest znacznie bardziej

urozmaicony i składa się z około 60 gatunków (Roniewicz 1966), wśród których dominują kolonie masywne i gałązkowe. Kolonie koralu zachowane są jednak w postaci zmikrytyzowanych powierzchniowo lub obleczonych powłokami sinicowymi fragmentów, które nierzadko noszą ślady obtaczania i abrazji. Zespół ten ma zatem charakter allochtoniczny, a opisane fragmenty zostały, przynajmniej częściowo, redeponowane.

INTERPRETACJA SEDYMENTOLOGICZNA

Biohermy koralowe, utworzone głównie przez płaskie kolonie koralu, pochodzące przede wszystkim z rodzajów *Microsolena* i *Thamnasteria* pojawiają się w jurajskim zbiorniku sedymacyjnym Polski w dwojakiej sytuacji facjalnej. Pierwsza z nich zaobserwowana na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w profilu Wyszmontów – Ożarów, a także na obszarze Wyżyny Krakowsko – Wieluńskiej (por. Wierzbowski i in. 1983), na Kujawach (Matyja i in. 1985), w kilku stanowiskach na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Matyja 1977) czy w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej i Szczucina (Morycowa i Moryc 1976) ma miejsce, gdy na szczycie „rosnącej” ku poziomowi morza biohermy gąbki krzemionkowe są stopniowo zastępowane przez koralu. W takim przypadku, pomimo iż tłem konstrukcji biohermy jest najczęściej mikryt, kolonizacja koralowa odbywała się przynajmniej po części na twardym podłożu przygotowanym uprzednio przez procesy wczesnej lityfikacji biohermy gąbkowej (por. Matyja 1977). Drugi przypadek obserwowany w Bałtowie i Zarzeczcu polega na zasiedleniu przez koralu bezpośrednio mikrytowego, mulistego dna bez etapu uprzedniej sukcesji gąbkowej. Analogiczna sytuacja ma miejsce w Górach Jura, gdzie podobny zespół koralu zasiedla margliste podłoże przedpola płycizn wewnętrznej rampy węglanowej (*Liesberg Member* – Gygi i Persoz 1986). W wymienionych przypadkach zespoły koralowe występują w profilu, a także obocznie, na granicy facji otwartego szelfu i facji płytkowodnej. Jest więc regułą, że stanowią one pionierski zespół rozpoczynający sukcesję ekologiczną różnorodnych bogatych zespołów płytkowodnych (por. Matyja i in. 1989). Pojawienie się facji koralowej jest zatem pierwszym symptomem postępującego spłylenia, jakie w pierwszej kolejności zaznacza się we względnie wyniesionych obszarach basenu, na których rozwi-

nęły się uprzednio biohermy gąbkowe (por. Wierzbowski i in. 1983). Innego rodzaju czynnikiem wywołującym spłylenie i w konsekwencji pojawienie się facji koralowej była szybka akumulacja mułu węglanowego na przedpolu progradujących płycizn wewnętrznej rampy węglanowej. Mikrytowy charakter osadu wypełniającego w utworach rozpoczynających sukcesję utworów facji koralowej oraz brak w tej części profili wskaźników wysokiej energii wskazuje, iż koralce zasiedlały dno stosunkowo spokojnego zbiornika (Roniewicz i Roniewicz 1971), o głębokości zapewne większej niż podstawa fali sztormowej. W morzach współczesnych zbliżone płaskie i talerzowate kolonie koralu dominują w niższych częściach raf najczęściej na głębokości około 20 m lub nawet więcej do około 70 m (Kühlman 1984). Głębsze, spokojniejsze środowisko potwierdza również skład taksonomiczny zespołu koralowego A (Roniewicz 1966, Roniewicz i Roniewicz 1971).

Kolejną fazą rozwoju sedymentacji wywołaną przez postępujące spłylenie było całkowite zastąpienie mikrytu przez osad ziarnisty złożony głównie z bioklastów, stanowiących pierwotny składnik osadu, oraz tworzonych kolejno przez ich dezintegrację, oblekanie i mikryzację onkoidów – początkowo powierzchniowych, posiadających cienkie powłoki rozwinięte na wielkich bioklastach, a następnie onkoidów właściwych, mikroonkoidów i w końcu grudek i grudek agregacyjnych. Charakterystyczna dla opisywanej facji jest przewaga bioklastów i wielkich powierzchniowych onkoidów, a także często zła selekcja osadu. Jest to istotna obserwacja pozwalająca stwierdzić, że facja koralowa jest zbudowana ze składników powstałych w stadium pierwotnym przytoczonego procesu przekształcania ziarn, tzn. składników mniej dojrzałych. Odróżnia to dyskutowaną fację od facji onkolitowo – organodetrytycznej, w której przeważają ziarna wymienione jako ostatnie w omawianym szeregu genetycznym, a więc dobrze wyselekcjonowane pod względem wielkości onkoidy właściwe, mikroonkoidy i grudki. Czynnikiem towarzyszącym akumulacji osadu pozostawał, obok energii wywołanej działaniem prądów – przynajmniej epizodycznych związanych ze sztormowym krążeniem wody, pewien gradient morfologiczny pozwalający na działanie osuwisk (obrywów) podmorskich. Wniosek ten potwierdzają struktury sedymentacyjne wskazujące na istnienie deniwelacji obserwowanych w skali większych odsłoneń (Zarzecze, Stoki Duże).

HISTORIA SEDYMENTACJI

Rozprzestrzenienie bioherm gąbkowych wskazuje na to, iż szczególnie predysponowanym do ich rozwoju miejscem były krawędzie ekstensyjnego, zrotowanego bloku uskokowego (fig. 2B). Rozwój facji koralowej uwarunkowany był reliefem dna, wywołanym przez strefowy wzrost tych bioherm i przebiegał w następujących fazach (fig. 8A-D):

A – (doba *Plicatilis* – *Cordatium*) – Sedymentacja osadów facji gąbkowej (etap poprzedzający); tworzą się deniwelacje związane z rozwojem bioherm, w obniżeniach (np: rejon Bałtów-Zarzecze) ma miejsce sedymentacja wapieni mikrytowych.

B – (doba *Transversarium*) – W strefie, gdzie uprzednio rozwinęły się biohermy gąbkowe np: w rejonie Podgrodzie – Przepaść, następuje zasiedlenie ich szczytowych partii przez pionierskie w zespole koralowym płaskie kolonie koralu głównie z rodzaju *Microsolena*. Następowo to najprawdopodobniej przy głębokości około 20 m lub nieco większej do około 70 m, jak wykazują dane dotyczące rozprzestrzenienia podobnych morfologicznie koralu w rafach współczesnych (por. Kühlmann 1984). W strefie Bałtowa trwa sedymentacja mułu mikrytowego, który tylko okazjonalnie zasiedlany był przez zespół zdominowany przez małże z rodzajów *Gryphaea* i *Isognomon*. Nieco większą miąższość osadów starszych od poziomu *Bifurcatus* w rejonie Bałtowa (Gutowski 1992, 1998) uzasadnić można względny synsedymentacyjnym wynoszeniem tej strefy w stosunku do strefy Bałtowa.

C – (doba *Bifurcatus*) – Zespół koralu na szczycie bioherm gąbkowych, wskutek postępującego spłylenia, staje się bardziej urozmaicony pod względem składu taksonomicznego. Pojawiają się bulaste i gałązkowe formy koloni. W strefie Bałtowa facja koralowa wkracza na fację mikrytową. Na mikrytowym podłożu następuje rozwój budowli (bioherm) złożonych głównie z płaskich koloniokoralu (fig. 5, zespół koralowy A; por. Roniewicz 1966, Roniewicz i Roniewicz 1971). W tym samym czasie następowo prawdopodobnie formowanie stożków osypiskowych złożonych z materiału ziarnistego pochodzącego z raf koralowych progradujących ze stref bioherm gąbkowych. Istotne znaczenie dla

tej części interpretacji mają obserwowane w Zarzeczcu, a przede wszystkim w Stokach Dużych struktury sedimentacyjne wskazujące na istnienie deniwelacji w dnie zbiornika, oraz obserwowane efekty podmorskich ruchów masowych i niestabilności podłoża.

D – (schyłek doby Bifurcatus) – Osad złożony z bioklastów i onkoidów rozprzestrzenia się na strefę obniżeń. Obszar rafy w poprzednim stadium utworzonej w strefie Podgrodzia – Przepaści staje się obszarem alimentacji bioklastów, w tym dużych odłamków zróżnicowanych pod względem taksonomicznym i kształtów koloniokorali (fig. 5, zespół koralowy B). Hipotetyczny kierunek transportu od strony strefy Podgrodzia – Przepaści, z rozwijającą się tam struktury rafowej, potwierdza wzrastająca w stronę wspomnianej strefy miąższość osadów organodetrytycznych oraz nasilenie obserwowanych efektów osuwisk w kolejnych odsłonięciach na linii Zarzeczce – Lemierze – Stoki Duże. W końcowej fazie opisywanego procesu nastąpiła przypuszczalnie emersja wyniesionej strefy pobiohermowej połączona z jej intensywną dolomityzacją i sylifikacją.

Użycie terminu „rafa” na określenie osadów koralowych w Zarzeczcu przez Liszkowskiego (1962) stało się w latach późniejszych przedmiotem krytyki opartej na stwierdzeniu, że tempo przyrostu budowli koralowych oraz tempo akumulacji otaczającego osadu było zbliżone i nie można w związku z tym mówić o „rafie” i „talusie”, a charakter budowli koralowych przypominał rafy kępowe lub dywanowe co nie implikowało istnienia znacznych deniwelacji w dnie zbiornika (Roniewicz i Roniewicz 1971). Istotnie w skali odsłonięcia w Zarzeczcu stopień deniwelacji był zbyt mały by mówić o rafie w południowej części odsłonięcia oraz odpowiadającym jej talusie w części północnej jak sugerował to Liszkowski (1976). Biorąc jednak pod uwagę szerszy kontekst regionalny i śledząc wykształcenie facji od strefy Podgrodzia – Przepaści po strefę Bałtowa (fig. 8B-D) można mówić o rafie w tej pierwszej strefie, predysponowanej ze względu na wcześniejszy rozwój bioherm gąbkowych, i strefie przyraflowej będącej *de facto* częścią dystalną tej rafy lub częściowo później posiadającej charakter jej talusa (odsłonięcia Stoki Duże, Lemierze, wyższa część odsłonięcia w Zarzeczcu). Ze względu na swe niższe batymetrycznie usytuowanie, utwory strefy Bałtowa uniknęły późniejszej

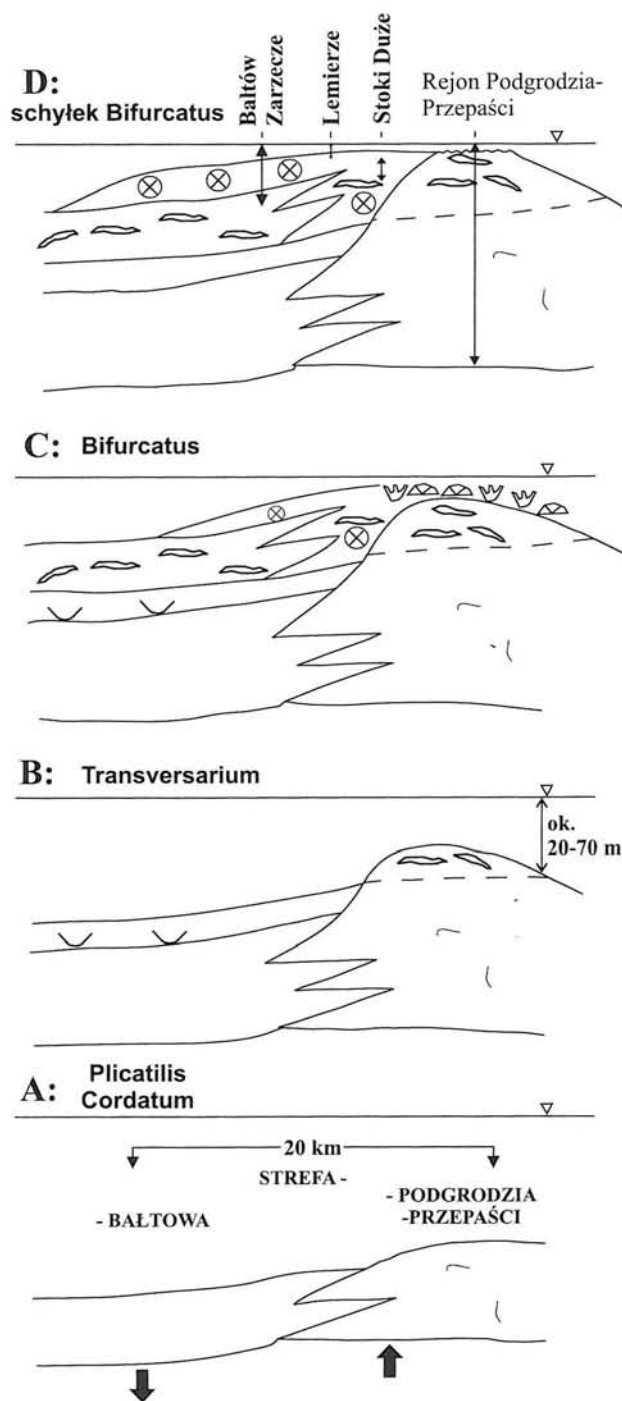


Fig. 8. Rekonstrukcja rozwoju sedimentacji utworów koralowych środkowego oksfordu w rejonie Bałtowa oraz Podgrodzia-Przepaści, A-D – etapy opisane w tekście.

erozji i zachowały się w pełni, podczas, gdy utwory typowej rafy utworzonej w strefie Podgrodzia – Przepaści uległy erozji (fig. 8D).

PODSUMOWANIE

- Sedymentacja utworów koralowych rejonu Bałtowa była kontrolowana przez syndepozycyjną aktywność ekstensyjnych bloków uskokowych przeciętych systemami uskoków Sienna – Ożarów oraz Grabowiec – Dębowe Pole – Chwałowice, która warunkowała utworzenie we wczesnym oksfordzie, na względnie wyniesionych krawędziach tych bloków, pasów bioherm gąbkowych. W deniwelacjach pomiędzy biohermami miała miejsce sedymentacja mikrytowa.
- W miarę wypełniania basenu sedymentacyjnego, być może stowarzyszonego z relatywnym spadkiem poziomu morza, pod koniec środkowo-oksfordzkiej doby Transversarium, na grzbietach tych bioherm (np: w rejonie Podgorozia – Przepaści) nastąpiła sukcesja zespołów koralii i utworzenie budowli rafowej w stadium dojrzałym zdominowanej przez gałązkowe i półkuliste kolonie koralii typowych dla wysokoenergetycznego, skrajnie płytkowodnego środowiska. Jednocześnie, w międzybiohermowych obniżeniach (np: w rejonie Bałtowa), na mikrytowym, mulistym podłożu powstały budowle utworzone przez płaskie, talerzowate kolonie koralii typowe dla spokojnego, nieco głębszego (20-70 m) środowiska. Przykrywają je gruboziarniste wapienie organodetrytyczne, złożone głównie z odłamków gałązkowych i półkulistych koloniokoralii, zinterpretowane jako dystalna część i/lub talus rafy utworzonej na grzbietach bioherm okalających obniżenia.
- Rozwój facji koralowej na wyniesionych względnie grzbietach bioherm gąbkowych, a następnie jej rozprzestrzenienie na obszar międzybiohermowych depresji, uprzednio objętych sedymentacją facji mikrytowej, doprowadził do całkowitego wyrównania istniejących wcześniej deniwelacji w dnie zbiornika, co umożliwiło na początku późnego oksfordu szybką progradację płycizn wewnętrznej rampy węglanowej objętych sedymentacją oolitów i laminitów.

Podziękowanie.

Mgr inż. Grzegorz Wróbel wydatnie pomógł w wykonaniu graficznych prac komputerowych, za co autor wyraża swoje serdeczne podziękowanie. Artykuł powstał dzięki grantowi KBN nr 5T12B 007 23.

LITERATURA

- Ahr, W. M. 1973. The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Transactions of Gulf Coast Association of Geologists*, **23**: 221-225.
- 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., Krzywiec, 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, Hruba Skala Chateau, Czech Republic, 24-27 April 2003. Geolines*, **16**: 38-39.
- Gutowski, J., Krzywiec, 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.
- Gygi, R. i Persoz, F. 1986. Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of the Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **79**: 385-454.
- Kühlman, D. 1984. Das lebende Riff. Edition Leipzig. 1-185., Edition Leipzig, Leipzig.
- Krzywiec, P. 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine – Carpathian collision. W: Bertotti, G. (red.), *Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands: Mechanics of Coupling and Far-field Deformation. European Geophysical Society Special Publication*, **1**: 151-165.
- Liszkowski, J. 1962. Stratygrafia raf raurackich w okolicach Bałtowa. *Przegląd Geologiczny*, **8-9**: 388-393.
- Liszkowski, J. 1976. Problem IB – Rozwój litofacjalny i paleogeograficzny jury górnej północno-wschodniej części mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Materiały konferencji terenowych, Przewodnik XLVIII Zjazdu*

- PTG, Starachowice*, 158-184. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Matyja, B. A., 1977. The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, **27**, 1: 41-64.
- Matyja, B. A., Merta, T. i Wierzbowski, A. 1985. Rozwój sedymentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. W: Materiały sympozjum – Utworuy jurajskie struktury Zalesia i ich znaczenie surowcowe – Piechcin – Barcin., 19-29., Wydawnictwa Geologiczne., Warszawa.
- 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.
- Matyja, B. A., Wierzbowski, A. i Radwański, A. 1992. Guide Book and Abstracts. *Oxfordian and Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting, Warszawa and Central Polish Uplands, September 7 - 12, 1992*. 1-38.
- Morycowa, E. i Moryc, W. 1976. Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej – Szczucina. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **46**: 231-288.
- Instytut Geologiczny (1961). Mapa geologiczna regionu świętokrzyskiego bez utworów kenozoicznych, 1: 200000. Wydawnictwa Geologiczne., Warszawa.
- Požaryski, W. 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, **27**: 5-141.
- Požaryski, W. 1976. Problem IA – Rozwój tektoniczny i facjalny młodszego mezozoiku na przekroju Starachowice – Annapol. *Materiały konferencji terenowych, Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG, Starachowice*, 99-112. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Read, J. F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**: 195-212.
- Roniewicz, E. 1966. Les madréporaires du Jurassique supérieur de la bordure des Monts de sainte-Croix, Pologne. *Acta Paleontologica Polonica*, **12**: 157-254.
- Roniewicz, E. i Roniewicz, P. 1971. Upper Jurassic coral assemblages of the Central Polish Uplands. *Acta Geologica Polonica*, **21**, 3: 399-423.
- Wierzbowski, A., Matyja, B. A. i Ślusarczyk-Radwan, D. 1983. Nowe dane o jurze Wyżyny Wieluńskiej i okolic Burzenina oraz jej znaczeniu surowcowym. *Kwartalnik Geologiczny*, **27**, 3: 517-534.

