

LITOFACJE I SEDYMENTACJA DOLOMITÓW DIPLOPOROWYCH (ŚRODKOWY WAPIEŃ MUSZLOWY) WSCHODNIEJ CZĘŚCI OBSZARU ŚLĄSKO-KRAKOWSKIEGO

Jolanta Myszkowska

*Instytut Geologii i Surowców Mineralnych, Akademia Górniczo-Hutnicza
Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków*

Myszkowska J., 1992. Litofacje i sedymentacja dolomitów diploporowych (środkowy wapień muszlowy) wschodniej części obszaru śląsko-krakowskiego. Lithofacies and sedimentation of Diplopora Dolomite (Middle Muschelkalk) in the east part of the Cracovian-Silesian region. (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 62: 19 – 62.

A b s t r a c t: The prevailing part of the examined dolomites originated in a shallow-water sublittoral lagoon-like environment. The formation in question is of textural variety and consists of grains of mainly inorganic origin: peloids, intraclasts, ooids and oncoids. Skeletal fragments are few and of low diversity. Among these only green algae and crinoids are of rock-forming importance. Locally, sedimentation of the Diplopora Dolomite took place in littoral, temporarily emerging, shoals, which is indicated by the presence of stromatolites and laminites. They contain early diagenetic sedimentary structures formed in subaerial conditions such as birdseyes, tepee structures, and mud cracks. The sequence in question displays distinct triplicity. The lower and upper complexes of the sequence have been created mainly in a low energy environment, whereas the middle complex characterizes an environment of moderate or strong turbulence. Moreover, the sequence of sediments indicates that the regional shallowing took place twice in the basin considered.

Key words: dolomites, lithofacies, littoral and sublittoral environments, Diplopora Dolomite, Middle Muschelkalk, Triassic, Upper Silesia, Southern Poland

Manuscript received April 18, 1991, revised accepted November 12, 1991

A b s t r a k t: Przeważająca część badanych dolomitów powstała w płytkim sublitoralnym środowisku o charakterze laguny. Są to utwory zróżnicowane teksturalnie, zawierające w swym składzie głównie ziarna nieorganicznego pochodzenia: peloidy, intraklasty, ooidy i onkoidy. Elementy szkieletowe są nieliczne i słabo zróżnicowane. Znaczenie skałotwórcze mają tylko glony (zielenice) i liliowce. Lokalnie sedymentacja zachodziła w strefach płycizn litoralnych, okresowo wynurzanych. Ze środowiskiem tym wiąże się obecność stromatolitów i laminitów, zawierających wczesnodiagenetyczne struktury sedymentacyjne powstałe w warunkach subaeralnych: struktury oczkowe, struktury wigwamowe, szczeliny z wysychania. W sekwencji zaznacza się trójdzielność. Utwory kompleksu dolnego i górnego powstały głównie w środowisku spokojnym, zaś utwory kompleksu środkowego są związane ze środowiskiem umiarkowanie turbulentnym i turbulentnym. Nastęstwo osadów wskazuje ponadto na dwukrotnie zaznaczające się regionalne spłylenie zbiornika.

WPROWADZENIE

Utwory znane jako dolomity diploporowe, opisywane były wyłącznie pod kątem wykształcenia litologicznego. Niniejsze opracowanie stanowi próbę odtworzenia warunków powstawania tych skał oraz próbę zrekonstruowania sytuacji paleogeograficznej w środkowej części środkowego triasu.

Badaniami objęto obszar wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Fig. 1). Ich efektem jest charakterystyka, makro- i mikroskopowa, 10 litofacji uwzględniająca zależność między typem skał a warunkami depozycji. W dalszej części przedstawiono następstwo litofacji w profilach dające podstawę do interpretacji środowiska i przebiegu sedymentacji.

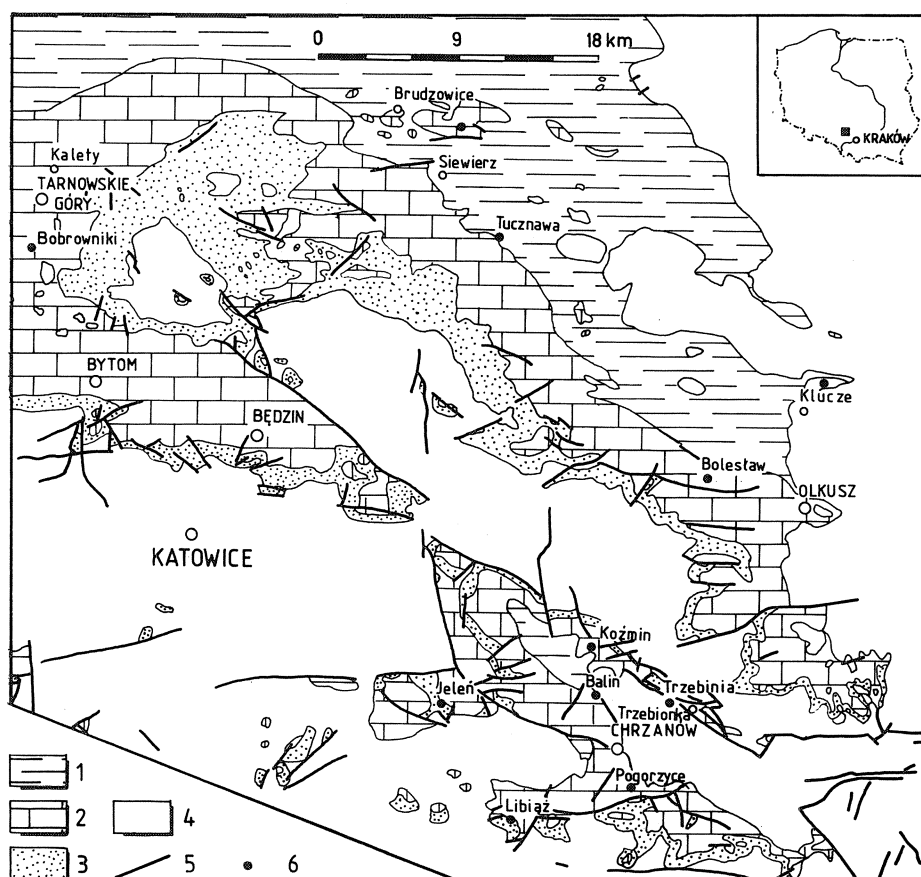


Fig. 1 Mapa geologiczna obszaru śląsko-krakowskiego. 1 – kajper, 2 – wapień muszlowy, 3 – pstry piaskowiec, 4 – inne utwory, 5 – ważniejsze uskoki, 6 – ważniejsze odsłonięcia

Fig. 1 Geological map of the Cracovian-Silesian region. 1 – Keuper, 2 – Muschelkalk, 3 – Buntsandstein, 4 – other deposits, 5 – major faults, 6 – main exposures

Tabela – Table 1

Litostratygrafia utworów śląskiego wapienia muszlowego oraz ich pozycja
 chronostratygraficzna
 Lithostratigraphy of the Muschelkalk deposits and their chronostratigraphical position

PODZIAŁ LITOSTRATYGRAFICZNY LITHOSTRATIGRAPHICAL UNITS			PODZIAŁ CHRONOSTRATYGRAFICZNY CHRONOSTRATIGRAPHICAL UNITS		
	P. Assmann 1944	H.Senkowiczowa 1980	H.Senkowiczowa 1962	S. Kotlicki 1974a	J. Trammer K. Zawidzka 1976
WAPIEN MUSZLOWY MUSCHELKALK	upper	FORMACJA ? BORUSZOWICKA	Langobard Langobardian	<i>Gondonella haslachensis</i> Tatge	Langobard Langobardian <i>Celsigondolella walsnaueri</i> Kozur
	Boruszowice marly shales	BORUSZOWICE FORMATION ?		Fassan Fassanian	Fassan Fassanian
	Warstwy z Kolonii Wilkowice (Georgen- dorf) Beds	FORMACJA WILKOWICKA		<i>Gondonella momburgensis</i> Tatge	<i>Gondonella excentrica</i> Budurov et Stefanov
	Konglomerat z Wilkowic Conglomerate	WILKOWICE FORMATION		Illyr Illyrian	Illyr Illyrian
	warstwy z Tarnowic Tarnowice Beds	FORMACJA TARNOWIC- KA	Fassan Fassanian	Anisian	Anisian
	wyższe upper	TARNOWICE FORMATION	<i>Diplopore annulata</i> (Schafhäütt) Pia		
	nizsze lower	JEMIELNICA FORMATION	Illyr Illyrian	Anizyk	Anizyk
	Dolomity diploporowe	FORMACJA KARCHOWICKA	Pelson Pelsonian		
	Diplopore dolomites	JEMIELNICA FORMATION	Hydasp Hydaspian	Hydasp Hydaspian	dln. anizyk lower Anisian
	Warstwy karchowickie	FORMACJA KARCHOWICKA			
WAPIEN MUSZLOWY MUSCHELKALK	Karchowice Beds	KARCHOWICE FORMATION			
	Warstwy terebratulow- we	OGNIWO WAPIENI TEREBRATULOW.			
	Terebratula Beds	TEREBRATULA LIMESTONES MEM.			
	Warstwy gorazdeckie	FORMACJA GORAZ- DECKA			
WAPIEN MUSZLOWY MUSCHELKALK	Górażdże Beds	GÓRAZDŻE FORMATION			
	Warstwy gogolińskie	FORMACJA GOGOLIŃ- SKA			
	Gogolin Beds	GOGOLIN FORMATION			

ZARYS HISTORII BADAŃ

Zainteresowanie triasem śląsko-krakowskim datuje się od drugiej połowy ubiegłego stulecia (*vide* Wyczółkowski, 1978). Jednak te jak i późniejsze badania utworów wapienia muszlowego dotyczyły głównie zagadnień litologiczno-stratygraficznych. Pozycję litostratygraficzną dołomitów diploporowych ustalił Assmann (1944, *vide* Siedlecki, 1952), traktując te utwory jako jedyne ogniwo środkowego wapienia muszlowego (Tab. 1).

Ostatnio Senkowiczowa (1980) przedstawiła propozycję formalnego po-

działu środkowego i górnego triasu obszaru śląsko-krakowskiego. Autorka ta sądzi, że dolomity diploporowe można by przekształcić w formację jemielnicką (Tab. 1).

Problemem nie rozstrzygniętym pozostaje nadal pozycja chronostratygraficzna dolomitów diploporowych. Zdaniem Senkowiczowej (1962) granica między anizykiem a lądynem przebiega w spągu dolomitów diploporowych (Tab. 1). Według Kotlickiego (1974a) oraz Trammera i Zawidzkiej (1976) dolomity te reprezentują anizyk a nie lądyn (Tab. 1). W ujęciu Kotańskiego (1981) dolna granica dolomitów diploporowych – określona na podstawie glonów – przypada na pelson (środkowy anizyk). Wiek górnej granicy nie jest ustalony i może odpowiadać illyrowi (górny anizyk) lub fassanowi (dolny lądyn).

Współcześnie, zagadnienia litologii dolomitów diploporowych były przedmiotem zainteresowania wielu autorów. Problemem tym szerzej zajęli się: Siedlecki (1948, 1952), Znosko (1953), Alexandrowicz & Alexandrowicz (1960) oraz Śliwiński (1964, 1966, 1969), Alexandrowicz (1971), Kotlicki (1971, 1974b), Wyczółkowski (1978) i Pawłowska (1985).

Objaśnienia terminologiczne

Przy opisach skał przyjęto terminologię według klasyfikacji Dunhama (1962) z uwzględnieniem polskiego nazewnictwa według propozycji Kosteckiej (Gradziński *et al.*, 1986). Inne nazwy obcojęzyczne podano w polskim tłumaczeniu za podręcznikiem *Zarys sedymentologii* (Gradziński *et al.*, 1986).

UWAGI OGÓLNE O WYKSZTAŁCENIU DOLOMITÓW DIPLOPOROWYCH

Badane utwory to średnio- i gruboławicowe, rzadko cienkoławicowe, dolomity lokalnie z wkładkami marglistymi. Są one reprezentowane przez 6 podstawowych odmian teksturalnych:

- dolomikryty,
- waki,
- mikrytowe ziarnity,
- ziarnity,
- osady związane biogenicznie podczas depozycji (laminity i stromatolity),
- dolomity krystaliczne.

Materiał ziarnowy dolomitów stanowią głównie składniki nieszkieletowe: onkoidy, ooidy, intraklasty i peloidy. Szczątki pochodzenia organicznego są nieliczne i słabo zróżnicowane. Znaczenie skałotwórcze mają jedynie glony (zielenice) i liliowce. Rzadziej spotyka się ślimaki, małże, małżoraczki, otwornice i igły gąbek. Mianem problematycznych określono ziarna nierozpoznawalne wskutek procesów diagenetycznych.

W omawianych skałach zarejestrowano różnego rodzaju struktury sedymentacyjne, depozycyjne, erozyjne, diagenetyczne i biogeniczne. Charak-

terystycznym zjawiskiem jest rekrytalizacja dolomitów. Proces ten zaznacza się ze zmiennym natężeniem zarówno w skali regionu jak i danego odsłonięcia (Fig. 3, 5, 7, 8). Rekrytalizacją objęte są zwłaszcza utwory porowate, występujące w dolnych odcinkach profilów.

CHARAKTERYSTYKA LITOFACJI

Interpretację środowiska i warunków sedymentacji przeprowadzono na podstawie 10 litofacji wyróżnionych w oparciu o skład ziarnowy i teksturę osadów. Są to:

- litofacja 1 – osady związane biogenicznie podczas depozycji (laminity, stromatolity)
- litofacja 2 – osady brekcjowe
- litofacja 3 – osady zlepieńcowe
- litofacja 4 – osady oolitowe
- litofacja 5 – osady onkolitowe
- litofacja 6 – osady glonowe
- litofacja 7 – osady grudkowe
- litofacja 8 – osady krynoidowe
- litofacja 9 – osady peloidowe
- litofacja 10 – osady mułowe

LITOFACJA 1 — OSADY ZWIĄZANE BIOGENICZNIE PODCZAS DEPOZYCJI (LAMINITY, STROMATOLITY)

Utwory te zarejestrowano w różnych częściach badanego obszaru. Zwykle mają one lokalny zasięg i pojawiają się w dolnej, środkowej i górnej części sekwencji. Laminity spotykane są częściej (Fig. 3, 5, 7 i 8).

Stromatolity odznaczają się teksturą mikrytową oraz drobnorytmiczną laminacją (Pl. I: 1), którą makroskopowo podkreśla zmiana barwy z kremowej na jasnobrunatną. W płytkach cienkich laminację wyraża występowanie warstewek złożonych na przemian z mikrytu i mikrosparu. Szerokość kopuł stromatolitów waha się od kilku do 20 cm, a ich wysokość od kilku do kilkunastu centymetrów. Różnice pomiędzy szczytami kopuł a depresjami wynoszą od 2 do 10 cm. Podłożem stromatolitów jest najczęściej materiał okruchowy frakcji żwirowej (Pl. I: 2). Są to zazwyczaj fragmenty laminitów lub ziarnitów oolitowych (Pl. I: 2). Niektóre stromatolity wykazują obecność nielicznych i drobnych porów oczkowych a także szczelin z wysychania (Pl. I: 2).

Laminity tworzą ławice o miąższości od 10 do 50 cm, rzadziej od 80 do 140 cm. Cechująca je drobnorytmiczna laminacja jest wywołana nieznaczna zmianą barwy lub stopnia marglistości. Laminy o grubości od kilku dziesiątych do 2 rzadziej kilkunastu milimetrów, wykazują płaski lub nieco falisty przebieg. Są one często popękane a ich fragmenty przemieszczone względem siebie (Pl. II: 1). W obrębie ławic laminitów obserwuje się czasem pojedyncze

intraklasty o płaskim kształcie i różnym stopniu obtoczenia, będące fragmentami laminitów i mikrytów. Twory takie przechodzą niekiedy w pionie lub w poziomie w brekcje sedymentacyjne. W omawianych skałach występują ponadto szczeliny z wysychania, struktury wigwamowe (Pl. III: 1) i owalne lub okrągłe pory oczkowe, które z reguły są drobne (o średnicy od 0,2 do 3 mm) i izolowane. Rzadziej spotyka się bardzo liczne, płaskie pory oczkowe o długości od 0,5 do kilkunastu milimetrów, które ułożone są w nieciągłe szeregi równoległe do uławicenia. Występuje w nich osad wewnętrzny i cement kalcytowy (Pl. II: 2).

Laminacja laminitów jest rezultatem występowania 2 zespołów warstewek. Pierwszy z nich zbudowany jest na przemian z mikrytu, w różnym stopniu zailonego, oraz z mikrosparu, w którego tle obecne są pojedyncze grudki mułowe i małżoraczki. Drugi zespół tworzą warstewki mikrytowe z nielicznymi grudkami mułowymi występujące na przemian z warstewkami peloidowymi (Pl. II: 2).

Podobieństwo badanych laminitów i stromatolitów do współczesnych osadów równi pływowych pozwala przypuszczać, że twory te powstały w analogicznych warunkach (*vide* Davies, 1970; Logan *et al.*, 1974; Ginsburg & Hardie, 1975; Woods & Brown, 1975). Może o tym świadczyć charakter laminacji, której drobnorytmiczność, zależna w znacznym stopniu od ruchu fototaktycznego sinic (Monty, 1976), wskazuje na istnienie krótkotrwałych zmian poziomu morza. Płytkowodną genezę potwierdza też szereg wczesnodiagenetycznych struktur związanych z powtarzającym się odsłanianiem osadów i działaniem na nie czynników atmosferycznych: szczeliny z wysychania oraz struktury wigwamowe (Assereto & Kendall, 1977) i pory oczkowe (Shinn, 1968).

LITOFACJA 2 — OSADY BREKCJOWE

Wśród brekcji sedymentacyjnych wyróżniono szereg typów. Do najczęściej spotykanych należą brekcje tworzące przeławicenia laminitów, mikrytów ze strukturami oczkowymi i stromatolitów (Fig. 5). Pod względem teksturalnym zaliczono je do wak i mikrytowych ziarnitów.

W skład brekcji o teksturze wak wchodzi intraklasty (wielkość ziarn od 0,5 do 10 cm), będące fragmentami laminitów i mikrytów. Okruchy są luźno upakowane i regularnie rozmieszczone w tle skalnym lub tworzą kilkuziarnowe skupienia. Obok elementów ułożonych dłuższą osią równoległą do uwarstwienia, występują okruchy zorientowane przypadkowo. W obrębie niektórych ławic obserwuje się stopniowe przejście warstewek niezaburzonych, spękanych na poligonalne fragmenty, w brekcję sedymentacyjną. Powyższy fakt oraz skład litologiczny intraklastów odpowiadający osadom podłoża wskazuje na autochtoniczność brekcji. Ich geneza wiąże się przypuszczalnie z działalnością fal i prądów (sztormy?) przerabiających osady, które w warunkach subaeralnych uległy stwardnieniu i popękaniu na poligo-

nalne fragmenty (*vide* Fagestrom, 1967; Ginsburg & Hardie, 1975; Woods & Brown, 1975).

Bardzo rzadkim, lecz bardzo charakterystycznym, typem jest brekcja o strukturze wigwamowej (Fig. 5; Pl. III: 1). Tworzy ona najwyższe ogniwo w profilu ławicy, która zaczyna się ciągłymi warstwami laminitów przechodzącymi w warstwy spękane na poligonalne fragmenty o końcach podgiętych ku górze (Pl. III: 1), wreszcie w samym stropie – w okruchy nieznacznie przemieszczone. W dość ubogim tle skalnym spotyka się kwarc autigeniczny z relikdami siarczanów (Pl. III: 2). Brekcje te powstały prawdopodobnie w warunkach przypowierzchniowych, w wyniku wysuszenia osadu i krystalizacji minerałów ewaporatowych (*vide* Assereto & Kendall, 1977).

Kolejnym typem są brekcje o charakterze mikrytowych ziarnitów (Pl. IV: 1, 2), zbudowane z okruchów ostrokrawędzistych, którym towarzyszą ziarna obtoczone. Materiał klastyczny jest źle wysortowany i składa się z elementów o średnicy od 1,0 mm do kilkunastu centymetrów. Ziarna są gęsto upakowane i z reguły chaotycznie rozmieszczone w obrębie warstwy (Pl. IV: 2). Duże okruchy wykazują często ułożenie horyzontalne (Pl. IV: 1, 2). W ubogim tle skalnym brekcji oprócz mułu występują nieliczne peloidy i mikroonkoidy. Materiał okruchowy złożony z fragmentów laminitów, mikrytów ze strukturami oczkowymi lub osadów peloidowych jest identyczny z osadami ławic podścielających, których powierzchnie stropowe ujawniają obecność wcięć i kanałów erozyjnych (Pl. IV: 1). Przez analogię do osadów współczesnych, genezy tych utworów można się dopatrywać w działaniu prądów i erozji bocznej w obrębie kanałów pływowych (Shinn *et al.*, 1969), gdzie gromadzi się materiał klastyczny, pochodzący z rozmywania osadów strefy supralitoralnej.

W Libiążu i Bolesławiu (Fig. 5) bezpośrednio powyżej ławicy oolitowej zarejestrowano warstewkę brekcji złożoną z intraklastów oolitowych. W obu przypadkach warstewka ta stanowi podłoże stromatolitu (Pl. I: 2). Wchodzące w jej skład intraklasty o wymiarach od 3,0 do 10 cm są gęsto upakowane i spojone ubogim, nieco marglistym, dolomitem mikrytowym. Obecność intraklastów oolitowych jest świadectwem wczesnej cementacji osadów macierzystych. Proces taki mógł przebiegać w strefie plaży (*vide* Taylor & Illing, 1969; Evamy, 1973; Donaldson & Ricketts, 1979) lub w strefie pływowej (*vide* Taylor & Illing, 1969), prowadząc odpowiednio do powstania skał typu beachrock lub nieciągłych, scementowanych warstw i brył, występujących poniżej powierzchni depozycji osadów luźnych. Silna erozja skał plażowych lub rozmywanie luźnych osadów i odsłanianie scementowanych brył dały w wyniku wspomniane intraklasty.

Szczególnym typem są brekcje o charakterze wak, określane jako klifowe (Śliwiński, 1964), które zarejestrowano w kamieniołomie "Stare Gliny" (Fig. 4) i "Brudzowice". Materiał okruchowy składający się z fragmentów dolomitów żywetu jest luźno i chaotycznie rozmieszczony w tle skalnym, które tworzy dolomit odpowiadający wiekowo środkowemu wapieniowi muszlowemu (Morycowa, 1990).

Wszystkie wymienione wyżej typy brekcji są uważane za osady litoralne. Oprócz nich pojawiają się brekcje traktowane jako osad sublitoralny (Fig. 7). Są to gruboławicowe waki bez fauny, zbudowane z okruchów mikrytów. Okruchy są ostrokrawędziste lub słabo obtoczone. Materiał klastyczny nie pochodzi z erozji bezpośredniego podłoża, lecz transport okruchów był zapewne krótki, na co wskazuje ich niski stopień obtoczenia. Trzeba również wziąć pod uwagę możliwość powstania brekcji w wyniku całkowitej erozji osadu macierzystego, wywołanej na przykład obniżeniem podstawy falowania.

LITOFACJA 3 — OSADY ZLEPIEŃCOWE

Zlepieńce śródformacyjne odpowiadające teksturalnie wakom, składają się z intraklastów o wymiarach od 1 do 5 cm. Utwory te są reprezentowane przez dwie odmiany.

Odmiana pierwsza – to zlepieńce tworzące ławice o miąższości od 0,2 do 0,5 m. Są one zbudowane z ziarn dobrze obtoczonych, dyskoidalnych lub wrzecionowatych (Pl. V: 1). Otoczaki, będące fragmentami dolomikrytów, często występują w kilkuziarnowych skupieniach stykając się punktowo lub są ułożone jeden na drugim (Pl. V: 1), czasem "pływają" w masie otaczającego osadu. Osie intraklastów wykazują orientację horyzontalną lub są ułożone dachówkowo.

Omawiane zlepieńce występują w Libiążu i Bolesławiu (Fig. 5) między laminitami i stromatolitami. Geneza ich wiąże się prawdopodobnie z działalnością prądów rozmywających skorupy węglanowe utworzone w warunkach subaeralnych (Shinn *et al.*, 1965).

Druga odmiana zlepieńców śródformacyjnych składa się z intraklastów o kształtach nieregularnych, wykazujących czasem ślady deformacji plastycznych. Intraklasty są fragmentami mikrytów, rzadziej wak organodetrytycznych. Orientacja ich osi jest z reguły przypadkowa. Ziarna są regularnie rozmieszczone w masie otaczającego osadu i nie stykają się ze sobą. Miąższość ławic zlepieńców waha się od 0,25 do 2,5 m. Niekiedy podściela je warstewka dolomitu mikrytowego, której powierzchnia stropowa ma charakter erozyjny.

Kształty intraklastów, ich obtoczenie i zjawiska deformacji plastycznych wskazują na erozję osadów o różnym stopniu konsolidacji. Przyczynę erozji można upatrywać w obniżeniu podstawy falowania w następstwie sztormów. Wytworzony materiał klastyczny był następnie transportowany i deponowany w środowisku spokojnym.

LITOFACJA 4 — OSADY OOLITOWE

Litofację oolitową reprezentują utwory o teksturze ziarnitów, rzadziej

mikrytowych ziarnitów. Występują one w ławicach o miąższościach zmieniających się od 0,5 do 2,2 m.

Ziarnity oolitowe są osadem dobrze wysortowanym (Pl. V: 2), złożonym z ziarn frakcji średnioziarnistego piasku, którym w formie domieszki towarzyszą składniki okruchowe frakcji grubszych reprezentowane przez fragmenty liliowców i intraklasty. Osad ten odznacza się zwykle warstwowaniem przekątnym dużej skali. W obrębie ławicy występują zestawy lub wielozestawy lamin przekątnych, przy czym miąższość pojedynczych zestawów waha się od 0,2 do 0,5 m. Laminy dochodzą kątowno do powierzchni granicznych, które są płaskie lub lekko faliste. W wielozestawach laminy są nachylone w tym samym kierunku lub w kierunkach przeciwnych pod kątem od 10 do 20°. W płytkach cienkich ziarnity oolitowe odznaczają się ciasnym upakowaniem składników (Pl. V: 2), które spaja izopachytowy cement dolomitowy (Pl. V: 2). Stałym składnikiem omawianych skał są peloidy (Pl. V: 2).

Przez analogię do osadów współczesnych można przypuszczać, że ziarnity oolitowe tworzyły się w wodach ciepłych, nasyconych węglanem wapnia (Newell *et al.*, 1960; Purdy, 1963a; Milliman, 1974; Sellwood, 1978), na głębokościach od 2 do 4 m (Bathurst, 1967; Milliman, 1974; Sellwood, 1978). Zwarty szkielet ziarnowy, a zwłaszcza wewnątrzławicowe struktury depozycyjne, wskazują na sedymentację w środowisku ruchliwym, znajdującym się w zasięgu stałego oddziaływania falowania lub prądów. Prawdopodobnie były to obszary płycizn, gdzie silna turbulencja wody sprzyjająca akrecji oolitowej, uniemożliwiała akumulację mułu węglanowego. Podobne osady tworzą się współcześnie w środowisku o wysokiej energii, głównie w strefach przybrzeżnych barier piaszczystych lub płycizn (Illing, 1954; Newell *et al.*, 1960; Purdy, 1963a, b; Ball, 1967) oraz delt i kanałów pływowych (Loreau & Purser, 1973).

Spotykane niekiedy mikrytowe ziarnity oolitowe składają się z ziarn osiagających średnicę 0,3 mm. Obecność mikrytu oraz brak jakichkolwiek struktur sedymentacyjnych pozwalają sądzić, że osad ten powstał w spokojnych strefach zbiornika w wyniku redepozycji ooidów. Drobne wymiary ooidów, a zwłaszcza ich cienki korteks wskazują na krótkotrwały proces oolityzacji, przerwany wskutek zmiany warunków środowiska.

LITOFACJA 5 — OSADY ONKOLITOWE

Litofację onkolitową reprezentują osady o teksturze wak i ziarnitów, występujące w ławicach o miąższości od 0,25 do 1,5 m.

Waki onkolitowe są zbudowane z mikrytowego lub drobnokrystalicznego tła skalnego w którym tkwią onkoidy oraz pokruszone szczątki organiczne (ślimaki, liliowce). Wielkość onkoidów w danej warstwie jest dość jednolita i zmienia się od 0,3 do 0,7 cm lub od 0,7 do 1,2 cm.

Ziarnity onkolitowe z kolei są osadem źle wysortowanym (Pl. VI: 2). Składają się one z pizo- i makroonkoidów (o średnicy od 0,2 do 4,0 cm) oraz

licznych ziarn frakcji piaszczystej. Elementy te są rozmieszczone chaotycznie zaś ich wzajemne proporcje zmieniają się w sposób ciągły, niekiedy na korzyść frakcji piaszczystej. Cechą wyróżniającą ziarnity onkolitowe jest wysoka porowatość międzyziarnowa (Pl. VI: 2) oraz obecność nielicznych szczątków liliowców, ślimaków i zielenic. W skład ziarn frakcji piaszczystej wchodzi mikroonkoidy, peloidy (Pl. VI: 1,2), intraklasty i ooidy. Częstym składnikiem są także pokruszone i w różnym stopniu obtoczone fragmenty onkoidów.

Cechy teksturalne ziarnitów onkolitowych oraz obecność przeławicających je lokalnie laminitów przemawiają za depozycją ziarnitów w ruchliwym i płytkim środowisku. Aktualnie osady onkolitowe spotykane są najczęściej w strefie między- i niżejplywowej, zwykle po dowietrznej stronie przybrzeżnych nasypów piaszczystych (Gebelein, 1976; Pratt, 1979). Na Bahamach największy przyrost osadów onkolitowych jest związany z obszarami pływicznymi położonych na głębokościach mniejszych od jednego metra (Gebelein, 1976), jedną zaś z przyczyn powstawania onkoidów jest okresowy, silny wzrost turbulencji wody. Można zatem sądzić, że waki onkolitowe tworzą się w strefach sąsiadujących ze środowiskiem macierzystym dla onkoidów. Obfitość tła skalnego w wakach wskazuje na depozycję w strefach spokojnych, do których ziarna mogły być dostarczane prądami lub falowaniem sztormowym (*vide* Paul, 1980).

LITOFACJA 6 — OSADY GLONOWE

Utwory litofacji glonowej o charakterze mikrytowych ziarnitów składają się ze szczątków zielenic (Pl. VII: 1, 2), którym towarzyszą pojedyncze skorupy ślimaków i małżów. W obrębie ławic fragmenty zielenic są ułożone chaotycznie. Osad odznacza się umiarkowanym wysortowaniem, które wiąże się zarówno z obecnością różnych gatunków glonów jak i z ich pokruszeniem. Osady glonowe tworzą ławice o miąższości od 0,5 do 2,0 m.

Szczątki glonów w płytkach cienkich są z reguły nieczytelne a o ich obecności świadczą jedynie pory występujące w miejscu obumarłej tkanki. W płytkach cienkich rozpoznano jedynie formy należące prawdopodobnie do gatunku *Diplopora annulatissima* Pia (Pl. VII: 2). Szkielet tego gatunku jest zbudowany z kryształów o średnicy 0,03 - 0,04 mm, zawierających relikty mikrytu w miejscu próżni po łodydze i gałązkach (Pl. VII: 2).

Nieznaczne pokruszenie glonów, obecność tła skalnego i zwarty szkielet ziarnowy osadów przemawiają za ich nagromadzeniem *in situ* (Wilson, 1975). Autochtoniczne nagromadzenia glonów z rodziny Dasycladaceae są traktowane jako wskaźnik płytkich (3-30 m, *vide* Flugel, 1978), spokojnych i ciepłych wód o normalnym lub nieco podwyższonym zasoleniu (Wray, 1977).

LITOFACJA 7 — OSADY GRUDKOWE

W skład litofacji grudkowej wchodzi ziarnity o wysokiej porowatości międzyziarnowej, których charakterystycznym składnikiem są grudki groniaste frakcji średnio- i gruboziarnistego piasku. Osady te odznaczają się umiarkowanym wysortowaniem i są najczęściej pozbawione struktur sedymentacyjnych. Czasem wykazują proste uziarnienie frakcjonalne od frakcji grubo- do średnioziarnistego piasku, przechodzące w stropie w warstwowanie przekątne dużej skali. Miąższość ławic bezstrukturalnych waha się od 0,75 do 2,0 m a uziarnionych frakcjonalnie od 0,5 do 0,8 m. Omawiane osady odznaczają się czasem zróżnicowanym składem ziarnowym. Obok grudek groniastych występują trochity oraz grudki mułowe, grudki fekalne, ooidy, mikroonkoidy i intraklasty.

Utwory litofacji grudkowej powstały z nagromadzenia ziarn *in situ*, w płytkim i względnie ruchliwym środowisku (*vide* Illing, 1954; Purdy, 1963a, b). Tworzenie się tych osadów zachodziło zapewne w warunkach nie sprzyjających depozycji, o czym świadczą procesy cementacyjne, odpowiedzialne w znacznym stopniu za genezę grudek groniastych (*vide* Purdy, 1963a, b; Winland & Matthews, 1974) a także brak mułu w przestrzeniach międzyziarnowych. Wskutek okresowego wzrostu turbulencji środowiska procesy cementacyjne ulegały zahamowaniu, umożliwiając tym samym powstanie luźnych ziarn agregacyjnych.

Te spośród badanych osadów litofacji grudkowej, które charakteryzują się uziarnieniem frakcjonalnym przechodzącym w warstwowanie przekątne, reprezentują sekwencję typową dla platformowych osadów burzowych (Ball, 1971; Kumar & Sanders, 1976). Obecność wymienionych struktur jest interpretowana jako efekt zanikającej stopniowo akcji fal lub prądów, generowanych podczas sztormów.

LITOFACJA 8 — OSADY KRYNOIDOWE

Litofację krynoidową reprezentują utwory o teksturze wak i ziarnitów.

Waki krynoidowe składają się z drobnokrystalicznego tła skalnego oraz ze zmiennej ilości trochitów liliowców. Są one słabo pokruszone i osiągają wymiary od 2 do 7 mm. Występują one w obrębie ławic o miąższości od 0,15 do 0,9 m lub rzadziej wypełniają niewielkie kanały erozyjne.

Z kolei ziarnity krynoidowe (Pl. VIII: 1) składają się z bardzo licznych ziarn frakcji średnio- i gruboziarnistego piasku, na kontakcie których występują pory. Miąższość ławic ziarnitów zmienia się od 0,75 do 1,0 m. Utwory te są umiarkowanie wysortowane. W ich skład wchodzi pokruszone fragmenty liliowców występujące w zmiennych proporcjach z peloidami. Te ostatnie są reprezentowane głównie przez peloidy mikrytyzacyjne (Pl. VIII: 1), rzadziej groniaste i grudki mułowe.

Obecność liliowców w osadach jest traktowana jako wskaźnik depozycji w

zbiorniku otwartym o normalnym zasoleniu (Wilson, 1975). Optymalne warunki potrzebne dla rozwoju tych organizmów są związane z obszarami czystych i natlenionych wód oraz strefami izolowanymi od wpływu falowania lub prądów (Carozzi & Soderman, 1962; Murray & Lucia, 1967). Wydaje się jednak, że osady o zwartym szkielecie ziarnowym, złożone głównie z fragmentów liliowców, powstały w warunkach przynajmniej umiarkowanej akcji fal. Nie jest wykluczone, że ziarnity krynoidowe tworzyły nasypy podmorskie, powstałe wskutek przerobienia *in situ* nagromadzeń szczątków liliowców. Zjawiska mikrytyzacji obejmujące składniki szkieletowe wskazują, że turbulencja wód okresowo ulegała zanikowi umożliwiając tym samym kolonizację płytek szkarłupni przez mikroskałotocze. Żwir trochitowy wypełniający zagłębienia kanałów erozyjnych był deponowany w warunkach burzowych. W przeciwieństwie do opisanych wyżej utworów uławicone waki krynoidowe powstały w środowisku o niskiej energii. Człony łodyg liliowców wchodzące w ich skład były namywane przez prądy w spokojne obszary zbiornika.

LITOFACJA 9 — OSADY PELOIDOWE

Pod nazwą litofacji peloidowej opisano utwory o teksturze wak i mikrytowych ziarnitów. Zwykle są one pozbawione wewnątrzławicowych struktur sedimentacyjnych, rzadziej wykazują płaską laminację równoległą lub warstwowanie przekątne dużej skali. W składzie ziarnowym omawianych utworów dominują peloidy (frakcji średnio- i drobnodziarnistego piasku) reprezentowane przez grudki mułowe, grudki fekalne i grudki groniaste. Elementom tym towarzyszą człony liliowców, otwornice, igły gąbek i zielenice.

Bezstrukturalne osady litofacji peloidowej (Pl. VIII: 2) tworzące ławice o miąższości od 0,25 do 1,25 m rzadziej 2,0 m, cechują się dobrym lub umiarkowanym wysortowaniem a niekiedy nieznaczną porowatością międzyziarnową (Pl. IV: 3). Osady te tworzyły się prawdopodobnie w spokojnych strefach zbiornika, osłoniętych od bezpośredniego wpływu fal i prądów.

Poziomo laminowane osady litofacji peloidowej tworzą ławice o miąższości od 0,25 do 0,6 m. Ich laminacja jest rezultatem występowania 2 zespołów lamin. Jeden z nich jest zbudowany z ziarnitu peloidowego i mikrytu, drugi z waki peloidowej i mikrytu. Geneza tych utworów wiąże się z redepozycją materiału ziarnowego i jego rytmiczną dostawą do obszarów o niskiej energii, z przewagą sedimentacji mułów. Transport ziarn przebiegał prawdopodobnie przy udziale prądów, przy czym w przypadku drugiego z zespołów lamin prądy te były zapewne słabsze.

Osady litofacji peloidowej warstwowane przekątnie tworzą ławice o miąższości od 0,15 do 0,75 cm. W ich skład wchodzi zestawy lub wielozestawy lamin przekątnych, oddzielone od siebie płaską powierzchnią graniczną. Miąższość pojedynczych zestawów waha się od 0,15 do 0,30 m. W wielozestawach laminy są nachylone w kierunkach przeciwnych pod kątem od 8 do 15°. Obecność warstwowania przekątnego jest świadectwem działalności pra-

dów trakcyjnych o zmiennych kierunkach i raczej niewielkiej sile transportowej. Nie jest jednak wykluczone, że laminowane przekątnie osady peloidowe tworzyły podwodne formy typu nasypów lub łąch.

LITOFACJA 10 — OSADY MUŁOWE (DOLOMIKRYTY I DOLOMIKROSPARYTY)

W obrębie litofacji mułowej można wydzielić 2 odmiany.

Pierwszą odmianę reprezentują dolomikryty tworzące ławice o miąższości od 0,5 do 0,75 m. Ich charakterystyczną cechą są struktury oczkowe oraz domieszka materiału grubookruchowego w postaci intraklastów zbudowanych z dolomikrytów lub laminitów. Omawiane utwory zawierają też pojedyncze peloidy i małżoraczki.

W skład drugiej odmiany wchodzi dolomikryty i dolomikrosparyty tworzące ławice o grubości od 0,5 do 2,0 m. Część z nich odznacza się plamistością przypominającą struktury bioturbacyjne. Skały te są zazwyczaj zbudowane z dolomitu mikrytowego w obrębie którego występują skupienia dolomitu ziarnowego, identycznego z osadem warstwy nadległej. Kształty tych skupień są owalne, okrągłe lub nieregularne, wydłużone w pionie lub poziomie. Oprócz dolomitów plamistych do omawianej odmiany zaliczono też dolomikryty i dolomikrosparyty bezstrukturalne, zawierające niekiedy otwornice i igły gąbek oraz dolomity drobnokrystaliczne traktowane jako przekryształizowany odpowiednik dolomikrytów.

Mikrokrystaliczne osady węglańowe są wskaźnikiem sedymentacji w warunkach spokojnych. Osady te spotyka się na różnych głębokościach a w związku z tym interpretacja batymetryczna jednorodnych mikrytów może być oparta wyłącznie o cechy osadów towarzyszących im w profilach. Dolomikryty odmiany pierwszej pojawiają się najczęściej w towarzystwie laminitów i brekcji (Fig. 5, 7). Na tej podstawie można więc przypuszczać, że reprezentują one osady litoralne. Dodatkowym argumentem jest występowanie w ich obrębie porów oczkowych, typowych dla warunków subaeralnych. Z kolei osady odmiany drugiej pojawiają się w towarzystwie osadów onkolitowych, ooidowych i grudkowych (Fig. 3, 6, 7) z czego można wnioskować o sublitoralnej genezie tych skał. Jeśli interpretacja plamistości jako bioturbacji jest prawidłowa – byłby to dodatkowy argument za tworzeniem się omawianych mikrytów w strefie sublitoralnej.

NASTĘPSTWO LITOFACJI W PROFILACH

Analiza profili pozwoliła na wydzielenie w sekwencji dolomitów diploporowych 3 kompleksów skalnych, różniących się wykształceniem osadów i warunkami powstawania. Charakterystykę kompleksów przeprowadzono rejonami, kolejno od południowego-wschodu ku północnemu-zachodowi (Fig. 1).

Objaśnienia - Legend

Cechy makroskopowe Macroscopic features			Cechy mikroskopowe Microscopic features		Energia środowiska Energy of environment
Stopień rekryształizacji Grade of recrystalliza- tion	Tekstury depozycyjne Depositional textures	Struktury sedymantacyjne Sedimentary structures	Litofacje Lithofacies		
slaby-low					niska-low
silny-high					umiarkowana-moderate
					wysoka-high
	dolomikryty mudstone	depozycyjne depositional	dolomikryty dolomicrorites		
	wackestone	brekcje breccias	waka intraklastowa intraclast wackestone		
	intraklastowe intraclast	zlepniecie conglomerates	mikrytowy ziarnit intra- klastowy intraclast packstone		
	waki o > 2 mm oncolithic oncolite	erozyjne erosional	waka intraklastowa intraclast wackestone		
	oncolithic oncolite	kanaly channels	waka onkolitowa oncolite wackestone		
	intraklastowe intraclast	rozmycia scours	ziarnit onkolitowy oncolite grainstone		
	intraclast intraclast	brekcje breccias	mikrytowy ziarnit glo- nowy green alga packstone		
	intraclast intraclast	diagenetyczne diagenetic	ziarnit grudkowy grapestone grainstone		
	intraclast intraclast	szczeliny z wysychania mud cracks	ziarnit oolitowy oolite grainstone		
	intraclast intraclast	pory oczkowe birdseyes	mikrytowy ziarnit oolitowy oolite packstone		
	intraclast intraclast	struktury wigwamowe tepee	waka peloidowa peloid wackestone		
	intraclast intraclast	stylolity stylolites	mikrytowy ziarnit peloido- peloid packstone		
	intraclast intraclast	struktury plamiste spotted	laminity laminites		
	intraclast intraclast	biogeniczne biogenic	strololity stromatolites		
	intraclast intraclast	bioturbacje bioturbations	ziarnit, ziarna o genezie problematicznej grainstone, grains not recognizable		
	intraclast intraclast	ślimaki - gastropods			
	intraclast intraclast	małże - pelecypods			
	intraclast intraclast	krynoidy - crinoids			

Fig. 2 Objasnienia symboli użytych w Fig. 3-8

Fig. 2 Explanation of symbols used in Figs. 3-8

W rejonie chrzanowskim (Fig. 3) kompleks dolny rozpoczyna się utworami środowiska o niskiej energii. Najczęściej są to przekryształizowane mikryty oraz waki i mikrytowe ziarnity. Miąższość omawianego kompleksu w posz-

TRZEBIONKA

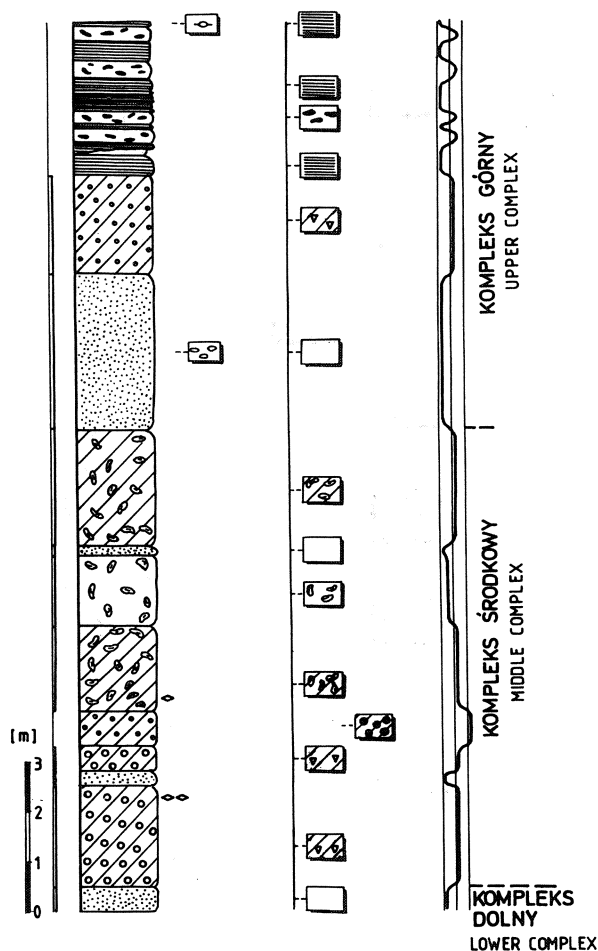


Fig. 3 Profil litologiczny dolomitów diploporowych w kopalni "Trzebionka". Objasnienia jak na Fig. 2

Fig. 3 Lithological sequence of the Diplopore Dolomite in mine "Trzebionka". Legend in Fig. 2

czególnych profilach jest zróżnicowana i waha się od 0,5 do 3,5 m, przy czym wzrasta od wschodu ku zachodowi synkliny chrzanowskiej.

Mikryty lub waki i mikrytowe ziarnity kompleksu dolnego przechodzą ku górze w porowate ziarnity kompleksu środkowego (Fig. 3), reprezentujące środowisko o umiarkowanej i wysokiej energii. Miąższość warstw kompleksu środkowego waha się od 5,0 do 9,5 m.

W dolnej części niektórych profilów występują jeszcze wkładki mikrytów lub wak peloidowych, wyżej jednak zdecydowanie dominują ziarnity. Początkowo są to utwory, których charakterystycznym składnikiem są trochity liliowców. Szczątki te wchodzi w skład zastępujących się lateralnie osadów litofacji grudkowej i krynoidowej. Wyżej w profilach zawartość krynoidów stopniowo maleje a osady przechodzą w ziarnity litofacji grudkowej, zastępowane tak w pionie jak i w poziomie przez

ziarnity litofacji oolitowej. Wymienione utwory są przykryte, zespołem ziarnitów i wak litofacji onkolitowej kilkumetrowej grubości, które są najwyższym ogniwem kompleksu środkowego w rejonie chrzanowskim.

Od opisanej wyżej sekwencji warstw kompleksu środkowego pojawiają się lokalnie odstępstwa. Poniżej litofacji onkolitowej występują niekiedy osady litofacji mułowej, przeławicane utworami litofacji glonowej, peloidowej i grudkowej.

JAROSZOWIEC

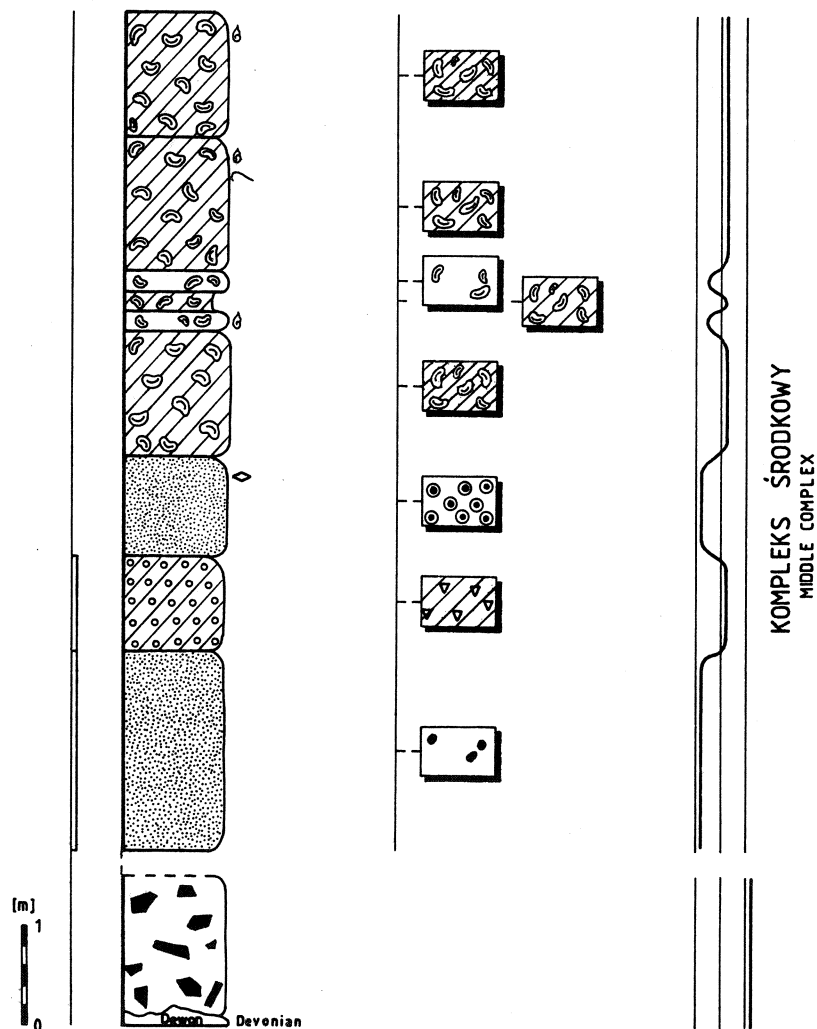


Fig. 4 Profil litologiczny dolomitów diploporowych w Jaroszewcu (kamieniołom "Stare Gliny").
Objaśnienia jak na Fig. 2

Fig. 4 Lithological sequence of the Diplopore Dolomite in Jaroszewiec (quarry "Stare Gliny").
Legend in Fig. 2

Kompleks górny, o miąższości 8 m (Fig. 3), składa się z utworów środowisk o niskiej energii i jest reprezentowany przez:

- osady litofacji peloidowej lub osady litofacji mułowej, ponad którymi występują
- osady litofacji grudkowej, a następnie

BOLESŁAW

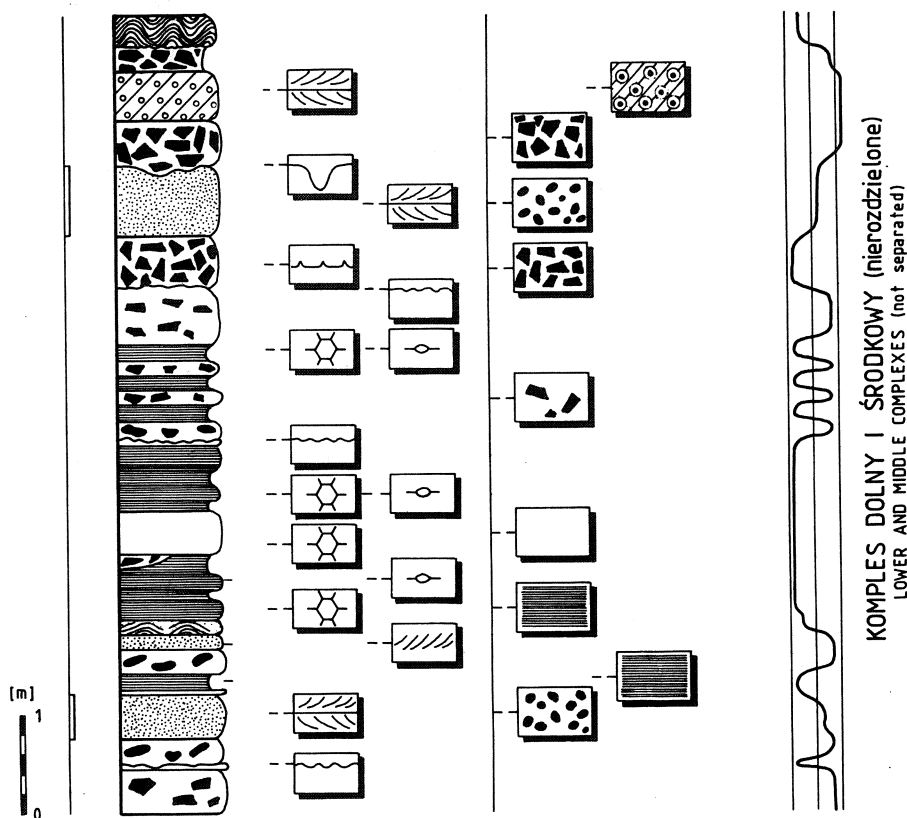


Fig. 5 Profil litologiczny dolomitów diploporowych w Bolesławiu. Objasnienia jak na Fig. 2

Fig. 5 Lithological sequence of the Diplopore Dolomite in Bolesław. Legend in Fig. 2

– laminity przeławicane utworami litofacji mułowej, zlepieńcowej i brekcjowej.

W rejonie olkuskim wykształcenie dolomitów diploporowych nie ulega większej zmianie. W odsłonięciach obejmujących fragmenty 2 niższych kompleksów, dominują utwory drobnokrystaliczne (kompleks dolny ?) przechodzące ku górze w ziarnity (kompleks środkowy ?) (*vide* Znosko, 1953; Alexandrowicz & Alexandrowicz, 1960; Śliwiński, 1966; Alexandrowicz, 1971; Bilan & Golonka, 1972; Wyczółkowski, 1978). Profile odsłonieć kończą się najczęściej osadami litofacji onkolitowej (*vide* Alexandrowicz, 1971; Bilan & Golonka, 1972). Typowa dla rejonu chrzanowskiego sekwencja warstw kompleksu środkowego, polegająca na przejściu od osadów litofacji krynowidowej i grudkowej przez osady litofacji oolitowej do onkolitowej w rejonie olkuskim nie jest w pełni wykształcona (Fig. 4). Pojawiające się tu utwory są reprezentowane przez:

TUCZNAWA - otwór Tł-12

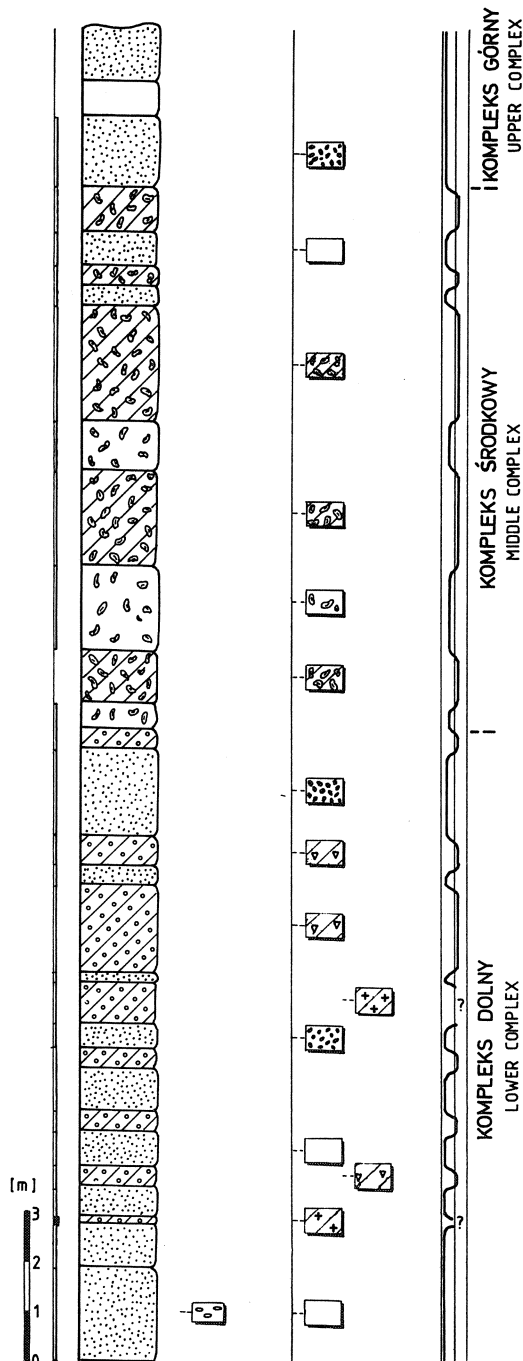


Fig. 6 Profil litologiczny dolomitów diploporowych w Tuczna (otwór wiertniczy Tł-12). Objaśnienia jak na Fig. 2

Fig. 6 Lithological sequence of the Diplopora Dolomite in Tuczna (borehole Tł-12). Legend in Fig. 2

- waki litofacji peloidowej przechodzącą ku górze w
- ziarnity litofacji grudkowej i mikrytowe ziarnity litofacji oolitowej, a następnie w
- ziarnity i waki litofacji onkolitowej

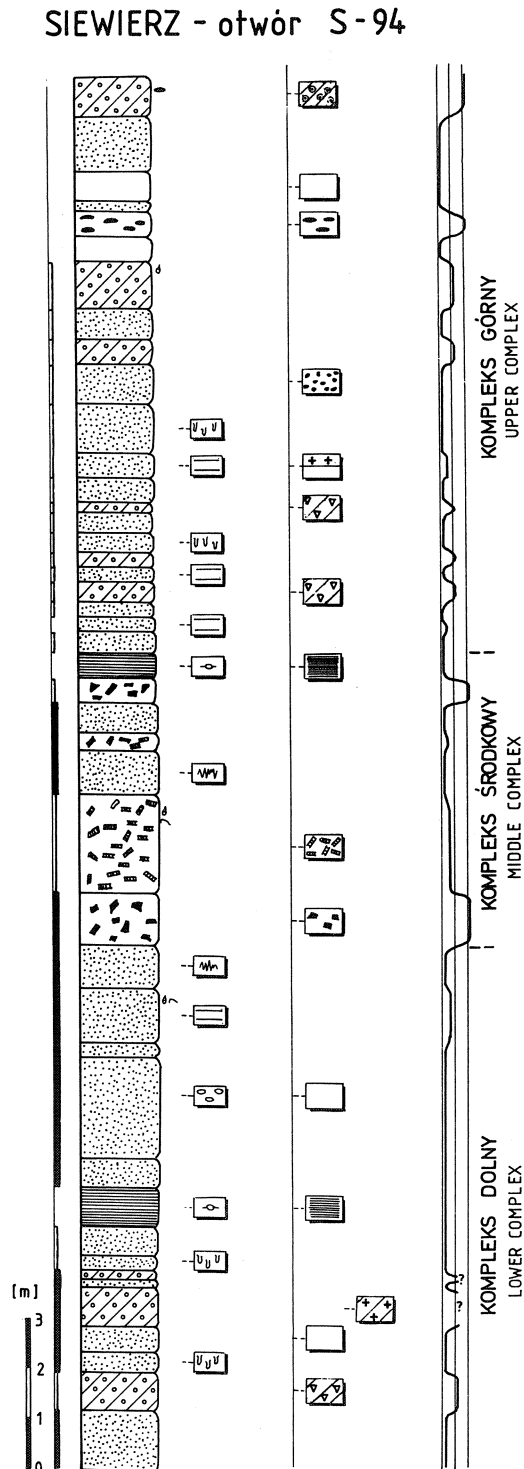
Wymienione wyżej utwory 2 niższych kompleksów stanowią osady środowiska sublitoralnego. Utworom tym odpowiadają lokalnie (Libiąż, Bolesław) osady litoralne (Fig. 5), wykształcone jako laminy przeławicane osadami litofacji mułowej i peloidowej oraz zlepnięciami i brekcjami. Ku stropowi przechodzą one w ziarnity oolitowe przykryte warstwą stromatolitową, stanowiącą prawdopodobnie facjalny odpowiednik osadów onkolitowych.

Na północ i północny-zachód od Olkusa (rejon Tuczna, Siewierza) wykształcenie dolomitów diploporowych ulega stopniowej lecz wyraźnej zmianie. Kompleksy wydzielone w południowej części obszaru zaznaczają się słabiej. W profilach dominują utwory środowisk o niskiej i umiarkowanej energii.

Fig. 7 Profil litologiczny dolomitów diploporowych w rejonie Siewierza (otwór wiertniczy S-94). Objaśnienia jak na Fig. 2

Fig. 7 Lithological sequence of the Diplopore Dolomite in vicinity of Siewierz (borehole S-94). Legend in Fig. 2

W rejonie Tucznowy (Fig. 6) spotyka się najczęściej osady litofacji mułowej oraz grudkowej, peloidowej i onkolitowej, rzadziej oolitowej. Ich rozmieszczenie w profilach odbiega jednak od następstwa utworów typowego dla południowej części badanego obszaru. Kompleksy dolny i górny składają się z osadów litofacji mułowej przeławianych utworami litofacji peloidowej i grudkowej. Są to więc na zmianę utwory środowiska spokojnego i względnie ruchliwego. W stropie kompleksu górnego występuje litofacja oolitowa (ziarnity). Jej brak w niektórych profilach jest spowodowany erozją przedkajprową. Miąższość omawianych kompleksów jest zróżnicowana i waha się od 8 do 13 m (kompleks dolny) i od 3 do 5 m (kompleks górny). Kompleks środkowy stanowią wyłącznie utwory litofacji onkolitowej (ziarnity i waki) reprezentujące środowisko o umiarkowanej energii. Pojawiają się one w odległości kilku lub kilkunastu metrów nad spągiem badanej formacji.



Ich miąższość waha się od 3 do 8 m, a lokalnie zmniejsza się do jednego metra.

W rejonie Siewierza (Fig. 7, 8) wykształcenie dolomitów diploporowych ulega dalszej zmianie, zaznaczającej się najwyraźniej w obrębie kompleksu środkowego. Polega ona na zaniku litofacji onkolitowej i pojawieniu się litofacji brekcyjowej lub zlepieńcowej oraz litofacji laminitowej. Ponadto stwierdzono zmiany w obrębie zespołu organizmów. I tak zamiast krynoidów występujących – chociaż nielicznie – w rejonie Tucznawy, w utworach rejonu Siewierza pojawiają się nagromadzenia ślimaków, małżów (*vide* Śliwiński, 1964) i glonów, których szczątki

przepełniają niekiedy grube ławice dolomitów (Fig. 7). Dolomity te teksturalnie odpowiadają najczęściej mikrytom oraz wakom i mikrytowym ziarnitom, sporadycznie ziarnitom. Wymienione osady przeławicając się wzajemnie wchodzi w skład kompleksu dolnego. Kompleks środkowy tworzą osady litofacji brekcyjowej lub zlepieńcowej, które przechodzą ku górze w osady litofacji mułowej oraz oolitowej lub glonowej a następnie laminitowej. Z kolei kompleks górny jest reprezentowany przez przeławicające się osady litofacji mułowej i peloidowej, rzadziej grudkowej. Kompleks ten kończy się osadami litofacji oolitowej (ziarnity). Podobnie jak w innych rejonach, osady kompleksu dolnego i górnego powstawały w przewadze w środowisku spokojnym, natomiast osady kompleksu środkowego są związane ze środowiskiem względnie ruchliwym. Miąższość kompleksu dolnego wynosi 6,5 do 8,0 m, kompleksu środkowego – 3,0 do 7,0 m, a kompleksu górnego – od 6,0 do 7,0 m.

W rejonie Bytomia fragment sekwencji dolomitów diploporowych odpowiada prawdopodobnie kompleksowi dolnemu i środkowemu. Utwory te są silnie zmienione diagenetycznie i reprezentowane przez dolomity krystaliczne. Ich charakterystycznym składnikiem są szczątki liliowców wchodzące w skład wak, które pojawiają się parokrotnie w profilu. Przeławicają się one z przekryształizowanymi dolomikrytami, i rzadziej z ziarnitami składającymi się z ziarn frakcji piaszczystej, o problematycznej genezie.

BRUDZOWICE

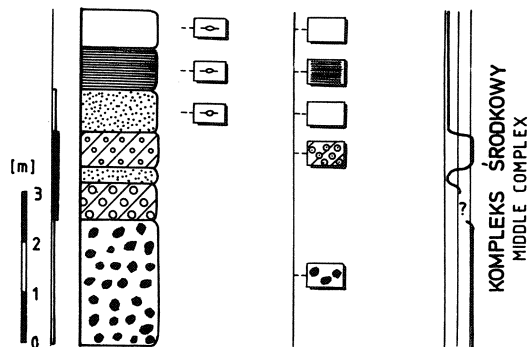


Fig. 8 Fragment profilu litologicznego dolomitów diploporowych w Brudzewicach (kamieniołom "Siewierz"). Objaśnienia na Fig. 2

Fig. 8 Fragment of lithological sequence of the Diplopora Dolomite in Brudzewice (quarry "Siewierz"). Legend in Fig. 2

REKONSTRUKCJA ŚRODOWISKA I PRZEBIEGU SEDYMENTACJI

Zbiornik germański wapienia muszlowego reprezentuje częściowo izolowany, płytki, intrakratoniczny basen, oddzielony od otwartego morza Tetydzkiego Wąłem Windelickim. Ograniczenie połączeń z Tetydą w górnym anizyku było przyczyną powstania ewaporatów w środkowym wapieniu muszlowym w Europie centralnej i zachodniej (Ziegler, 1982; Brandner, 1984). Podobny typ osadów występuje również na Niżu Polski (Senkowiczowa & Szyperko-Śliwczyńska, 1961), monoklinie przedsudeckiej (Gajewska, 1964; Deczkowski, 1977) oraz na obszarze obejmującym Niekę Nidy i zapadlisko przedkarpackie (Karnkowski & Głowacki, 1961; Tokarski, 1965; Moryc, 1971; Jurkiewicz, 1974). Facja dolomityczno-wapienna z fauną tetydzką znana jest tylko z obszaru śląsko-krakowskiego. Fakt ten tłumaczy się istnieniem połączenia zbiornika środkowoeuropejskiego ze zbiornikiem alpejskim przez Bramę Morawską (Senkowiczowa & Szyperko-Śliwczyńska, 1961; Hagdorn, 1985).

Dolomity diploporowe o wykształceniu typowym dla wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej są złożone z ziarn szkieletowych jak i nieszkieletowych, których rodzaj wskazuje na środowisko sublitoralne o głębokości porównywalnej z głębokością współczesnych szelfów (*vide* Sellwood, 1978). Lokalnie depozycja dolomitów diploporowych zachodziła też w strefach płytyznych litoralnych, z którymi genetycznie związane są laminity i stromatolity. Osady te zawierają szereg struktur wczesnodiaogenetycznych (pory oczkowe, szczeliny z wysychania, struktury wigwamowe), świadczących o okresowym wynurzaniu się dna i tworzeniu wysp. Osady litoralne i sublitoralne zazębiają się wzajemnie tworząc "mozaikę" facjalną, wskazującą na częściowe wyizolowanie zbiornika (*vide* Laporte, 1967; Enos, 1983).

Tego typu gwałtowne przejścia facjalne charakterystyczne są dla bardzo płytkich, szeroko rozprzestrzenionych mórz, bez wyraźnej bariery fizjograficznej, gdzie niewielkie zmiany poziomu morza lub topografii dna powodują znaczące zmiany środowiska i warunków depozycji (*vide* Enos, 1983). Przykładem "mozaiki" facjalnej w utworach kopalnych jest formacja Manlius, z wielokrotnie powtarzającymi się, w pionie i poziomie, przejściami od osadów niżepływowowych do ponadpływowowych (Laporte, 1967). Współczesnym analogiem są południowe wybrzeża Florydy, gdzie złożony relief dna, spowodowany holoceniową erozją i sedymentacją, prowadzi do powstania "mozaiki" płytkowodnych osadów niżepływowowych i wysp z rozwiniętymi nań równiami pływowymi (*vide* Enos, 1983).

W sekwencjach sublitoralnych dolomitów diploporowych pojawia się trójdzielność (kompleksy) podkreślona zróżnicowaniem osadów.

Depozycja osadów kompleksu dolnego na całym obszarze występowania przebiegała w płytkowodnym i spokojnym środowisku o charakterze laguny.

W warunkach tych gromadził się głównie muł węglanowy i peloidy, czasem szczątki organiczne (krynoidy, ślimaki, małże, zielenice). Materiał ten okresowo ulegał resuspensji i nieznacznemu przemieszczaniu. Świadectwem epizodycznie wzrastającej energii środowiska jest występowanie osadów grudkowych oraz osadów peloidowych laminowanych horyzontalnie. Te ostatnie tworzyły się pod wpływem słabych prądów w obszarach dna, gdzie depozycja mułu była przerywana rytmiczną dostawą peloidów, redeponowanych w obrębie zbiornika. W jego północnej części zaznaczały się okresy obniżonego tempa sedymentacji wyrażone obecnością osadów grudkowych.

W trakcie depozycji utworów kompleksu dolnego powstał urozmaicony relief dna, wywołany prawdopodobnie czynnikami erozyjno-depozycyjnymi. W konsekwencji, lokalnie sedymentacja materiału węglanowego przebiegała w strefach płycizn litoralnych zasiedlanych przez sinice. Laminity i stromatolity powstałe przy ich udziale tworzyły budowle ("wyspa libiąska" i "bolesławska"), wyrastające okresowo ponad poziom morza (Fig. 9a). Depozycja tych osadów przebiegała prawdopodobnie w warunkach podwyższonego zasolenia, czego wyrazem jest uboga fauna małżoraczków oraz relikty siarczaków zachowane w kryształach autigenicznego kwarcu (*vide* Folk & Siedlecka, 1974). Podczas wynurzania osady litoralne, poddane działaniu czynników atmosferycznych, ulegały wysuszeniu, twardnieniu i pękaniu na poligonalne fragmenty, dostarczając materiału okruchowego tworzącego brekcje i zlepnieńce śródfornacyjne.

We wschodniej i północno-wschodniej części zbiornika niszczona była bariera zbudowana ze skał paleozoicznych (brekcje klifowe), której ostateczne zatopienie nastąpiło prawdopodobnie podczas depozycji kompleksu dolnego.

Depozycji osadów kompleksu środkowego towarzyszyła wyraźna zmiana warunków hydrodynamicznych, które ze spokojnych przechodzą w umiarkowanie turbulentne i turbulentne.

W południowo-wschodniej części zbiornika (rejon chrzanowski, olkuski) tworzyły się głównie osady ziarnowe, formujące rozległy pas podwodnych form typu nasypów i łańcuchów piaszczystych. Sekwencję osadów kompleksu środkowego rozpoczynają tu utwory krynoidowe, zastępowane lateralnie i w pionie przez utwory grudkowe a następnie oolitowe i onkolitowe. Utwory te odznaczają się brakiem lub minimalną zawartością mułu. Skład ziarnowy oraz obecność warstwowania przekątnego i płaskiej laminacji równoległej świadczą, że depozycja ich zachodziła w płytkim, dobrze naświetlonym i ruchliwym środowisku, zapewne w pobliżu podstawy falowania. Megariplemarki i fale piaszczyste formowały tu płycizny sublitoralne, których osady były aktywizowane podczas epizodycznych sztormów. I tak przez analogię do osadów współczesnych, można przypuszczać, że huragany odegrały kluczową rolę w ruchu piasku oolitowego i w geometrii powstających form dna (*vide* Ball, 1967). Z okresami wzmożonej działalności hydrodynamicznej wiąże się także obecność kanałów erozyjnych, wypełnionych żwirem trochitowym oraz występowanie uławiconych ziarnitów krynoidowych. Te ostatnie są interpreto-

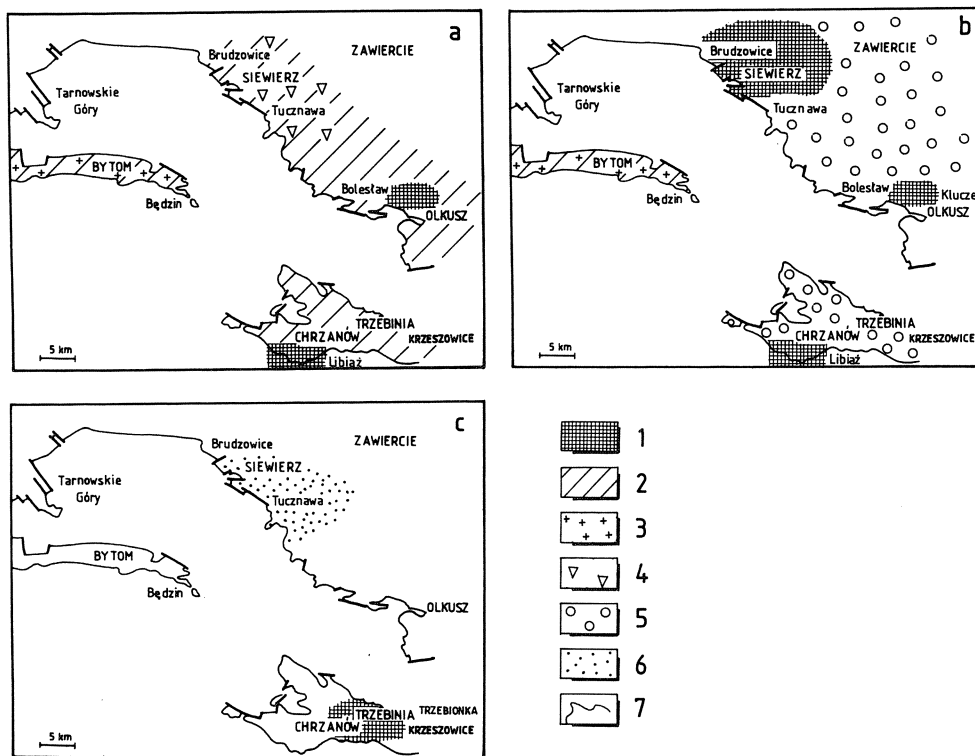


Fig. 9 Przybliżone zasięgi facjalne osadów dołomitów diploporowych: *a* – w stropie kompleksu dolnego, *b* – w stropie kompleksu środkowego, *c* – w stropie kompleksu górnego. Osady litoralne: 1 – laminity i stromatolity. Osady sublitoralne: 2 – osady mułowe, 3 – waki krynoidowe, 4 – ziarnity grudkowe, 5 – ziarnity i waki onkolitowe, 6 – ziarnity oolitowe, 7 – zasięg erozyjny dołomitów diploporowych (według Śliwińskiego, 1966)

Fig. 9 Approximate facies ranges of the Diplopora Dolomite sediments. *a* – at the top of the lower complex, *b* – at the top of the middle complex, *c* – at the top of the upper complex. Littoral sediments: 1 – laminities and stromatolites. Sublittoral sediments: 2 – mudstones, 3 – crinoid wackestones, 4 – grapestone grainstones, 5 – oncoid grainstones and wackestones, 6 – ooid grainstones, 7 – erosional range of the Diplopora Dolomite (after Śliwiński, 1966)

wane jako efekt przerobienia przez sztormy *in situ* nagromadzeń szczątków liliowców (*vide* Hagdorn, 1978; Aigner, 1985). Przykładem osadów mobilizowanych w warunkach burzowych są również ziarnity grudkowe o uziarnieniu frakcjonalnym przechodzącym ku górze w warstwowanie przekątne. Utwory ruchliwych płycizn sublitoralnych osadzały się pod stałym przykryciem wody, chociaż lokalnie ulegały wynurzeniom. Dotyczy to zwłaszcza osadów oolitowych, których intraklasty są dowodem przerobienia osadu, scementowanego w warunkach subaeralnych.

W obszarach izolowanych przez płycizny sublitoralne od bezpośredniego

wpływu fal i prądów tworzyły się osady peloidowe, glonowe oraz laminity, których sedimentacja kontynuowała się na obszarze "wyspy libiąskiej" i "bolesławskiej" (Fig. 9b). Tam też okresy wzmożonej aktywności hydrodynamicznej zaznaczają się m.in. w postaci obecności powierzchni erozyjnych. Są one przykryte warstwą zlepieńców, zawierających intraklasty wyerodowane z bezpośredniego podłoża. W warunkach burzowych powstały również grubokruchowe brekcje wypełniające zagłębienia kanałów pływowych.

Ku północy (rejon Tuczawy) następowała stopniowa zmiana charakteru sedimentacji utworów kompleksu środkowego, objawiająca się m.in. zaniemianowaniem osadów krynoidowych, grudkowych i oolitowych. Ich miejsce zajmują wyłącznie utwory onkolitowe, osiągające niekiedy kilkumetrową miąższość (Fig. 9b).

Zmiany facjalne w obrębie osadów kompleksu środkowego kontynuują się w skrajnie północnej części zbiornika (rejon Siewierza). Tam też sedimentację rozpoczynają brekcje i zlepieńce śródformacyjne, powstałe przypuszczalnie wskutek obniżenia podstawy falowania podczas sztormów lub w wyniku spłylenia zbiornika. Ponad nimi leżą osady utworzone w zróżnicowanych warunkach hydrodynamicznych, reprezentowane przez osady mułowe oraz oolitowe lub glonowe, przykryte w stropie przez laminity (Fig. 9b).

W północno-zachodniej części zbiornika (rejon Bytomia) kompleks środkowy reprezentowany jest wyłącznie przez osady mułowe i waki krynoidowe (Fig. 9b). Są to dolomity pozbawione intraklastów i struktur sedimentacyjnych. Tworzyły się one prawdopodobnie w głębszych strefach basenu, gdzie zmniejszały się wpływy oddziaływania sztormów (*vide* Aigner, 1985).

Utwory kompleksu górnego osadzały się, przynajmniej początkowo, na większej głębokości niż osady kompleksu środkowego. We wschodniej części zbiornika dominują muły węglanowe oraz osady peloidowe i grudkowe. Zróżnicowanie facjalne zaznacza się dopiero pod koniec depozycji tego kompleksu. Wyraża je obecność laminitów na południu i osadów oolitowych na północy (Fig. 9c).

Badana sekwencja składa się z 2 cykli spływających się ku górze, udokumentowanych zmianami w litologii zaś przede wszystkim wzrostem wielkości materiału ziarnowego i wzrostem ilości struktur sedimentacyjnych (*vide* Aigner, 1985). Mimo, że sekwencje tych cykli są nieco zróżnicowane to jednak każdy z nich rozpoczyna się utworami powstałymi w warunkach spokojnych, przechodzącymi ku górze w osady akumulowane w środowisku o wyższej energii lub w osady litoralne z oznakami diagenety subaeralnej.

Pierwszy cykl wyraża przejście od osadów mułowych, peloidowych i grudkowych, zastępowanych na południowym-wschodzie przez osady krynoidowe lub grudkowe a następnie przez oolity i onkolity, zaś na północnym-wschodzie przez brekcje i zlepieńce śródformacyjne oraz laminity w stropie (Fig. 9b). Drugi cykl wiąże się z obecnością w spągu osadów peloidowych, mułowych lub grudkowych zastępowanych w stropie przez laminity na południu i oolity na północy (Fig. 9c).

Zjawiska cyklicznej sedymentacji są charakterystyczne dla osadów triasu epikontynentalnego. Procesy te kształtowały się pod wpływem silnych i powtarzających się zmian poziomu morza, którym przypisuje się naturę tektoniczno-eustatyczną (Ziegler, 1982). Dla triasu środkowego i górnego obszaru epikontynentalnego Brandner (1984) wyróżnił 4 długotrwałe cykle transgresywno-regresywne, które mniej więcej w tym samym czasie zaznaczają się również w obszarze alpejsko-śródziemnomorskim. Schyłkowi pierwszego megacyklu odpowiada regresja górnianoizyjska, zaznaczona w obszarze epikontynentalnym pojawieniem się ewaporatów w środkowym wapieniu muszlowym. Zdaniem Brandnera (1984) długotrwałe cykle transgresywno-regresywne mogą być związane ze wzrostem tempa spreadingu na Pacyfiku i rezultatem termicznie indukowanych zmian w objętości basenu oceanicznego. Twierdzi on również, że na inicjalną i końcową fazę długotrwałych cykli nakładały się krótkoterminowe zmiany poziomu morza, rozpoznane m.in. podczas regresji późnoanizyjskiej. Podobne przykłady krótkotrwałych cykli znane są np. z górnego wapienia muszlowego Niemiec (Aigner, 1985) i z triasu górnego Alp (Fischer, 1964).

Większość autorów jest zgodna, że drugorzędne, krótkotrwałe cykle świadczą o pulsacjach transgresywno-regresywnych w małej skali. Wilson (1975) uważa, że mogą być one wywołane eustatycznymi fluktuacjami absolutnego poziomu morza lub co bardziej prawdopodobne zmianami względnego poziomu morza wywołanymi śródbasenową tektoniką. W nowoczesnym ujęciu Brandnera (1984), krótkotrwałe regresje wskazują na pulsacje tektonicznego obniżania się den rowów oceanicznych wokół Pacyfiku, w procesach subdukcji. W innych przypadkach krótkotrwałe cykle są zdaniem tego autora związane z początkową fazą ryftów i z fazami orogenicznymi.

Historia sedymentacji w środkowym wapieniu muszlowym Wyżyny Śląsko-Krakowskiej prawdopodobnie także była kontrolowana czynnikami paleotektonicznymi. Obszar ten stanowił integralną część zbiornika środkowoeuropejskiego, którego rozwój wiązał się z regionalnym rozszerzeniem skorupy, indukującym subsydencję w systemach istniejących rowów (*vide* Ziegler, 1982). Zjawiska te zdaniem Zieglera (1982) zaznaczyły się w Europie zachodniej i centralnej już we wczesnym scytyku. O powaryscyjskich, synsedymentacyjnych przejawach ruchliwości tektonicznej w triasie, na obszarze Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego, wspomina Herbich (1982). Zdaniem autorki pierwsze ruchy, związane z fazą starokimeryjską, zaznaczyły się już w dolnym wapieniu muszlowym, wzdłuż stref uskokowych istniejących w głębokim podłożu. Z pionowymi ruchami dna zbiornika środkowotriasowego wiąże ona m.in. powstanie drobnych uskoków synsedymentacyjnych w warstwach gogolińskich. Autorka dopatruje się również związku między wykształceniem i cechami litologicznymi utworów wapienia muszlowego dolnego a synsedymentacyjnymi zjawiskami tektonicznymi.

PODZIĘKOWANIA

Autorka dziękuje Pani doc. dr hab. Aleksandrze Kosteckiej za liczne konsultacje oraz cenne uwagi i sugestie przy opracowywaniu przedstawionego materiału. Dziękuje również mgr inż. Markowi Szuwarzyńskiemu za życzliwą dyskusję i wskazówki w trakcie prowadzonych badań, mgr inż. Janowi Kępińskiemu za wykonanie rysunków oraz Anonimowemu Recenzentowi za wnikliwe uwagi krytyczne.

LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

- Aigner, T., 1985. An ancient storm depositional system: dynamic stratigraphy of intracratonic carbonates Upper Muschelkalk (Middle Triassic) South-German Basin. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3: 51 – 174.
- Alexandrowicz, Z. & Alexandrowicz, S. W., 1960. Utwory triasowe w okolicach Strzemieszyc i Sławkowa. *Biul. Inst. Geol.*, 152: 95 – 161.
- Alexandrowicz, S. W., 1971. Przekraczające ułożenie utworów triasowych na paleozoicznym podłożu w rejonie między Kluczami a Bydlinem. *Rudy i Met. Nieżel.*, 16: 468 – 470.
- Assereto, R. L. & Kendall, C. G., 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 224: 153 – 210.
- Assmann, P., 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 2: Der Muschelkalk. *Abh. Reichs. Bodenforsch.*, N. F., 208: 1 – 124.
- Ball, M. M., 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *J. Sedim. Petrol.*, 37: 556 – 591.
- Ball, S. M., 1971. The Westphalia limestones of the Northern Mid-continent: a possible ancient storm deposit. *J. Sedim. Petrol.*, 41: 217 – 232.
- Bathurst, R. G. C., 1967. Depth indicators in sedimentary carbonates. *Marine Geol.*, 5: 447 – 473.
- Bilan, W. & Golonka, J., 1972. Poziom onkolitowy w środkowym wapieniu muszlowym wschodniego obrzeżenia Zagłębia Górnośląskiego. *Kwart. Geol.*, 16: 491 – 493.
- Brandner, R., 1984. Meeresspiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys. *Jb. Geol. B.-A.*, 126: 435 – 475.
- Carozzi, A. V. & Soderman, J. G., 1962. Petrography of Mississippian (Borden) crinoidal limestone at Stabo, Indiana. *J. Sedim. Petrol.*, 12: 397 – 414.
- Davies, G. R., 1970. Algal laminated sediments Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: Logan, B. W. et al. (eds), *Carbonate sedimentation and environment, Shark Bay, Western Australia*. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 13: 169 – 205.
- Deczkowski, Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). *Pr. Inst. Geol.*, 82: 1 – 53.
- Donaldson, J. A. & Ricketts, B. D., 1979. Beachrock in Proterozoic dolostone of the Belcher Island, Northwest Territories Canada. *J. Sedim. Petrol.*, 49: 1287 – 1294.
- Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks*. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1: 108 – 121.
- Enos, P., 1983. Shelf. In: Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. H., (eds.), *Carbonate depositional environments*. Am. Ass. Petr. Geol. Mem., 33: 267 – 295.
- Evamy, B. D., 1973. The precipitation of aragonite and its alternation to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: Purser, B. H. (ed.), *The Persian Gulf*. Springer Verlag. Berlin, pp. 329 – 343.
- Fagestrom, J. S., 1967. Development, flotation and transportation of mud crust – neglected features in sedimentology. *J. Sedim. Petrol.*, 37: 73 – 79.

- Fischer, A. G., 1964. The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169: 107 – 149.
- Flügel, E., 1978. *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. Springer Verlag, Berlin, 454 pp.
- Folk, R. L. & Siedlecka, A., 1974. "Schizohaline" environment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. *Sedim. Geol.*, 11: 1 – 75.
- Gajewska, I., 1964. Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 8: 598 – 607.
- Gebelein, C. D., 1976. Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermuda). In: Walter, M. R. (ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 381 – 389.
- Ginsburg, R. N. & Hardie, L. A., 1975. Tidal and storm deposits, Northwestern Andros Island, Bahamas. In: Ginsburg, R. N. (ed.), *Tidal deposits*. Springer Verlag, Berlin, pp. 201 – 208.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A. & Unrug, R., 1986. *Zarys sedymentologii*. Warszawa, 568 pp.
- Hagdorn, H., 1978. Muschel/krinoiden-bioherme im Oberen Muschelkalk (mol, Anis) von Crailsheim und Schwäbisch Hall (Südwestdeutschland). *N. Jb. Geol. Paläont.*, 156: 31 – 86.
- Hagdorn, H., 1985. Immigration of crinoids into the German Muschelkalk Basin. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 1: 237 – 254.
- Herbich, E., 1981. Analiza tektoniczna sieci uskokuwej Górnos Śląskiego Zagłębia Węglowego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 51: 383 – 434.
- Illing, L. V., 1954. Bahaman calcareous sands. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 38: 1 – 95.
- Jurkiewicz, H., 1974. Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. *Kwart. Geol.*, 18: 90 – 108.
- Karnkowski, P. & Głowacki, E., 1961. Utwory podmioceńskie przedgórza Karpat środkowych. *Kwart. Geol.*, 5: 372 – 421.
- Kotański, Z., 1981. Nowe obserwacje nad dasycladaceami z dolomitu diploporowego z wiercenń okolic Zawiercia (Wyżyna Śląsko-Krakowska). *Materiały V Krajowej Konferencji Paleontologów, Kielce - Sosnowiec*, pp. 74 – 79.
- Kotlicki, S., 1971. Utwory wapienia muszlowego na Górnym Śląsku. In: *Przew. 43 Zjazdu PTG, Kraków*. Warszawa, pp. 153 – 155.
- Kotlicki, S., 1974a. Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian Region. *Bull. Acad. pol. Sci. geol.*, 22: 161 – 166.
- Kotlicki, S., 1974 b. Wykształcenie i pozycja stratygraficzna warstw jemielnickich (warstw diploporowych). In: *Przew. 46 Zjazdu PTG, Opole*. Warszawa, pp. 170 – 172.
- Kumar, N. & Sanders, J. E., 1976. Characteristics of shoreface storm deposits: modern and ancient examples. *J. Sedim. Petrol.*, 46: 145 – 162.
- Laporte, L. F., 1967. Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic, Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 51: 73 – 101.
- Logan, B. W. Hoffman, P. & Gebelein, C. D., 1974. Algal mats, cryptalgal fabric and structures, Hemelin Pool, Western Australia. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 22: 140 – 194.
- Loreau, J. P. & Purser, B. H., 1973. Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: Purser, B. H. (ed.), *The Persian Gulf*. Springer Verlag, Berlin, pp. 279 – 328.
- Milliman, J. D., 1974. *Marine carbonates*. Springer Verlag, Berlin, 375 pp.
- Monty, C. L., 1976. The origin and development of cryptalgal fabric. In: Walter, M. R. (ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, pp. 193 – 251.
- Morycowa, E., 1990. Middle Triassic coral-bearing sediments in the Cracow-Silesian Region. *International Workshop-Field Seminar. The Muschelkalk – Sedimentary Environments Facies and Diagenesis. Excursion guidebook and abstracts. IAS. Cracow-Opole*, 45 pp.
- Moryc, W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 419 – 482.
- Murray, R. C. & Lucia, F. J., 1967. Cause and control of dolomite distribution by rock selectivity. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 78: 21 – 36.
- Newell, N. D. Purdy, E. G. & Imbrie, J., 1960. Bahamian oolitic sand. *J. Geol.*, 68: 481 – 497.

- Paul, J., 1980. Upper Permian algal stromatolite reefs, Harz Mountains (F. R. Germany), *Contr. Sedimentology*, 9: 253 – 268.
- Pawłowska, J., 1985. Rozwój facjalny morskich utworów triasu na obszarze śląsko-krakowskim. *Biul. Inst. Geol.*, 349: 41 – 86.
- Pratt, B., 1979. Early cementation and lithification intertidal cryptalgal structures, Boca Jewfish, Bonaire, Netherlands Antiles. *J. Sedim. Petrol.*, 49: 379 – 386.
- Purdy, E. G., 1963a. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 1. Petrography and reaction groups. *J. Geol.*, 71: 334 – 355.
- Purdy, E. G., 1963b. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. 2. Sedimentary facies. *J. Geol.*, 71: 472 – 497.
- Sellwood, B. W., 1978. Shallow-water carbonate environments. In: Reading, H. G. (ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Scientific Publication, pp. 259 – 313.
- Senkowiczowa, H., 1962. Wpływ fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarach Polski. *Księga Pamiątkowa ku czci Prof. J. Samsonowicza*. Warszawa, pp. 239 – 255.
- Senkowiczowa, H., 1980. Możliwości sformalizowania podziału litostratygraficznego środkowego i górnego triasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *Kwart. Geol.*, 24: 787 – 803.
- Senkowiczowa, H., Szyperko-Śliwczyńska, A., 1961. *Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z.8 -Trias*. Inst. Geol. Warszawa.
- Shinn, E. A., 1968. Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sedim. Petrol.*, 33: 291 – 303.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N. & Lloyd, R. M., 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: Pray, L. C. Murray, R. C. (eds), *Dolomitization and limestone diagenesis*. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ., 13: 112 – 123.
- Shinn, E. A. Ginsburg, R. N. & Lloyd, R. M., 1969. Anatomy of modern carbonate tidal-flat, Andros Island, Bahamas. *J. Sedim. Petrol.*, 39: 1201 – 1228.
- Siedlecki, S., 1948. Zagadnienia stratygrafii morskich osadów triasu krakowskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 18: 191 – 243.
- Siedlecki, S., 1952. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. *Biul. Inst. Geol.*, 60: 1 – 230.
- Śliwiński, S., 1964. Geologia obszaru siewierskiego. *Prace geol. PAN*, 25. 73 pp.
- Śliwiński, S., 1966. Dolomityzacja morskich utworów triasu krakowsko-śląskiego. cz.1. *Rudy i Met. Nieżel.*, 11: 3 – 14.
- Śliwiński, S., 1969. Rozwój dolomitów kruszczośnych w obszarze krakowsko-śląskim. *Prace geol. PAN*, 57. 123 pp.
- Taylor, J. M. & Illing, L. V., 1969. Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Quatar, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 69 – 107.
- Tokarski, A., 1965. Udział wapienia muszlowego w budowie przedgórza Karpat. *Acta Geol. Pol.*, 15: 131 – 157.
- Trammer, J. & Zawidzka, K., 1976. Korelacja jednostek litostratygraficznych wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich i Śląska oraz ich pozycja chronostratygraficzna. *Prz. Geol.*, 8: 474 – 475.
- Wilson, J. L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer Verlag. Berlin, 471 pp.
- Winland, H. D. & Matthews, R. M., 1974. Origin and significance of grapestone, Bahama Island. *J. Sedim. Petrol.*, 44: 904 – 927.
- Woods, P. J. & Brown, R. G., 1975. Carbonate sedimentation in an arid zone tidal flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: Ginsburg, R. N. (ed.), *Tidal deposits*. Springer Verlag. Berlin, pp. 223 – 232.
- Wray, J. L., 1977. *Calcareous algae*. Elsevier. Amsterdam, 185 pp.
- Wyczółkowski, J., 1978. Osady triasu dolnego i środkowego. *Prace Inst. Geol.*, 83: 79 – 105.
- Ziegler, P. A., 1982. Triassic rifts and facies patterns in western and central Europe. *Geol. Rundsch.*, 71: 747 – 772.
- Znosko, J., 1953. Budowa geologiczna okolic Błędowa i Niegowonic. *Biul. Inst. Geol.*, 74: 1 – 35.

Summary

LITHOFACIES AND SEDIMENTATION OF DIPLOPORA DOLOMITE (MIDDLE MUSCHELKALK) IN THE EAST PART OF THE CRACOVIAN-SILESIA REGION

Jolanta Myszkowska

The paper presents the results of sedimentological studies of the Diplopore Dolomite in the eastern part of the Cracovian-Silesian region (Fig. 1). This lithostratigraphical unit represents the Middle Muschelkalk (Tab. 1).

This unit is composed of bedded dolomites locally containing intercalations of marly dolomites. Their granular material consists mainly of nonskeletal components such as ooids, oncoids, intraclasts and peloids. Among organic remnants only green algae and crinoids are of rock forming importance. The rocks under consideration are represented by many textural forms and contain many different sedimentary structures (Figs. 2-8). In some profiles they are recrystallized and the grains are not recognizable.

CHARACTERISTICS OF LITHOFACIES

Lithofacies 1 – boundstone

This lithofacies consists of stromatolites (Pl. I: 1, 2) and laminites (Pl. II: 1, 2). Stromatolites resemble in geometry laterally linked hemispherical structures. Lamination of laminites is flat or slightly wavy, often disturbed (Pl. II: 1). Mud cracks (Pl. I: 2) and birdseyes, some of them filled with internal sediment (Pl. II: 2) occur within the examined rocks. Tepee structures are less often encountered (Pl. III: 1). Laminites and stromatolites originated in the environment of an emergent littoral shoal.

Lithofacies 2 – breccias

The breccias are intraclast wackestones and packstones. Littoral breccias (Pl. III: 1; IV: 1, 2) are, composed of fragments of laminites, stromatolites and dolomicrites with birdseyes. These intraclasts are interpreted as reworked mud-crusts that have been strewn over dried-out flats following a flooding of the flat by particularly high water. Some of the breccias were formed within tidal channels as a result of erosion of supralittoral sediments (Pl. IV: 1). A special kind of littoral breccias are those of a tepee structure (Pl. III: 1). Crystals of authigenic quartz with relics of sulfates occur in their matrix (Pl. III: 2). The sublittoral breccias, composed of dolomicrites, were formed due to wave-base lowering caused by storms.

Lithofacies 3 – conglomerates

Intraformational conglomerates are represented by intraclast wackestones. Their littoral types consist of discoidal and fusiform dolomicrite pebbles (Pl. V: 1). The pebbles are often vertically oriented or imbricated (Pl. V: 1). These rocks were formed by action of currents reworking carbonate crusts formed in subaerial conditions. Sublittoral conglomerates consist of isometric intraclasts which are occasionally plastically deformed. These conglomerates originated due to storm erosion of variably consolidated sediments.

Lithofacies 4 – oolite

These rocks are grainstones, more seldom packstones. The grainstones are composed of well sorted, medium sand-size ooids, accompanied by peloids (micritized ooids – Pl. V: 2) and single intraclasts and trochites. The grainstones characterized by cross lamination originated in a shallow and turbulent sublittoral environment. The packstones, on the other hand, were formed in quiet zones of the basin, as a result of ooids redeposition.

Lithofacies 5 – oncolite

This lithofacies consists of oncoid grainstones and wackestones. The grainstones are composed of unsorted grains (Pl. VI: 2), represented by oncoids (size 0.2-4 cm) and numerous sand size microoncoids (Pl. VI: 1), peloids, intraclasts and ooids. These rocks are characterized by high intergranular porosity. The oncoid grainstones were formed in a very shallow and moderately agitated sublittoral environment. The abundance of matrix in wackestones indicates that deposition took place in low energy zones, to which oncoids were brought with currents or storm waves.

Lithofacies 6 – green algal dolomite

This lithofacies consists of green-algal packstones (Pl. VII: 2). The main component of these rocks are fragments of green algae *Dasycladaceae* (Pl. VII: 1, 2), single gastropods, and pelecypods. These dolomites, characterized by moderately sorted grains and lack of sedimentary structures, constitute an *in situ* accumulation of algae. They originated in shallow and warm waters of normal or slightly increased salinity.

Lithofacies 7 – grapestone dolomite

These dolomites have a grainstone texture. Their main components are grapestones accompanied by trochites and, less frequently, by peloids, microoncoids and intraclasts. These rocks display a high intergranular porosity, and moderate sorting and usually do not show any sedimentary structures. The

structureless grapestone dolomites were formed *in situ* in a shallow and relatively agitated sublittoral environment. Rarely these rocks display graded bedding in the lower part of layers and cross-lamination at the top, which is typical of storm deposits.

Lithofacies 8 – crinoidal dolomite

This lithofacies includes crinoid grainstones and wackestones. The grainstones consist of moderately sorted grains and are characterized by high intergranular porosity (Pl. VIII: 1). They are composed of crinoid debris coated with microsparitic envelopes (Pl. VIII: 1). These fragments are accompanied by micritized peloids (Pl. VIII: 1), less frequently, by grapestones and mud aggregates. The grainstones were formed in a sublittoral environment in consequence of reworking *in situ* accumulations of crinoids. The wackestones represent a low-energy environment. Bioclasts were washed-in to quiet-water parts of the basin.

Lithofacies 9 – peloidal dolomite

This lithofacies is represented by peloid wackestones and packstones. Their main components are mud aggregates (Pl. VIII: 2) or fecal pellets (Pl. IV: 3), grapestones and trochites. The sediments are either massive or show parallel horizontal lamination and cross-lamination. The first originated in low-energy conditions. The second was created under the influence of weak bottom currents.

Lithofacies 10 – mudstone

Mudstones were accumulated both in littoral and sublittoral environments. The deposits of littoral environment are dolomicrites with birdseyes interbedded with layers of laminites and stromatolites. Dolomicrites formed in a sublittoral environment are accompanied by oncolites and oolites as well as grapestones. Some of them contain foraminifers, sponge spicules or bioturbations.

RECONSTRUCTION OF ENVIRONMENT AND CONDITIONS OF SEDIMENTATION

Deposition of the Diplopore Dolomite took place mainly in a sublittoral environment of depth comparable with the depth of the modern shelves. Locally sedimentation occurred in littoral shoals which is indicated by the presence of laminites and stromatolites. These sediments contain many early-diagenetic structures (birdseyes, mud cracks, tepee structures) which are the

evidence of periodic emergence of the bottom. Littoral and sublittoral deposits interfinger forming a facies 'mosaic' which indicates partial isolation of the basin (Laporte, 1967; Enos, 1983). A trifold division is marked in the studied sequence.

Deposition of the lower complex (Figs. 3, 6, 7, 9a) began in a relatively quiet and shallow lagoon. In such conditions mainly carbonate mud and peloids, less often bioclasts (crinoids, pelecypods, gastropods) were accumulated. Temporary energy increase of the environment was accompanied by accumulation of grapestones and horizontally laminated peloid packstones. During the deposition of the lower complex a distinct bottom relief was created, probably by an interplay of erosional and depositional processes. In consequence, sedimentation of the carbonate material took place locally in littoral shoals inhabited by blue-green algae. Laminites and stromatolites (Fig. 5) formed with their participation created intermittently emergent buildups (Libiąż and Bolesław 'islands' – Fig. 9a). Sedimentation of these deposits was taking place in conditions of increased salinity which is indicated by the presence of relic sulphates in authigenic quartz crystals (Folk & Siedlecka, 1974). During subaerial exposure littoral deposits subjected to the action of atmospheric agents underwent dessication and mudcracking which finally formed breccias and intraformational conglomerates.

Sedimentation of the middle complex was accompanied by the pronounced change of hydrodynamic conditions, which turned from the low-energetic into the moderately turbulent and turbulent ones.

In the south-east part of the basin (area of Chrzanów, Olkusz; Figs. 3, 4, 9b) mainly grainstones were formed in a wide strip of submarine structures such as sand banks or sublittoral shoals. At the base of the middle complex there are crinoidal dolomites replaced laterally and vertically by grapestone dolomites and next by oolites and oncolites. Their associations of sedimentary structures (large-scale cross-lamination, flat parallel lamination, graded bedding, erosional channels) indicate an agitated environment, in which sediments were reworked during episodic storms (see Aigner, 1985). In regions protected from direct influence of waves and currents peloidal and algal sediments were accumulated. Sedimentation of laminites on the Libiąż and Bolesław 'islands' continued (Fig. 9b). In these regions, periods of increased hydrodynamic activity are evidenced by erosional surfaces and coarse breccias filling tidal channels.

North of the Silesian basin some facies changes within the middle complex can be observed. Near Tuczna (Figs. 6, 9b) the middle complex is formed exclusively of oncolites, which in the northernmost part of that region (around Siewierz, Figs. 7, 8) are replaced by breccias and intraformational conglomerates. The latter are overlain by deposits formed in varying hydrodynamic conditions, represented by mudstones, oolitic or green-algal dolomites passing toward the top into laminites (Fig. 9b).

In the north-western part of the basin (area of Bytom; Fig. 9b) the middle

complex is built solely of mudstones and crinoid wackestones without sedimentary structures. Very likely, these dolomites were formed in a slightly deeper environment where the influence of storms was weaker.

The upper complex (Figs. 3, 6, 7), at least its lower part, was deposited in deeper water than the middle one. In the eastern part of the basin, calcareous mudstones as well as peloids and grapestones dominate. The facies variety is marked only at the top of this complex. It is indicated by the presence of laminites in the south (Figs. 3, 9c) and oolites in the north (Figs. 7, 9c).

The examined sequence represents two minor shallowing-upward cycles of slightly varied sequences. Each cycle begins with deposits laid down in calm conditions. They pass upwards to deposits accumulated in higher-energy environment or into littoral deposits showing signs of subaerial diagenesis. The increase of energy is indicated by upward coarsening of granular material and increase in amount of sedimentary structures.

The middle Muschelkalk deposits of the epicontinental region are of regressive character and correspond to the close of the first long-term regressive-transgressive cycle in the sense of Brandner (1984). According to this author (Brandner, 1984) the long-term cycles are of regional character and might be related with increasing spreading rates in the Pacific. The minor transgressive-regressive cycles, known in epicontinental (Aigner, 1985) and alpine Triassic (Fischer, 1964) are ascribed to local tectonic phenomena and eustatic processes.

Very likely, the minor transgressive-regressive cycles within the Diplopora Dolomite were the effect of relative changes of the sea level caused by intra-basinal tectonics. Vertical movements of the basin bottom might be related to an Early Cimmerian tectonics the signs of which are recorded in the examined region already in the Lower Muschelkalk (Herbich, 1981).

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATION OF PLATES

Plansza – Plate I

- 1 — Stromatolit. Bolesław. Skala w cm
Stromatolite. Bolesław. Scale in cm
- 2 — Stromatolit ze szczelinami z wysychania (strzałka). Podłoże stromatolitu stanowi intraklast ziarnitu oolitowego. Libiąż. Skala w cm
Stromatolite with mud cracks (arrow). Ooid grainstone intraclast forms its substratum. Libiąż. Scale in cm

Plansza – Plate II

- 1 — Laminit. Bolesław. Skala w cm
Laminite. Bolesław. Scale in cm
- 2 — Laminit. Fragment laminy peloidowej. Powyżej i poniżej pory oczkowe wypełnione osadem wewnętrznym (o) i cementem kalcytowym (c). Brudzowice. Płytką cienką
Laminite. Fragment of peloid lamina. Both above and below, birdseyes filled with internal sediment (o) and calcite (c). Brudzowice. Thin section

Plansza – Plate III

- 1 — Brekcja sedymentacyjna o strukturze wigwamowej złożona z fragmentów laminitów. Bolesław. Średnica nakrywki soczewki - 40 mm
Laminite showing tepee structures. Bolesław. Lens cap is 40 mm in diameter
- 2 — Kryształy kwarcu autigenicznego (z relikami siarczanów) w mikrosparitowym tle skalnym brekcji. Bolesław. Płytką cienką
Authigenic quartz crystals (with relics of sulfates) in microsparite matrix. Bolesław. Thin section

Plansza – Plate IV

- 1 — Brekcja sedymentacyjna o teksturze mikrytowego ziarnitu. Duże intraklasty ułożone horyzonalnie. Materiał okrucowy brekcji wypełnia zagłębienie kanału erozyjnego (strzałka). Bolesław. Długość długopisu - 135 mm
Intraclast packstone - sedimentary breccia. Large intraclasts showing horizontal orientation. Clastic material fills erosional channel (arrow). Bolesław. Pen is 135 mm long
- 2 — Brekcja sedymentacyjna o teksturze mikrytowego ziarnitu. Słabo obtoczone fragmenty laminitów i dolomikrytów w dolomikrytowym tle skalnym. Bolesław. Długość długopisu - 135 mm
Intraclast packstone - sedimentary breccia. Slightly rounded fragments of laminites and dolomicrites in dolomicrite matrix. Bolesław. Pen is 135 mm long
- 3 — Mikrytowy ziarnit peloidowy o nieznacznej porowatości międzyziarnowej. Widoczne grudki fekalne złożone z dolomikrosparu. Tucznawa. Płytką cienką
Peloid packstone with a slight intergranular porosity. Fecal pellets consist of dolomicrosparite. Tucznawa. Thin section

Plansza – Plate V

- 1 — Zlepienieć śródformacyjny o teksturze waki. Płaskie intraklasty dolomikrytów ułożone dachówkowo w dolomikrytowym tle skalnym. W obrębie niektórych otoczków widoczne pionowe spękania (strzałka). Libiąż. Skala w cm
Intraclast wackestone - intraformational conglomerate. Flat intraclasts imbricates in dolomicrite matrix. Vertical fractures (arrow) visible within some intraclasts. Libiąż. Scale in cm
- 2 — Ziarnit oolitowy. Ooidy i peloidy mikrytyzacyjne ze śladami budowy laminowanej (strzałka), spojęne izopachytowym cementem dolomitowym. Kopalnia Trzebionka. Płytką cienką

Ooid grainstone. Ooids and peloids with relics of laminated structure (arrow). Grains cemented by isopachous dolomite. Trzebionka mine. Thin section

Plansza – Plate VI

- 1 — Ziarnit onkolitowy. Mikroonkoidy i fragment powłoki makroonkoidu z porami oczkowymi. Składniki spojone cementem kalcytowym. Jaroszewiec. Płytki cienka
Oncoid grainstone. Microoncooids and a fragment of macrooncooid envelope with birdseyes. Components cemented by calcite. Jaroszewiec. Thin section
- 2 — Porowaty ziarnit onkolitowy. Widoczne onkoidy i peloidy. Pogorzyce. Płytki cienka
Oncoid grainstone of high intergranular porosity. Oncooids and peloids visible. Pogorzyce. Thin section

Plansza – Plate VII

- 1 — Rurka zielenicy *Diplopora annulatissima* Pia. Balin. Mikrografia skaningowa
Tube of green alga *Diplopora annulatissima* Pia. Balin. Scanning micrograph
- 2 — Słabo przekrystalizowany mikrytowy ziarnit glonowy. Przekroje poprzeczne i przekrój ukośny przez rurkę *Diplopora annulatissima* Pia. Balin. Płytki cienka
Slightly recrystallized green-algal packstone. Cross sections and diagonal section of tube *Diplopora annulatissima* Pia. Balin. Thin section

Plansza – Plate VIII

- 1 — Ziarnit krynoidowy. Skała złożona z elementów szkieletowych krynoidów obleczonych powłokami mikrosparytowymi i z peloidów mikrytyzacyjnych (p). Chrzanów. Płytki cienka
Crinoid grainstone. The rock consists of crinoid remains coated with microsparitic envelopes, and peloids (p). Chrzanów. Thin section
- 2 — Słabo przekrystalizowany mikrytowy ziarnit peloidowy. Skała złożona z grudek groniastych (gg) i grudek mułowych (gm). Gumnice. Płytki cienka
Slightly recrystallized peloid packstone. The rock consists of grapestones (gg) and mud aggregates (gm). Gumnice. Thin section



