ANNALES SOCIETATIS GEOLOGORUM POLONIAE
ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

v. 55/3–4: 423–472 Kraków 1985

Leszek KARWOWSKI

ANALIZA MIKROFACJALNA WĘGLANOWYCH UTWORÓW CECHSZTYNU W STREFIE KOSZALIN–CHOJNICE

Microfacies analysis of the Zechstein carbonate strata in Koszalin–Chojnice zone

Leszek Karwowski: Microfacies analysis of the Zechstein carbonate strata in Koszalin–Chojnice zone. [In Polish, English summary]. Ann. Soc. Geol. Pol. 55/3–4: 423–472, 1985, Kraków.

Abstract: Microfacies analysis was applied to the following Zechstein carbonate horizons: Zechstein Limestone (Ca1), Main Dolomite (Ca2) and Platy Dolomite (Ca3). Following microfacies were distinguished: micrites, laminated micrites, biomicrites, algal biolithites, oncolites and oomicrites. Basing on the analysis, sedimentary environments of the carbonate horizons are described. In general, sedimentation occurred in shallow lagoon or shallow shelf forming marginal part of the Zechstein basin. Changes of the conditions during sedimentation of the successive horizons included variations of salinity and dynamics of water, as well as depth of the basin. These changes were caused by synsedimentary tectonic movements of substratum blocks. Influence of this factor is the most pronounced in the Zechstein Limestone, and is diminishing in the overlying horizons.

Key words: carbonate sedimentation, microfacies analysis, northern Poland, Zechstein.

Leszek Karwowski: ul. Białowieska 36/18, 54-235 Wrocław.

manuscript received: September, 1984 accepted: October 1984

Treść: Analizą mikrofacjalną objęto następujące poziomy węglanowe cechsztynu: wapień podstawowy (Ca1), dolomit główny (Ca2) i dolomit płytowy (Ca3). Wyróżniono w nich mikrofacje: mikryty, mikryty laminowane, biomikryty, biolityty algowe, onkolity i oomikryty. Na podstawie analizy mikrofacjalnej ustalono środowisko sedymentacji poziomów węglanowych. Stanowiła je brzeżna część zbiornika cechsztyńskiego o charakterze płytkiej laguny lub równi szelfowej o niewielkiej głębokości. Zmiany warunków sedymentacji w czasie powstawania kolejnych poziomów obejmowały wahania zasolenia wody, jej dynamiki oraz głębokości. Podstawową przyczyną tych zmian były synsedymentacyjne ruchy tektoniczne podłoża o budowie blokowej. Wpływ tego czynnika jest największy w przypadku wapienia podstawowego, a w wyższych poziomach zmniejsza się.

WSTĘP

Rejon, w którym prowadzono badania, w przybliżeniu pokrywa się z obszarem, który w literaturze jest najczęściej określany mianem strefy Koszalin–Chojnice. Niekiedy używany jest również termin: niecka pomorska (Dadlez, 1976). Granice: wschodnia, południowa i zachodnia obszaru badań są umowne. Północną gra-

nicę stanowi linia brzegowa Bałtyku (fig. 1). W ujęciu regionalnym obszar ten jest położony w strefie peryferycznej platformy wschodnioeuropejskiej.

Badania geologiczne na obszarze strefy Koszalin – Chojnice są prowadzone stosunkowo od niedawna. Pierwszy otwór wiertniczy, który przewiercił utwory cechsztynu, wykonano w tym rejonie w 1958 r. (Chojnice 2). Początek zainteresowań

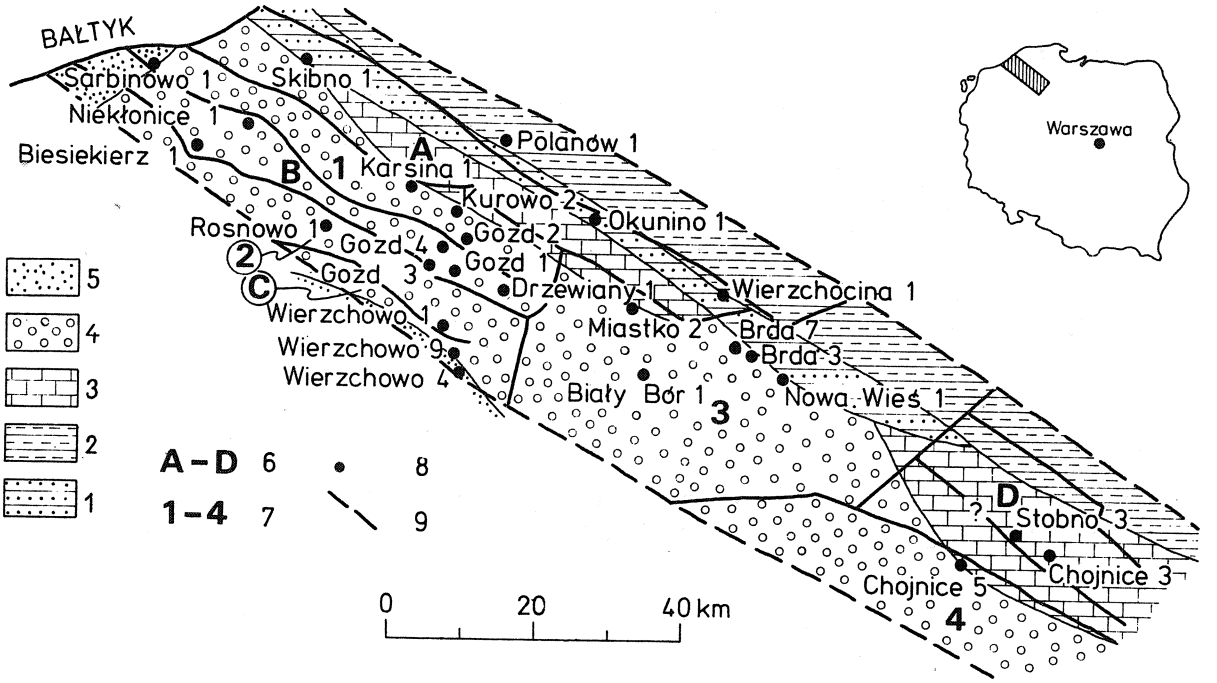


Fig. 1. Szkic geologiczno-strukturalny obszaru badań bez utworów młodszych od czerwonego spągowca (część strukturalna według Dadleza, 1974). *1* – ordowik, *2* – sylur, *3* – dewon, *4* – karbon, *5* – czerwony spągowiec; elementy strukturalne podłoża: *6* – wyniesione, *7* – obniżone; *8* – otwory wiertnicze, *9* – granice obszaru badań

Fig. 1. Geologic-structural sketch of the investigated area without strata younger than Rotliegendes (structural part after Dadlez, 1974). *1* – Ordovician, *2* – Silurian, *3* – Devonian, *4* – Carboniferous, *5* – Rotliegendes; structural elements: *6* – uplifted, *7* – depressed; *8* – boreholes, *9* – boundaries of the investigated area

utworami cechsztynu i czerwonego spągowca jako potencjalnymi kolektorami gazu i ropy naftowej przypada na drugą połowę lat sześćdziesiątych. Efektem tego było wykonanie w latach 1965 – 1973 głównie przez PPN – Piła ok. 80 otworów wiertniczych. Na podstawie tak dużej ilości materiału rdzeniowego powstało wiele prac poświęconych utworom cechsztynu. Z ważniejszych wymienić należy prace: Dadleza i Dembowskiej (1965), Wagnera (1968), Szaniawskiego (1970), Czajor i Wagnera (1973) oraz pracę pod redakcją Dadleza (1976). Szczególne znaczenie mają trzy ostatnie prace. Szaniawski omawiając cechsztyn na obszarze całego Pomorza podał jego stratygrafię, sedymentację i paleogeografię. Mimo że pracę swoją wykonał głównie na podstawie charakterystyki makroskopowej i mniejszej niż w pracach późniejszych liczby wierceń, wydaje się ona mieć podstawowe znaczenie dla badań cechsztynu w tym rejonie, a wnioski w niej przedstawione znalazły w znacznym stopniu potwierdzenie w pracach późniejszych. Praca Czajor

i Wagnera przedstawia wyniki analizy mikrofacjalnej wapienia podstawowego.

Pracę niniejszą wykonano na podstawie analizy rdzeni z 26 otworów wiertniczych (fig. 1). Przy wykreślaniu map miąższościowych wykorzystano również opisy dokumentacyjne rdzeni z 19 innych otworów wiertniczych. Rozmieszczenie opisanych otworów nic jest równomierne na całym obszarze badań. Najwięcej materiału pochodzi z części północnej i środkowej, najmniej natomiast z części południowej. W trakcie zbierania materiału opisano około 530 m rdzeni, z których pobrano 725 prób. Opróbowanie poszczególnych poziomów węglanowych nie jest jednakowe; najwięcej prób, bo 390 pobrano z dolomitu głównego, z wapienia podstawowego – 215, z dolomitu płytowego najmniej – 120.

Artykuł niniejszy stanowi część rozprawy doktorskiej, której celem było ustalenie warunków sedymentacji badanych skał oraz określenie przyczyn zmienności tych warunków.

Za cenne krytyczne uwagi dziękuję prof. dr. St. Kwiatkowskiemu. Za udostępnienie mi wszelkiego materiału do badań dziękuję Dyrekcji PPNiG w Pile, a dr. A. Protasowi składam podziękowanie za cenne uwagi i dyskusje w trakcie pisania pracy. Za wykonanie dokumentacji fotograficznej dziękuję mgr. J. Stachowiakowi.

UWAGI O BUDOWIE GEOLOGICZNEJ OBSZARU BADAŃ

Szczegółowa budowa geologiczna rejonu badań opisana jest w pracach Dadleza (1974, 1976). W rozdziale niniejszym zawarte są jedynie uwagi dotyczące cechsztynu oraz budowy jego podłoża ze względu na ich znaczenie przy interpretacji wyników badań.

Budowa geologiczna podłoża cechsztynu została przedstawiona na fig. 1. Cechsztyn w strefie Koszalin – Chojnice leży zwykle na utworach różnych systemów paleozoiku; jedynie w części NW występuje czerwony spągowiec (Wierzchowo 3, Wierzchowo 4, Sarbinowo 1). Podcechsztyńskie wychodnie ordowiku, syluru, dewonu i karbonu ułożone są pasami o przebiegu NW – SE, zgodnymi z przebiegiem struktur podłoża krystalicznego. Ordowik i sylur reprezentowane są przez skały drobnookruchowe: iłowce i mułowce. W czasie orogenezy kaledońskiej uległy one silnemu sfałdowaniu (Znosko, 1962). Na sfałdowanych utworach starszego paleozoiku niemal poziomo leży dewon i karbon. Dewon to skały węglanowe – głównie wapienie, natomiast karbon to skały drobnookruchowe: iłowce oraz mułowce. Utwory starszego paleozoiku, dewonu i karbonu uległy w czasie orogenezy waryscyjskiej silnemu zdyslokowaniu, w wyniku czego powstało wiele bloków, ulegających później pionowym przemieszczeniom wzdłuż rozdzielających je uskoków (Dadlez, 1974).

Budowa blokowa oraz różna odporność na wietrzenie skał przedpermskich (odporniejsze wapienie dewońskie i mniej odporne utwory klastyczne ordowiku, syluru i karbonu) doprowadziły do powstania silnie zróżnicowanej morfologicznie powierzchni podpermskiej z wieloma wyniesieniami oraz obniżeniami morfologicznymi (fig. 1).

O skomplikowaniu dzisiejszego obrazu cechsztynu zdecydowały zapewne z jednej strony czynniki mające wpływ na sedymentację (silne zróżnicowanie mor-

fologii dna basenu cechsztyńskiego), a z drugiej strony późniejsze ruchy tektoniczne i zjawiska halokinezy, które doprowadziły do znacznych zaburzeń tektonicznych. Komplikacje te mają zwłaszcza wpływ na ustalenie litostratygrafii cechsztynu. Poszczególne poziomy litologiczne, takie jak wapień podstawowy, dolomit główny i dolomit płytowy, nie są wykształcone na całym obszarze; często są zaburzone tektonicznie. Pełne profile stwierdzono jedynie w południowo-zachodniej części obszaru badań. W kierunku NE obserwuje się zanik poszczególnych poziomów w obrębie cyklotemów. Zróżnicowany jest również zasięg utworów poszczególnych cyklotemów. Największym zasięgiem charakteryzują się utwory cyklotemu Werra, potem kolejno Leine i Stassfurt. Utwory cyklotemu Aller występują jedynie w części zachodniej. Jedyną prawidłowością obserwowaną na całym obszarze jest konsekwentny stromy upad powierzchni podcechsztyńskiej w kierunku SW.

MATERIAŁ I METODYKA BADAŃ

Podstawę analizy mikrofacjalnej stanowiły badania petrograficzne. W tym celu wykonano 347 powierzchni gładzonych, 318 płytek cienkich oraz 30 szlifów paleontologicznych. Wykorzystano również 100 płytek cienkich z 5 otworów wiertniczych wypożyczonych przez PPNiG w Pile. Powierzchnie gładzone oraz szlify paleontologiczne analizowano pod kątem cech strukturalnych oraz występowania fauny. Płytki cienkie opisano wg kryteriów podanych przez Wilsona (1975). Analiza petrograficzna polegała na ustaleniu rodzaju składników skał i ich wzajemnych stosunków. Stosunki między składnikami określono metodą szacunkową według diagramów Bacelle i Bosellini'ego ofaz Schafera (Flügel, 1978). Przy opisie poszczególnych składników stosowano powszechnie przyjętą klasyfikację Folka z uwzględnieniem późniejszych uzupełnień (Wilson, 1975). W celu uzupełnienia informacji z części prób wykonano odbitki octanowe. Stosunki przestrzenne między kalcytem a dolomitem w części badanych prób określono na podstawie barwienia powierzchni gładzonych alizaryną S oraz żelazicyjankiem potasu. Celem ustalenia składu chemicznego badanych skał wykonano 120 dziesięcioskładnikowych analiz chemicznych, które obejmowały oznaczenie: CaO, MgO, Fe_2O_3, Al_2O_3, Na_2O, K_2O, SO_3, CO_2, Cl^- i części nierozpuszczalnych. Przeliczenie składu tlenkowego pozwoliło ustalić skład mineralny.

SKŁADNIKI SKAŁ

Wśród składników opisywanych skał węglanowych wyróżniono trzy grupy. Do pierwszej należą allochemy *sensu* Folk (1959), obejmujące litoklasty, ooidy i fragmenty biogeniczne (składniki szkieletowe). Grupę drugą reprezentują składniki nieszkieletowe, do których zaliczono ziarna pochodzenia algowego oraz fragmenty mułu węglanowego o trudnej do ustalenia genezie. Trzecią grupę stanowią ortochemy obejmujące mikryt, mikro- i pseudosparyt.

SKŁADNIKI ALLOCHEMICZNE

L i t o k l a s t y to w przeważającej części ziarna kwarcu, z reguły ostrokrawędziste. Zawartość kwarcu w skałach węglanowych poszczególnych cyklotemów jest zmienna. Najwięcej kwarcu zawierają węglany cyklotemu pierwszego i trzeciego, mniej natomiast węglany cyklotemu drugiego. W skałach węglanowych cyklotemów Werra i Leine kwarc występuje w postaci rozproszonych w węglanowym tle ziarn bądź w postaci nagromadzeń stanowiących cienkie laminy. Niekiedy kwarc stanowi główny składnik dość miąższych warstw (do 1 m). Laminy kwarcowe występują najczęściej w spągu bądź w stropie poziomów węglanowych, rzadziej w partiach środkowych. Wielkość ziarn waha się w granicach 0,1 — 1,5 mm. W węglanach cyklotemu drugiego kwarc występuje głównie w postaci rozproszonych ziarn (pl. I: 1), rzadziej tworzy cienkie laminy. Poza kwarcem sporadycznie występują litoklasty skaleni i biotytu.

O o i d y są składnikami wzbudzającymi wiele kontrowersji przy praktycznym ich wyróżnianiu; często utożsamiane są z różnego rodzaju formami pochodzenia glonowego, np. onkoidami, otoczkami algowymi itp. Według Illinga (1954), Bathursta (1971), Radwańskiego i Birkenmajera (1977) są to mniej lub bardziej kuliste ziarna o średnicy do 2 mm, charakteryzujące się występowaniem niemal doskonale koncentrycznych powłok określanych mianem korteksu wokół najczęściej detrytycznego bądź organogenicznego jądra. Regularny układ powłok korteksu odróżnia je od onkoidów i innych form glonowych. Innym kryterium odróżniania jest często radialna struktura ooidów. Ilość powłok korteksu oraz stosunek ich grubości do średnicy jądra jest wielkością zmienną i stanowi podstawę podziału ooidów na rzeczywiste i powierzchniowe. Ooidami rzeczywistymi określane są formy o licznych powłokach i znacznej przewadze korteksu nad jądrem. Różne natomiast poglądy panują na temat ooidów powierzchniowych. Illing (1954) uważa, że są to formy o znacznej przewadze jądra nad korteksem, bez względu na ilość powłok, natomiast Carozzi (1957) ooidami powierzchniowymi określa formy o jednopowłokowym korteksie bez względu na jego stosunek do jądra. Formami wtórnymi genetycznie względem ooidów rzeczywistych i powierzchniowych są ooidy złożone (termin Radwańskiego i Birkenmajera, 1977), bądź worki onkoidowe (termin Kermana, 1969), których część wydaje się być ooidami. Jądra tych ooidów stanowią intraklasty składające się z ooidów rzeczywistych lub powierzchniowych; otoczone są one licznymi niekiedy powłokami przyjmującymi kształt intraklastu. Zdaniem autora bardziej odpowiedni byłby termin ooidy wielokrotne podkreślający fakt kilkakrotnego powtarzania się procesu prowadzącego do powstania ooidów.

Przy powszechnie akceptowanym poglądzie o nieorganicznej genezie ooidów, wielu autorów donosiło o obecności związków organicznych w obrębie ooidów, np. Nestorfach, Trichet, Scherman (*fide* Voronova & Radionova, 1976). W ostatnich latach w literaturze rosyjskiej panują tendencje do przypisywania ooidom genezy organicznej bądź współdziałania czynników organicznych i nieorganicznych w procesie ich powstawania. Na tej podstawie Voronova i Radionova (*op. cit.*) opracowały wspólną systematykę dla ooidów, onkoidów oraz form ooido- i onkoido-

podobnych o trudnej do ustalenia przynależności. Podstawę tej systematyki stanowią: wielkość form, stosunek jądra do korteksu oraz charakter i mikrostruktura powłok.

Ooidy uważane są z reguły za wskaźniki środowiska płytkowodnego i wysokoenergetycznego. W cechsztyńskich skałach węglanowych strefy Koszalin – Chojnice ooidy występują przede wszystkim w dolomicie głównym, rzadko spotykane są w wapieniu podstawowym, a sporadycznie stwierdzono ich obecność w obrębie przebadanych profili dolomitu płytowego. Dominują ooidy właściwe (pl. I: 3) o wielu powłokach, rzadziej spotyka się formy powierzchniowe (pl. I: 4) i wielokrotne (pl. I: 2). Większość ooidów charakteryzuje tangencjalna budowa powłok. Radialne ułożenie kryształów w powłokach występuje sporadycznie.

Składniki szkieletowe stanowią istotny składnik skał węglanowych cechsztynu na badanym obszarze; dotyczy to zwłaszcza wapienia podstawowego. W opisywanych skałach węglanowych stwierdzono występowanie elementów szkieletowych następujących grup zwierzęcych: mszywiołów, ramienionogów, małży, otwornic, małżoraczków, serpul i szkarłupni. Poniżej zostanie przedstawiona krótka charakterystyka form występowania oraz znaczenia poszczególnych składników szkieletowych, jako wskaźników środowiska.

M s z y w i o ł y. Występują one w postaci fragmentów kolonii, bądź jako pojedyncze zoecja (pl. I: 5). Makroskopowo obserwowano fragmenty o wielkości 2 – 5 cm. Nie stwierdzono występowania mszywiołów w pozycji przyżyciowej ani w formie pozwalającej sądzić o tworzeniu przez nie struktur rafowych, co sugerowali Czajor i Wagner (1973). Występowanie mszywiołów w postaci dość dobrze zachowanych fragmentów kolonii wskazuje, że zostały one pogrzebane najprawdopodobniej w niewielkiej odległości od biotopu. Pozwala to uważać je za wiarygodny wskaźnik facjalny. Cuffey (1970) na podstawie badań współczesnych mszywiołów stwierdził, że biotopem większości gatunków są wody o normalnym zasoleniu (32 – 37‰), dobrze natlenione, o głębokości 10 – 70 m i temperaturze 20 – 28°C. Na badanym obszarze mszywioły stanowiły istotny składnik skał węglanowych pierwszego cyklotemu. Występują one w całych profilach wapienia podstawowego; w większych ilościach występują w partiach stropowych. Podobną prawidłowość podaje Peryt (1978) dla wapienia podstawowego na obszarze monokliny przedsudeckiej.

R a m i e n i o n o g i. Spotykane są one najczęściej jako fragmenty skorup (pl. III: 2). W obrazie mikroskopowym fragmenty te cechują się obecnością struktury włóknistej w wewnętrznych warstwach skorup oraz pryzmatycznej w warstwie zewnętrznej. Ramienionogi występują wyłącznie w wapieniu podstawowym, szczególnie licznie w jego części przyspągowej. Stan zachowania oraz ułożenie skorup świadczy o przebytym transporcie. Fakt ten w połączeniu z różnorodnością środowisk, w których mogą występować ramienionogi (większość współczesnych gatunków żyje dość równomiernie na głębokościach 0 – 300 m) czyni je mało przydatnymi wskaźnikami facjalnymi.

M a ł ż e. Stanowią one składnik szkieletowy skał węglanowych wszystkich cyklotemów. W dolomicie głównym są podstawowym składnikiem faunistycznym;

mniej licznie występują w wapieniu podstawowym i dolomicie płytowym. W obrazie mikroskopowym rozpoznawano je na podstawie budowy skorupy. Skorupa małży zbudowana jest z 2—3 warstw, zewnętrznej pryzmatycznej i wewnętrznej lamellarnej, pierwotnie aragonitowej. W obserwowanych fragmentach zachowana była tylko warstwa wewnętrzna dająca obraz grubej, granularnej mozaiki kalcytowej powstałej przez zastąpienie aragonitu (pl. I: 6). Małże mają małe znaczenie jako wskaźniki facjalne z uwagi na dużą zdolność przystosowywania się do zmiennych warunków. Paleoekologię małży permskich przedstawił Logan (1967) podając dla głównych gatunków typ przystosowawczy, zachowanie względem zasolenia oraz batymetrię.

M a ł ż o r a c z k i. Obecne są przede wszystkim w dolomicie głównym, którego są istotnym składnikiem faunistycznym; w wapieniu podstawowym i dolomicie płytowym spotykane są rzadziej. Skorupki małżoraczków zachowane są z reguły w całości (pl. I: 7), co ułatwia ich rozpoznanie. W przypadku przekroju skorup obserwuje się ich jednakową grubość na całej długości.

O t w o r n i c e. W badanych skałach węglanowych występują one rzadko w porównaniu z innymi rejonami basenu cechsztyńskiego (Piekarska & Kwiatkowski, 1975; Peryt, 1978; Protas, 1979). Zachowują się najczęściej jako całe osobniki (pl. I: 8). Najliczniej otwornice występują w wapieniu podstawowym. Znacznie mniej spotyka się ich w dolomicie głównym, a w dolomicie płytowym otwornic nie stwierdzono. Większość występujących otwornic należy do rodzajów: *Nodosaria*, *Dentalina* i *Agathamina*.

Ś l i m a k i. Nie mają one większego znaczenia jako składniki cechsztyńskich skał węglanowych. Najliczniej występują w wapieniu podstawowym, rzadziej w dolomicie głównym, a zupełnie sporadycznie w dolomicie płytowym. Fragmenty skorup ślimaków są z reguły zrekrystalizowane, bardzo często pierwotny materiał podstawiony jest anhydrytem.

S e r p u l e. Zachowane są one z reguły jako fragmenty rurek nieregularnych kształtów (pl. II: 1). Często obserwuje się przekroje poprzeczne. Występują one głównie w wapieniu podstawowym; w dolomicie głównym i płytowym rzadziej są spotykane.

S z k a r ł u p n i e. Są one podrzędnym składnikiem skał węglanowych cechsztynu. Liliowce reprezentowane są przez niewielkie fragmenty i pojedyncze człony łodyg lub ramion, natomiast jeżowce przez fragmenty pancerza i pojedyncze kolce. Występowanie szkarłupni ograniczone jest do wapienia podstawowego.

SKŁADNIKI NIESZKIELETOWE

W obrębie tych składników z uwagi na ich genezę wyróżniono ziarna, których powstanie było związane z działalnością życiową glonów oraz ziarna mułu węglanowego (intraklasty ?), o trudnym do ustalenia pochodzeniu.

Formy pochodzenia glonowego stanowią bardzo istotny składnik skał węglanowych. Wyróżniono dwa rodzaje form pochodzenia algowego: onkoidy wraz z ogniwami pośrednimi w procesie ich powstawania oraz stromatolity i maty glonowe.

O n k o i d y. W badanych skałach występują one znacznie rzadziej niż w in-

nych rejonach basenu cechsztyńskiego. Onkoidy (pl. V: 2) reprezentowane są przez formy zbudowane z kilku do kilkunastu powłok i o znacznej przewadze korteksu nad jądrem. Jądra stanowią fragmenty biogeniczne bądź ziarna mułu węglanowego. Wielkość ich waha się od kilku do kilkunastu mm.

Ziarna będące różnymi ogniwami procesu powstawania onkoidów to grudki, otoczki i naskorupienia algowe (pl. II: 3; pl. IV: 5; pl. V: 2, 7).

Grudki algowe. Stanowią je kuliste lub owalne skupienia ciemnego mikrytu o jednorodnej, masywnej strukturze wewnętrznej. W ich obrębie obserwowano ślady substancji bitumicznej i związki żelaza. Wielkość grudek algowych waha się w granicach 0,1—2,0 mm.

Otoczki algowe. Są to jednopowłokowe, nieregularnych kształtów skupienia ciemnego mikrytu wokół detrytycznych z reguły jąder. Nieregularna grubość powłok w otoczkach pozwala odróżnić je od ooidów powierzchniowych Illinga (1954). Wielkość ich wynosi od 0,3 mm do kilku mm.

Naskorupienia algowe. Składają się one z kilku lub kilkunastu lamin ciemnego mikrytu występujących na jednej z powierzchni detrytycznego ziarna. Narastanie powłok algowych na jednej powierzchni ziarna świadczy o przebiegu tego procesu w stanie spoczynku ziarna. Przemieszczanie ziarn przejawia się występowaniem naskorupień na różnych powierzchniach ziarn. Wielkość naskorupień wynosi od ułamków do kilku mm.

Spośród opisanych powyżej form, onkoidy występują głównie w skałach węglanowych cyklotemu Werra, natomiast pozostałe formy przede wszystkim w skałach cyklotemu Stassfurt. W utworach cyklotemu Leine onkoidy, grudki, otoczki i naskorupienia algowe występują sporadycznie.

Stromatolity i maty algowe reprezentują drugi z wyróżnionych rodzajów struktur glonowych. Genèza tych form także związana jest z działalnością życiową glonów. Różnica strukturalna odzwierciedla odmienne warunki ich powstawania.

Stromatolity. Mianem tym określa się formy autochtoniczne nie podlegające przemieszczaniu w czasie powstawania. Spowodowane to może być niższą energią środowiska lub wyższym potencjałem ekologicznym zespołu glonowego. Na podstawie obserwacji współczesnych stromatolitów, potencjał ekologiczny zespołów algowych wydaje się być zależny od potencjału energetycznego środowiska. W konsekwencji więc stromatolity odzwierciedlają raczej różnicę środowiskową. Stromatolity były wielokrotnie opisywane z utworów cechsztyńskich, znanych z odsłonięć i z otworów wiertniczych. Wielokrotnie określano również typy oraz rodzaje form stromatolitowych (Peryt & Piątkowski, 1977; Protas, 1979; Peryt, 1978). O ile w przypadku odsłonięć ustalenie typu i rodzaju stromatolitu nie nastręcza trudności, o tyle wydaje się to dość ryzykowne w przypadku materiału rdzeniowego. Mała średnica rdzenia w stosunku do wielkości stromatolitu stanowi poważną trudność w ich klasyfikacji.

W badanych skałach węglanowych klasycznie wykształcone stromatolity spotyka się rzadko — najprawdopodobniej z uwagi na wspomnianą wyżej fragmentaryczność obserwacji. Najczęściej są to naprzemianległe jasne i ciemne laminy, płaskie lub faliste (pl. II: 4). Można je porównywać do *flat algal laminate sediments*

(Logan *et al.*, 1964) lub gładkich warstw stromatolitowych (Szulczewski, 1968). Rzadko obserwowano kopułowate formy stromatolitów. W stropowej części form stromatolitowych często rozwinięta jest struktura komórkowa.

M a t y a l g o w e. Formy te stanowią nieregularne, często strzępiaste struktury o budowie warstwowej (pl. II: 5; pl. IV: 4; pl. V: 6).

Stromatolity i maty glonowe występują głównie w węglanach cyklotemów Werra i Leine, rzadziej były spotykane w skałach węglanowych cyklotemu Stassfurt.

Składniki pochodzenia algowego mają duże znacznie jako wskaźniki środowiska sedymentacji i jako takie były tematem wielu prac (Flügel, 1978; Wilson, 1975). Z tego względu przytoczone zostaną poniżej jedynie podstawowe ustalenia. Struktury algowe uważa się za wskaźniki strefy litoralnej, chociaż znane są przypadki występowania ich również poza tą strefą i to zarówno powyżej, jak i poniżej. Obserwuje się również zróżnicowanie występowania poszczególnych rodzajów form glonowych w obrębie strefy litoralnej (podział strefy litoralnej – Flügel, 1978, str. 28). Z opisanych w niniejszym artykule form maty glonowe, onkoidy oraz otoczki algowe są najczęściej obserwowane w strefie międzypływowej z tym, że onkoidy i otoczki algowe występują w strefach o wyższej turbulencji, zaś maty glonowe w strefach o niższej turbulencji. Stromatolity, a także maty glonowe występują przede wszystkim w strefie nadpływowej. Nieautochtoniczne formy glonowe, np. onkoidy występują niekiedy również w płytszej części strefy podpływowej.

Z i a r n a m u ł u w ę g l a n o w e g o (intraklasty?) mające postać zlityfikowanych okruchów spotykane są rzadko w opisywanych skałach. Mają one najczęściej nieregularne kształty, niekiedy są owalne lub wydłużone (pl. II: 6). Wielkość ich waha się od ułamków milimetra do kilku milimetrów. W nomenklaturze Folka (1959) określone są one mianem intraklastów. Z uwagi na fakt, że trudno jest w praktyce odróżnić intraklasty od innych ziarn i grudek mułowych oraz z powodu małej precyzji tego terminu (Wilson, 1975) zrezygnowano z posługiwania się nim.

SKŁADNIKI ORTOCHEMICZNE

Wśród ortochemów wyróżniono składniki węglanowe i niewęglanowe. Do składników węglanowych należy mikryt oraz mikrosparyt i pseudosparyt. Przy omawianiu składników węglanowych kilka uwag poświęcono występowaniu cementu sparytowego. Składniki niewęglanowe reprezentuje anhydryt. Podstawowym składnikiem ortochemicznym, a jednocześnie głównym składnikiem opisywanych węglanów jest mikryt (pl. II: 7; pl. III: 7, 8; pl. IV: 1; pl. V: 1), rozumiany jako mikrokrystaliczny węglan o wielkości ziarna poniżej 4 μm (Folk, 1959). Tworzy on jednolite tło skały; jest z reguły szary lub ciemnoszary. Występuje głównie w skałach nie objętych rekrystalizacją i neomorfizmem agradacyjnym, stanowiąc w nich jednocześnie cement. W węglanach objętych procesami neomorfizmu, głównymi składnikami tła jest mikrosparyt (pl. II: 8) i pseudosparyt (pl. III: 1, 4; pl. V: 3). Obydwa składniki będące produktami neomorfizmu agradacyjnego mają wspólną genezę. Różni je wielkość kryształów. Dla mikrosparytu waha się ona w granicach 4 – 10 μm, a dla pseudosparytu wynosi powyżej 10 μm, najczęściej 50 – 100 μm (Folk, 1969; Bathurst, 1971). Zarówno mikrosparyt, jak i pseudosparyt są z reguły

przezroczyste i nie wykazują zabarwienia. Dominującymi typami są NE_{2-4} i NE_{2-3} według klasyfikacji Folka (*fide* Flügel, 1978). Mikrosparyt występuje głównie w skałach o małej ilości składników allochemicznych, natomiast pseudosparyt w węglanach zawierających znaczne ich ilości.

W opisywanych skałach węglanowych rzadko stwierdzano obecność cementu sparytowego. Stanowi go jasny, o izometrycznym pokroju, ortosparyt granularny (*granular, blocky cement, Blockzement sensu* Flügel, 1978). Cement blokowy występuje w skałach bogatych w składniki szkieletowe (pl. I: 6; pl. III: 2). Należy jednak zaznaczyć, że z uwagi na występujące niekiedy podobieństwo między ortosparytem a pseudosparytem istnieje możliwość błędnej oceny. Ten ostatni upodabnia się bowiem czasami do ortosparytu granularnego. Ubóstwo cementu można tłumaczyć genezą opisywanych skał – powstały one w warunkach preferujących mikryt jako spoiwo.

Anhydryt stanowi istotny składnik badanych skał; miejscami jego zawartość wynosi do 50%. Występuje w kilku formach:

1) jako mikrokrystaliczny składnik tła, równomiernie rozsiany wśród węglanów (pl. II: 7; pl. III: 8; pl. V: 1),

2) jako kilkumilimetrowej do kilkucentymetrowej wielkości kryształy o blokowym lub tabliczkowym pokroju, rozmieszczone bezładnie w obrębie skały, zastępujące często węglany (pl. II: 5; pl. III: 3),

3) jako wypełnienie przestrzeni międzyziarnowych o charakterze wtórnego cementu (pl. V: 5, 7),

4) jako materiał podstawiający substancję pierwotną w obrębie składników szkieletowych (pl. IV: 2; pl. V: 4).

Ilość anhydrytu z reguły wzrasta w kierunku podścielających lub przykrywających skały węglanowe poziomów anhydrytowych. Oprócz ostrych granic między tymi utworami obserwuje się często w stropie poziomów węglanowych stopniowe przejście do anhydrytu.

Geneza anhydrytu występującego w cechsztyńskich skałach węglanowych może być różna (Lorenc, 1975). Część jego powstała zapewne synchronicznie z materiałem węglanowym przez odwodnienie gipsu, część natomiast jest związana z różnymi etapami diagenezy (Peryt, 1978) i nie stanowi składnika ortochemicznego.

STRUKTURY SEDYMENTACYJNE I DIAGENETYCZNE

Obserwacje struktur sedymentacyjnych i diagenetycznych były prowadzone głównie na powierzchniach gładzonych, rzadziej w płytkach cienkich. Małe średnice rdzeni ograniczają możliwości identyfikacji tych struktur do form o niewielkich rozmiarach.

W opisywanych skałach struktury sedymentacyjne stanowią: warstwowania płaskie poziome i przekątne małoskalowe (ripplemarkowe), szczeliny z wysychania, twarde dna (ang. *hard ground*) oraz struktury bioturbacyjne. Do struktur diagenetycznych należą stylolity.

W a r s t w o w a n i a są pospolitą cechą skał węglanowych cechsztynu strefy Koszalin – Chojnice. Są one często podkreślane przez nagromadzenia na powierzch-

niach laminacji ziarn kwarcu, fragmentów organicznych, niekiedy pirytu lub anhydrytu. Warstwowanie przekątne małoskalowe (pl. III: 7), które związane jest genetycznie z transportem materiału w warunkach niskiej energii prądów (dolny reżim przepływu), przy ripplemarkowej konfiguracji dna, występuje głównie w skałach wapienia podstawowego i dolomitu płytowego. Warstwowanie płaskie poziome (pl. IV: 1) jest obserwowane we wszystkich poziomach węglanowych. Stanowi ono efekt zmiennej depozycji mułu węglanowego w warunkach bardzo niskoenergetycznych.

S z c z e l i n y z w y s y c h a n i a (pl. II: 4) występują w skałach wszystkich poziomów węglanowych. Dominują niewielkie wymiary: głębokość 1—3 cm, rozwarcie 0,5—1 cm. Wypełnione są z reguły materiałem okruchowym, rzadziej mułem. Powstawanie szczelin z odwodnienia, związane ze zmniejszeniem objętości świeżo złożonego osadu następuje w warunkach subaerycznych. Należy jednak zaznaczyć, że może ono występować również w warunkach stałego przykrycia osadu wodą, jako efekt procesu synerezy (Gradziński *et al.*, 1976).

Struktury podobne do struktur sedymentacyjnych określonych mianem t w a r d y c h d e n, polegające na obecności poziomów wyróżniających się silniejszą lityfikacją, występują w skałach wszystkich opisywanych poziomów węglanowych (pl. III: 5; pl. IV: 9). Mimo że geneza ich może być różna (Lorenc, 1978), należy je raczej wiązać z okresowymi przerwami w sedymentacji, ale w warunkach stałego zanurzenia (Bathurst, 1971).

S t r u k t u r y b i o t u r b a c y j n e są reprezentowane przez biogeniczne zaburzenia warstwowania oraz kanały o nieregularnym przebiegu. Są one zapewne śladami żerowania epifauny. Obserwowano również struktury w formie jamek i soczewek, które są prawdopodobnie związane genetycznie z obecnością infauny. Struktury bioturbacyjne występują przede wszystkim w skałach wapienia podstawowego i rzadko były obserwowane w dolomitach: głównym i płytowym.

S t y l o l i t y występują we wszystkich opisywanych poziomach węglanowych. Geneza i charakterystyka stylolitów cechsztyńskich przedstawiana była przez wielu autorów (Kłapciński, 1972; Kijewski & Kaszper, 1973; Piekarska & Kwiatkowski, 1975; Peryt, 1978), dlatego poniżej zostaną przedstawione wyłącznie obserwacje własne autora. Stylolity obserwowano najczęściej w dolomicie głównym (ok. 60% wszystkich przypadków), rzadziej w wapieniu podstawowym (ok. 30%), a najrzadziej w dolomicie płytowym (ok. 10%). Reprezentują one głównie typ o ostro zakończonych wierzchołkach (pl. III: 6) wg klasyfikacji Parka i Schota (1968), rzadziej spotyka się typy sejsmogramu, szwu lub prosty. Często poszczególne części stylolitów rozdzielone są płaskimi warstewkami substancji ilasto-bitumicznej. Na ogół stylolity przebiegają równolegle do warstwowania. Obserwowano również nieliczne szwy stylolitowe o przebiegu ukośnym (pl. II: 4) lub prostopadłym do warstwowania. Amplitudy stylolitów wahają się w szerokich granicach, od form mikrostylolitowych do kilkucentymetrowych. W żadnym z poziomów węglanowych nie obserwowano prawidłowości w pionowym występowaniu stylolitów. Występują one zarówno w partiach stropowych, spągowych jak i środkowych poszczególnych profili.

MIKROFACJE WAPIENIA PODSTAWOWEGO (Ca1)

W wapieniu podstawowym na podstawie analizy składników i proporcji między nimi wyróżniono następujące mikrofacje: mikryty (M), mikryty laminowane (Ml), biomikryty mszywiołowe (Bb), biomikryty ramienionogowe (Br), biomikryty mieszane (Bm), biolityty algowe (Bl), onkolity (On), oomikryty (Om), skały okruchowe (Ok).

Poniżej podano opis poszczególnych mikrofacji. Uwzględniono w nim rodzaj i udział poszczególnych składników, barwę i chemizm skał, oraz występowanie struktur sedymentacyjnych. Podano również krótką interpretację środowiskową i korelacje ze standardowymi typami mikrofacji Wilsona (1975).

MIKRYTY (M)

Do mikrytów zaliczono jednorodne, najczęściej bezstrukturalne skały zbudowane z ziarn mułu węglanowego o wielkości nie przekraczającej 4 μm (pl. I: 7, pl. II: 7, 8; pl. III: 7, 8). Mikryty nie zawierają zwykle innych składników. Spotyka się jednak mikryty, w których domieszkę stanowią dobrze obtoczone fragmenty skorup ramienionogów i kolonii mszywiołów, rzadziej natomiast otwornice i fragmenty szkarłupni. Sporadycznie rejestruje się obecność w mikrytach ooidów i form pochodzenia algowego, takich jak otoczki i grudki algowe. Zgodnie z klasyfikacją Dunhama (1962) do mikrytów włączono takie skały, w których znajduje się do 10% wymienionych powyżej składników. Niewielki udział (do 10%) w składzie mikrytów ma również materiał klastyczny, głównie w postaci ostrokrawędzistych ziarn kwarcu, tworzących niekiedy subtelną laminację. Udział anhydrytu w mikrytach zmienia się w szerokich granicach. Obok skał nie zawierających zupełnie anhydrytu występują mikryty zawierające do 30% tego minerału (Karsina 1, Gozd 4). Anhydryt występuje w postaci mikrokrystalicznych impregnacji, bądź jako duże (niekiedy kilkucentymetrowe) kryształy o pokroju blokowym. Zawartość anhydrytu w mikrytach wzrasta ku stropowi profili wapienia podstawowego. Czasami tworzy on w stropie wapienia brekcje anhydrytowo-węglanowe.

Barwa mikrytów zmienia się także w szerokich granicach, od ciemnoszarej poprzez brązową do jasnobeżowej i białej. Dostrzegalną prawidłowością jest występowanie jasnych mikrytów w strefach o większej miąższości wapienia podstawowego (Okunino 1) i mikrytów ciemnych w strefach o mniejszej miąższości (Wierzchowo 1, Wierzchowo 9). Ponadto zaobserwowano tendencję do występowania brunatnych i brązowych mikrytów w partiach przyspągowych i przystropowych.

Pod względem chemicznym mikryty stanowią zespół zróżnicowanych skał. Na podstawie analiz chemicznych wykonanych dla różnych profili i w różnych ich częściach, stwierdzono występowanie ogniw od dolomitu wapiennego do wapienia słabo dolomitycznego (*sensu* Chilingar, 1957) przy zmienności stosunku Ca/Mg od 2 do ok. 70. W obrębie mikrytów rzadko stwierdzano występowanie struktur sedymentacyjnych. Obserwowano jedynie nieliczne przypadki płaskiej poziomej laminacji podkreślonej ułożeniem materiału okruchowego (Skibno 1, Polanów 1).

W stropowych partiach wapienia podstawowego w obrębie mikrytów wystę-

pują niekiedy kilku- do kilkudziesięciocentymetrowej miąższości brekcje śródformacyjne złożone z okruchów anhydrytu spojonego spoiwem ilastym, bądź ilasto-węglanowym (pl. IV: 3). Obecność brekcji można tłumaczyć redepozycją niezdiagenezowanego osadu (Piekarska & Kwiatkowski, 1975).

Do mikrofacji mikrytowej zaliczono również występujące w obrębie mikrytów mikro- i pseudosparyty pozbawione śladów jakichkolwiek innych składników (pl. II: 8; pl. III: 1). Mikro- i pseudosparyty należy genetycznie wiązać ze skałami pierwotnie mikrytowymi, które podlegały procesom neomorfizmu agradacyjnego. W wapieniu podstawowym występują głównie mikrosparyty. Nie stwierdzono prawidłowości rozmieszczenia mikro- i pseudosparytów w profilach wapienia podstawowego.

Określenie środowiska sedymentacji mikrytów jest sprawą trudną i nie zawsze pozwala na wyciągnięcie jednoznacznych wniosków. Badania współczesnych osadów węglanowych wykazują, że muły węglanowe mogą powstawać w różnych strefach basenów sedymentacyjnych (Flügel, 1978). Tym niemniej brak laminacji i fauny oraz homogeniczność opisywanych mikrytów pozwalają je porównywać z 23 standardowym typem mikrofacjalnym Wilsona (1975), a tym samym przyjąć odpowiadającą mu interpretację środowiskową. Środowiskiem sedymentacji tej mikrofacji są szelfowe laguny i równie o ograniczonej cyrkulacji wód oraz platformy ewaporatowe (8 i 9 strefa facjalna *sensu* Wilson, *op. cit.*). Środowiska te charakteryzuje niska energia wody, jej mała głębokość (ca. 10 m) oraz znaczne zasolenie (Wilson, *op. cit.*). Znaczna niekiedy ilość anhydrytu oraz obecność brekcji anhydrytowych w opisywanych mikrytach świadczyć może o okresowym (ekstremalnym) spłyceniu środowiska ich sedymentacji, czyli zbliżaniu się do warunków sebha.

MIKRYTY LAMINOWANE (ML)

Do mikrofacji tej zaliczono skały mikrytowe (min. 90% mikrytu) mające mniej lub bardziej wyraźną teksturę kierunkową. Tworzą ją cienkie (0,3—3 mm) warstewki materiału ilastego, bądź ilasto-bitumicznego (pl. IV: 1). Obserwowano również laminację podkreśloną nagromadzeniem ziarn kwarcu. Laminy przebiegają z reguły płasko i są poziome; rzadko występuje laminacja przekątna małej skali. Wśród innych składników dominują składniki szkieletowe: fragmenty ramienionogów, mszywiołów, otwornic i małżoraczków. Składniki biogeniczne, a zwłaszcza fragmenty ramienionogów i mszywiołów często występują na powierzchniach laminacji i są ułożone zgodnie z jej przebiegiem. Stan zachowania skorup ramienionogów i kolonii mszywiołów wskazuje na długi transport.

Barwa mikrytów laminowanych jest z reguły ciemnoszara lub szara. W składzie chemicznym (10 analiz) obok składników węglanowych istotny element stanowią minerały nierozpuszczalne w HCl. Są to głównie minerały ilaste i kwarc. Zawartość ich wynosi przeciętnie 10—15%, maksymalnie sięga 35%. Stosunek zawartości wapnia do magnezu dla wszystkich analizowanych prób mieścił się w granicach 23—56. Pozwala to zaliczyć przebadane skały do wapieni dolomitycznych (Chilingar, 1957).

Mikryty laminowane zawierają niewielkie ilości anhydrytu w postaci tabliczkowych i blokowych kryształów wypełniających wolne przestrzenie w skale bądź w formie impregnacji. Forma występowania anhydrytu wskazuje, że jest on diagenetyczny (Peryt, 1978).

Przedstawiona charakterystyka mikrofacjalna mikrytów laminowanych pozwala na ich porównanie z 19 standardowym typem mikrofacji Wilsona (1975). Środowiskiem sedymentacji tego rodzaju skał są zdaniem wymienionego autora płytkowodne laguny i równie o ograniczonej cyrkulacji wód. Również w modelu epikontynentalnej nieterygenicznej sedymentacji Irwina, skały o cechach mikrytów laminowanych związane są ze strefą lagunową (Irwin, 1965 *fide* Flügel, 1978). Należy jednak zaznaczyć, że inni autorzy (Czajor & Wagner, 1973; Peryt, 1978) są zdania, iż środowskiem sedymentacji tego typu skał są głębsze (basenowe) strefy zbiornika. Zdaniem autora brak fauny, a zwłaszcza from pelagicznych w opisywanych mikrytach laminowanych, wskazuje raczej na środowisko płytkowodne o dość znacznym zasoleniu i bardzo niskiej energii wody.

BIOMIKRYTY (B)

Biomikrytami określono skały węglanowe zawierające więcej niż 10% allochemów szkieletowych. Wśród składników szkieletowych dominują mszywioły, ramienionogi, otwornice, ślimaki i małżoraczki. Rzadziej występują małże, serpule i szkarłupnie. Maksymalny udział składników biogenicznych wynosi ok. 50%, lecz tak duży obserwowany był sporadycznie (Chojnice 3, Wierzchocina 1). Przeważają biomikryty o średniej zawartości elementów szkieletowych ok. 25%. Z uwagi na przewagę jednego ze składników biogenicznych wyróżniono jako odrębne mikrofacje: biomikryty mszywiołowe i biomikryty ramienionogowe. Biomikryty o podobnym udziale różnych składników szkieletowych określono mianem biomikrytów mieszanych.

B i o m i k r y t y m s z y w i o ł o w e (Bb). Stanowią one podrzędny typ mikrofacjalny w obrębie skał węglanowych wapienia podstawowego na badanym obszarze. Stwierdzone zostały jedynie w trzech profilach (Chojnice 3, Stobno 3, Biesiekierz 1). Zawierają one jako zasadniczy (20—50%) składnik szkieletowy luźno rozmieszczone w mikrytowym tle fragmenty kolonii mszywiołów (pl. I: 5). Wielkość bioklastów mszywiołowych waha się od 0,1 mm (tj. od wielkości pojedynczych komórek zoecjalnych) do ok. 1 cm. Sporadycznie spotyka się fragmenty kolonii o wielkości 2—5 cm. Znaczny stopień rozczłonowania, słabe obtoczenie oraz brak wysortowania bioklastów świadczą o krótkim transporcie w warunkach dość wysokiej energii środowiska. Oprócz mszywiołów jako składniki biogeniczne występują głównie ramienionogi i ślimaki. Udział ich wynosi 5—10%. Rzadziej obserwowano otwornice, małże i szkarłupnie. Niewielki udział (do 5%) w składzie biomikrytów mszywiołowych mają składniki pochodzenia algowego (otoczki, grudki, onkolity) oraz ziarna kwarcu. Jedynie w dwóch próbach (na 12) obserwowano granularny cement sparytowy.

Barwa biomikrytów mszywiołowych jest z reguły jasna. Pod względem chemicznym biomikryty mszywiołowe stanowią wapienie słabo dolomityczne, zawierają-

ce niekiedy kilkuprocentową domieszkę części nierozpuszczalnych w HCl. Anhydryt tworzący często pseudomorfozy po bioklastach występuje również w niewielkich ilościach. Zawartość jego nie przekracza 5%.

Nie obserwuje się w zasadzie w biomikrytach mszywiołowych struktur sedymentacyjnych. Rzadko wykazują one słabo zaznaczającą się teksturę wyrażoną przez kierunkowe ułożenie większych bioklastów.

Porównanie biomikrytów mszywiołowych ze standardowymi typami mikrofacji Wilsona (1975) jest nieco utrudnione z uwagi na brak w opisywanych skałach struktur sedymentacyjnych. Tym niemniej zespół ich cech pozwala porównywać je z 8 i 9 typem mikrofacji. Skałom wymienionych typów przypisuje Wilson (*op. cit.*) dwa rodzaje środowisk sedymentacji: otwartego szelfu oraz otwartych lagun i zatok. Z uwagi na ilość i stan zachowania fragmentów mszywiołów, bezsporny wydaje się ścisły związek ich środowiska sedymentacji z biotopem mszywiołów. Na podstawie charakteru biotopu mszywiołów i bezpośredniego związku z nim litotypu opisywanych skał można stwierdzić, że środowiskiem sedymentacji biomikrytów mszywiołowych były laguny lub równie szelfowe o swobodnej cyrkulacji wody, umiarkowanej głębokości oraz normalnym zasoleniu. Należy dodać, że Czajor i Wagner (1973) przypisują wymienionym skałom jako środowisko sedymentacji bardzo płytkie strefy zbiornika. W świetle przedstawionych danych pogląd ten wydaje się dyskusyjny, na co zwracał uwagę również Peryt (1978).

B i o m i k r y t y r a m i e n i o n o g o w e (Br). Mają one również niewielki udział w składzie mikrofacjalnym wapienia podstawowego. Występują w postaci warstw o niewielkiej miąższości (0,75 – 2 m) w trzech profilach (Skibno 1, Gozd 4, Biesiekierz 1).

Jako podstawowy składnik szkieletowy występują skorupy ramienionogów, głównie zawiasowych. Udział bioklastów ramienionogowych wynosi 10 – 30%. Przeważają pojedyncze skorupy bądź ich fragmenty (pl. III: 2; pl. III: 5). Poza ramienionogami w biomikrytach ramienionogowych występują mszywioły, szkarłupnie, otwornice, rzadziej małże. Udział ich nie przekracza 10%. Poza składnikami szkieletowymi obserwowano obecność form pochodzenia glonowego. Reprezentowane są one zarówno przez struktury autochtoniczne (maty glonowe), jak i formy będące różnymi ogniwami w procesie powstawania onkoidów. Udział składników pochodzenia glonowego wynosi 5 – 10%. Rzadko występuje w biomikrytach ramienionogowych ortosparytowy cement granularny (pl. III: 2).

Pod względem chemicznym biomikryty ramienionogowe (podobnie jak mszywiołowe) stanowią wapienie słabo dolomityczne. Zawierają one natomiast większą ilość (do 15%) substancji nierozpuszczalnych w HCl. Składniki nierozpuszczalne stanowią głównie minerały ilaste. Barwa skał jest na ogół jasna, jedynie w przypadku większej domieszki substancji ilastej szara.

Anhydryt występuje w postaci mikrokrystalicznych ziarn rozproszonych w masie mikrytowej, bądź tworzy pseudomorfozy po skorupach ramienionogów lub innych bioklastach. Zawartość jego nie przekracza 5%. W biomikrytach ramienionogowych dość często występuje smugowanie bądź delikatna laminacja równoległa wyrażona nagromadzeniem substancji ilastej. Na powierzchniach

laminacji obserwowano ułożone zgodnie z nią bioklasty większych rozmiarów. Także obecność mat glonowych lub ich fragmentów nadaje skale teksturę równoległą.

Porównanie opisywanej mikrofacji ze standardowymi mikrofacjami Wilsona oraz interpretacja jej środowiska jest dość utrudniona. Spowodowane to jest brakiem w biomikrytach ramienionogowych dokładnych wskaźników pochodzenia organicznego, a także brakiem struktur sedymentacyjnych. Podstawowy składnik szkieletowy (ramienionogi) nie spełnia roli dobrego wskaźnika. Poza tym stan zachowania ramienionogów wskazuje na ich transport poza obszar biotopu. Jednakże na podstawie przedstawionych cech biomikrytów ramienionogowych można je z dużym prawdopodobieństwem korelować z 8 i 9 typem mikrofacji Wilsona. Środowiskiem sedymentacji biomikrytów ramienionogowych, podobnie jak w przypadku biomikrytów mszywiołowych, były zapewne otwarte laguny bądź zatoki. Niewielka odmienność środowiska sedymentacji biomikrytów ramienionogowych polegała na ograniczonej raczej cyrkulacji wody i jej nieco mniejszej głębokości — świadczyć o tym może większa zawartość składników pochodzenia algowego, zwłaszcza mat algowych.

Warstwy biomikrytów ramienionogowych występują również w innych rejonach basenu cechsztyńskiego. Były one opisywane z obszaru niecki północnosudeckiej (Krasoń, 1964), Turyngii (Jordan, 1969) i monokliny przedsudeckiej (Peryt, 1978) i uznane za typowe dla stref brzeżnych basenu.

B i o m i k r y t y m i e s z a n e (Bm). Zostaną one scharakteryzowane przez podanie różnic i podobieństw względem wcześniej opisanych biomikrytów ramienionogowych i mszywiołowych. Podstawową różnicą jest brak zdecydowanej przewagi któregokolwiek ze składników szkieletowych (pl. IV: 2). Zawierają mniej ramienionogów i mszywiołów, więcej natomiast otwornic, małży, ślimaków i szkarłupni. Zawartość bioklastów wynosi przeciętnie ok. 25%. Biomikryty mieszane zawierają najmniej ze wszystkich odmian składników pochodzenia glonowego oraz anhydrytu, ziarn kwarcu i minerałów ilastych. Zawartość żadnego z powyższych składników nie przekracza 5%. Wśród ziarn kwarcu dominują ziarna dobrze obtoczone. Pod względem barwy, składu chemicznego i obecności struktur sedymentacyjnych nie wykazują różnic w stosunku do dwóch pozostałych odmian.

Analogicznie przedstawia się problem porównania ze standardowymi mikrofacjami Wilsona. Porównywalne są one także z 8 i 9 typem mikrofacji. Biomikryty mieszane reprezentują podobnie jak biomikryty mszywiołowe i ramienionogowe środowisko sedymentacji typu otwartych lagun i zatok, ale zapewne bardziej oddalone od biotopu ramienionogów i mszywiołów. Duże miąższości biomikrytów mieszanych (Wierzchocina 1) i obecność dobrze obtoczonych ziarn kwarcu, wydają się typowe dla brzeżnych części zbiornika cechsztyńskiego (Piekarska & Kwiatkowski, 1975).

BIOLITYTY ALGOWE (BL)

Biolityty algowe są skałami węglanowymi powstałymi w efekcie rozwoju autochtonicznych struktur glonowych. Podstawowymi strukturami glonowymi występującymi w mikrytowym tle biolitytów algowych są maty glonowe (pl. IV: 4) oraz

płaskie warstwy stromatolitowe (pl. II: 4). Oprócz struktur autochtonicznych zawierają one onkoidy oraz otoczki i naskorupienia algowe. Spośród składników szkieletowych występują głównie mszywioły, rzadziej otwornice i ramienionogi, spoczywające z reguły na powierzchniach laminacji algowej. Udział składników szkieletowych nie przekracza 10%. Zawartość ziarn kwarcu jest zmienna. Obok prób, w których składnik ten nie występuje, obserwowano próby, w których zawartość ostrokrawędzistych z reguły ziarn kwarcu dochodziła do 10% (Niekłonice 1, Chojnice 3). Udział anhydrytu waha się w granicach 5–15%. Tworzy on pseudomorfozy po bioklastach lub występuje w postaci wydłużonych kryształów w obrębie laminacji algowej (pl. IV: 4).

Barwy biolitytów algowych są jasnoszare do ciemnoszarych. Spośród struktur sedymentacyjnych obserwowano dość często szczeliny z wysychania (pl. II: 4).

Pod względem składu chemicznego obejmują one ogniwa od dolomitu wapiennego do wapienia słabo dolomitycznego. Zawartość części nierozpuszczalnych w HCl wynosi 1–10%.

Przedstawiona charakterystyka biolitytów algowych pozwala je korelować z 20 typem mikrofacji Wilsona (1975). Skałom tego typu Wilson przypisuje środowisko sedymentacji o typie szelfowych lagun i równi o ograniczonej cyrkulacji wód, bądź ewaporatowych równi typu sebha. Przyjęcie dla biolitytów algowych wapienia podstawowego na badanym obszarze interpretacji środowisk podanych przez Wilsona wydaje się zbytnim spłyceniem środowiska ich sedymentacji. Odnosi się to zwłaszcza do równi ewaporatowych. Obecność autochtonicznych struktur glonowych typu mat i stromatolitów nie musi świadczyć o ekstremalnie płytkich środowiskach. Znane są one również ze strefy międzypływowej i płytkiej podpływowej (Flügel, 1978; Wray, 1977). Za sedymentacją większości opisywanych skał właśnie w tych strefach przemawia obecność składników szkieletowych. Tym niemniej występowanie szczelin z wysychania świadczy o powstawaniu części biolitytów algowych na obszarach, które ulegały okresowemu wynurzaniu. Reasumując można stwierdzić, że środowiskiem sedymentacji biolitytów algowych były szelfowe laguny, bądź równie o eulitoralnych i sublitoralnych warunkach oraz znacznie ograniczonej cyrkulacji wody. Okresowo mogły one być wynurzone.

ONKOLITY (ON)

Onkolity genetycznie nie różnią się od biolitytów algowych. Również w tym przypadku główny składnik obok mikrytowego tła stanowią struktury glonowe. Podstawowa różnica między biolitytami a onkolitami polega na rodzaju form algowych wchodzących w skład obu typów skał. W onkolitach występują onkoidy, otoczki, naskorupienia i grudki algowe (pl. II: 2; pl. IV: 5, 6). Onkolity zawierają 10–60% wymienionych składników. Przeważają składniki będące różnymi ogniwami w procesie powstawania onkoidów. Zawierają one również niewielkie ilości innych składników. Sumaryczna zawartość wszystkich pozostałych komponentów nie przekracza 10%. Przeważają wśród nich otwornice i małżoraczki.

Osobnym zagadnieniem jest udział anhydrytu. Onkolity zawierają znaczne ilości tego składnika (5–25%). Formy jego występowania wskazują na wtórny, diagene-

tyczny charakter. Anhydryt w omawianych skałach zastępuje pierwotne mikrytowe tło, tworząc wtórny cement (pl. IV: 6) oraz występuje w obrębie struktur glonowych. Wewnątrz tych struktur podatniejsze na anhydrytyzację są jasne, mikrytowe partie, natomiast ciemne laminy ilasto-bitumiczne (pochodzenia algowego) ulegają jej trudniej (pl. IV: 5). W przypadku daleko zaawansowanej anhydrytyzacji obserwuje się często w anhydrytowym tle wyłącznie ślady tych struktur w postaci ciemnych otoczek wokół wtórnego anhydrytowego jądra (pl. IV: 6).

Barwa onkolitów jest z reguły jasna, niekiedy jasnoszara. Pod względem chemicznym stanowią one wapienie silnie dolomityczne i wapienie dolomityczne. Nie obserwowano w onkolitach struktur sedymentacyjnych. Dość często natomiast występują stylolity.

Ścisła korelacja onkolitów ze standardowymi mikrofacjami Wilsona nie jest możliwa. Dominacja mikrytów oraz obecność onkoidów wyczerpuje ogólną definicję 22 standardowej mikrofacji, jednak jej szczegółowy opis wskazuje na duże różnice (wielkość i charakter onkoidów) w stosunku do opisywanych onkolitów. Środowiskiem sedymentacji 22 mikrofacji Wilsona są spokojne, płytkie wody rejonów zarafowych. Onkolity posiadają również pewne cechy 13 mikrofacji Wilsona charakteryzującej się przewagą onkoidów. Różni je od niej dominacja mikrytu i ubóstwo bioklastów. Litotop 13 mikrofacji stanowią bardzo płytkie wody o umiarkowanie wysokiej energii, czego konsekwencją jest obecność sparytu, a brak mikrytu. Przedstawione porównania pozwalają stwierdzić, że onkolity reprezentują typ mikrofacji pośredni między 22 a 13 standardową mikrofacją Wilsona. Również środowisko sedymentacji onkolitów miało zapewne cechy pośrednie między środowiskami sedymentacji wyżej wymienionych mikrofacji, zwłaszcza odnośnie do energii wody. Obecność różnych form onkoidowych wskazuje na dość wysoką, a jednocześnie zmienną energię, natomiast powszechny udział mikrytów dowodzi ograniczenia wysokości energii wód do takiego poziomu, który nie doprowadził do jego wypłukania. Ograniczona taksonomicznie i ilościowo fauna wskazuje na znaczne zasolenie wody. Środowisko o podobnym charakterze reprezentują elewowane rejony den lagun o ograniczonej cyrkulacji położone powyżej podstawy falowania.

OOMIKRYTY (OM)

Mikrofację oomikrytów stanowią z definicji skały, których podstawowymi składnikami są: mikryt i ooidy (pl. IV: 7). Udział oomikrytów w składzie mikrofacjalnym węglanowych skał wapienia podstawowego jest minimalny (0,7%, dwa profile). Poza ooidami, jako komponenty oomikrytów występują elementy szkieletowe i formy onkoidowe. Wśród bioklastów, których maksymalna zawartość sięga 10%, dominują mszywioły. Obserwowano również niewielkie ilości otwornic i małżoraczków. Formy onkoidowe reprezentowane są przez otoczki i grudki algowe. Zawartość tych składników nie przekracza 5%. Udział anhydrytu podobnie jak w onkolitach jest znaczny (do 25%). Występuje on również w podobnych formach, podstawiając mikrytowe tło skały bądź wypełniając wnętrza ooidów (por. pl. IV: 6 i pl. I: 4). Oomikryty są skałami o jasnych barwach.

Spośród struktur sedymentacyjnych obserwowano jedynie słabo zaznaczające się warstwowanie przekątne.

Mikrofację oomikrytów można porównywać z 15 standardową mikrofacją Wilsona (1975). Środowiskiem jej sedymentacji są oolitowe mielizny i bariery w obrębie strefy pływów, charakteryzujące się wysoką energią wody (Wilson, *op. cit.*) W przypadku opisywanych oomikrytów środowisko ich sedymentacji cechowały zapewne podobne parametry. Były to niewątpliwie płytkie, eksponowane rejony zbiornika cechujące się umiarkowanie wysoką energią wody, na co wskazuje fakt zachowania mikrytu.

SKAŁY OKRUCHOWE (OK)

Skały okruchowe występujące w obrębie węglanowych skał wapienia podstawowego (Skibno 1, Wierzchowo 9, Niekłonice 1) są reprezentowane przez mułowce i piaskowce. Nie były one przedmiotem szczegółowych badań. Na podstawie przeprowadzonych obserwacji można jedynie przedstawić ich bardzo ogólną charakterystykę. W składzie zarówno mułowców, jak i piaskowców dominują ziarna ostrokrawędzistego kwarcu o zróżnicowanej wielkości (0,01 – 2 mm). Spoiwo jest ilasto-węglanowe. Mułowce są płasko i cienkolaminowane (1 – 3 cm). W mułowcach w profilu Skibno 1 obserwowano liczne fragmenty roślin lądowych (pl. IV: 8). Barwa wszystkich skał okruchowych jest ciemnoszara.

Występowanie skał okruchowych należy prawdopodobnie wiązać z aktywnością tektoniczną, a tym samym intensywniejszą erozją pobliskich obszarów lądowych, z których materiał okruchowy dostarczany był przez rzeki do zbiornika sedymentacji węglanów.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI WAPIENIA PODSTAWOWEGO

Analiza środowiska sedymentacji kompleksów skalnych typu cechsztyńskiego wapienia podstawowego powinna zawierać następujące elementy:

- typy skał (w tym przypadku mikrofacje) budujące kompleks, ze szczególnym uwzględnieniem środowiska ich sedymentacji
- zróżnicowanie wyróżnionych rodzajów skał zarówno w aspekcie stratygraficznym, jak i lateralnym
- określenie rodzaju basenu, w którym odbywała się sedymentacja i przyczyn jego zróżnicowania
- porównanie z modelami sedymentacji podobnych utworów.

Schemat ten został zastosowany do opisu środowisk sedymentacji skał wszystkich poziomów. W dalszej części zostaną omówione poszczególne elementy charakterystyki środowiska sedymentacji wapienia podstawowego.

TYPY SKAŁ

Zagadnienie to zostało szczegółowo przedstawione w trakcie omawiania poszczególnych mikrofacji. Wyróżnione mikrofacje reprezentują zespół środowisk o charakterze lagun bądź równi – od warunków typu sebha do lagun i równi

o swobodnej cyrkulacji wód. Różni je głębokość wody, jej zasolenie i reżim hydrauliczny. Mikryty, mikryty laminowane i biolityty algowe wyznaczają laguny i równie o ograniczonej cyrkulacji wody, jej niewielkiej głębokości (maks. do 10 m) oraz znacznym zasoleniu. Mogą one występować również na obszarach platform ewaporatowych o typie sebha. Wszystkie odmiany biomikrytów powstawały w otwartych lagunach, bądź na obszarach równi o swobodnej cyrkulacji wody, normalnym zasoleniu i umiarkowanej głębokości w przybliżeniu wyznaczonej przez występujące tu organizmy. Onkolity i oomikryty reprezentują rejony laguny i równi o eksponowanym dnie, charakteryzujące się podwyższoną energią wody.

ZRÓŻNICOWANIE MIKROFACJALNE

Podstawowe informacje dotyczące udziału mikrofacji i ich pionowej zmienności w profilach opisywanych skał zebrano w tabeli 1 oraz przedstawiono na diagramie (fig. 2). Na podstawie analizy tabeli i diagramu można wyciągnąć następujące wnioski dotyczące zróżnicowania mikrofacjalnego badanych skał węglanowych:

1) zdecydowanie dominują mikrofacje mikrytowe: mikryty i mikryty laminowane – 64%,

2) udział mikrofacji wyróżnionych na podstawie składników szkieletowych bądź struktur glonowych jest niewielki i wynosi odpowiednio 13% i 17%.

3) rozkład mikrofacji w profilach ma charakter mozaikowy, co nie pozwala na ich prostą korelację,

4) zmienność mikrofacjalna w obrębie większości profili jest niewielka (2–3 zmiany),

5) zmienność ta zmniejsza się jeszcze, jeżeli nie uwzględnia się wszystkich możliwych przejść między mikrytami, mikrytami laminowanymi i skałami okruchowymi. Zmiany te wydają się być determinowane jedynie dostarczaniem mniejszej lub większej ilości materiału okruchowego do zbiornika, a nie zmianami jego takich cech jak głębokość, zasolenie i energia wody,

6) zróżnicowanie mikrofacjalne spągowych partii profili jest niewielkie,

7) stropowe części profili wykazują znaczną zmienność mikrofacjalną.

W celu prześledzenia lateralnej zmienności mikrofacjalnej, a tym samym ewentualnego wyznaczenia stref facjalnych w obrębie badanej części zbiornika cechsztyńskiego, wykonano mapę litofacjalną (fig. 3). Przy jej wykonaniu posłużono się jedynie pełnymi profilami mikrofacjalnymi. Aby uzyskać pełniejszy obraz, na mapie przedstawiono również izopachyty wapienia podstawowego wykreślone na podstawie informacji z większej liczby otworów, niż zaznaczono na mapie. Nie zostały one naniesione, aby nie zmniejszać czytelności mapy.

Analiza wykonanej mapy nie ujawnia zasadniczych prawidłowości w zmianach litofacji badanej części basenu. Pozwala jedynie na wyciągnięcie następujących wniosków:

1) dominują litofacje o przewadze skał mikrytowych: $M/(Bl+Al) \geqslant 1$,

2) rozkład litofacji ma charakter nieregularny i nie pozwala na wyróżnienie stref facjalno-paleogeograficznych,

Tabela – Table 1

Udział i zmienność mikrofacji w wapieniu podstawowym (Ca1)
Abundance and variability of microfacies in Zechstein Limestone (Ca1)

Profil (otw. wiertniczy)	Przebadana miąższość	Udział mikrofacji w profilach w %									Znajomość spągu	Znajomość stropu	Liczba zmian mikrofacjalnych	A	Mikrofacja spągowa	Mikrofacja stropowa
		M	Ml	Bb	Br	Bm	Bl	On	Om	Ok						
Okunino 1	35,1	58	38	–	–	–	–	–	1	3	+	+	2	1	Ml	Om
Wierzchocina 1	35,0	34	26	7	11	22	–	–	–	–	+	+	8	7	Ml	M
Skibno 1	29,7	28	27	–	8	–	–	–	–	37	+	+	8	2	Ml	Ml
Niekłonice 1	25,0	24	24	–	–	–	48	–	–	4	+	+	5	3	Ml	Bl
Wierzchowo 1	7,0	15	42	–	–	–	43	–	–	–	–	+	3	3	Ml	Bl
Wierzchowo 9	8,2	43	45	–	–	–	–	–	–	12	+	+	2	–	M	Ml
Gozd 4	11,0	72	–	–	–	14	14	–	–	–	–	–	3	?	M	M
Stobno 3	18,9	42	–	10	8	–	–	40	–	–	+	+	5	5	M	Bb
Biały Bór 1	6,5	31	38	–	–	–	–	31	–	–	+	+	2	1	M	On
Chojnice 3	8,5	38	21	–	24	–	17	–	–	–	+	–	3	2	Bl	Bb
Nowa Wieś 1	8,0	19	–	–	–	–	57	–	–	24	+	+	2	2	Bl	Bl
Karsina 1	10,1	70	12	–	18	–	–	–	–	–	+	–	2	1	Br	Ml
Biesiekierz 1	7,0	–	15	22	14	–	–	–	14	35	+	+	3	3	Br	Bb
Polanów 1	11,0	54	23	–	–	–	–	23	–	–	+	–	3	3	On	M
Σ	214,0															
		42	22	4	5	4	10	7	0,7	5						
	% Σ	64		13			17		5,7							

M – mikryty, Ml – mikryty laminowane, Bb – biomikryty mszywiołowe, Br – biomikryty ramienionogowe, Bm – biomikryty mieszane, Bl – biolityty algowe, On – onkolity, Ok – skały okruchowe, A – liczba zmian mikrofacjalnych bez przejść: Ml–M, Ml–Ok i Ok–M.

M – micrites, Ml – laminated micrites, Bb – bryozoan micrites, Br – brachiopod biomicrites, Bm – mixed biomicrites, Bl – algal biolithites, On – oncolites, Ok – clastic rocks, A – number of microfacies transitions excluding transitions: Ml–M, Ml–Ok and Ok–M.

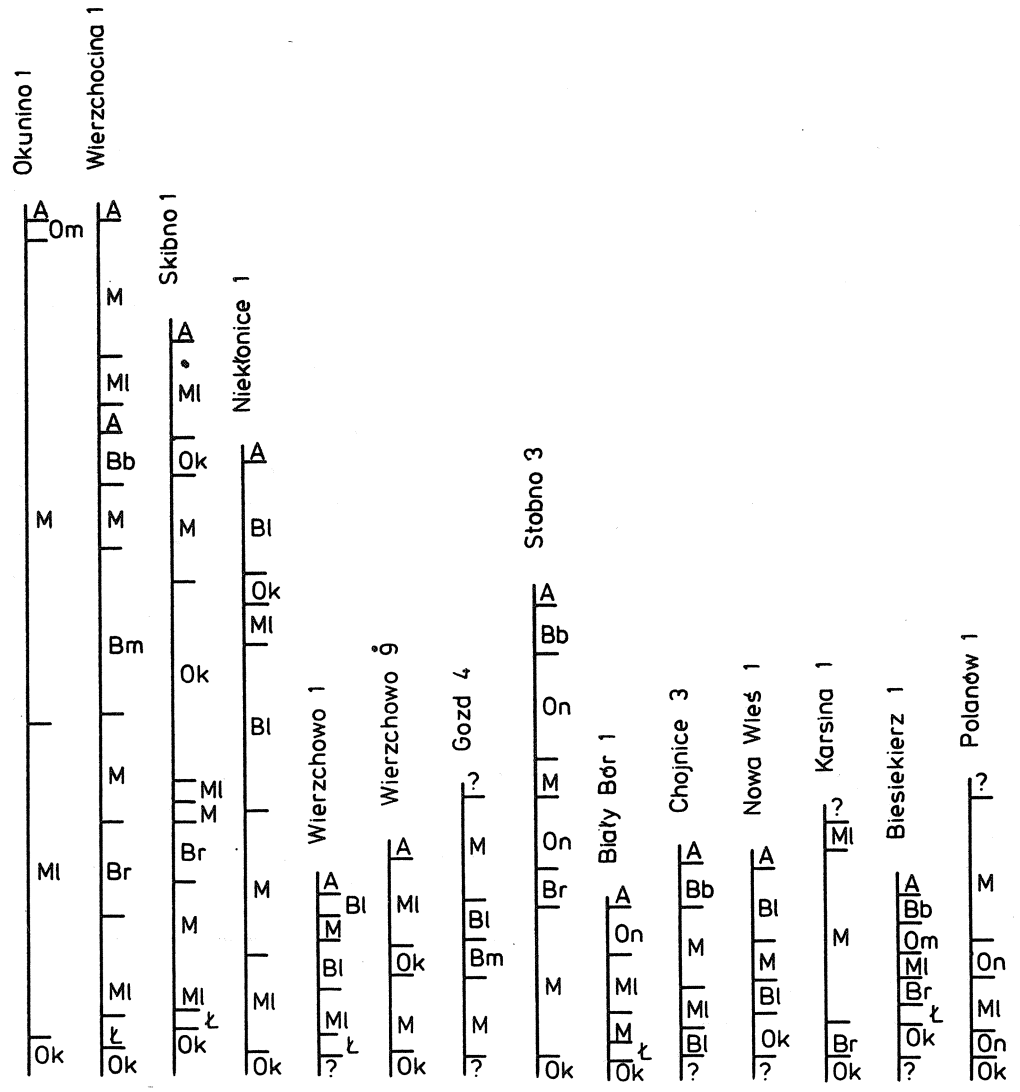


Fig. 2. Diagram zmienności mikrofacjalnej wapienia podstawowego (Ca1). A – anhydryt, ł – łupki miedzionośne; symbole mikrofacji jak w tab. 1

Fig. 2. Microfacies variability diagram of the Zechstein Limestone (Ca1). A – anhydrite, ł – Kupferschiefer; microfacies symbols as in Table 1

3) miąższość wapienia podstawowego wzrasta w kierunku brzegu basenu, maleje natomiast ku centrum,

4) brak jest związku między zmianami miąższości i litofacji,

5) udział skał okruchowych wykazuje niekiedy związek z pobliskimi obszarami lądowymi (Skibno 1, Nowa Wieś 1), w innych przypadkach brak jest takiego powiązania (Biesiekierz 1, Wierzchowo 9, Biały Bór 1),

6) występowanie litofacji o zwiększonym udziale składników pochodzenia organicznego związane jest często z wyniesionymi elementami strukturalnymi podłoża.

CHARAKTER I ROZWÓJ ZBIORNIKA

Zmienność facjalna wapienia podstawowego wynika z charakteru i rozwoju zbiornika, w którym odbywała się jego sedymentacja. Pewien wpływ na obraz tej zmienności może mieć ograniczona ilość danych. Tym niemniej reasumując wnioski

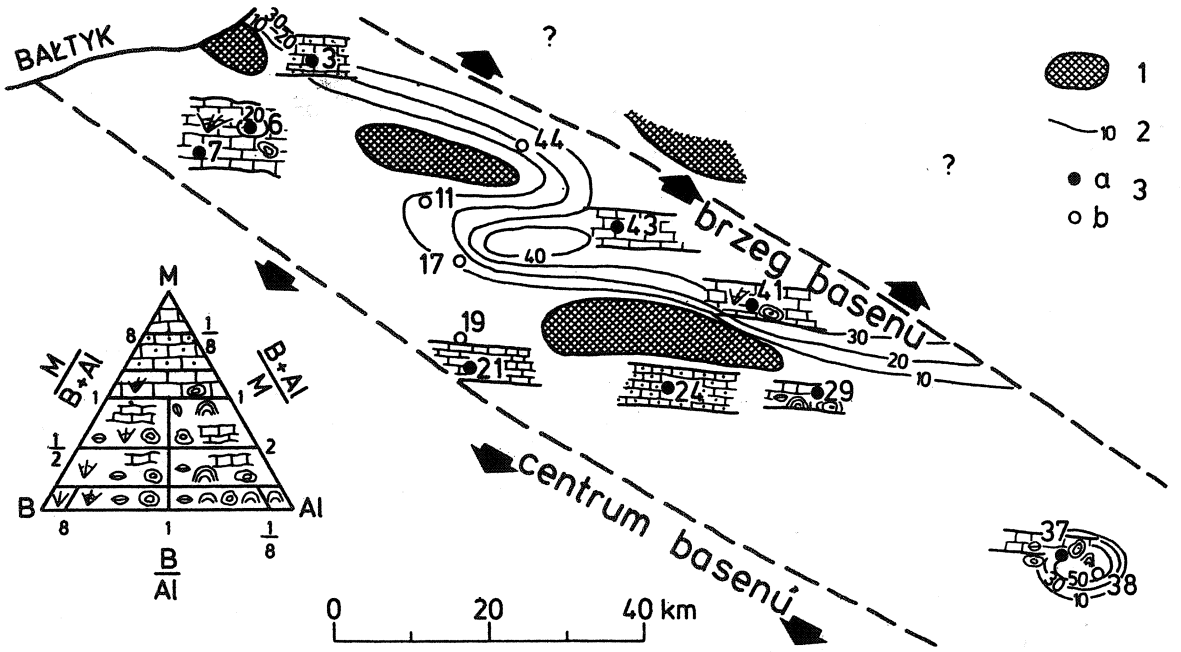


Fig. 3. Litofacje wapienia podstawowego (Ca1). Oznaczenia na trójkącie podstawowym: B – biomikryty (Bb+Br+Bm), Al – skały pochodzenia algowego (Bl+On), M – skały mikrytowe (M+Ml+Om); *1* – obszary o pierwotnym braku Ca1, *2* – izopachyty Ca1, *3* – profile Ca1 przeanalizowane mikrofacjalnie: *a* – pełne: 3 – Skibno 1, 6 – Niekłonice 1, 7 – Biesiekierz 1, 21 – Wierzchowo 9, 24 – Biały Bór 1, 29 – Nowa Wieś 1, 37 – Stobno 3, 41 – Wierzchocina 1, 43 – Okunino 1; *b* – cząstkowe: 11 – Karsina 1, 17 – Gozd 4, 19 – Wierzchowo 1, 38 – Chojnice 3, 44 – Polanów 1

Fig. 3. Lithofacies of Zechstein Limestone (Ca1). Symbols in the triangle: B – biomicrites (Bb+Br+Bm), Al – rocks of algal origin (Bl+On), M – micritic rocks (M+Ml+Om); *1* – areas originally devoid of Ca1, *2* – Ca1 isopachs, *3* – sections of Ca1 which were submitted to microfacies analysis: *a* – full: 3 – Skibno 1, 6 – Niekłonice 1, 7 – Biesiekierz 1, 21 – Wierzchowo 9, 24 – Biały Bór 1, 29 – Nowa Wieś 1, 37 – Stobno 3, 41 – Wierzchocina 1, 43 – Okunino 1; *b* – partial: 11 – Karsina 1, 17 – Gozd 4, 19 – Wierzchowo 1, 38 – Chojnice 3, 44 – Polanów 1

zawarte w obu poprzednich punktach z dużym prawdopodobieństwem można stwierdzić, że sedymentacja wapienia podstawowego w strefie Koszalin–Chojnice odbywała się w zbiorniku o charakterze płytkiej, rozległej laguny o zróżnicowanej morfologii dna. Mogła ona przechodzić w kierunku brzegów w platformy ewaporatowe typu sebha, a w kierunku centrum basenu w równie o swobodnej cyrkulacji wody. Na podstawie posiadanych informacji można odtworzyć następujący przebieg sedymentacji wapienia podstawowego. Małe zróżnicowanie mikrofacjalne spągowych części wapienia podstawowego pozwala sądzić, że mimo dość zróżnicowanej morfologii powierzchni podcechsztyńskiej (Szaniawski, 1970; Dadlez, 1976) transgresja wapienia podstawowego szybko zajęła większość obszaru strefy Koszalin–Chojnice. Pozostawiła ona w formie wysp wyżej położone obszary, na których obserwuje się pierwotny (Czajor & Wagner, 1973) brak utworów wapienia podstawowego (fig. 3). W czasie dalszej sedymentacji mogły one stanowić elementy częściowo zamykające lagunę. Późniejszy rozwój zbiornika polegał na ograniczonych zmianach jego głównych parametrów, o czym świadczy małe zróżnicowanie utworów. Zmiany te przejawiały się w niewielkich wahaniach głębokości, intensyfikacji bądź ograniczeniu cyrkulacji wody, zwiększeniu lub zmniejszeniu

wpływu lądu, różnicach w zasoleniu i hydrodynamice oraz rozwoju zespołów organicznych. Przyczyną ich było wspomniane już zróżnicowanie morfologii dna zbiornika oraz blokowa budowa podłoża połączona z aktywnością tektoniczną typową w permie, a także typową dla tego typu stref tektonicznych (obszar peryferyczny platformy). Wpływ blokowej budowy podłoża i aktywności tektonicznej w cechsztynie na sedymentację jego utworów sygnalizowali w swych pracach

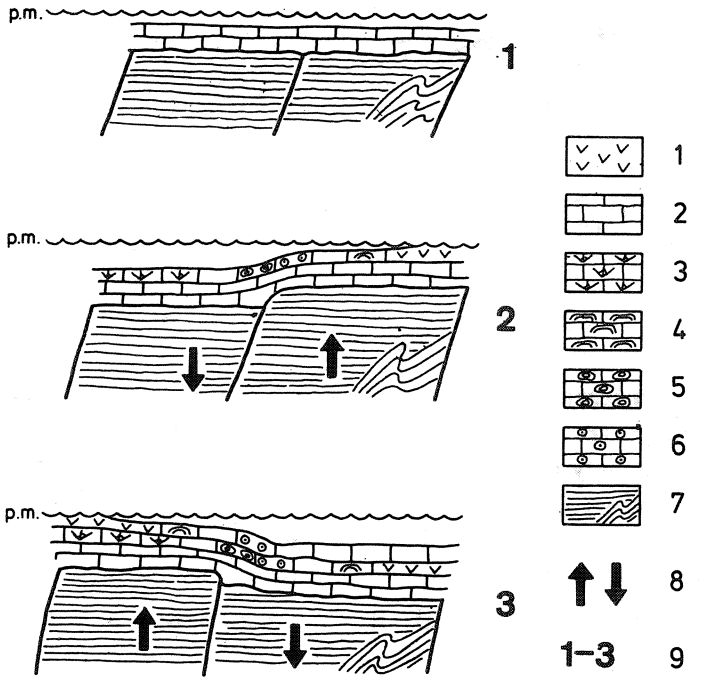


Fig. 4. Model wpływu aktywności podłoża na wykształcenie mikrofacjalne utworów węglanowych. *1* – anhydryty, *2* – mikryty, *3* – biomikryty, *4* – biolityty algowe, *5* – onkolity, *6* – oomikryty, *7* – podłoże cechsztynu, *8* – kierunki względnego ruchu bloków, *9* – kolejne etapy aktywności podłoża

Fig. 4. Model of the influence of substratum activity on microfacies of carbonate strata. *1* – anhydrites, *2* – oomicrites, *3* – biomicrites, *4* – algal biolithites, *5* – oncolites, *6* – oomicrites, *7* – substratum of Zechstein, *8* – relative movements of the blocks, *9* – successive stages of substratum activity

Dadlez i Marek (1969) oraz Dadlez (1976). Trudno jest jednak dokonać bezpośredniej korelacji między ruchami poszczególnych bloków a obserwowanymi zmianami litofacjalnymi. Wynika to przede wszystkim z charakteru samego zjawiska, a także małej liczby otworów wiertniczych przy znacznej liczbie bloków podłoża. Niewielkie, powolne (Dadlez, 1974) ruchy pionowe bloków podłoża niezdiagenezowanych, a tym samym kompetentnych skał węglanowych nie powodowały w nich trwałych odkształceń ani zasadniczych zmian charakteru sedymentacji. Prowadziły natomiast do niewielkich wahań głębokości i warunków hydrodynamicznych wpływających na stopień zasolenia i rozwój świata organicznego, a w końcowym efekcie przejawiły się obserwowaną zmiennością mikrofacjalną. Rozwój zbiornika pod koniec sedymentacji skał węglanowych wskazuje na jego okresowe i lokalne pogłębienie (obecność biomikrytów mszywiołowych), a następnie szybką ewaporację, o czym świadczy duże zróżnicowanie mikrofacjalne stropowych partii wapienia podstawowego. Z powodu wspomnianych wcześniej trudności przedstawiono jedynie model (fig. 4) wpływu aktywności podłoża na wykształcenie mikrofacjalne skał węglanowych.

Opisany powyżej mechanizm rozwoju zbiornika w powiązaniu ze zróżnicowaną morfologią jego dna tłumaczy mozaikowy (nieregularny) charakter zmienności facjalnej wapienia podstawowego na badanym obszarze. Należy dodać, że o zależności zróżnicowania mikrofacjalnego wapienia podstawowego od morfologii dna zbiornika donosili Czajor i Wagner (1975).

PORÓWNANIE Z INNYMI TYPAMI SEDYMENTACJI WĘGLANOWEJ

Możliwości porównania zbiornika sedymentacji wapienia podstawowego w strefie Koszalin — Chojnice ze współczesnymi modelami sedymentacji utworów węglanowych są w pewnym stopniu ograniczone przez niezupełnie kompletny obraz tego zbiornika wynikający z małej ilości danych. Tym niemniej porównanie takie zostało przeprowadzone w tabeli 2. Wynika z niego mały stopień podobieństwa między współczesnymi modelowymi zbiornikami sedymentacji węglanowej a zbiornikiem wapienia podstawowego na badanym obszarze. Istotne różnice takich cech, jak paleogeograficzny charakter zbiornika i przyczyny jego zmienności facjalno-paleogeograficznej powodują, że przy dużym podobieństwie parametrów wewnątrz zbiornika obserwuje się znaczne zróżnicowanie litologii i zmienności facjalno-paleogeograficznej.

W stosunku do modeli zbiorników kopalnych zbiornik wapienia podstawowego wykazuje szereg analogii z wczesnoordowickim basenem z obszaru wschodniej części stanu N. York i południowo-wschodniej stanu Vermont (Mazzullo & Friedman, 1975). Rozwinięty on był na płytkim, płaskim szelfie w brzeżnej części epejrycznego morza. W zbiorniku tym, w zmiennych warunkach zasolenia, hydrodynamiki i głębokości wody sedymentowały skały węglanowe o zbliżonym charakterze mikrofacjalnym, również zawierające skamieniałości ubogiej fauny i o podobnie mozaikowym zróżnicowaniu facjalnym. Zasadnicza różnica polega na odmienności czynników decydujących o rozwoju zbiornika. Mazzullo i Friedman (*op. cit.*) główne znaczenie przypisują zmiennemu stosunkowi subsydencji do sedymentacji oraz pływom.

Porównanie części basenu wapienia podstawowego z obszaru strefy Koszalin — Chojnice z jego innymi regionami, obejmującymi monoklinę przedsudecką (Lorenc, 1975; Peryt, 1978) i syneklizę perybałtycką (Piekarska & Kwiatkowski, 1975) wykazuje zarówno podobieństwa, jak i różnice. Znaczne analogie dotyczą mikrofacjalnego wykształcenia wapienia podstawowego i fizyczno-chemicznych warunków jego sedymentacji, natomiast mniejsze dotyczą charakteru zespołów organicznych zasiedlających poszczególne rejony basenu. Główna różnica dotyczy typu zmienności facjalno-paleogeograficznej. Zbiornik wapienia podstawowego z obszaru monokliny przedsudeckiej i syneklizy perybałtyckiej cechuje mniej lub bardziej wyraźna strefowość facjalno-paleogeograficzna (Lorenc, 1975; Peryt, 1978; Piekarska & Kwiatkowski, 1975), natomiast w strefie Koszalin — Chojnice wykazuje on mozaikowy typ zmienności facjalno-paleogeograficznej. Różnica ta jest konsekwencją zasadniczego wpływu czynnika tektonicznego na rozwój zbiornika na obszarze badań. Analogiczne wnioski wypływają z porównań z rejonem basenu cechsztyńskiego z obszaru Niemiec (Kerkman, 1967) i Anglii (Smith, 1981).

MIKROFACJE DOLOMITU GŁÓWNEGO (Ca2)

W dolomicie głównym wyróżniono, kierując się analogicznymi kryteriami, jak w przypadku wapienia podstawowego, następujące mikrofacje: mikryty (M).

Tabela – Table 2

Porównanie modeli sedymentacji skał węglanowych i zbiornika wapienia podstawowego ze strefy Koszalin – Chojnice

Comparison between models of carbonate sedimentation and the Zechstein Limestone basin in Koszalin – Chojnice zone

Cechy porównawcze	Modele	Strefa Koszalin – Chojnice
Paleogeograficzny charakter zbiornika	platformy izolowane lub platformy łączące się z kontynentem	brzeżna część basenu cechsztyńskiego o charakterze morza epejrycznego
Klimat	suchy, gorący	suchy, gorący
Zmienność facjalno-paleogeograficzna w obrębie zbiornika	wyraźna, regularna	niewyraźna, brak regularności
Wewnątrzzbiornikowe parametry środowiskowe:		
temperatura wody	wysoka	wysoka
zasolenie wody	znaczne, powyżej średniego	znaczne, powyżej średniego
głębokość wody	różna, od <10 do kilkudziesięciu m	mała, ⩽10 m
prądy pływowe	obecne	małe prawdopodobieństwo występowania
morfologia dna	zróżnicowana	zróżnicowana
zespoły organiczne	dominacja fauny, liczne zespoły rafotwórcze	przewaga glonów, fauna uboga
warunki hydrodynamiczne	zmienne	zmienne
Litologia:		
muły węglanowe	powszechne	powszechne
sparyt	częsty	w zasadzie brak
rafy	powszechne	brak
oolity	powszechne	rzadkie
onkolity	rzadkie	obecne
pellety	powszechne	brak
ewaporaty	rzadkie	obecne
materiał terygeniczny	brak	obecny
Przyczyny zmienności facjalno-paleogeograficznej zbiornika:		
prądy pływowe	duże znaczenie	prawdopodobnie brak wpływu
zmiany warunków hydrodynamicznych	duże znaczenie	niewielkie znaczenie
zróżnicowana morfologia dna	brak informacji	duże znaczenie
zróżnicowanie zespołów organicznych	duże znaczenie	ograniczone znaczenie
aktywność tektoniczna podłoża	w zasadzie bez znaczenia	duże znaczenie

Cechy porównawcze dla modeli zestawiono na podstawie charakterystyk platformy bahamskiej, Zatoki Perskiej i modelu Irvina, zawartych w pracach Purdy'ego (1963), Evansa *et al.* (1973) i Flügela (1978).

mikryty laminowane (Ml), biomikryty (B), oomikryty (Om), onkolity (On), anhydryty (A). Wykazują one znaczne podobieństwa do wcześniej opisanych mikrofacji wapienia podstawowego. Z tego względu w opisie mikrofacji dolomitu głównego uwzględniono głównie różnice występujące między nimi a analogicznymi mikrofacjami wapienia podstawowego.

MIKRYTY (M)

Mikryty dolomitu głównego zawierają mniejszą ilość składników allochemicznych oraz pochodzenia algowego od mikrytów wapienia podstawowego. Sumaryczna zawartość tych składników w analizowanych próbach nie przekracza 5%. Litoklastami są zarówno ostrokrawędziste ziarna kwarcu (pl. I: 1), jak i dobrze obtoczone. Wśród bioklastów dominują fragmenty skorup małży (pl. I: 1) i małżoraczki, rzadziej występują otwornice i ślimaki. Sporadycznie rejestrowano obecność ooidów i form pochodzenia algowego, głównie onkoidów i fragmentów mat algowych. W dwóch próbach obserwowano ziarna mułu węglanowego przypominające intraklasty (pl. II: 6). Mikryty dolomitu głównego cechuje znaczna zawartość anhydrytu. Obserwowano go we wszystkich próbach. W większości z nich (70%) zawartość anhydrytu wynosi 10–30%, w przypadkach ekstremalnych (10% prób) dochodzi do 50%. Największe ilości anhydrytu występują w partiach spągowych i stropowych dolomitu głównego. Często w stropie dolomitu głównego występują ciągłe przejścia skał węglanowych w anhydryt.

Barwy mikrytów są z reguły jasne: jasnobeżowe, beżowe i ciemnobeżowe. Skały o ciemnych (brunatnych i brązowych) barwach występują najczęściej w stropie dolomitu głównego. Pod względem chemicznym mikryty dolomitu głównego wykazują wyższą dolomityczność od mikrytów wapienia podstawowego. Stosunek Ca/Mg wszystkich analizowanych prób mieści się w granicach 1,5 – 16, co odpowiada szeregowi od dolomitu do wapienia silnie dolomitycznego wg Chilingara (1957).

W mikrytach rzadko występują struktury sedymentacyjne. Ich obecność ogranicza się do nielicznych przypadków małoskalowego warstwowania przekątnego. Często obserwuje się występowanie stylolitów (pl. III: 6).

Podobnie jak w mikrytach wapienia podstawowego również w mikrytach stropowych partii dolomitu głównego występują niekiedy kilkudziesięciocentymetrowej miąższości brekcje anhydrytowe o spoiwie ilastym bądź ilasto-węglanowym (Kurowo 2, Rosnowo 1). Mikryty dolomitu głównego charakteryzuje znacznie większy udział mikro- i pseudosparytu (pl. V: 3), który stanowi ok. 30% tej mikrofacji. Jedyną prawidłowością jest częstsza obecność pseudosparytów wśród mikrytów zawierających składniki allochemiczne.

Zagadnienie porównania mikrytów dolomitu głównego ze standardowymi mikrofacjami Wilsona (1975) przedstawia się analogicznie do mikrytów wapienia podstawowego (23 SMF wg Wilsona). Odnośnie do środowiska ich sedymentacji należy sądzić, że było ono podobne do środowiska sedymentacji uprzednio opisywanych mikrytów. Różnice polegały na wyższym zasoleniu wody i jej bardziej ograniczonej cyrkulacji, co przejawiło się większym udziałem anhydrytu i mniejszą zawartością innych składników, zwłaszcza pochodzenia organicznego.

MIKRYTY LAMINOWANE (ML)

Mikryty laminowane dolomitu głównego wykazują niewielkie różnice w stosunku do analogicznej mikrofacji wapienia podstawowego. Polegają one na odmiennym charakterze składników allochemicznych, większej zawartości anhydrytu oraz nieco wyższej dolomityczności. Składniki allochemiczne występujące w mikrytach laminowanych (maks. 10%) reprezentują fragmenty skorup małży oraz małżoraczki. Występują one zwykle na powierzchniach laminacji. Anhydryt obserwowano w większości prób. Występuje on w ilościach 5—20% w postaci tabliczkowatych kryształów, podkreślających często laminację (pl. V: 1).

Pod względem chemicznym mikryty laminowane stanowią wapienie dolomityczne o stosunku Ca/Mg 17—33. Zawartość części nierozpuszczalnych wynosi średnio 10%.

Mikryty laminowane dolomitu głównego, podobnie jak mikryty laminowane wapienia podstawowego, można porównywać z 19 standardowym typem mikrofacji Wilsona (1975). Powstawały one zapewne w analogicznym środowisku sedymentacji.

BIOMIKRYTY (B)

Biomikryty dolomitu głównego jako podstawowy (ok. 85%) składnik szkieletowy zawierają fragmenty skorup małży (pl. IV: 9). Skorupy kompletne występują rzadko. Pozostałą część bioklastów stanowią głównie małżoraczki, rzadziej ślimaki, otwornice i serpule. Średnia zawartość składników biogenicznych wynosi ok. 25%. W spągu biomikrytów występują niekiedy (Miastko 1) masowe nagromadzenia bioklastów przypominające bruk muszlowy. Zalegają one niezgodnie na mikrytach, których powierzchnie stropowe wykazują cechy twardego dna (pl. IV: 9). Wydaje się, że obecność poziomów „bogatych" biomikrytów tłumaczyć można dwojako. Jeżeli przyjąć, że stropowe powierzchnie mikrytów stanowią twarde dna, które powstają prawdopodobnie w głębszych rejonach basenu (Bathurst, 1971) na drodze cementacji mułu węglanowego, wówczas masowe występowanie fragmentów szkieletowych może być efektem nanoszenia ich przez przydenne spływy cięższych, zasolonych wód w kierunku centrum zbiornika (Brongersma-Sanders, 1971). Jeżeli natomiast uznać, że strop mikrytów jest zwykłą powierzchnią warstwowania, to masowe gromadzenie się bioklastów następowało zapewne w rejonach zbiornika o zróżnicowanej morfologii dna, dość odległych od biotopu małży — wskazuje na to stan zachowania skorup. Dosyć często obserwowano struktury pochodzenia algowego, zwłaszcza fragmenty mat algowych. Barwa biomikrytów jest jasnoszara.

Pod względem chemicznym biomikryty to wapienie dolomityczne i wapienie słabo dolomityczne. Anhydryt, którego zawartość waha się w granicach 0—20%, występuje w formie mikrokrystalicznych ziarn, blokowych kryształów oraz tworzy pseudomorfozy po bioklastach. Poza nielicznymi bioturbacyjnymi zaburzeniami warstwowania nie stwierdzono w biomikrytach struktur sedymentacyjnych ani prawidłowości w ułożeniu bioklastów. „Ograniczona" fauna reprezentowana

głównie przez euryhalinowe rodzaje małży *Liebea, Schizodus* (Logan, 1967) i małżoraczki, znaczny niekiedy udział anhydrytu i obecność struktur glonowych pozwalają korelować biomikryty z 19 standardowym typem mikrofacji (Wilson, 1975). Wskazują również na sedymentację w warunkach znacznego zasolenia, ograniczonej cyrkulacji i niewielkiej głębokości wody. Warunki takie są typowe dla obszarów ograniczonych lagun i równi szelfowych (Wilson, *op. cit.*; Flügel, 1978).

OOMIKRYTY (OM)

Oomikryty dolomitu głównego (pl. I: 2) nie wykazują większych różnic w stosunku do oomikrytów wapienia podstawowego zarówno w zakresie podstawowych cech, jak i środowiska sedymentacji. Niewielkie odmienności polegają na zastąpieniu mszywiołów przez małże w obrębie składników szkieletowych oraz na większej zawartości anhydrytu (do 30%).

ONKOLITY (ON)

Również onkolity dolomitu głównego pod względem głównych cech środowiska sedymentacji wykazują znaczne podobieństwo do analogicznej mikrofacji wapienia podstawowego. Ich zasadnicze składniki stanowią onkoidy i ogniwa pośrednie w procesie powstawania onkoidów oraz mikryt (pl. II: 3). Cechą wyróżniającą opisywane onkolity jest obecność wśród składników pochodzenia algowego struktur onkoidowych o znacznych rozmiarach dochodzących do 20 mm (pl. V: 2). Mają one zwykle charakter otoczek, rzadziej naskorupień rozwiniętych na intraklastach onkolitowych. Składniki szkieletowe występują w niewielkich ilościach (do 10%). Stanowią je fragmenty skorup małży, małżoraczki, rzadziej otwornice.

Zawartość anhydrytu oraz formy jego występowania są takie same jak w onkolitach wapienia podstawowego, natomiast pod względem chemicznym onkolity dolomitu głównego wykazują wyższą dolomityczność (Ca/Mg = 1,9—36).

ANHYDRYTY (A)

Anhydryty jako poziom litologiczny zostały wyróżnione jedynie w profilu Kurowo 2. Stanowi je zespół kilkucentymetrowej miąższości warstw, zawierających 84—93% $CaSO_4$. W spągu i stropie anhydrytów występują brekcje anhydrytowo-węglanowe o miąższości ok. 0,3 m. Mikrostrukturalna budowa anhydrytów charakteryzująca się obecnością tekstury sterty cegieł może świadczyć o ich wczesnodiagenetycznym, pierwotnym charakterze (Lorenc, 1975). Wydaje się, że anhydryty występujące w profilu Kurowo 2 stanowią odpowiednik facjalny skał węglanowych dolomitu głównego. Powstawały one zapewne na obszarze platformy ewaporatowej typu sebha, która mogła okresowo występować w rejonie Kurowa.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI DOLOMITU GŁÓWNEGO

Dolomit główny jest efektem kolejnego etapu rozwoju zbiornika cechsztyńskiego. Z tego względu charakterystyka jego środowiska sedymentacji została oparta na tych samych zasadach, którymi kierowano się w przypadku wapienia podstawowe-

go. Zawiera ona jednak przede wszystkim opis różnic i podobieństw w charakterze i rozwoju zbiornika w czasie sedymentacji wapienia podstawowego i dolomitu głównego.

TYPY SKAŁ

Mikrofacje dolomitu głównego reprezentują podobne środowiska sedymentacji jak analogiczne mikrofacje wapienia podstawowego. Różni je jednak wyższy stopień zasolenia, bardziej ograniczona cyrkulacja i mniejsza głębokość wody. Świadczy o tym przede wszystkim „ograniczona" fauna, składająca się głównie z małży oraz większy udział anhydrytu. Zespół środowisk repreprezentowanych przez mikrofacje dolomitu głównego jest typowy dla płytkowodnych lagun bądź równi szelfowych o mało zróżnicowanej, ale zmiennej w czasie morfologii dna (onkolity, oomikryty), ograniczonej cyrkulacji wody oraz jej znacznym zasoleniu i niewielkiej głębokości. Występowanie anhydrytów (Kurowo 2) może świadczyć o okresowym panowaniu warunków typu sebha na części obszaru.

ZRÓŻNICOWANIE MIKROFACJALNE

Informacje dotyczące procentowego udziału i pionowej zmienności wyróżnionych mikrofacji w poszczególnych profilach zebrano w tabeli 3 oraz przedstawiono na diagramie (fig. 5). Analiza tabeli i diagramu pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1) dolomit główny wykazuje małe zróżnicowanie mikrofacjalne,

2) zdecydowanie dominują mikrofacje typowe dla środowisk niskoenergetycznych – mikryty i mikryty laminowane (84%),

3) liczba zmian mikrofacjalnych w profilach jest zróżnicowana; większość profili wykazuje niewielką ich liczbę (Rosnowo 1, Gozd 2) – inne charakteryzuje znaczna zmienność mikrofacjalna (Wierzchowo 4, Miastko 2),

4) większość zmian mikrofacji jest wynikiem zmiany warunków hydrodynamicznych w zbiorniku,

5) mikrofacja onkolitowa występuje w większości profili w ich stropowych częściach,

6) spąg i strop dolomitu głównego wykazują małe zróżnicowanie mikrofacjalne. Lateralną zmienność i izopachyty dolomitu głównego obrazuje mapa litofacjalna (fig. 6). W trakcie jej wykonywania zrezygnowano ze stosowania trójkąta podstawowego z uwagi na mało czytelny obraz uzyskany przy użyciu tej metody. Litofacje wyróżniono na podstawie udziału dwóch grup mikrofacji i biomikrytów. Do pierwszej grupy zaliczono mikrofacje typowe dla środowisk o niskiej energii wody (M i Ml), do drugiej natomiast charakterystyczne dla środowisk o energii podwyższonej (Om i On). Analizując wykonaną mapę można wyciągnąć dalsze trzy, zasadnicze wnioski:

7) zbiornik sedymentacji skał węglanowych w czasie drugiego cyklotemu miał mniejszy zasięg w kierunku północno-wschodnim od zbiornika wapienia podstawowego, pokrywając jednocześnie w pełni zajęty obszar,

Tabela – Table 3

Udział i zmienność mikrofacji w dolomicie głównym (Ca2)
Abundance and variability of microfacies in Main Dolomite (Ca2)

Profil (otw. wiertniczy)	Miąższość (m)	Udział mikrofacji w %						A	B	C	D	E
		M	Ml	B	Om	On	An					
Sarbinowo 1	15,5	100						–	?			
Rosnowo 1	26,6	88			12			+	2	2	0	0
Niekłonice 1	13,0	100						–	?			
Wierzchowo 4	33,5	76				24		+	6	6	0	0
Gozd 1	30,0	80	20					+	2	0	0	2
Gozd 2	16,7	77				23		+	2	2	0	0
Gozd 3	27,6	38	24		25	13		+	6	4	0	2
Gozd 4	6,0	100						–	?			
Kurowo 2	7,9	56					44	–	?			
Miastko 2	29,2	79		21				+	7	0	7	0
Chojnice 5	17,5	100						+	0			
Biesiekierz 1	30,2	60	26			14		+	3	1	0	2
Brda 3	11,0	37		63				–	?			
Brda 7	14,0	100						–	?			
Drzewiany 1	31,0	84			16			+	4	4	0	0
	309,7	77	7	4	5	6	1		32	19	7	6

M – mikryty, Ml – mikryty laminowane, B – biomikryty, Om – oomikryty, On – onkolity, An – anhydryt; A – profil pełny +, profil niepełny –; B – całkowita ilość zmian mikrofacjalnych; typy zmian mikrofacjalnych: C – (M, Ml)–(On, Om), D – M–Bm, E – M–Ml.

M – micrites, Ml – laminated micrites, B – biomicrites, Om – oomicrites, On – oncolites, An – anhydrite; A – complete section +, incomplete section –; B – total number of microfacies transitions; types of microfacies transitions: C – (M, Ml)–(On, Om), D – M–Bm, E – M–Ml.

8) w analizowanym rejonie występowania dolomitu głównego, przy małym jego zróżnicowaniu facjalnym, wyróżnić można dwie strefy facjalne: pierwsza obejmuje większość obszaru i charakteryzuje się dominacją skał mikrytowych, druga położona jest w części północno-zachodniej i cechuje się zwiększonym udziałem onkolitów i oomikrytów. Rejon Miastko 1–Brda 3, w którym obserwuje się znaczny udział biomikrytów, trudno jest uznać za strefę facjalną, gdyż jest udokumentowany tylko jednym pełnym profilem,

9) dolomit główny wykazuje wzrost miąższości w kierunku południowo-zachodnim, a więc w kierunku prawdopodobnego centrum basenu.

CHARAKTER I ROZWÓJ ZBIORNIKA

Reasumując wnioski zawarte w poprzednich punktach można stwierdzić, że sedymentacja dolomitu głównego w strefie Koszalin–Chojnice odbywała się w zbiorniku posiadającym cechy płytkowodnej laguny bądź równi szelfowej. Charakteryzowała go ograniczona cyrkulacja wody, jej znaczne zasolenie i niewielka głębokość. Zbiornik ten nie ulegał zasadniczym zmianom w czasie sedymentacji

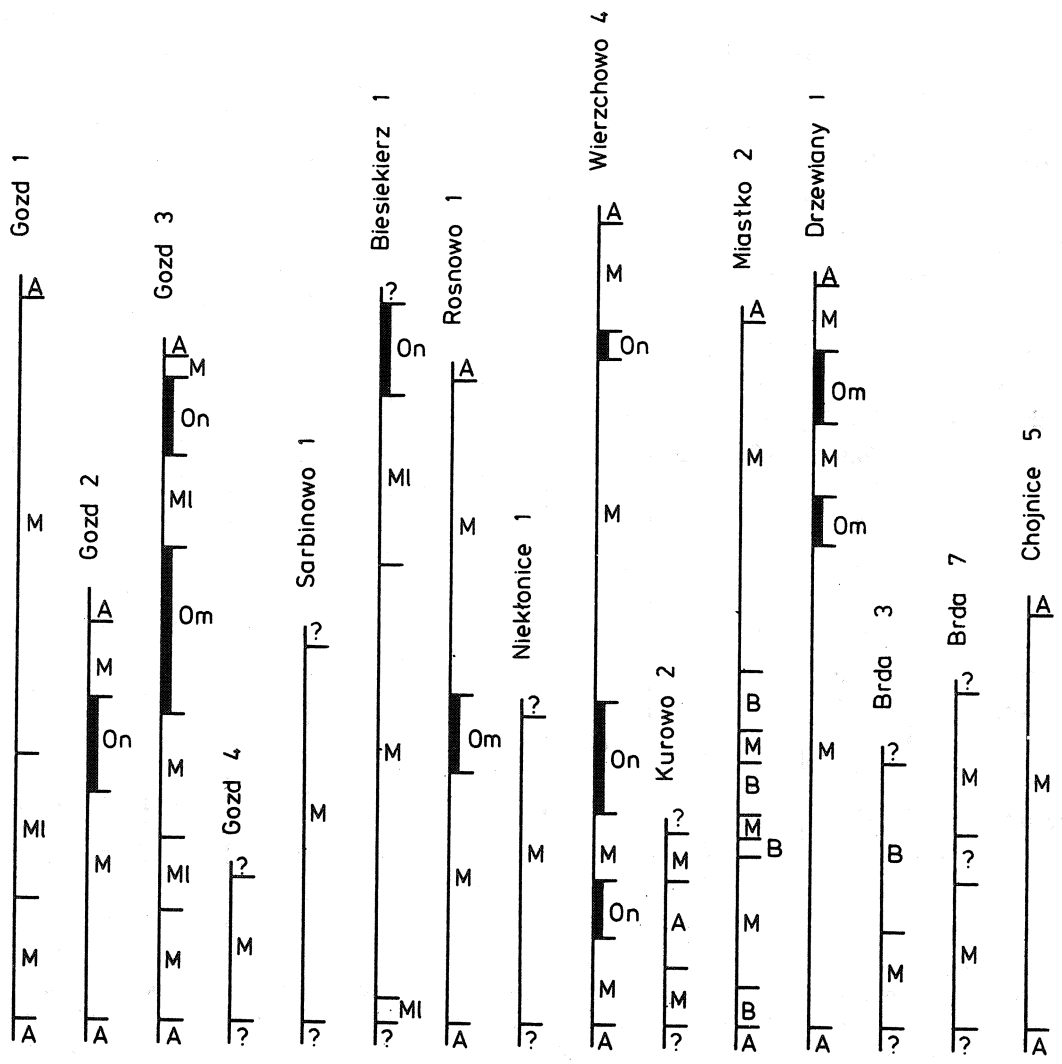


Fig. 5. Diagram zmienności mikrofacjalnej dolomitu głównego (Ca2). Symbole mikrofacji jak w tab. 1 i 3
Fig. 5. Mikrofacies variability diagram of the Main Dolomite (Ca2). Symbols as in Tables 1 and 3

dolomitu głównego, o czym świadczy małe zróżnicowanie mikro- i litofacjalne jego utworów (wnioski 1—3, 6 i 8). Zmiany, jakie w nim zachodziły, dotyczyły głównie warunków hydrodynamicznych (wniosek 4) i przejawiły się występowaniem onkolitów i oomikrytów. Kwestia, czy obszar występowania litofacji mikrytowo-onkolitowo-oomikrytowej należy uznać za strefę facjalno-paleogeograficzną typu grzbietów onkolitowych znanych z innych rejonów basenu cechsztyńskiego (Richter-Bernburg, 1955; Füchtbauer, 1964; Peryt, 1978), jest zagadnieniem dyskusyjnym. Grzbiety onkolitowe w innych rejonach basenu cechsztyńskiego cechują znaczne miąższości (do 100 m) oraz bardzo duży udział onkolitów (często powyżej 80%). Występowanie ich jest wiązane z obecnością w podłożu wałów anhydrytowych (Richter-Bernburg, 1955; Füchtbauer, 1964; Pokorski & Wagner, 1972). Na obszarze strefy Koszalin—Chojnice nie stwierdzono żadnej z wymienionych prawidłowości. Wydaje się, że zwiększoną akumulację onkolitów i oomikrytów należy (podobnie jak w przypadku wapienia podstawowego) tłumaczyć wpływem aktywności tektonicznej podłoża. Małe zróżnicowanie mikro- i litofacjalne świadczy o mniejszym wpływie czynnika tektonicznego na sedymentację dolomitu głównego

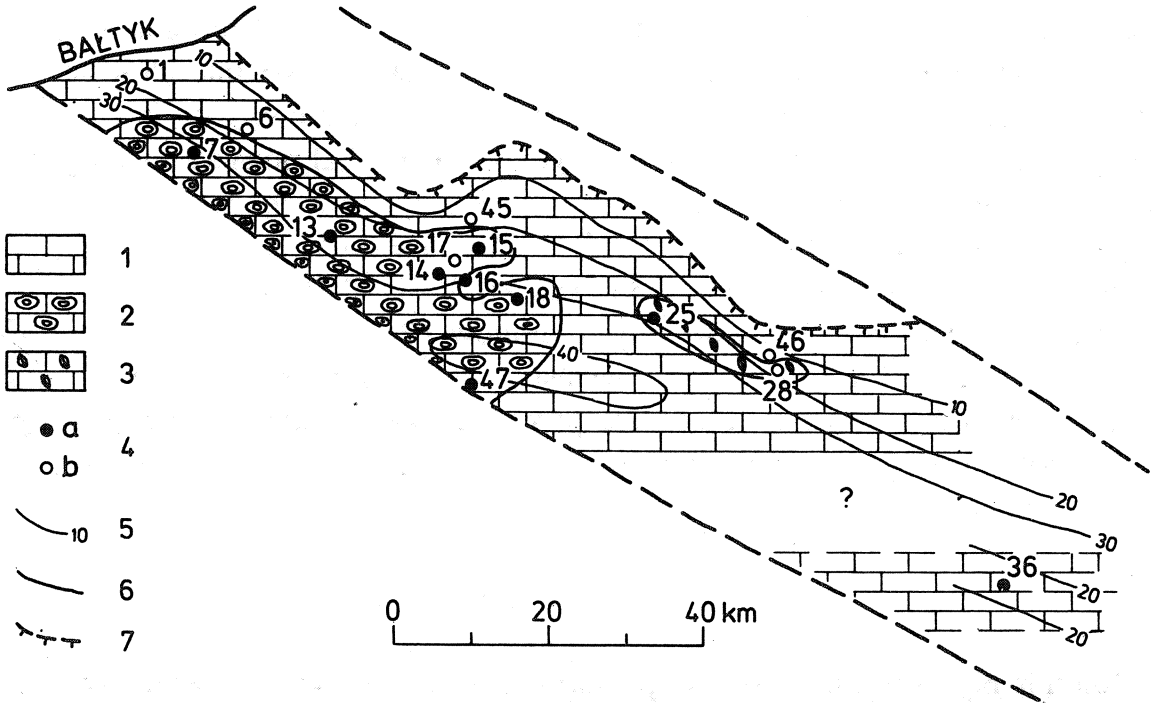


Fig. 6. Litofacje dolomitu głównego (Ca2). *1* – mikrytowa (100% M+Ml), *2* – mikrytowo-onkolitowo-oomikrytowa (M+Ml) 62%–38% (Om+Oml), *3* – mikrytowo-biomikrytowa (M+20% B), *4* – profile Ca2: *a* – pełne: 7 – Biesiekierz 1, 13 – Rosnowo 1, 14 – Gozd 3, 15 – Gozd 2, 16 – Gozd 1, 18 – Drzewiany 1, 25 – Miastko 2, 36 – Chojnice 5, 47 – Wierzchowo 4; *b* – cząstkowe: 1 – Sarbinowo 1, 6 – Niekłonice 1, 17 – Gozd 4, 28 – Brda 3, 45 – Kurowo 2, 46 – Brda 7; *5* – izopachyty Ca2, *6* – granice litofacji, *7* – zasięg Ca2

Fig. 6. Lithofacies of Main Dolomite (Ca2). *1* – micritic (100% M+Ml), *2* – micritic-oncolitic-oomicritic (M+Ml) 62%–38% (Om+Oml), *3* – micritic-biomicritic (M+20% B), *4* – sections of Ca2: *a* – full: 7 – Biesiekierz 1, 13 – Rosnowo 1, 14 – Gozd 3, 15 – Gozd 2, 16 – Gozd 1, 18 – Drzewiany 1, 25 – Miastko 2, 36 – Chojnice 5, 47 – Wierzchowo 4; *b* – partial: 1 – Sarbinowo 1, 6 – Niekłonice 1, 17 – Gozd 4, 28 – Brda 3, 45 – Kurowo 2, 46 – Brda 7; *5* – Ca2 isopachs, *6* – boundaries of lithofacies, *7* – extent of Ca2

niż wapienia podstawowego. Spowodowane to mogło być osłabieniem ruchów tektonicznych w czasie sedymentacji dolomitu głównego bądź ekranującym działaniem utworów cyklotemu Werra względem tych ruchów.

PORÓWNANIE Z INNYMI TYPAMI SEDYMENTACJI WĘGLANOWEJ

Spośród współczesnych modeli sedymentacji węglanowej żaden nie reprezentuje typu podobnego do zbiornika sedymentacji dolomitu głównego ze strefy Koszalin–Chojnice. Wyklucza to tym samym możliwość porównań między nimi. Zbiornik sedymentacji dolomitu głównego na badanym obszarze jako część środkowoeuropejskiego basenu cechsztyńskiego porównać można z innymi rejonami tego basenu: Anglią (Pattison *et al.*, 1973; Smith, 1970, 1981), obszarem Niemiec (Quester, 1962), monokliną przedsudecką (Kłapciński & Karwowski, 1978) i północno-zachodnią Polską (Protas, 1979). Porównanie to wykazało tylko ogólne podobieństwa zbiornika sedymentacji dolomitu głównego z obszaru strefy Koszalin–Chojnice do innych rejonów basenu cechsztyńskiego. Polegają one na znacznym zasoleniu i niewielkiej na ogół głębokości wody, ubogiej faunie reprezentowanej głównie

przez małże oraz podobnym rozkładzie miąższości utworów. Szczegółowe porównanie wykazuje jednak istnienie wielu różnic. Przejawiają się one głównie w odmiennym charakterze litologicznym utworów. Dolomit główny na badanym obszarze charakteryzuje się znacznie mniejszym udziałem skał pochodzenia algowego, zarówno biolitytów algowych jak i onkolitów. Szczegółowa analiza fauny występującej w dolomicie głównym strefy Koszalin—Chojnice pozwala stwierdzić jej mniejsze zróżnicowanie taksonomiczne (Kłapciński, 1971; Pattison *et al.*, 1973) oraz większą frekwencję w stosunku do innych rejonów. (Pattison, inf. pisemna z 1982 r.; Protas, inf. ustna z 1980 r.). W przeciwieństwie do innych obszarów (NRD, RFN, północno-zachodnia Polska, monoklina przedsudecka) zmiany mikrofacji w opisywanym dolomicie głównym nie wykazują związku z miąższością podścielających go anhydrytów.

MIKROFACJE DOLOMITU PŁYTOWEGO (Ca3)

Dolomit płytowy jest najsłabiej poznanym poziomem węglanowym cechsztynu w strefie Koszalin—Chojnice. Spowodowane to jest rzadkim rdzeniowaniem tego poziomu podczas prac wiertniczych. W trakcie zbierania materiałów do badań zdołano opróbować jedynie sześć profili dolomitu płytowego. Może to rodzić pytanie o sens prowadzenia analizy mikrofacjalnej na podstawie tak małej ilości danych. Pragnąc jednak uzyskać chociaż częściowe informacje na temat mikrofacjalnego charakteru ostatniego poziomu skał węglanowych w rozwoju zbiornika cechsztyńskiego na badanym obszarze, zdecydowano się wykorzystać dostępne materiały. Dodatkowym argumentem przemawiającym za tym jest dość równomierny rozkład danych na obszarze badań.

W obrębie przebadanych profili dolomitu płytowego wyróżniono następujące mikrofacje: mikryty (M), mikryty laminowane (Ml), biomikryty (B), biolityty algowe (Bl), onkolity (On). Mają one nieco odmienny charakter od opisanych wcześniej mikrofacji wapienia podstawowego i dolomitu głównego. Dlatego też przedstawiony poniżej opis mikrofacji dolomitu płytowego zawiera głównie różnice między nimi a analogicznymi mikrofacjami wcześniej opisanych poziomów węglanowych (Ca1 i Ca2).

MIKRYTY (M)

Mikryty dolomitu płytowego charakteryzują odmienne od mikrytów pozostałych poziomów węglanowych proporcje między składnikami. Zawierają one mniej (70—90%) mikrytu. Wśród pozostałych składników dominują ostrokrawędziste litoklasty kwarcu (pl. V: 9), występujące w ilości 5—30%. Występują one zwykle w postaci ziarn rozproszonych w mikrytowej masie, niekiedy natomiast tworzą cienkie laminy. Składniki szkieletowe reprezentowane są głównie przez fragmenty skorup małży, których udział wynosi średnio 5%. Pozostałe składniki stanowią różne formy algowe (grudki, otoczki, onkoidy) oraz ooidy (pl. V: 5). Obie te grupy stanowią nie więcej niż 5%. Udział anhydrytu jest niewielki. Stwierdzono go w 50% prób, przy czym zawartość jego nie przekracza 15%. Barwa mikrytów w ogromnej

większości prób jest szara, niekiedy ciemnoszara. Pod względem chemicznym stanowią one szereg od dolomitu słabo wapiennego do wapienia dolomitycznego, przy przewadze dolomitu wapiennego (Chilingar, 1957) o stosunku Ca/Mg ok. 3,0. Mikryty dolomitu płytowego w stosunku do mikrytów Ca1 i Ca2 charakteryzuje niewielki udział mikro- i pseudosparytu.

Porównanie mikrytów dolomitu płytowego ze standardowymi mikrofacjami Wilsona (1975) i środowiskiem ich sedymentacji przedstawia się analogicznie jak w przypadku mikrytów wapienia podstawowego i dolomitu głównego. Odpowiadają one 25 standardowemu typowi mikrofacji wg Wilsona (*op. cit.*). Środowisko sedymentacji tego typu skał stanowią szelfowe laguny i równie o ograniczonej cyrkulacji i niewielkiej głębokości wody (Wilson, *op. cit.*).

MIKRYTY LAMINOWANE (ML)

Mikryty laminowane dolomitu płytowego nie wykazują istotnych różnic w stosunku do mikrytów laminowanych opisanych wcześniej. Niewielkie różnice polegają przede wszystkim na większej zawartości litoklastów ostrokrawędzistego kwarcu (10—30%), który wraz z substancją bitumiczną tworzy charakterystyczną laminację (pl. V: 8). Niewielki udział (do 5%) w składzie mikrytów laminowanych mają składniki szkieletowe. Stanowią je zwykle fragmenty skorup małży, rzadziej małżoraczki. Anhydryt występuje w mikrytach laminowanych w niewielkich ilościach. Większość prób nie zawierała tego składnika, a w tych, w których występował, zawartość jego nie przekraczała 5%. Barwa opisywanych skał jest szara bądź ciemnoszara. Pod względem chemicznym stanowią one wapienie dolomityczne o znacznej zawartości (do 20%) części nierozpuszczalnych w HCl.

Mikryty laminowane dolomitu płytowego porównywać można z 19 standardowym typem mikrofacji Wilsona (1975). Powstawały one zapewne w środowisku płytkowodnych lagun i równi o niskiej energii wody w zasięgu dostawy materiału pochodzenia lądowego.

BIOMIKRYTY (B)

Biomikryty mają niewielki udział w składzie mikrofacjalnym dolomitu płytowego. Jako główny składnik szkieletowy zawierają one skorupy małży, bądź częściej ich fragmenty (pl. V: 4). Niewielką część składników szkieletowych stanowią małżoraczki, serpule i ślimaki. Udział składników szkieletowych w biomikrytach dolomitu płytowego jest większy niż w biomikrytach pozostałych poziomów węglanowych. Osiąga on niekiedy wartość 40%, przypominając „bogate" biomikryty dolomitu głównego. Wśród innych składników dominują ostrokrawędziste litoklasty kwarcu (do 10%). Sporadycznie obserwowano składniki pochodzenia algowego, takie jak grudki i otoczki algowe. Barwa biomikrytów jest szarobeżowa. Anhydryt występuje zwykle w niewielkich ilościach (do 10%). Jedynie część „bogatych" biomikrytów zawiera większe jego ilości (do 25%). Anhydryt najczęściej tworzy pseudomorfozy po bioklastach (pl. V: 4) bądź występuje w formie blokowych kryształów. Rzadziej tworzy mikrokrystaliczne ziarna w obrębie mikrytowego tła.

Zagadnienia korelacji opisywanych biomikrytów ze standardowymi typami mikrofacji (Wilson, 1975) oraz określenia środowiska ich sedymentacji przedstawiają się podobnie jak w przypadku biomikrytów dolomitu głównego (19 standardowy typ mikrofacji: ograniczone laguny i równie szelfowe). Jednak bardziej „ograniczona" fauna małży, reprezentowana jedynie przez cztery euryhalinowe gatunki pozwala sądzić o wyższym zasoleniu środowiska sedymentacji biomikrytów dolomitu płytowego.

BIOLITYTY ALGOWE (BL)

Biolityty algowe mają największy udział w składzie mikrofacjalnym dolomitu płytowego. Głównymi strukturami pochodzenia algowego występującymi w mikrytowym tle skały są maty glonowe (pl. V: 6) i ich fragmenty, rzadziej natomiast obserwowano płaskie warstwy stromatolitowe. Udział innych składników jest niewielki. Sporadycznie występujące składniki szkieletowe stanowią fragmenty skorup małży. Mała jest również zawartość onkoidów oraz otoczek, grudek i naskorupień algowych. Jedynie udział ostrokrawędzistych ziarn kwarcu jest nieco większy i osiąga wartość 10%. Większe nagromadzenia ziarn kwarcu występują niekiedy w stropie mat algowych tworząc delikatną laminację. Anhydryt występuje zwykle w postaci wydłużonych ziarn w obrębie laminacji algowej, rzadziej tworzy mikrokrystaliczną impregnację w obrębie mikrytowego tła. Zawartość jego waha się w granicach 5—10%. Barwa biolitytów jest ciemnoszara.

Pod względem chemicznym (podobnie jak biolityty wapienia podstawowego) obejmują one ogniwa od dolomitu wapiennego do wapienia słabo dolomitycznego. Zawartość części nierozpuszczalnych w HCl wynosi 5—15%. Jeśli chodzi o porównanie ze standardowymi typami mikrofacji Wilsona (1975) oraz o środowisko sedymentacji, to biolityty algowe dolomitu płytowego wykazują podobny charakter do biolitytów wapienia podstawowego. Porównywać je można z 20 typem mikrofacji Wilsona (*op. cit.*) oraz przyjąć, że środowiskiem ich sedymentacji były szelfowe laguny bądź równie o eulitoralnych i sublitoralnych warunkach. Mniejszy udział składników szkieletowych oraz onkoidów świadczyć może o wyższym zasoleniu i większym ograniczeniu cyrkulacji wody.

ONKOLITY (ON)

Onkolity stanowią podrzędny składnik mikrofacjalny dolomitu płytowego. Głównymi ich składnikami są grudki, otoczki i naskorupienia algowe (pl. V: 7), a więc ogniwa pośrednie w procesie powstawania onkoidów. Same onkoidy występują w niewielkich ilościach. Onkolity zawierają 10—70% wszystkich powyższych składników. Obserwowano wśród nich fragmenty skorup małży i ostrokrawędziste ziarna kwarcu. Onkolity dolomitu płytowego, podobnie jak onkolity pozostałych poziomów węglanowych cechsztynu (Ca1 i Ca2), wykazują znaczną zawartość anhydrytu (10—25%). Występuje on również w podobnych formach — wypełnia zwykle przestrzenie między składnikami algowymi bądź występuje w obrębie samych form algowych (pl. V: 7). Barwa onkolitów jest szara, rzadziej jasnoszara. W onkolitach dolomitu płytowego obserwowano spośród struktur sedy-

mentacyjnych jedynie słabo zaznaczone małoskalowe warstwowanie przekątne.

Z uwagi na podobny charakter mikrofacjalny onkolity dolomitu płytowego, podobnie jak onkolity wapienia podstawowego i dolomitu głównego, stanowią mikrofację pośrednią między 22 i 13 standardową mikrofacją Wilsona (1975). Powstawały one zapewne również w podobnym środowisku sedymentacji, a więc na elewowanych obszarach den lagun o ograniczonej cyrkulacji wody, położonych powyżej podstawy falowania.

ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI DOLOMITU PŁYTOWEGO

Charakterystyka środowiska sedymentacji dolomitu płytowego została oparta na identycznych zasadach jak w przypadku wapienia podstawowego i dolomitu głównego. Jednak z uwagi na ograniczoną ilość danych zrezygnowano z przeprowadzenia porównania zbiornika sedymentacji dolomitu płytowego z innymi typami sedymentacji węglanowej.

TYPY SKAŁ

Środowiska sedymentacji mikrofacji dolomitu płytowego zbliżone są do środowisk sedymentacji analogicznych mikrofacji wapienia podstawowego i dolomitu głównego. Różni je bardziej ograniczona cyrkulacja, wyższy stopień zasolenia i mniejsza głębokość wody. Świadczy o tym: znaczny udział materiału okruchowego, brak ooidów oraz wybitnie uboga fauna. Stanowią one zespół typowy dla płytkowodnych lagun i równi szelfowych o mało zróżnicowanej morfologii dna, znacznym wpływie lądu, wysokim zasoleniu, małej głębokości i ograniczonej cyrkulacji wody.

ZRÓŻNICOWANIE MIKROFACJALNE

Procentowy udział i pionową zmienność mikrofacji w przebadanych profilach przedstawiono w tabeli 4 i na na diagramie (fig. 7). Ich analiza pozwala wyciągnąć następujące wnioski:

1) dolomit płytowy charakteryzuje małe zróżnicowanie mikrofacjalne,

2) zdecydowanie dominują (87%) mikrofacje charakterystyczne dla środowisk niskoenergetycznych — mikryty, mikryty laminowane i biolityty algowe,

3) dolomit płytowy charakteryzuje się większym niż w innych poziomach (Ca1 i Ca2) udziałem mikrytów laminowanych i biolitytów algowych,

4) w zdecydowanej większości profili sedymentację rozpoczynają mikryty laminowane.

Konsekwencją małego zróżnicowania mikrofacjalnego i dominacji mikrytów jest obraz mapy litofacjalnej (fig. 8).

CHARAKTER I ROZWÓJ ZBIORNIKA

Na podstawie powyższych wniosków można sądzić, że zbiornik sedymentacji dolomitu płytowego na obszarze strefy Koszalin—Chojnice stanowiła płytkowodna laguna o mało zróżnicowanej morfologii dna, wysokim zasoleniu i ograniczonej

Tabela – Table 4

Udział i zmienność mikrofacji w dolomicie płytowym (Ca3)
Abundance and variability of microfacies in Platy Dolomite (Ca3)

Profil (otw. wiertniczy)	Miąższość (m)	Udział mikrofacji w %					A	B
		M	Ml	B	Bl	On		
Biesiekierz 1	7,0		100				+	0
Sarbinowo 1	15,5		16	16	68		+	3
Kurowo 2	6,5	77	23				+	1
Gozd 3	4,8	100					+	0
Brda 7	11,0	18	45		37		+	3
Okunino 1	31,1	56		17	12	15	–	
	75,9	30	31	9	26	4		

Objaśnienia jak w tab. 1 i 3.

Explanations as in Tables 1 and 3.

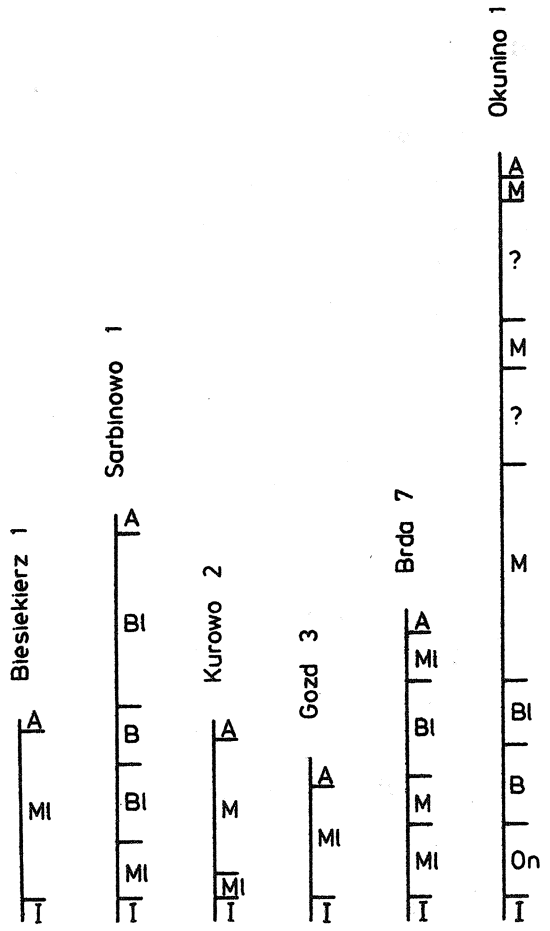


Fig. 7. Diagram zmienności mikrofacjalnej dolomitu płytowego (Ca3). I – iły z solą; pozostałe symbole jak w tab. 1 i 3

Fig. 7. Microfacies variability diagram of Platy Dolomite (Ca3). I – clays with salt; remaining symbols as in Tables 1 and 3

cyrkulacji wody. Istotny wpływ na charakter sedymentacji dolomitu płytowego wywierały zmiany klimatyczne, jakie miały miejsce w okresie poprzedzającym jego powstanie. Wzrost opadów (Dadlez, 1976) spowodował znaczny dopływ materiału okruchowego z lądu. To z kolei determinowało powszechny rozwój mikrytów laminowanych, zwłaszcza w początkowym okresie sedymentacji węgla-

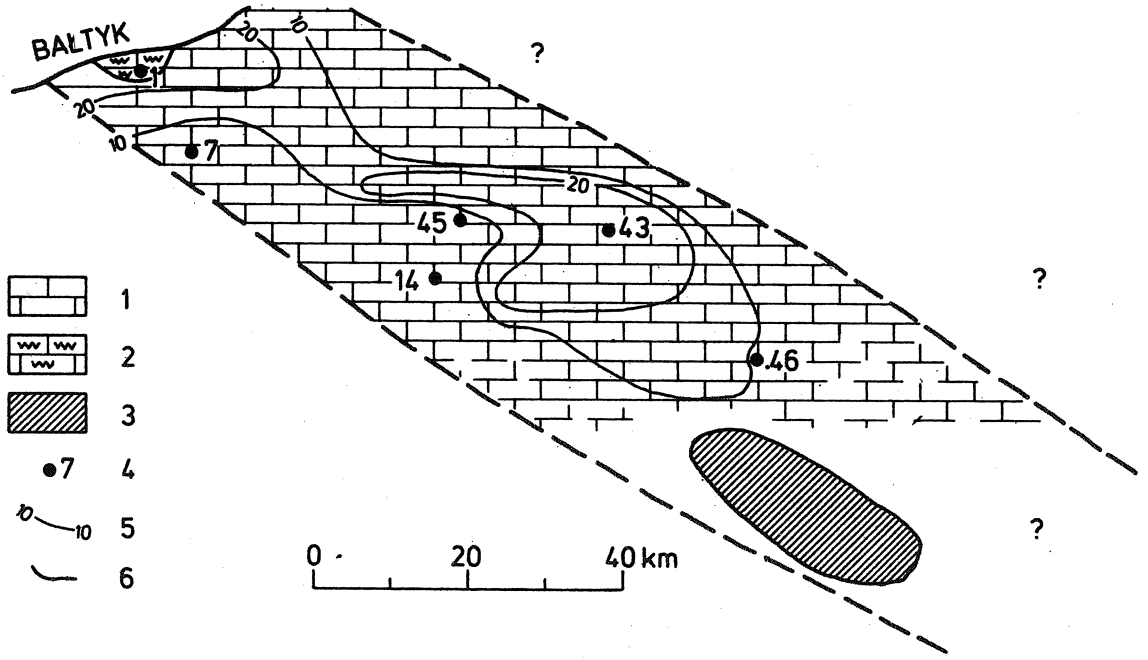


Fig. 8. Litofacje dolomitu płytowego (Ca3). *1* — mikrytowa (50% M), *2* — biolitytowa (50% Bl), *3* — obszary bez Ca3, *4* — profile Ca3 wg fig. 3 i 6, *5* — izopachyty Ca3, *6* — granice litofacji

Fig. 8. Lithofacies of Platy Dolomite (Ca3). *1* — micritic (50% M), *2* — biolithitic (50% Bl), *3* — areas without Ca3, *4* — sections of Ca3 according to Figs. 3 and 6, *5* — Ca3 isopachs, *6* — boundaries of lithofacies

nowej. Słabo zróżnicowana teksonomicznie i uboga w osobniki fauna występuje głównie we wczesnym etapie rozwoju dolomitu płytowego, później natomiast zanika. Zdaje się to świadczyć o stopniowym pogarszaniu warunków ekologicznych, związanym zapewne ze wzrostem zasolenia i zmniejszeniem głębokości wody. Tego rodzaju zmiany środowiskowe oraz zasadnicze ograniczenie fauny stwarzało sprzyjające warunki do bujnego rozwoju glonów, z czym związana jest obecność biolitytów algowych w części profili.

ZAKOŃCZENIE

Na podstawie analizy mikrofacjalnej węglanowych poziomów cechsztynu można stwierdzić, że obszar strefy Koszalin—Chojnice stanowił brzeżną część zbiornika cechsztyńskiego i był płytką laguną bądź równią szelfową o niewielkiej głębokości.

Sedymentacja kolejnych poziomów węglanowych odbywała się w zbliżonych, chociaż nie identycznych warunkach. Zdecydowało to o dość znacznym podobieństwie litofacjalnym poszczególnych poziomów. Polega ono przede wszystkim na dominacji skał mikrytowych, małym stosunkowo zróżnicowaniu mikrofacjalnym i niewielkim wpływie zespołów fauny na wykształcenie mikrofacjalne.

Różnice w litofacjalnym charakterze poszczególnych poziomów odzwierciedlają ewolucję zbiornika. Wapień podstawowy charakteryzuje mozaikowy typ zmienności, natomiast litofacje dolomitu głównego i płytowego wykazują małe zróżnicowanie. Jest to efektem zmniejszania się wpływu na sedymentację blokowej budowy

podłoża i ruchów tektonicznych. Z kolei regresywny rozwój fauny obserwowany w kolejnych poziomach i znaczny udział mikrofacji algowych w dolomicie płytowym jest wynikiem wzrastającego zasolenia zbiornika.

Część basenu cechsztyńskiego obejmująca obszar strefy Koszalin – Chojnice wykazuje wiele różnic w porównaniu z innymi jego rejonami. Polegają one głównie na mozaikowym charakterze zmienności litofacjalnej wapienia podstawowego i braku typowych dla innych rejonów basenu transgresywnych i regresywnych sekwencji mikrofacjalnych w obrębie poszczególnych poziomów. Podstawową przyczyną tych różnic wydaje się być wpływ ruchów tektonicznych podłoża o blokowej budowie.

Pełny obraz tej części zbiornika cechsztyńskiego uzyskać będzie można po wykonaniu analizy sedymentacji wszystkich utworów cechsztynu, a głównie ewaporatów.

LITERATURA CYTOWANA – REFERENCES

Bathurst, R.G.C., 1971. *Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology*, 12. Elsevier, Amsterdam, 620 pp.

Brongersma-Sanders, M., 1971. Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks: an actualistic model. *Mar. Geol.*, 11: 46–58. Amsterdam.

Carozzi, A. V., 1957. Contribution a l'étude des proporiétés géométriques des oolithes-léremple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Inst. Natl. Genevois Bull.*, 58: 3–52. Genewa.

Chilingar, G. V., 1957. Classification of limestones and dolomites on basis of Ca/Mg ratio. *J. Sedim. Petrology*, 27: 148–157. Tulsa.

Cuffey, R. I., 1970. Bryozoan environment interrelationships – an overview of bryozoan paleoecology and ecology. *Earth and Mineral Sciences*, University Park, 39/6: 41–48.

Czajor, E. & Wagner, R., 1973. Typy genetyczne skał oraz mikrofacje i paleogeografia wapienia cechsztyńskiego (Ca1) w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.*, 17/3: 471–485. Warszawa.

Dadlez, R., 1974. Tectonic position on western Pomerania (North-western Poland) prior to the upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, 274. Warszawa.

Dadlez, R. (Ed.), 1976. Perm i mezozoik niecki pomorskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 74: 10–39. Warszawa.

Dadlez, R. & Dembowska, I., 1965. Budowa geologiczna parantyklinorium pomorskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 40: 5–174. Warszawa.

Dadlez, R. & Marek, S., 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 13/3: 543–563. Warszawa.

Dunham, R. J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Mem.*, 1: 108–121. Tulsa.

Evans, G., Murray, J. W., Biggs, H. E. J., Bate, R. & Busch, P. H., 1973. The oceanography, ecology, sedimentology and geomorphology of parts of the Trucial Coast barrier island complex, Persian Gulf. *In*: B.H. Purserer (Ed)., The Persian Gulf. Springer, Berlin, 471 pp.

Flügel, E., 1978. Mikrofacielle Untersuchungs Methoden von Kalken. Springer, Berlin, 454 pp.

Folk, R. L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 43(1): 1–38. Tulsa.

Füchtbauer, H., 1964. Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 114(3): 484–531. Stuttgart.

Illing, L. V., 1954. Bahaman calcereous sands. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 38(1): 1–95. Tulsa.

Jordan, H., 1969. Zür Biostratigraphie und Fazies des Zechsteins in Germanischen Becken, unter besonderer Berücksichtigung des Thüringer Beckens. *Freib. Forsch.*, C 245: 27–45. Lipsk.

Karwowski, L. & Kłapciński, J., 1979. *Analiza mikrofacjalna i zespoły mikrofaunistyczne*

węglanowych utworów cechsztynu na podstawie wybranych otworów wiertniczych. Maszynopis – unpublished Archiwum ING. Wrocław, 84 pp.

Kerkmann, K., 1967. Zür Kenntnis der Riffbildungen in der Werraserie des Thüringischen Zechsteins. *Freib. Forsch.*, C 213: 1–35. Lipsk.

Kerkmann, K., 1969. Riffe und Algenbänke im Zechstein von Thüringen. *Freib. Forsch.*, C 252: 1–85. Lipsk.

Kijewski, P. & Kaszper, J., 1973. Tekstury stylolitowe w cechsztyńskich skałach węglanowych poziomu W1 monokliny przedsudeckiej. *Kwart. Geol.*, 17(2): 497–506. Warszawa.

Kłapciński, J., 1971. Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sud.*, 5(1): 77–126. Wrocław.

Kłapciński, J., 1972. Stylolity w skałach węglanowych cyklotemu Werra w okolicach Lubina (monoklina przedsudecka). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42(1): 47–54. Kraków.

Kłapciński, J. & Karwowski, L., 1978. Fauna utworów cechsztyńskich w północnej części monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sud.*, 13(2): 67–80. Wrocław.

Krasoń, J., 1964. Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. *Geol. Sud.*, 1(2): 221–262. Wrocław.

Logan, A., 1967. The Permian Bivalvia of northern England. *Palaeont. Soc., Monogr.*, 121/518: 1–72.

Logan, B. W., Rezak, R. & Ginsburg, R. N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Geol. J.*, 72(1): 68–83. Liverpool.

Lorenc, S., 1975. Petrografia i zróżnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werra monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sud.* 10(1): 59–99. Wrocław.

Lorenc, S., 1978. *Petrografia skał osadowych,* Wrocław, 176 pp.

Mazzullo, S. J. & Friedman, G. M., 1975. Conceptual Model of Tidally Influenced Deposition on Margins of Epeiric Seas: Lower Ordovician (Canadian) of Eastern New York and Southwestern Vermont. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 59(11): 2123–2141. Tulsa.

Park, W. C. & Schot, E. H., 1968. Stylolites: their nature and origin. *J. Sedim. Petrology*, 38(3): 175–191. Tulsa.

Pattison, J., Smith, D. B. & Warrington, G., 1973. A review of late Permian and early Triassic biostratigraphy in the British Isles. *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 2: 220–260. Ottawa.

Peryt, T. M., 1978. Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Stud. Geol. Pol.*, LIV: 1–86. Warszawa.

Peryt, T. M. & Piątkowski, T. S., 1977. Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. *In*: E. Flügel (Ed.), *Fossil Algae.* Springer, Berlin, pp. 197–218.

Piekarska, E. & Kwiatkowski, S., 1975. Microfacial analysis of the Zechstein Limestone in the eastern part of the Peri-Baltic syneclise. *Acta Geol. Pol.*, 25(1): 79–114. Warszawa.

Pokorski, J. & Wagner, R., 1972. Stratygrafia i paleogeografia permu. *Biul. Inst. Geol.*, 252: 121–134. Warszawa.

Protas, A., 1979. *Zróżnicowanie mikrofacjalne dolomitu głównego w NW części synklinorium szczecińskiego i antyklinorium pomorskiego.* Praca doktorska. Maszynopis – unpublished. Archiwum ING, Wrocław, 165 pp.

Purdy, E.G., 1963. *Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank.* 1. Petrography and reaction groups. 2. Sedimentary facies. *Geol. J.*, 71: 334–355, 472–497. Liverpool.

Quester, H., 1962. Petrographie des erdgashöftigen Hauptdolomits im Zechstein 2 zwischen Weser und Ems. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 114(3): 461–483. Stuttgart.

Radwański, A. & Birkenmajer, K., 1977. Oolitic/pisolitic dolostones from the late Precambrian of south Spitsbergen; their sedimentary environment and diagenesis. *Acta Geol. Pol.*, 27(1): 1–39. Warszawa.

Richter-Bernburg, G., 1955. Über salinare Sedimentation. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 104: 593–643. Stuttgart.

Smith, D. B., 1980. Permian and Trias. *Trans. Mat. Hist. Soc. Northumberland.*, 41(1): 66–91. Newcastle upon Tyne.

Smith, D. B., 1981. The evolution of the English Zechstein Basin. *Inter. Sym. Cent. European Permian. Proceedings.* Warszawa, pp. 9—47.

Szaniawski, H., 1970. Stratygrafia, sedymentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza. *Acta Geol. Pol.*, 20(1): 485—531. Warszawa.

Szulczewski, M., 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce. *Acta Geol. Pol.* 18(1): 1—83. Warszawa.

Voronova, L. G. & Radionova, E. P., 1976. Paleozoic algae and microphytolites. *Trans.*, 294. Nauka, Moskwa, 220 pp.

Wagner, R., 1968. Cechsztyn w rejonie strefy dyslokacyjnej Koszalina. *Przeg. Geol.* 5: 243—244. Warszawa.

Wilson, J. L., 1975. *Carbonate facies in geologic history.* Springer, Berlin, 471 pp.

Wray, J. L., 1977. *Calcareous algae.* Dev. Palaeont. Strat., 4. Elsevier, Amsterdam, 185 pp.

Znosko, J., 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. *Kwart. Geol.*, 6(3): 485—509. Warszawa.

SUMMARY

INTRODUCTION

The study is based on the analyses of cores from 26 boreholes situated in the Koszalin—Chojnice zone (Fig. 1), which lies in the peripheral part of the East-European Platform. All carbonate horizons of the Zechstein occurring in the boreholes were investigated, i.e. Zechstein Limestone (Ca1), Main Dolomite (Ca2) and Platy Dolomite (Ca3).

ROCK COMPONENTS

The rocks were submitted to petrographic analysis. Based on the criteria of Folk (1959) and Wilson (1975), the analysis allowed the author to distinguish three main groups of components.

The first group consists of the following allochems: lithoclasts (Pl. I: 1), ooids (Pl. I: 2, 3, 4) and skeletal components. The lithoclasts, which are predominantly composed of unrounded quartz grains, occur mainly in the Zechstein Limestone and Main Dolomite. The ooids occur most frequently in the Main Dolomite. Normal ooids are dominant there. In the skeletal components included were: bryozoans (Pl. I: 5), brachiopods (Pl. III: 2), pelecypods (Pl. I: 6), ostracods (Pl. I: 7), foraminifers (Pl. I: 8), gastropods, serpulids (Pl. II: 1) and echinoderms. Among the skeletal components: bryozoans, brachiopods and echinoderms occur exclusively in the Zechstein Limestone. The other bioclasts were found in all horizons (Ca1, Ca2 and Ca3).

The second group of components consists of non-skeletal grains. Here, taking into account their origin, the grains formed due to metabolic activity of algae and fragments of carbonate mud (intraclasts ?) were distinguished. The components of algal origin constitute an important element of the studied rocks because of their abundance. They are also important as environment indicators. In this group were included: oncoids (Pl. V: 2), grains formed at various stages of oncoids development (Pl. II: 3; Pl. IV: 5; Pl. V: 2, 7), as well as stromatolites (Pl. II: 4) and algal mats (Pl. II: 5; Pl. IV: 4). Oncoids are present mainly in the Zechstein Limestone, stromatolites and algal mats in the Zechstein Limestone and Platy Dolomite,

while in the Main Dolomite the grains formed at various stages of oncoid formation are the most frequent. The grains of carbonate mud (Pl. II: 6) are rare and their origin is obscure.

Orthochems constitute the third group of components. The main orthochemical component, being also dominant in the studied rocks, is micrite (Pl. II: 7; Pl. III: 7, 8). Besides micrite, in this group included were: microsparite (Pl. II: 8; Pl. IV: 5) and pseudosparite (Pl. III: 1, 4). Both components were found in the rocks, in which processes of aggradation neomorphism occur. Sparite cement is rare (Pl. I: 6). Non-carbonate component of this group is anhydrite. It occurs in the rocks of all horizons in different forms (Pl. II: 7; Pl. III: 3; Pl. IV: 2; Pl. V: 5, 7). Anhydrite is abundant, at places constituting even 50% of the rock.

MICROFACIES OF ZECHSTEIN LIMESTONE (Ca1) AND ENVIRONMENT OF THEIR SEDIMENTATION

Considering the components present and basing on the proportions between them, the following microfacies were distinguished in the Zechstein Limestone: micrites (Pl. I: 7), laminated micrites (Pl. IV: 1), bryozoan biomicrites (Pl. I: 5), brachiopod biomicrites (Pl. III: 2), mixed biomicrites (Pl. IV: 2), algal biolithites (Pl. II: 4), oncolites (Pl. III: 2) and oomicrites (Pl. I: 4). As a separate group the clastic rocks were distinguished, which form several-dozen centimeter thick intercalations in the carbonate rocks.

Microfacies of the Zechstein Limestone were related to the standard microfacies types (SMF) of Wilson (1975). They do not correspond directly with those of Wilson, but the approximate correlation is possible. Micrites correspond with the 23 SMF type, and laminated micrites correspond with the 19 SMF type. All the biomicrite sorts constitute transitory microfacies between the 8 and 9 SMF types. Algal biolithites correspond with the 20 SMF type, oncolites with the 22 SMF or 13 SMF type, and oomicrites with 15 SMF type *sensu* Wilson (*op. cit.*). The microfacies distinguished represent association of environments typical of a lagoon or shallow flat, from the sabkha type to those characterized by free water circulation. They differ in depth, as well as salinity and hydraulic regime. Micrites, laminated micrites and algal biolithites delimitate lagoons and flats of a depth not exceeding 10 m, with restricted water circulation and high salinity. They may also occur over evaporite platforms of a sabkha type. All sorts of biomicrites formed in the open lagoons or on the flats of moderate depth, with free water circulation and normal salinity. On the other hand the oncolites and oomicrites represent areas of the lagoon or flat with exposed bottom, typified by increased water energy.

MICROFACIES OF THE MAIN DOLOMITE (Ca2) AND ENVIRONMENT OF THEIR FORMATION

Guided by the criteria analogous to those employed for the Zechstein Limestone, the following microfacies were distinguished: micrites (Pl. III: 6), laminated micrites (Pl. V: 1), biomicrites (Pl. IV: 9), oomicrites (Pl. I: 2) and oncolites (Pl. II: 3). As a separate type anhydrites were distinguished. They were found in the section Kurowo 2, and they are probably equivalent to the carbonate facies met elsewhere.

Microfacies of the Main Dolomite reveal considerable similarity to the corresponding microfacies of the Zechstein Limestone. The differences observed consist in increased content of anhydrite in the micrites, laminated micrites and biomicrites, decreased contribution from the algal components in micrites, and other sorts of bioclasts in biomicrites. Instead of brachiopods and bryozoans, which are the most abundant in biomicrites in the Zechstein Limestone, there dominate pelecypods in the Main Dolomite. Also correspondence with the standard microfacies types of Wilson (1975), observed for the Main Dolomite is parallel to that observed in the Zechstein Limestone. Only biomicrites, because of their limited fauna, considerable content of anhydrite and presence of algal forms, should be rather correlated with the 19 SMF type. The other microfacies reveal analogous relation to the SMF types as was observed for the Zechstein Limestone.

Microfacies of the Main Dolomite represent similar environments of sedimentation to the corresponding microfacies of the Zechstein Limestone. These environments differ however by higher salinity, more constrained circulation and shallower depth of the basin. It is evidenced first of all by the limited fauna consisting mainly of pelecypods and an increased content of anhydrite. The association of environments of the Main Dolomite is typical of shallow-water lagoons or shelf flats of a poorly differentiated, but changing bottom morphology, restricted water circulation and high salinity. Occurrence of anhydrites may testify for periodical presence of the sabkha-type conditions in certain parts of the area.

MICROFACIES OF THE PLATY DOLOMITE (Ca3) AND ENVIRONMENT OF THEIR SEDIMENTATION

In the studied sections of the Platy Dolomite the following microfacies were distinguished: micrites (Pl. V: 5, 9), laminated micrites (Pl. V: 8), biomicrites (Pl. V: 4), algal biolithites (Pl. V: 6) and oncolites (Pl. V: 7). They reveal somewhat different character than corresponding microfacies of the previously described horizons. It concerns primarily micrites and biomicrites. Micrites of the Platy Dolomite contain less micrite (70–90%) than those of the other horizons, whereas biomicrites are characterized by a higher content of skeletal components, which amounts up to 40%. Among the biogenic components there dominate pelecypods. The other microfacies do not reveal significant differences. When comparing with the other horizons, no differences were also noted in the relation of the respective microfacies of Platy Dolomite to the standard microfacies types. The environments of sedimentation of the Platy Dolomite microfacies are similar to those corresponding with the respective microfacies in Ca1 and Ca2. They differ only by shallower depth, more constrained circulation and higher salinity. It is evidenced by a high content of the clastic material, lack of ooids and extremely scarce fauna. The association of environments is typical of shallow-water lagoons and shelf flats of a poorly differentiated bottom morphology, considerable influence of land, with restricted circulation and high salinity.

CHARACTER AND VARIABILITY OF THE BASIN DURING SEDIMENTATION OF RESPECTIVE CARBONATE HORIZONS

Microfacies analysis of the Zechstein carbonate horizons allows us to state, that the Koszalin – Chojnice zone was situated in the marginal part of Zechstein basin and revealed character of a shallow lagoon or a shelf flat. The sedimentation of the successive carbonate horizons was taking place in the similar but not identical conditions. This resulted in the considerable similarity of microfacies character of the respective horizons. It consists primarily in domination of micrites (Tables: 1, 3 and 4), little microfacies differentiation (Figs. 2, 5 and 7) and insignificant influence of the faunal assemblages on the microfacies. The differences in lithofacies of successive horizons reflect evolution of the basin. The Zechstein Limestone is characterized by mosaic-like microfacies variability (Figs. 1 and 2). This is caused by the distinct influence of the substratum and its tectonic activity on the development of the basin (Fig. 4). On the other hand, lithofacies of the Main Dolomite and Platy Dolomite reveal only poor variability (Figs. 6 and 8). It is caused by the diminished influence of the block movements of substratum on the sedimentation. The regresive development of fauna, observed in the successive horizons, and considerable content of the algal microfacies in the Platy Dolomite result from the increased water salinity in the basin.

The above described basin reveals several differences when compared with the other regions of the Zechstein basin. They consist predominantly in the mosaic-like character of lithofacies variability in the Zechstein Limestone, and in the lack of regressive/transgressive microfacies sequences typical of the other regions. These differences seem to be caused in the studied area by the fault-block structure of the substratum and its tectonic activity, strongly influencing the carbonate sedimentation. The studied basin shows also little similarity to the existing models of the carbonate sedimentary basins (Table 2).

OBJAŚNIENIA PLANSZ – EXPLANATIONS OF PLATES

Plansza – Plate I

1. Mikryt z rozproszonymi ostrokrawędzistymi litoklastami kwarcu oraz fragmentami skorupy małża. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Gozd 3, głęb. 2356,4 m.
1. Micrite with dispersed sharp-edged quartz grains and a fragment of pelecypod shell. Main Dolomite. Borehole Gozd 3, depth 2356.4 m.
2. Oomikryt, w znacznym stopniu zrekrystalizowany i zanhydrytyzowany. W centrum ooid wielokrotny. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Drzewiany 1, głęb. 2159,5 m.
2. Oomicrite, considerably recrystallized and anhydritized. In the centre multiple ooid. Main Dolomite. Borehole Drzewiany 1, depth 2159.5 m.
3. Oomikryt. W centrum ooid właściwy, wielopowłokowy o tangencjalnej budowie powłok. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Okunino 1, głęb. 1839,8 m.
3. Oomicrite. In the centre normal ooid, with several laminae of a tangential structure. Zechstein Limestone. Borehole Okunino 1, depth 1839.8 m.

4. Oomikryt zanhydrytyzowany; anhydryt w tle skały oraz w obrębie ooidów. W centrum ooid powierzchniowy. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Biesiekierz 1, głęb. 2878,6 m.

4. Anhydritized oomicrite; anhydrite in the matrix and inside ooids. In the centre superficial ooid. Zechstein Limestone. Borehole Biesiekierz 1, depth 2878.6 m.

5. Biomikryt mszywiołowy. W centrum fragment kolonii mszywioła. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Stobno 3, głęb. 2178,5 m.

5. Bryozoan biomicrite. In the centre a fragment of bryozoan colony. Zechstein Limestone. Borehole Stobno 3, depth 2178.5 m.

6. Biomikryt mieszany. W obrębie blokowego cementu sparytowego fragment skorupy małża z zachowaną wewnętrzną warstwą w postaci granularnej mozaiki kalcytowej. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Wierzchocina 1, głęb. 1897,4 m.

6. Mixed biomicrite. In sparite block-cement a fragment of pelecypod shell with preserved inner layer in form of granular calcite mosaic. Zechstein Limestone. Borehole Wierzchocina 1, depth 1897.4 m.

7. Mikryt. W centrum zanhydrytyzowana skorupka małżoraczka. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1704,7 m.

7. Micrite. In the centre anhydritized ostracod shell. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1704.7 m.

8. Biomikryt mieszany z otwornicą w części centralnej zdjęcia. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Wierzchocina 1, głęb. 1897,4 m.

8. Mixed biomicrite with a foraminifer in the central part of photograph. Zechstein Limestone. Borehole Wierzchocina 1, depth 1897.4 m.

Plansza — Plate II

1. Biomikryt mieszany z zachowanymi fragmentami serpul. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Wierzchocina 1, głęb. 1897,9 m.

1. Mixed biomicrite with preserved serpulid fragments. Zechstein Limestone. Borehole Wierzchocina 1, depth 1897.9 m.

2. Onkolit z grudkami i otoczkami algowymi. W części środkowej fragmenty onkoidów. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Biały Bór 1, głęb. 2626,2 m.

2. Oncolite with algal grains and fringes. In the middle oncoid fragments. Zechstein Limestone. Borehole Biały Bór 1, depth 2626.2 m.

3. Zanhydrytyzowany onkolit zbudowany głównie z otoczek, naskorupień i grudek algowych, w mniejszym stopniu z onkoidów. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Gozd 3, głęb. 2341,2 m.

3. Anhydritized oncolite built mainly of algal fringes, encrustations and grains, in lesser degree of oncoids. Main Dolomite. Borehole Gozd 3, depth 2341.2 m.

4. Biolityt algowy o stukturze gładkich warstw stromatolitowych. Stylolit, zgodny i ukośny względem warstwowania. W stropie szczelina z wysychania. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Wierzchowo 1, głęb. 3236,8 m.

4. Algal biolithite of a structure of smooth stromatolite layers. Stylolite, conform and oblique relative bedding. In the top shrinkage crack. Zechstein Limestone. Borehole Wierzchowo 1, depth 3236.8 m.

5. Biolityt algowy o strukturze maty algowej z anhydrytem o blokowym pokroju ziarn. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Gozd 4, głęb. 2335,3 m.

5. Algal biolithite of an algal-mat structure with anhydrite of a block habit. Zechstein Limestone. Borehole Gozd 4, depth 2335.3 m.

6. Mikryt z intraklastami (?) w postaci owalnych i wydłużonych ziarn. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Kurowo 2, głęb. 1919,3 m.

6. Micrite with intraclasts (?) in form of oval and alongated grains. Main Dolomite. Borehole Kurowo 2, depth 1919.3 m.

7. Mikryt z mikrokrystalicznym anhydrytem w tle. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1706,9 m.
7. Micrite with microcrystalline anhydrite in groundmass. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1706.9 m.
8. Mikrosparyt w mikrytach wapienia podstawowego. Otwór wiertniczy Okunino 1, głęb. 1847,0 m.
8. Microsparite in the micrites of Zechstein Limestone. Borehole Okunino 1, depth 1847.0 m.

Plansza — Plate III

1. Pseudosparyt w obrębie mikrytów wapienia podstawowego. Otwór wiertniczy Polanów 1, głęb. 1668,3 m.
1. Pseudosparite in micrites of Zechstein Limestone. Borehole Polanów 1, depth 1668.3 m.
2. Biomikryt ramienionogowy z fragmentami skorup ramienionogów. W centrum przekrój przez skorupkę otwornicy. Ortosparytowy cement granularny. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1721,0 m.
2. Brachiopod biomicrite with fragments of brachiopod shells. In the centre cross-section of foraminifer shell. Orthosparite granular cement. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1721.0 m.
3. Mikryt z anhydrytem w formie kryształów o blokowym pokroju bezładnie rozmieszczonych w obrębie skały. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1706,5 m.
3. Micrite with anhydrite crystals of a block habit, randomly distributed in the rock. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1706.5 m.
4. Onkolit z anhydrytem i pseudosparytem rozwiniętym na obrzeżach i między formami onkolitowymi. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 3, głęb. 2179,6 m.
4. Oncolite with anhydrite and pseudosparite developed on the fringes and inbetween oncolitic forms. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 3, depth 2179.6 m.
5. Biomikryt ramienionogowy (część środkowa i górna) oraz bogaty biomikryt ramienionogowy oddzielony twardym dnem. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1721,0 m.
5. Brachiopod biomicrite (middle and upper part) and rich brachiopod biomicrite separated from each other by hard ground. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1721.0 m.
6. Mikryt ze znaczną ilością anhydrytu i stylolitem o ostro zakończonych wierzchołkach. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Gozd 1, głęb. 2139,5 m.
6. Micrite with a considerable amount of anhydrite and a stylolite of the acute vertices. Main Dolomite. Borehole Gozd 1, depth 2139.5 m.
7. Mikryt z warstwowaniem przekątnym małoskalowym. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Polanów 1, głęb. 1667,5 m.
7. Micrite with a small scale cross-lamination. Zechstein Limestone. Borehole Polanów 1, depth 1667.5 m.
8. Mikryt ze znaczną ilością mikrokrystalicznego anhydrytu, delikatnie laminowany substancją ilasto-bitumiczną. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Gozd 4, głęb. 2332,5 m.
8. Micrite with a considerable amount of microcrystalline anhydrite, finely laminated with clayey-bituminous substance. Zechstein Limestone. Borehole Gozd 4, depth 2332.5 m.

Plansza — Plate IV

1. Mikryt laminowany ze znaczną ilością mikrokrystalicznego anhydrytu. Laminacja płaska, pozioma, z materiałem ilasto-bitumicznym. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1697,5 m.
1. Laminated micrite with a considerable amount of microcrystalline anhydrite. Horizontal, planar lamination with clayey-bituminous material. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1697.5 m.

2. Biomikryt mieszany ze znaczną ilością anhydrytu w obrębie składników szkieletowych. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Gozd 4, głęb. 2337,0 m.
2. Mixed biomicrite with a considerable amount of anhydrite inside skeletal components. Zechstein Limestone. Borehole Gozd 4, depth 2337.0 m.
3. Brekcja anhydrytowa o spoiwie ilasto-węglanowym. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Gozd 4, głęb. 2330,3 m.
3. Anhydrite breccia with clayey-carbonate cement. Zechstein Limestone. Borehole Gozd 4, depth 2330.3 m.
4. Biomikryt algowy o strukturze maty algowej, ze znaczną ilością anhydrytu w postaci pseudomorfoz po bioklastach i w obrębie laminacji algowej. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Nowa Wieś 1, głęb. 2407,5 m.
4. Algal biomicrite of an algal-mat structure, with considerable amount of anhydrite pseudomorphs after bioclasts and in algal lamination. Zechstein Limestone. Borehole Nowa Wieś 1, depth 2407.5 m.
5. Onkolit złożony głównie z grudek, otoczek i naskorupień algowych, w mniejszym stopniu z onkoidów; w znacznym stopniu zanhydrytyzowany. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Biały Bór 1, głęb. 2626,0 m.
5. Oncolite composed mainly of algal grains, fringes and encrustations, in a lesser degree of oncoids; considerably anhydritized. Zechstein Limestone. Borehole Biały Bór 1, depth 2626.0 m.
6. Onkolit złożony z różnych form algowych, silnie zanhydrytyzowany. Anhydrytyzacja obejmuje mikrytowe tło skały oraz wnętrza form algowych. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Polanów 1, głęb. 1674,0 m.
6. Oncolite composed of different algal forms, strongly anhydritized. Anhydritization includs micritic groundmass and inner parts of algal forms. Zechstein Limestone. Borehole Polanów 1, depth 1674.0 m.
7. Oomikryt złożony z ooidów właściwych i powierzchniowych. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Okunino 1, głęb. 1840,0 m.
7. Oomicrite composed of normal and superficial ooids. Zechstein Limestone. Borehole Okunino 1, depth 1840.0 m.
8. Mułowiec z florą lądową. Wapień podstawowy. Otwór wiertniczy Skibno 1, głęb. 1709,5 m.
8. Mudstone with terrestrial flora. Zechstein Limestone. Borehole Skibno 1, depth 1709.5 m.
9. Bogaty biomikryt zawierający fragmenty skorup małży, ślimaki, otwornice, małżoraczki i serpule. W spągu biomikrytów twarde dno. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Miastko 2, głęb. 1797,8 m.
9. Rich biomicrite containing fragments of pelecypod shells, gastropods, foraminifers, ostracods and serpulids. At the bottom of biomicrites — hard ground. Main Dolomite. Borehole Miastko 2, depth 1797.8 m.

Plansza — Plate V

1. Mikryt laminowany. Laminacja płaska, równoległa, substancją ilasto-bitumiczną. Anhydryt jako składnik tła, bądź w obrębie laminacji. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Gozd 3, głęb. 2344,9 m.
1. Laminated micrite. Planar, parallel lamination with clayey-bituminous material. Anhydrite as a groundmass component or in lamination. Main Dolomite. Borehole Gozd 3, depth 2344.9 m.
2. Onkolit złożony głównie z onkoidów, w mniejszym stopniu z innych form algowych. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Drzewiany 1, głęb. 2158,5 m.
2. Oncolite composed mainly of oncoids, in a lesser extent of other algal forms. Main Dolomite. Borehole Drzewiany 1, depth 2158.5 m.
3. Poziom pseudosparytowy w mikrytach. Dolomit główny. Otwór wiertniczy Rosnowo 1, głęb. 2730,4 m.
3. Pseudosparite horizon in micrites. Main Dolomite. Borehole Rosnowo 1, depth 2730.4 m.

4. Bogaty biomikryt z fragmentami skorup małży. Bioklasty zanhydrytyzowane. Dolomit płytowy. Otwór wiertniczy Sarbinowo 1, głęb. 2135,0 m.

4. Rich biomicrite with fragments of pelecypod shells. Bioclasts are anhydritized. Platy Dolomite. Borehole Sarbinowo 1, depth 2135.0 m.

5. Ooidy oraz grudki algowe w obrębie mikrytów. Anhydryt wypełniający przestrzenie międzyziarnowe (a) oraz wnętrza ooidów (b). Dolomit płytowy. Otwór wiertniczy Kurowo 2, głęb. 1904,5 m.

5. Ooids and algal grains filling intragranular spaces (a) and inner parts of ooids (b). Platy Dolomite. Borehole Kurowo 2, depth 1904.5 m.

6. Biolityt algowy o strukturze maty glonowej, znacznie zanhydrytyzowany. Dolomit płytowy. Otwór wiertniczy Brda 7, głęb. 1880,5 m.

6. Algal biolithite of an algal mat structure, considerably anhydritized. Platy Dolomite. Borehole Brda 7, depth 1880.5 m.

7. Onkolit złożony z grudek i otoczek algowych; zanhydrytyzowany. Anhydrytyzacja obejmuje głównie mikrytowe tło skały oraz nieorganiczne partie form algowych. Dolomit płytowy. Otwór wiertniczy Okunino 1, głęb. 1697,5 m.

7. Oncolite composed of algal grains and fringes; anhydritized. Anhydritization includs mainly micritic groundmass and inorganic parts of algal forms. Platy Dolomite. Borehole Okunino 1, depth 1697.5 m.

8. Laminowany mikryt. Laminacja płaska, równoległa. W obrębie lamin ilasto-bitumicznych liczne ziarna ostrokrawędzistego kwarcu. Dolomit płytowy. Otwór wiertniczy Gozd 3, głęb. 2320,5 m.

8. Laminated micrite. Planar, parallel lamination. In clayey-bituminous laminae numerous grains of sharp-edged quartz. Platy Dolomite. Borehole Gozd 3, depth 2320.5 m.

9. Mikryt ze słabo zaznaczoną laminacją podkreśloną ułożeniem ziarn kwarcu. Dolomit płytowy. Otwór wiertniczy Kurowo 2, głęb. 1906,0 m.

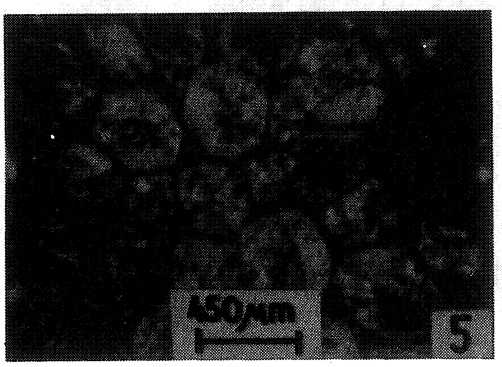
9. Micrite with a faint lamination formed by orientation of quartz grains. Platy Dolomite. Borehole Kurowo 2, depth 1906.0 m.

450µm
1

450µm
2

450µm
3

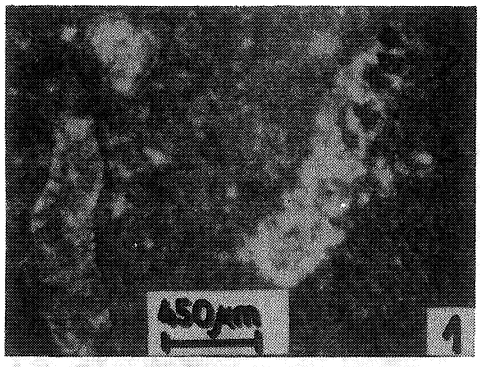
450µm
4

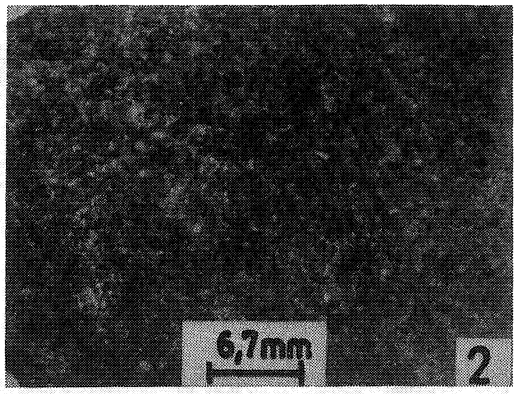

450µm
5

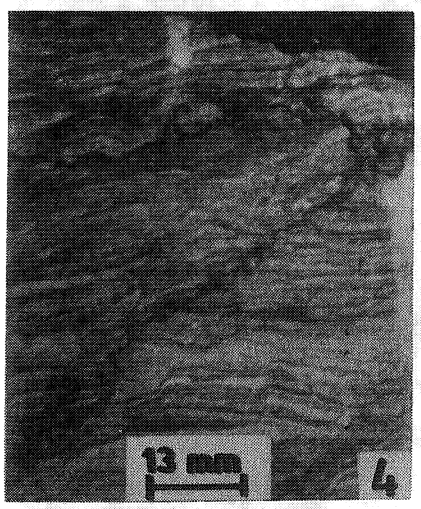
450µm
6

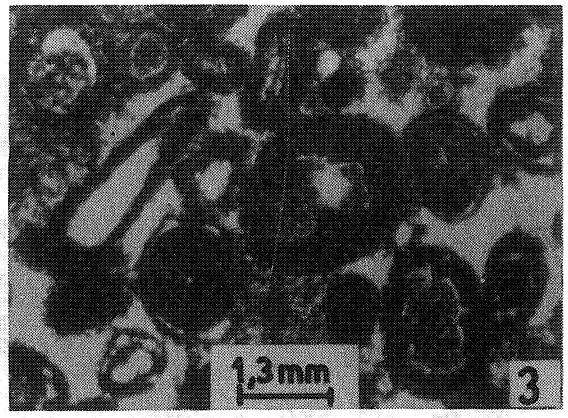
450µm
7

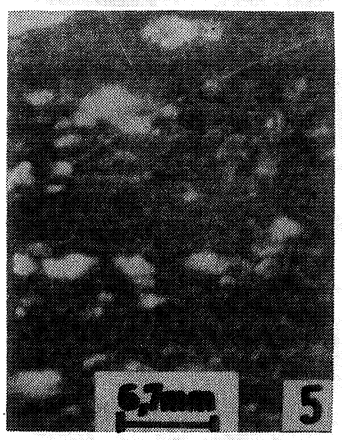
450µm
8

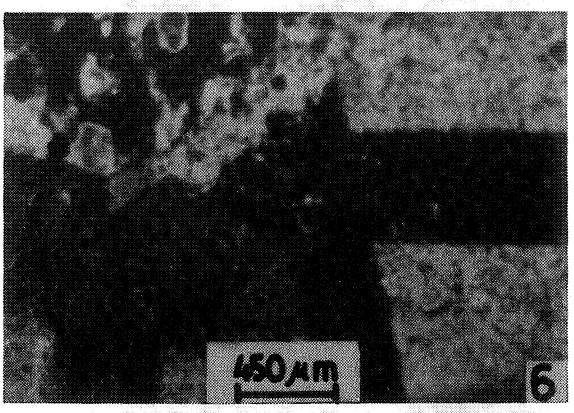

450 µm
1

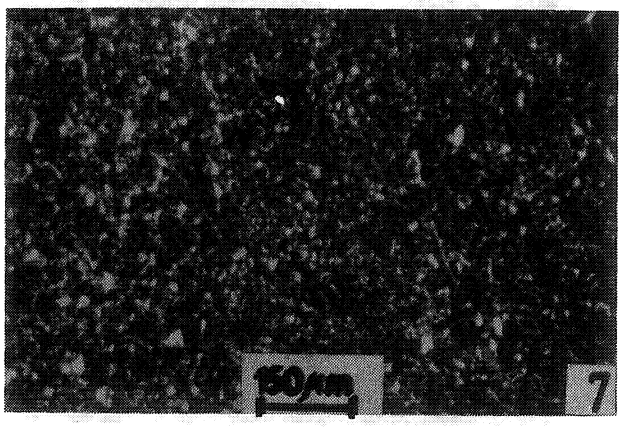

6,7mm
2

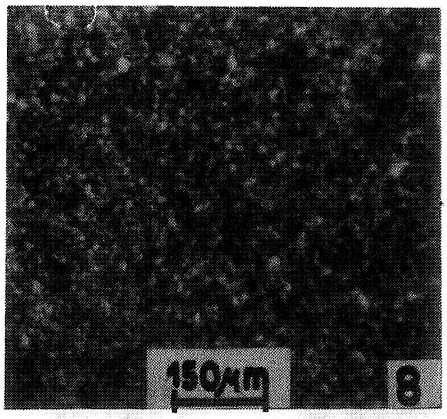

13 mm
4


1,3mm
3

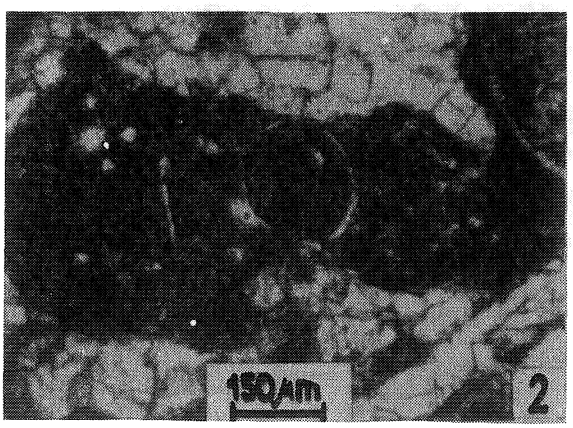

6,7mm
5


450 µm
6

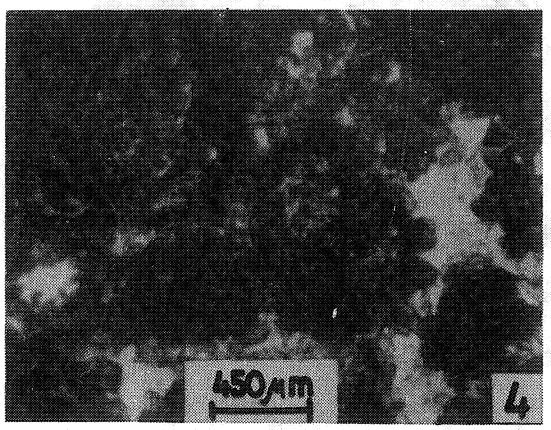

150 µm
7

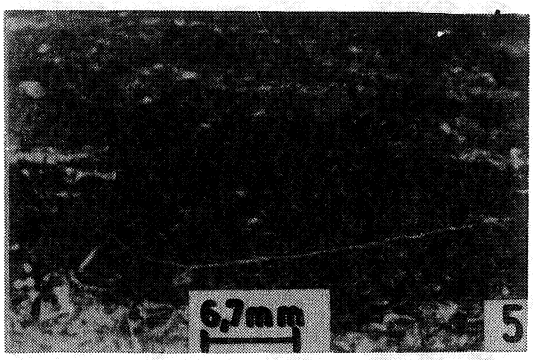

150 µm
8

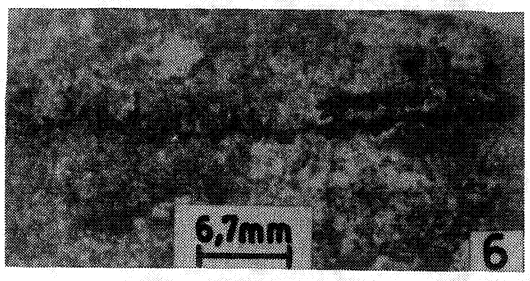
150 µm
1


150 µm
2

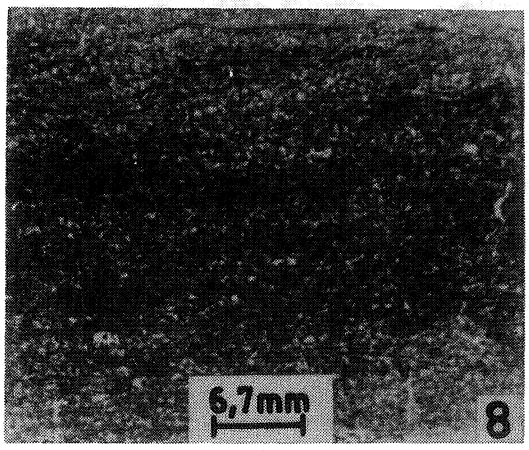
13 mm
3

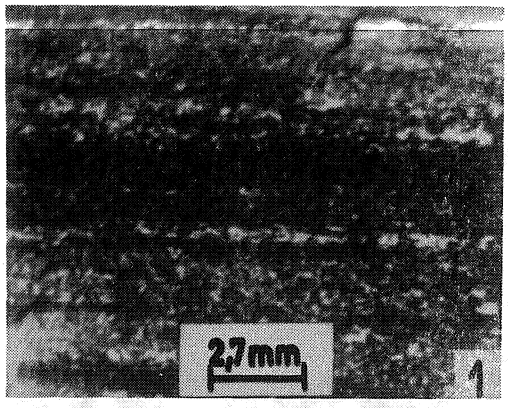

450 µm
4

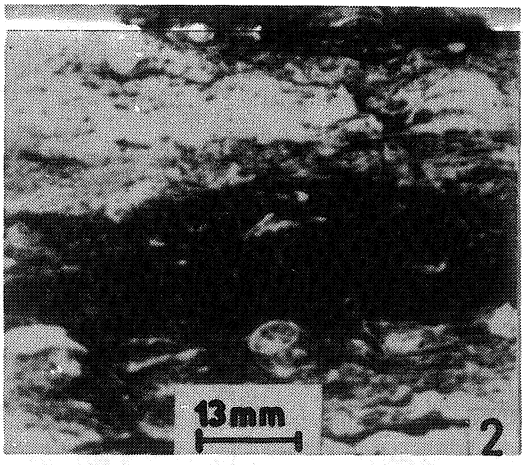

6,7 mm
5

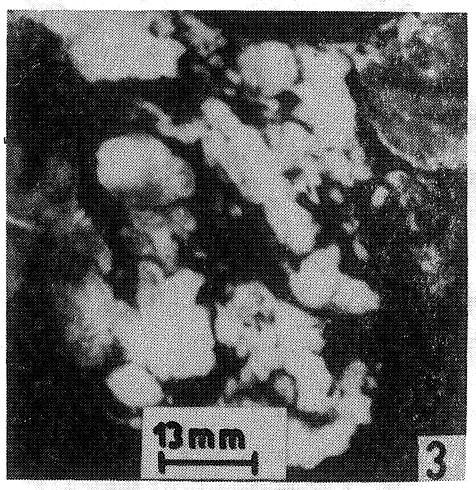

6,7 mm
6

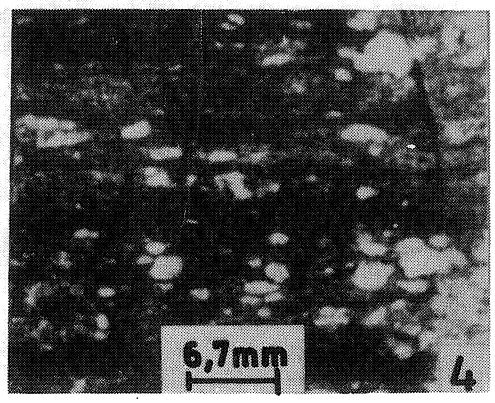
13 mm
7

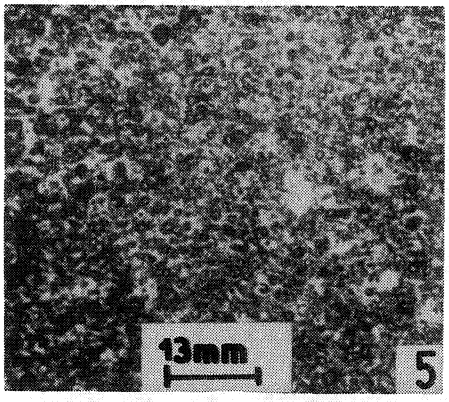

6,7 mm
8

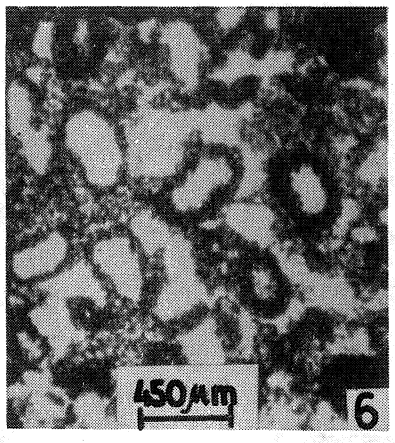

2,7mm
1


13mm
2

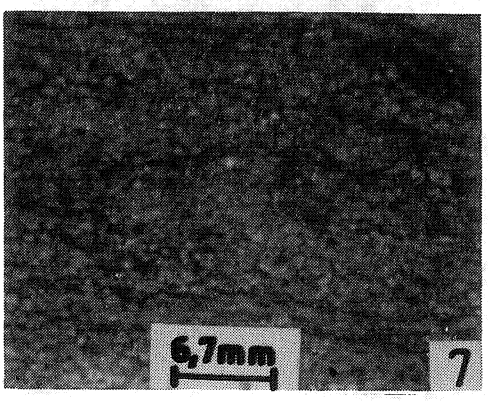

13mm
3

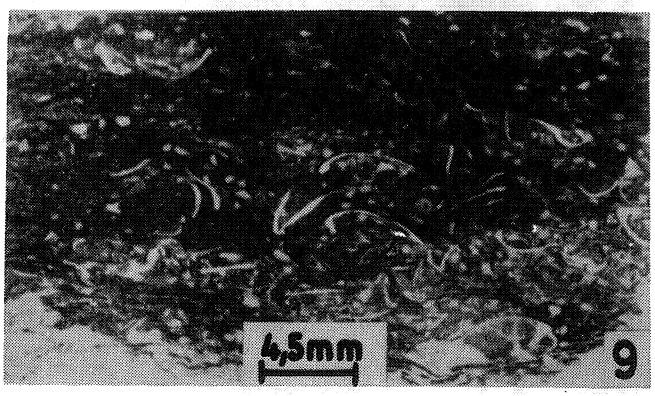

6,7mm
4

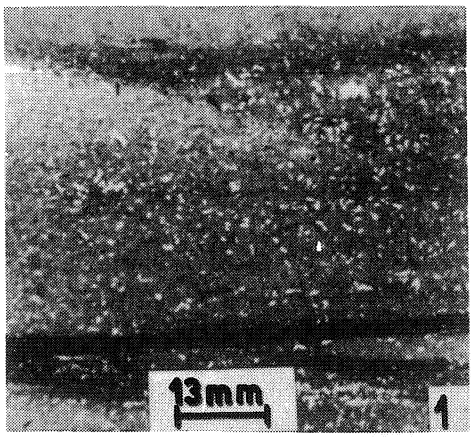

13mm
5

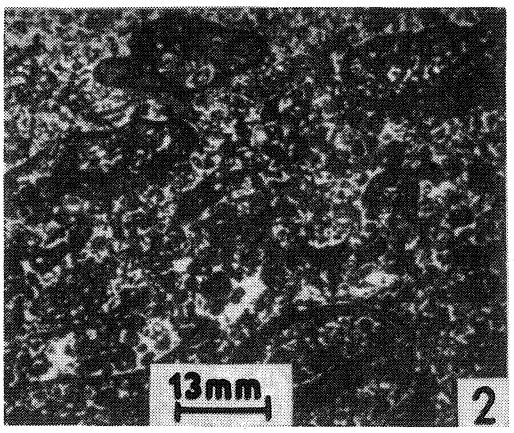

450µm
6

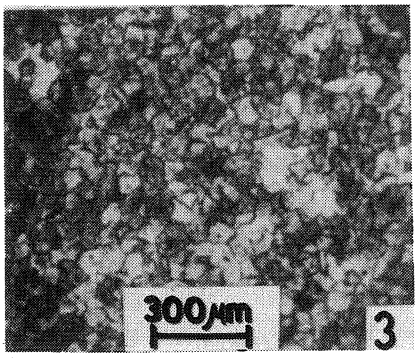
4,5mm
8

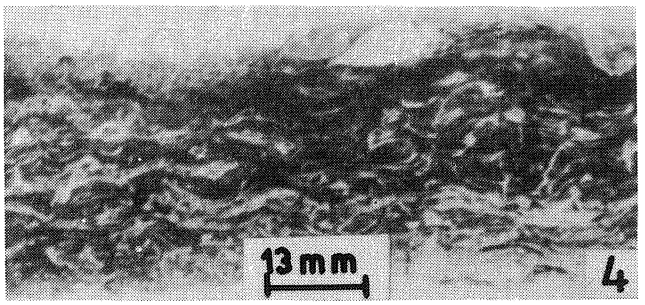

6,7mm
7

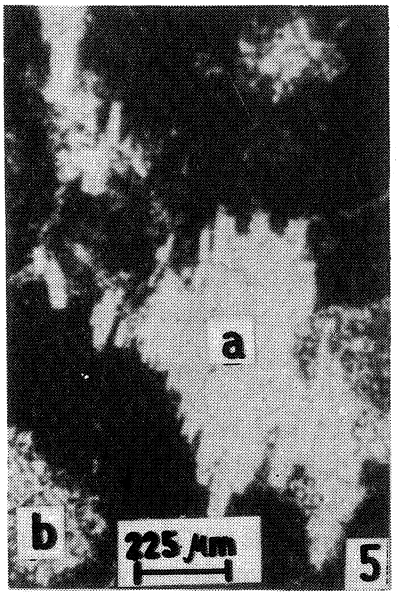

4,5mm
9


13mm
1

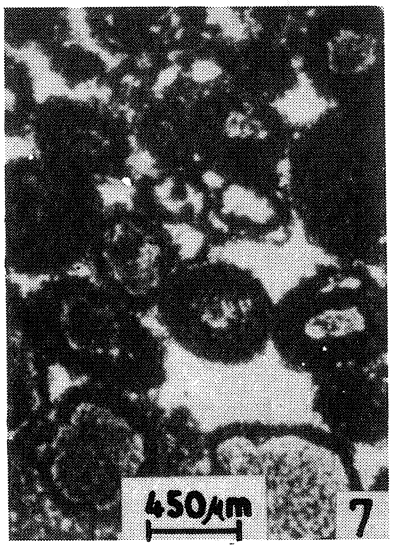

13mm
2

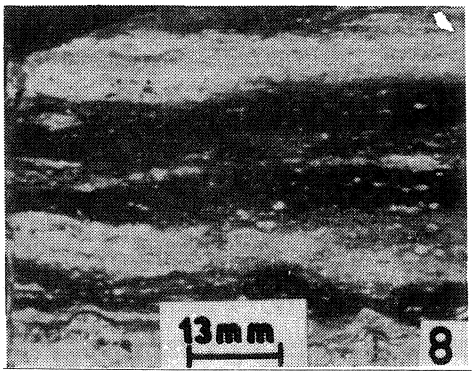

300µm
3

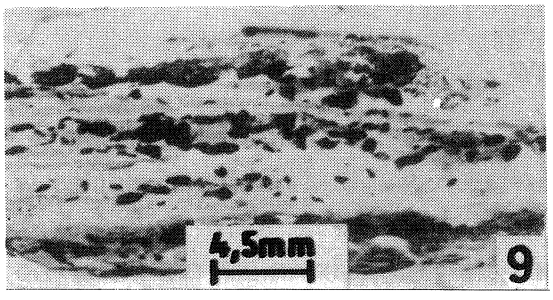

13 mm
4


a
b
225 µm
5

22 mm
6


450µm
7


13 mm
8


4,5mm
9