

O SEDYMENTACJI DOLOMITU GŁÓWNEGO W REJONIE BUKA

UKD 552.543(438.222)

Badania wykonane w różnych częściach zbiornika cechsztyńskiego dowodzą, że sedymentacja na obszarze peryferycznej części zbiornika dolomitu głównego miała charakter cykliczny (np. 21, 26), chociaż nie wszędzie ją stwierdzono (np. 24). Fakt istnienia cykliczności sedymentacji dolomitu głównego, dobrze odwzorowanej zmianami właściwości zbiornikowych korelowalnych na znacznych obszarach w Polsce północno-zachodniej (25), implikował możliwość stwierdzenia podobnej cykliczności i podobnych zmian przestrzennych właściwości zbiornikowych w północnej części obszaru przedsudeckiego. Jako obiekt badań, których celem była rekonstrukcja warunków sedymentacji dolomitu głównego na tym drugim wymienionym obszarze, wytypowano strefę platformy węglanowej dolomitu głównego w rejonie Buka.

Rejon ten był dotychczas przedmiotem badań petro-

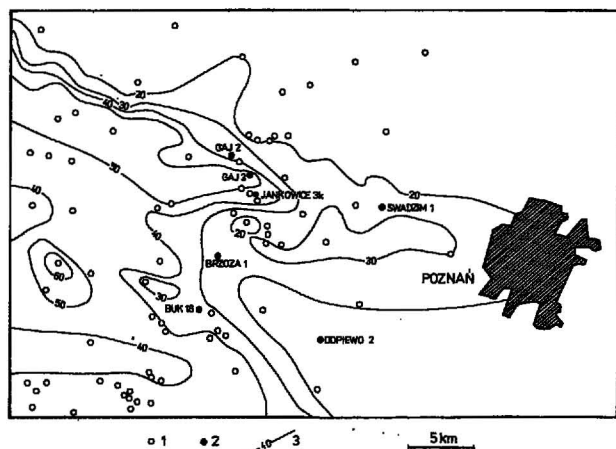
graficznych i litologiczno-facjalnych E. Głowackiego (13, 14), który stwierdził m.in. obecność szerokiej strefy barierowej, graniczącej ze strefą głębokiego szelfu. Na południe od bariery występuje – zdaniem tego autora (14) – strefa płytkiego szelfu. Według E. Głowackiego (14, s. 307) nie jest możliwe jednoznaczne wyróżnienie wąskiej strefy barierowej, typowej dla zbiornika dolomitu głównego.

Analizą sedymentologiczną i mikrofacjalną objęto 7 profili otworów wiertniczych: Brzoza 1, Buk 18, Dopiewo 2, Gaj 2, Gaj 3, Jankowice 3k oraz Swadzim 1 (ryc. 1). Podczas profilowania sedymentologicznego utworów dolomitu głównego oraz późniejszej weryfikacji obserwacji makroskopowych przez badania płytek cienkich zastosowano taką samą proporcję badawczą, jaką przyjęto podczas badań dolomitu głównego w Polsce północno-zachodniej (25). Przy opisie skał węglanowych zastosowano klasyfikację Dunhama (8) według pisowni zaproponowanej przez K. Jaworowskiego (19).

OMÓWIENIE WYNIKÓW BADAŃ

Brzoza 1

Sekwencja. W najniższej części dolomitu głównego występują zrekrystalizowane dolomity ziarniste, o teksturze – jak można wnosić z reliktyw – pakstonu, barwy jasnej, przykryte dolomitami ziarnistymi barwy szarej (ryc. 2). Powyżej występują dolomity beżowe zrekrystalizowane z wyraźnymi reliktywami ziarn nieszkieletowych oraz bioklastów. W górnej części tego kompleksu można rozpoznać teksturę pakstonu. Omawiane dolomity stopniowo przechodzą – ku górze profilu – w dolomity szare, makroskopowo głównie masywne (w płytkach cienkich niekiedy stwierdza się wyraźne warstewkowanie). W najniższej części są to zrekrystalizowane pakstony peloidowe, a następnie pakstony i greinstony ziarniste. Wśród ziarn można rozpoznać obecność zarówno ziarn nieszkieletowych (głównie peloidów), jak i bioklastów (głównie małżów). Wyżej występują bioklastyczne pakstony. Inwentarz fauny jest bogaty i obejmuje małże,

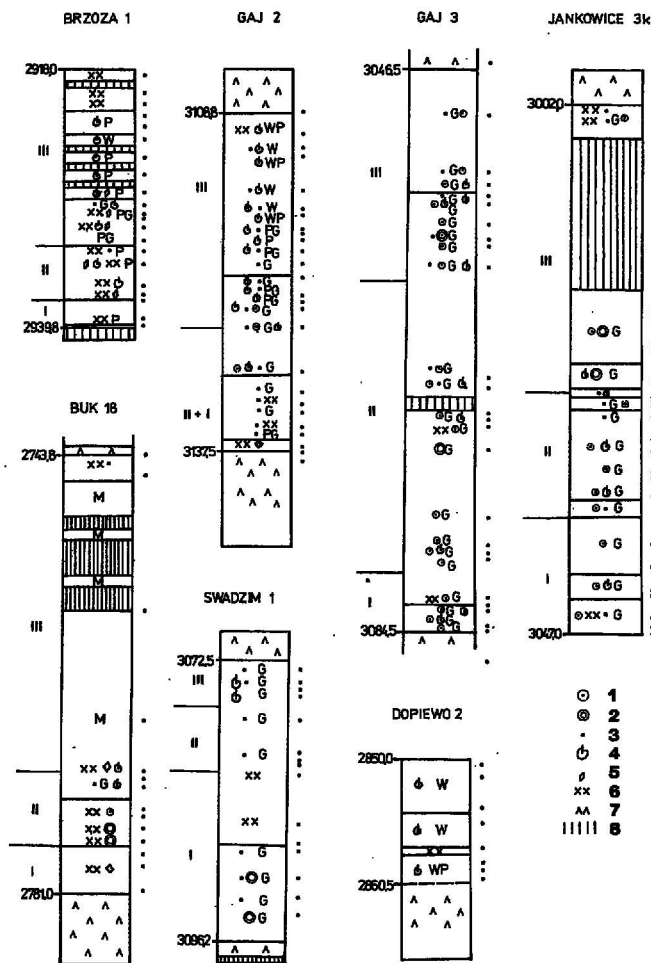


Ryc. 1. Obszar badań

1 – otwór wiertniczy, 2 – otwór wiertniczy omówiony w artykule, 3 – miąższość utworów dolomitu głównego, w m

Fig. 1. Area studied

1 – well, 2 – well studied, 3 – thickness of the Main Dolomite, in metres



Ryc. 2. Wykształcenie badanych profili dolomitu głównego

1 — ooid, 2 — wadoid, 3 — peloid, 4 — bioklast, 5 — ziarno węglanowe (nieokreślone), 6 — skała zrekrytalizowana, 7 — anhydryt, 8 — brak rdzenia, G — greinston, P — pakston, W — wakston, M — madston. Kropki po prawej stronie słupków litologicznych oznaczają miejsce pobrania próbki do badań mikrofacjalnych

Fig. 2. Studied sections of the Main Dolomite

1 — ooid, 2 — vadoid, 3 — peloid, 4 — bioclast, 5 — carbonate grain (undifferentiated), 6 — recrystallized rock, 7 — anhydrite, 8 — no core, G — grainstone, P — packstone, W — wackestone, M — mudstone. Points of the right hand of lithological columns show place of sampling for microfacies study

małżoraczki, ślimaki, otwornice (*Armodiscus*, jednose-ryjne) oraz mszywoły. Nad nimi występują bioklastyczne wakstony i pakstony (ryc. 2) z zespołem małżowo-ma-żoraczkowym, a w najwyższej części dolomitu głównego — dolomity zrekrytalizowane, miejscami zailone i warstwowane.

Interpretacja. Wykształcenie profilu dolomitu głów-nego wskazuje na persistentne warunki podpływowe, lagunowe (34, Fig. 1; 15) miejscami płytsze (blisko płycizn greinstonowych lub po lagunowej stronie kompleksu barier ooidowych, stwierdzono w Jankowicach). Biorąc pod uwagę zmianę barwy skał oraz obecność skał zrekry- talizowanych blisko granic wyróżnionych metodami geo- fizycznymi, można wyróżnić trzy cykle w obrębie dolomi- tu głównego, choć ich geneza jest enigmatyczna. Jeśli wiązać ową cykliczność ze spadkami poziomu morza, to przypadek omawianego otworu wskazuje, że wahania

poziomu morza były na tyle małe, że nie zaznaczały się w zapisie litologicznym, i wynosiły raczej kilka niż dziesiątki metrów. Cały profil dolomitu głównego ma charakter lekko transgresywny.

Buk 18

Sekwencja. W dolnej części dolomitu głównego wy- stępują dolomity zrekrytalizowane (ryc. 2) z wyraźnymi relikdami ziarn (ryc. 3A), co sugeruje, że dolomity te prawdopodobnie reprezentują serię ziarnistych paksto- nów i(lub) greinstonów. Miejscami owe relikty ziarn wykazują cechy wadoidów, chociaż z powodu rekry- talizacji trudno o jednoznaczną interpretację. Powyżej zrekrytalizowanych skał ziarnistych występują peloido- we greinstony, podrzędnie pakstony, z bioklastami, przy- kryte zrekrytalizowanymi dolomitami ziarnistymi, za- wierającymi bioklasty, a następnie masywnymi dolomita- mi o teksturze madstonu, z licznymi glonami z rodzaju *Algites* (27), spotykanymi powszechnie na płaszczyznach oddzielności. Najwyższą część dolomitu głównego re- prezentują zrekrytalizowane dolomity peloidowe. Nad nimi zalegają anhydryty dolnej części anhydrytu pod- stawowego, wykształcone jako anhydryty gęsto pasem- kowane i laminowane (na głęb. 2743,0–2743,8 m), a następnie — do głęb. 2723,0 m — anhydryty porowate, miejscami masywne, wykazujące częstą obecność pseudo- morfoz po kryształach selenitu.

Interpretacja. Cały profil dolomitu głównego ma charakter lekko transgresywny. Przez analogię z kryteria- mi zastosowanymi w odniesieniu do otworu Brzoza 1, również tutaj można wyróżnić trzy cykle w dolomicie głównym (ryc. 2). Utwory I cyklu powstały w warunkach stosunkowo płytkowodnych, prawdopodobnie na płyciz- nach greinstonowych. W utworach II cyklu dominują — w dolnej części — utwory wadolitowe (według 14, Fig. 2, są to utwory onkolitowe), a w górnej — greinstony i rzadziej pakstony peloidowe, które są często w lagunach leżących za kompleksami ooidowych barier (5). Istnieje wiele możliwości powstania peloidów (11), przy czym regułą jest ich związek z ograniczoną cyrkulacją; grein- stony peloidowe tworzą płycizny greinstonowe w lagu- nach/szelfach (34, Fig. 1). Utwory III cyklu powstały w warunkach lagunowych; obecność madstonów może być związana z obniżeniami w obrębie laguny (34) lub też wskazywać na warunki ograniczonej równi mułowej. Interpretację taką potwierdza także masowe występowanie *Algites*, który jest często spotykany w facjach lagu- nowych dolomitu głównego (np. 28) oraz w kompleksie sebhy dolomitu płytowego (np. 12). Wykształcenie utwo- rów anhydrytu podstawowego wskazuje na depozycję subakwalną w warunkach saliny, co dobrze koresponduje z warunkami przyjmowanymi dla depozycji górnej części dolomitu głównego.

Dopiewo 2

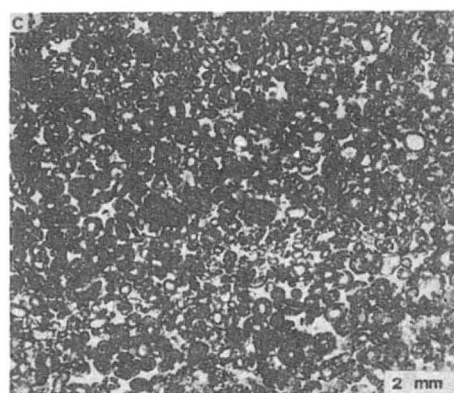
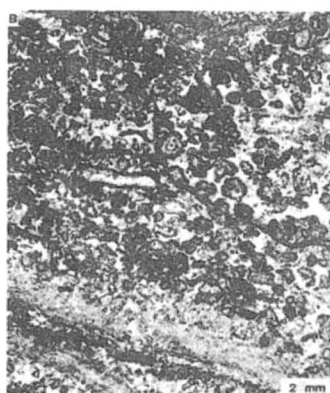
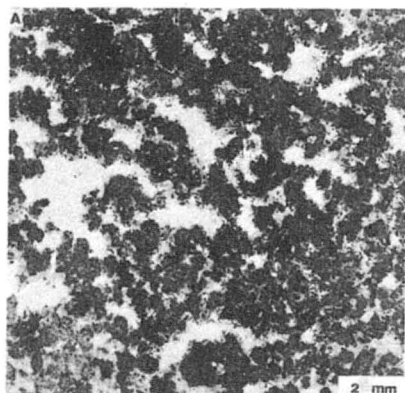
Sekwencja. W dolnej części dolomitu głównego wy- stępują dolomity warstwowane i laminowane z makro- skopowo rozpoznawalną fauną (muszle małż) (ryc. 2). W płytkach cienkich widać, że są to, w górnej części tego interwału (ryc. 2) zrekrytalizowane bioklastyczne wakstony i pakstony, zawierające bogaty zespół fauny otwartego zbiornika (małże na ogół drobne, małżora- czki, otwornice jednoseryjne). Górną część dolomitu głównego budują dolomity masywne z fauną małżów, przy czym w najwyższej części sekwencji na ogół wy-

stępują całe muszle. Lokalnie stwierdza się obecność warstwowania (ryc. 4A). Są to na ogół bioklastyczne wakstony (rzadko madstony), w których występują małże (przeważnie drobne), małżoraczki oraz mszywioly planktoniczne. Niekiedy wakstony są zrekrytalizowane.

Interpretacja. Wykształcenie profilu dolomitu głównego, a zwłaszcza dominacja wakstonów bioklastycznych, miejscami z całymi muszlami, oraz skład zespołu fauny wskazują na persystentne środowisko podpływowo, otwartomorskie (por. 18, Fig. 18), zwłaszcza obecność wakstonów z całymi muszlami, odpowiadająca strefom facjalnym 2 i 7 według J.E. Wilsona (33) i standardowej mikrofacji 8, świadczy o lagunie szelfowej z otwartą cyrkulacją i spokojnej wodzie poniżej normalnej podstawy falowania. W profilu nie można stwierdzić większych ziarn środowiskowych, a cały profil ma, biorąc pod uwagę większe zailenie w najniższej części dolomitu głównego, charakter lekko regresywny.

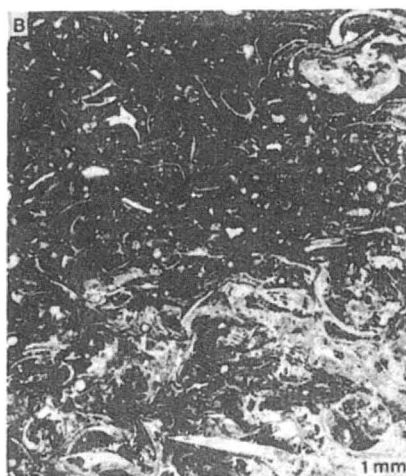
Gaj 2

Sekwencja. W dolnej części dolomitu głównego występują greinstony peloidowe, miejscami zrekrytalizowane (ryc. 2), w najniższej części z częstymi glonami.



Ryc. 3. A — Zrekrytalizowany dolomit ziarnisty, prawdopodobnie greinston peloidowo-wadoidowy. Buk 18, gł. 2774,3 m. B — Greinston peloidowo-oidowy z intraklastami skały peloidowej, wyraźnie lekko przekątnie warstwowany, z powłokami stabilizującymi osad ooidowy (u dołu) o genezie mikrobiałnej. Gaj 3, gł. 3040,5 m. C — Greinston ooidowy o dość silnym upakowaniu ziarn. Jankowice 3k, gł. 3039,3 m. Wszystkie fot. J. Modrzejewska i R. Ufnal

Fig. 3. A — Recrystallized grainy dolomite, probably peloid-oid grainstone. Buk 18, depth 2774.3 m. B — Slightly cross-bedded peloid-oid grainstone with intraclasts of peloid rock, with crusts of possible microbial origin which stabilize ooid deposit (at the bottom). Gaj 3, depth 3040.5 m. C — Ooid grainstone; notice relatively packed texture. Jankowice 3k, depth 3039.3 m. All photos by J. Modrzejewska and R. Ufnal



Ryc. 4. A — Laminowany madston, z przewarstwieniami ziarnistymi (u dołu). Dopiewo 2, gł. 2960,0 m. B — Pakston-greinston bioklastyczno-peloidowy. Gaj 2, gł. 3122,2 m. C — Przekrytalizowany greinston bioklastyczny. Swadzim 1, gł. 3074,8 m

Fig. 4. A — Laminated mudstone, with grainy interlayers (at the bottom). Dopiewo 2, depth 2960.0 m. B — Bioclast-peloid packstone-grainstone. Gaj 2, depth 3122.2 m. C — Recrystallized bioclast grainstone. Swadzim 1, depth 3074.8 m

sedymencie międzyplywowej, kiedy osadzały się oolity. Biorąc pod uwagę przewagę tekstury wakstonu i wakstonu-pakstonu ku górze dolomitu głównego, można sądzić, że górna część profilu powstała w warunkach bardziej lagunowych. W profilu można stwierdzić obecność dwóch cykli, z których dolny stanowi najprawdopodobniej amalgamat cyklu I i II, stwierdzonego w otworze Gaj 3, górny zaś jest odpowiednikiem cyklu III.

Gaj 3

Sekwencja. Podobnie jak w otworze Gaj 2, również w omawianym otworze stwierdzono alternację dolomitów związanych i kruchych. W dolnej części dolomitu głównego występuje kompleks ooidowy greinstonów z rzadszymi przewarstwieniami ooidowo-bioklastycznych greinstonów i ooidowych greinstonów z bioklastami. Kompleks ten jest przykryty wadoidowymi greinstonami (ryc. 2), powyżej których występuje kompleks peloidowo-ooidowo-bioklastycznych greinstonów. Górną część dolomitu głównego tworzą peloidowo-ooidowe greinstony, niekiedy z bioklastami (ryc. 3B). W obrębie peloidowo-ooidowych greinstonów spotyka się powłoki, najprawdopodobniej o genezie mikrobialnej (ryc. 3B). Utwory anhydrytu podstawowego są silnie zrekrytalizowane.

Interpretacja. Utwory dolomitu głównego powstały głównie w środowisku równi pływowej/aktywnej płycizny, w warunkach podpływowych i dość częstych międzypływowych; alternatywą są płycizny greinstonowe w obrębie laguny/szelfu. Obecność powłok mikrobialnych związanych z utworami oolitowymi jest charakterystyczna dla kompleksu oolitowej równi pływowej (30, zob. też 29), rozwijających się wzdłuż brzegów, tak jak udokumentowano w rejonie wyniesienia Łeby (24). Z kolei dość częste pojawianie się peloidów, powstających prawdopodobnie w wyniku mikrytyzacji ooidów i bioklastów, sugeruje okresowe warunki lagunowe. Ze względów paleogeograficznych (znaczna odległość brzegów zbiornika dolomitu głównego) wynikałoby, że otwory oolitowe reprezentują bary oolitowe, których mobilność była okresami niewielka. Badania sedimentologiczne potwierdzają istnienie trzech cykli, dobrze korelowalnych z wyróżnionymi w otworze Jankowice 3k.

Jankowice 3k

Sekwencja. Podobnie jak w otworach Gaj 2 i Gaj 3, również tutaj obserwuje się alternację dolomitów związanych i mało związanych. W najniższej części dolomitu głównego występują zrekrytalizowane greinstony peloidowo-ooidowe, zawierające w najniższej części glony. Są one przykryte greinstonami ooidowo-bioklastycznymi, a następnie greinstonami ooidowymi. W obrębie greinstonów ooidowych obserwuje się wzrost kompaktacji ku górze profilu (ryc. 3C). Silnie skompaktowane greinstony ooidowe są przykryte greinstonami peloidowo-ooidowo-bioklastycznymi, powyżej których występują greinstony ooidowo-bioklastyczne (ryc. 2). W wyżejległych greinstonach zawartość ooidów uległa zmniejszeniu ku górze, w ich miejscu zaś występują peloidy; greinstony peloidowe z ooidami i występujące nad nimi greinstony peloidowe są silnie upakowane. Są one przykryte peloidowymi greinstonami zawierającymi bioklasty oraz wadoidy, powyżej zaś występują greinstony ooidowo-wadoidowe (ryc. 2). Najwyższą część dolomitu głównego reprezentują kolejno: greinstony ooidowo-peloido-

we, zrekrytalizowane greinstony peloidowo-ooidowe i, w najwyższej części, zrekrytalizowane, poziomo warstwowane greinstony peloidowe z glonami (ryc. 2). Anhydryty występujące nad dolomitem głównym są masywne, zrekrytalizowane.

Interpretacja. Wykształcenie dolomitu głównego wskazuje na barierowe środowisko powstania, głównie w środowisku międzypływowym. Epizody zwiększonej kompaktacji i zdające się pozostawać w związku z nimi okresy wzmożonej mikrytyzacji pozwalają na wyróżnienie trzech cykli w obrębie dolomitu głównego (ryc. 2), dobrze korelowalnych z cyklami wyróżnionymi w otworze Gaj 3. Utwory cyklu I powstały w środowisku równi piaskowej ewoluującej w aktywną płyciznę, utwory cyklu II w środowisku równi piaskowej/aktywnej płycizny, utwory zaś cyklu III podobnie, przy czym te powstałe w górnej części cyklu reprezentują raczej równię piaskową (por. 15). Alternatywą są płycizny greinstonowe w obrębie laguny/szelfu (34, Fig. 1).

Swadzim 1

Sekwencja. W dolnej części dolomitu głównego występują przewarstwiające się związane i bardzo mało związane dolomity szare (ryc. 2). W płytkach cienkich widać, że są to greinstony peloidowo-wadoidowe i rzadziej peloidowe. Górną część dolomitu głównego stanowią na ogół dolomity związane. Są to dolomity zrekrytalizowane u dołu i greinstony peloidowe i rzadziej bioklastyczne i bioklastyczno-peloidowe (ryc. 4C) u góry. Wśród bioklastów zidentyfikowano małże, małżoraczki, otwornice jednoseryjne oraz otwornice płozące. Na ogół bioklasty są zmikrytyzowane. Anhydryty występujące powyżej dolomitu głównego są silnie zrekrytalizowane.

Interpretacja. Cały profil dolomitu głównego wskazuje na sedymencję w warunkach podpływowych, chociaż uwagę zwraca obecność małych wadoidów towarzyszących peloidom, co może świadczyć o bliskim sąsiedztwie obszarów okresowo, prawdopodobnie na krótki czas, wynurzanych. Z tego też względu możliwe jest, że w obrębie dolomitu głównego są obecne trzy cykle depozycji podpływowej, przerywane stosunkowo krótkotrwałymi okresami wynurzeń, przy czym spadki poziomu morza miały prawdopodobnie dość małą amplitudę (ok. kilku metrów). Wadoidyzacji uległy peloidowe utwory lagunowe (por. 15), przy czym zwraca uwagę dominacja greinstonów, wskazująca na obecność płycizn greinstonowych (34).

PODSUMOWANIE

Środowiska sedimentacyjne. Głównym elementem paleogeograficznym, szczególnie istotnym dla poszukiwań naftowych, jest bariera obrzeżająca szelf, dobrze zaznaczona w trakcie depozycji ewaporatów cyklu PZ1. Na temat istnienia i charakteru bariery na obszarze przedśudeckim wyrażano różne poglądy (np. 2, 7, 14). Bariera ta dobrze zaznacza się w NW części obszaru przedśudeckiego (9, 10) i można ją prześledzić bardziej ku wschodowi, aż po rejon Poznania, gdzie kończy się dość raptownie (2, 14 – Fig. 3), a następnie – we wschodniej części monokliny przedśudeckiej (6, 7), natomiast między Poznaniem i wschodnią częścią monokliny wydaje się istnieć łagodne przejście strefy basenowej w strefę otwartego szelfu (np. 14, 22). Na obszarze Polski północno-zachodniej, gdzie platforma ewaporatowa cyklu PZ1 jest wąska i zmiany facjalne dolomitu głównego są ostro

wyrażone, przebieg bariery jest stosunkowo łatwy do odtworzenia. Inaczej przedstawia się sytuacja na monoklinie przedsudeckiej, gdzie istniało bardzo duże zróżnicowanie warunków paleogeograficznych i sedymentacyjnych dolomitu głównego, na co zwrócił uwagę E. Głowacki (14, s. 305). Ogólnie rzecz ujmując, obok większej zmienności poszczególne strefy facjalne są silniej rozbudowane i zmiany obserwowane gdzie indziej na dystansie paru kilometrów tutaj mogą być śledzone na odcinku kilkunastu, a nawet kilkudziesięciu kilometrów, co rozmywa kontrasty, stwierdzone gdzie indziej. Ma to ważne implikacje interpretacyjne, z których najbardziej istotna dotyczy charakteru ciał akumulacyjnych utworzonych przez greinstony i zajmujących – ogólnie ujmując – pozycję bariery w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego. Zdaniem E. Głowackiego (14, s. 306) osiąga ona szerokość do 20 km; tym samym miałyby ona – w rejonie Buka i dalej ku wschodowi – raczej charakter mobilnych równi greinstonowych niż stacjonarnej (lub lekko progradującej) strefy piasków krawędzi platformy.

Analiza kopalnych analogii współczesnych akumulacji piasku wapiennego, najlepiej poznanych w rejonie Bahamów (4, 16, 17, 20) pozwala na sformułowanie kryteriów sedymentologicznych, będących podstawą do rekonstrukcji środowiskowych. Z badań osadów współczesnych wiadomo, że zmienność różnych cech osadów (takich jak: typy i wielkość ziarn, ilość mułu, skład fauny, struktury powierzchniowe) jest znaczna, gdy porównuje się poszczególne obiekty, ale możliwe jest rozpoznanie ogólnych prawidłowości. Na przykład w szczytowej partii płycizny oolitowej brak zazwyczaj organizmów i struktur biologicznych, bioturbacja zaś jest częstsza w domorskiej i dolagunowej stronie płycizny, gdzie piaski ooidowe są wymieszane z innymi typami ziarn i mułem. Współczesne ciała piaszczyste Bahamów mają poniżej 20 m miąższości i często poniżej 10 m, przy czym w rezultacie wahań poziomu morza w holocenie można stwierdzić skomplikowaną mozaikę facji, której układ jest uzależniony od nieregularnej topografii podłoża, zlokalizowanych depocentrów, a głównie – wzorów dopozycyjnych zmiennych w czasie. Bahamskie piaski ooidowe powstały w różnych środowiskach barów podmorskich i delt pływowych. Płycizny ooidowe obejmują sukcesję tych środowisk. Do dobrze poznanych należy płycizna Joulters (16). Przekrój przez tę płyciznę (15 – Fig. 43) wykazuje podobieństwa do przekroju przez rejon Poznania (14 – Fig. 4A). Strefa ooidowych greinstonów na płyciznie Joulters jest wąska (ok. 1 km – 16), szeroka natomiast jest strefa występowania litoklastycznych pakstonów i (lub) pelletowych wakstonów u podstawy, peloidowych pakstonów w części środkowej profilu i ooidowych pakstonów u góry. Pakstony ooidowe tworzą klin, który grubieje w kierunku morza, podczas gdy peloidowe pakstony tworzą główną część pokrywy wewnątrzplatformowej, która cienieje w kierunku morza.

Rozważeniu tego problemu poświęcono dużo uwagi, ze względu na ważne implikacje interpretacyjne dla obszaru monokliny przedsudeckiej. Wykształcenie dolomitu głównego w rejonie Buka zdaje się wskazywać, że strefa piasków ooidowych krawędzi platformy węglanowej, dobrze poznana w zachodniej części monokliny przedsudeckiej (1, 2, 9, 10), mogła ku wschodowi przechodzić w płyciznę ooidową typu Joulters; to dobrze tłumaczy zanik akumulacji ooidowych na wschód od Poznania i ponowne ich pojawienie się w rejonie bariery śląskiej (sensu 7), gdzie również mają one charakter

piasków krawędzi platformy. Jak z tego wynika, charakter przejścia platformy węglanowej w basen na badanym obszarze nie jest jednoznaczny. Na podstawie badań środowisk współczesnych i kopalnych można wyróżnić wiele sytuacji modelowych (30), z których najczęstszą w zbiorniku dolomitu głównego jest wzór platformy szelfowej obrzeżonej strefą piasków ooidowych o małej szerokości. W rejonie Buka sytuacja nie może być jednoznacznie określona: jest to wynikiem obecności zarówno płycizn greinstonowych w obrębie laguny, jak i systemu barier ooidowych krawędzi platformy węglanowej, których odróżnienie nie zawsze jest możliwe, choć pewną pomocą jest – w odniesieniu do dolomitu głównego – dominacja greinstonów ooidowych, typowych dla krawędzi platformy węglanowej; greinstony ooidowo-peloidowe występują – we współczesnych środowiskach sedymentacji węglanowej na Bahamach – w bardziej środkowych częściach platform węglanowych (15).

Przebieg sedymentacji. Na przełomie anhydrytu głównego (A1g) i dolomitu głównego nastąpiła regresja morza z obszaru platform ewaporatowych (31). W trakcie inicjalnej transgresji, która została dobrze udokumentowana na stoku platformy ewaporatowej cyklu PZ1 (23), została zalana tylko część platformy, natomiast w trakcie finalnej transgresji (odpowiadającej transgresji inicjalnej D.N. Clarka – 5), został zalany badany obszar. Rozwój sedymentacji na początku depozycji dolomitu głównego był ściśle uwarunkowany budową geologiczną podłoża (9, 14), a także pewną przebudową tektoniczną, jaka była odzwierciedleniem szybkich ruchów obniżających w środkowej części zbiornika dolomitu głównego, i jednocześnie akcentujących różnice batymetryczne między platformą ewaporatową cyklu PZ1 oraz środkową częścią zbiornika. Na granicy tych stref powstała wąska bariera ooidowa, na ogół ok. kilkuset metrów szerokości. Za nią, w kierunku lądu, rozpoczęła się sedymentacja mułów (w warunkach lagunowych) i greinstonów (na płyciznach). Te płycizny mogły przylegać do bariery ooidowej i tworzyć miejscami łuk wysp, których amalgamacja – w połączeniu z progradacją dolomitu głównego, stwierdzoną w różnych częściach zbiornika (np. 5, 24) – mogła doprowadzić do pozornego zwiększenia szerokości bariery. Stosunkowo duże zróżnicowanie wykształcenia bariery może świadczyć o tym, że bariera była w istocie systemem wysp o różnej genezie. W kierunku otwartego zbiornika greinstony ooidowe przechodziły – jak to dokumentuje otwór Gaj 2 – w pakstony bioklastyczne, a następnie – w otworze Dopiewo 2 – w wakstony bioklastyczne; identyczne następstwo facji stwierdzono we współczesnych środowiskach węglanowych rejonu Florydy. W trakcie depozycji utworów dolomitu głównego w rejonie Buka pewną rolę modyfikującą rozkład facji odegrały wahania poziomu morza. Były one stosunkowo niewielkie, co powoduje, że można je prześledzić wyłącznie w strefach bardzo płytkowodnych, choć analiza geofizyczna umożliwia wyróżnienie cykli także w strefach mniej płytkich. Należy podkreślić, że kwestia tożsamości cyklu wyróżnionych w rejonie Buka i w Polsce północno-zachodniej (25) pozostaje do rozstrzygnięcia.

WNIOSKI

Analiza sedymentologiczna utworów dolomitu głównego w rejonie Buka wskazuje na istnienie akumulacji greinstonów ooidowych, peloidowych i mieszanych, których geneza nie może być obecnie jednoznacznie określona. Tym niemniej – opierając się na stwierdzonej

zmienności litologicznej oraz ogólnych prawidłowościach budowy współczesnych barier zbudowanych z piasków węglanowych – można stwierdzić, że w rejonie Buca lub w rejonie położonym niedaleko na zachód od badanych utworów wąska bariera (o szerokości ok. kilkuset metrów) przechodzi w strefę równi oolitowej, która kontynuuje się ku wschodowi. Być może bariera odgraniczała tę równię od otwartego zbiornika morza dolomitu głównego.

Badania sedymentologiczne potwierdzają istnienie cykliczności w utworach dolomitu głównego rejonu Buca, jaką sformułowano na podstawie badań geofizycznych. Bardzo subtelne zmiany na granicy cykli zdają się wskazywać na niewielkie (ok. kilku metrów raczej niż kilkunastu – kilkudziesięciu metrów) wahania poziomu morza.

L I T E R A T U R A

1. Antonowicz L., Knieszner L. – Proc. Inst. Symp. Central Europ. Permian, 1981 s. 356–368.
2. Antonowicz L., Knieszner L. – Acta Geol. Pol., 1984 vol. 34 s. 81–93.
3. Antonowicz L., Roman S. – Nafta, 1986 vol. 42 s. 296–300.
4. Buchanan H. – Environmental stratigraphy of Holocene carbonate sediments near Frazer Hog Cay, British West Indies. Ph. D. thesis, Columbia University, New York, 1970.
5. Clark D.N. – Contr. Sedimentology, 1980 nr 9 s. 205–231.
6. Depowski S., Peryt T.M. – [In:] P.O. Roehl, P.W. Choquette (eds) – Carbonate Petroleum Reservoirs, New York, 1985 s. 251–264.
7. Depowski S., Peryt T.M., i in. – Prz. Geol., 1978 nr 4 s. 141–146.
8. Dunham R.J. – AAPG Mem., 1962 vol. 1, s. 108–121.
9. Dyjaczynski K., Wolny S. – Przew. L. Zjazdu Pol. Tow. Geol., 1978 s. 133–149.
10. Dyjaczynski K., Wolny S. – [In:] Perspektywy odkrycia i zagospodarowania złóż węglowodorów w węglanach cechsztynu w Polsce Zachodniej, 1978 s. 68–79.
11. Fluegel E. – Microfacies Analysis of Limestones, 1982.
12. Gąsiewicz A., Peryt T.M. – Biul. PIG, 1989 nr 363 s. 41–68.
13. Głowacki E. – [In:] Perspektywy odkrycia i zagospodarowania złóż węglowodorów w węglanach cechsztynu w Polsce Zachodniej, 1981 s. 56–57.
14. Głowacki E. – Nafta, 1986 vol. 42 s. 304–309.
15. Halley R.B., Harris P.M., Hine A.C. – AAPG Mem., 1983 vol. 33 s. 463–506.
16. Harris P.M. – Sedimenta, 1979 vol. 7.
17. Hine A.C. – Jour. Sed. Petrol., 1977 vol. 47 s. 1554–1581.
18. Inden R.F., Moore C.H. – AAPG Mem., 1983 vol. 33 s. 211–265.
19. Jaworski K. – Prz. Geol., 1982 nr 4 s. 194–195.
20. Palmer M.S. – Holocene facies geometry of the leeward bank margin, Tongue of the Ocean, Bahamas. M. Sc. thesis. Univ. of Miami, Miami, 1979.
21. Paul J. – Int. Symp. Zechstein 87, 1987 Exkf. 2 s. 193–276.
22. Peryt T.M. – Prz. Geol., 1978 nr 4 s. 163–168.

23. Peryt T.M. – Ibidem, 1983 nr 4 s. 252–254.
24. Peryt T.M. – Facies, 1986 vol. 14 s. 151–200.
25. Peryt T.M., Antonowicz L., i in. – Prz. Geol., 1989 nr 4 s. 187–193.
26. Piske J., Schretzenmayer S. – Z. Geol. Wiss., 1984 vol. 12 s. 83–100.
27. Podemski M. – Kwart. Geol., 1970 vol. 14 s. 467–474.
28. Podemski M. – Pr. Inst. Geol., 1973 vol. 71.
29. Protas A. – Kwart. Geol., 1982 vol. 26 s. 96–116.
30. Read J.F. – AAPG Bull., 1985 vol. 69 s. 1–21.
31. Sannemann D., Zimdars J., Plein E. – Z. Dt. Geol. Ges., 1978 vol. 129 s. 33–69.
32. Smith D.B. – Contr. Sedimentology, 1980 nr 9 s. 7–34.
33. Wilson J.E. – Carbonate Facies in Geologic History, 1975.
34. Wilson J.E., Jordan C. – AAPG Mem., 1983 vol. 33 s. 297–343.

S U M M A R Y

Sedimentological analysis of the Zechstein (Upper Permian) deposits of the Buk region (western Poland) indicates that accumulations of ooidal, peloidal, and ooidal-peloidal grainstones occur there. The origin of these accumulations cannot be univocally explained yet, but considering the recorded lithological variability and general regularities of structure of recent barrier built by carbonate sands it seems that in the Buk region, or in close western proximity of it, a narrow barrier (a few hundred of metres wide) is passing into oolite flat which continues towards the east. It may be assumed that the barrier was located between the oolite flat and open sea of the Main Dolomite which occurred north of the area studied. Sedimentological analysis supports the existence of cyclicity of the Main Dolomite deposits which was postulated following the geophysical analysis. Very subtle changes at the boundaries between these cycles seem to indicate slight (order of a few metres rather than a dozen or several tens of metres) fluctuations of sea level.

Translated by T. Peryt

Р Е З Ю М Е

Седиментологический анализ отложений главного доломита в районе Бука около Познаня указывает на существование аккумуляции грейнстонов – ооидных, пелоидных и смешанных, которых генезис еще однозначно не определен. Но все таки – на основании установленной литологической изменчивости и общих закономерностей строения современных барьеров сложенных карбонатными песками – можно сказать, что в районе Бука или недалеко к западу от исследованных скважин, узкий барьер (шириной около нескольких сот метров) переходит в зону оолитовой равнины, которая продолжается к востоку. Возможно, что барьер отделяет эту равнину от открытого бассейна моря главного доломита. Седиментологические исследования подтверждают существование цикличности в отложениях главного доломита в районе Бука, определенной на основании геофизических исследований. Весьма тонкие изменения на границе циклов кажутся указывать на небольшие (около нескольких метров, а не более десяти или нескольких десятков метров) колебания уровня моря.