

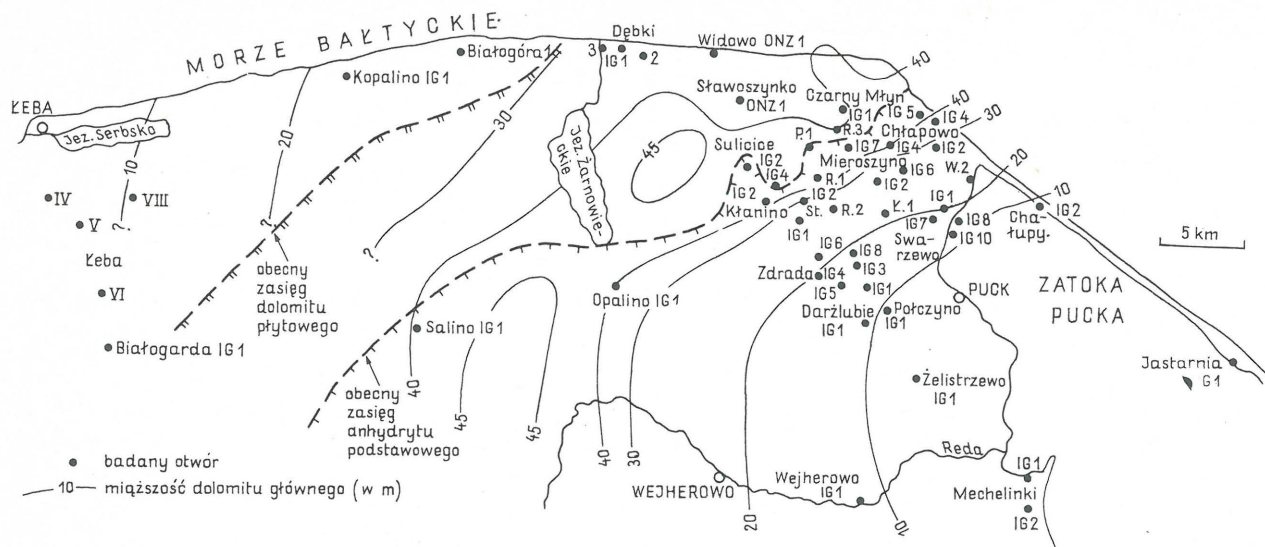
CECHSZTYŃSKI DOLOMIT GŁÓWNY WYNIESIENIA ŁEBY

UKD 552.543:551.736.3(438–17)

Dolomit główny wyniesienia Łeby rozpoznano licznymi otworami wiertniczymi, wykonanymi w większości w związku z poszukiwaniami złóż soli kamiennych i potasowych (6, ryc. 1). Stopień rdzeniowania i uzysku rdzenia w utworach dolomitu głównego jest z reguły znaczny. Obecnie utwory dolomitu głównego występują na głębokości od 520 m (w NW części obszaru pokazanego na ryc. 1) do 970 m (w części SE), a jak wynika z analiz paleotektonicznych (5), maksymalne pograżenie tylko nieznacznie przewyższało obecne głębokości. W innych częściach zbiornika cechsztyńskiego utwory dolomitu głównego uległy znacznie większemu pograżeniu i w związku z tym późniejsze fazy diagenety, związane z pograżeniem, spowodowały tam zatarcie tekstur diagenetycznych powstałych we wczesnych etapach diagenety. W trakcie sedymentacji utworów dolomitu głównego istotny wpływ na rozwój sedymentacji w niektórych częściach zbiornika wywierały zróżnicowane, lokalne synsedymentacyjne ruchy tektoniczne (np. 4, Fig. 24). Ostatnio wyrażono pogląd, że w obrębie dolomitu głównego wyróżnić można kilka cykli, odzwierciedlających zmiany poziomu morza (2, 10). D.N. Clark (2, s. 161) stwierdził obecność co najmniej 4 faz w trakcie depozycji dolomitu głównego we wschodniej Holandii. Każdą fazę zapoczątkować miało podniesienie się poziomu morza, ale obniżenia poziomu morza, związane z końcem wyróż-

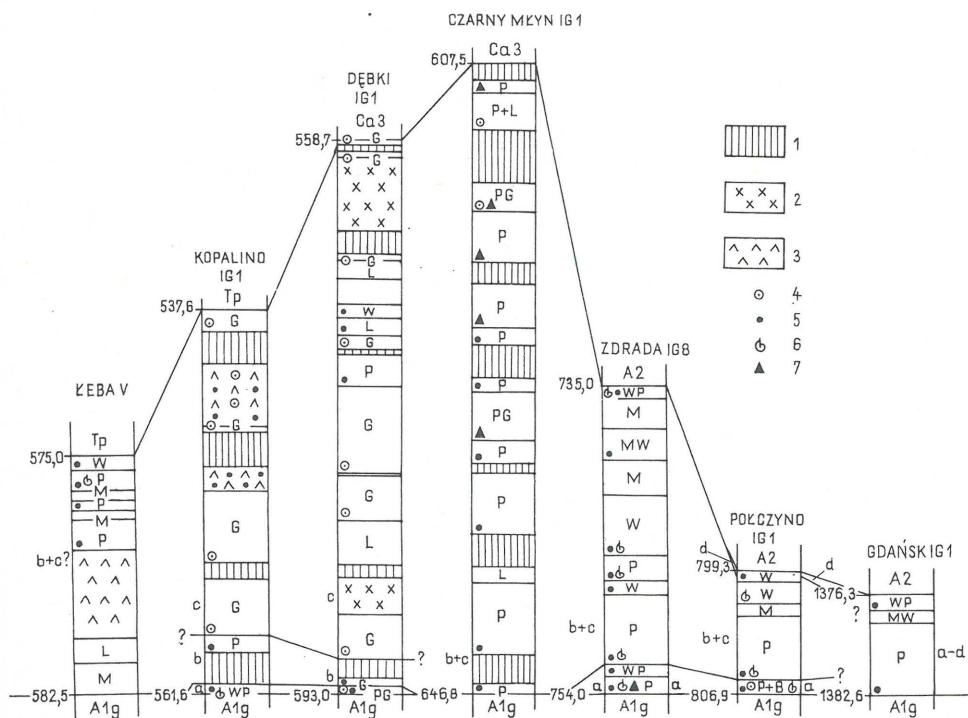
nionych cykli, były stosunkowo niewielkie (2, s. 158). Innego zdania są J. Piske i S. Schretzenmayr (10), według których obniżenia poziomu morza pod koniec dwóch wyróżnionych przez nich cykli ocenić można na około 70 m. Zważywszy istnienie wielokrotnych zróżnicowanych ruchów tektonicznych, trudno jest w większości przypadków określić zakres eustatycznych zmian poziomu morza w zbiorniku dolomitu głównego. Możliwość taką stwarza obszar wyniesienia Łeby, będącego częścią platformy prekambryjskiej, gdyż badania cechsztynu (1, 5, 6, 9) zdają się świadczyć o braku zróżnicowanych (lub, co najwyżej, słabo zróżnicowanych) ruchów tektonicznych na obszarze przedstawionym na Fig. 1, zwłaszcza w trakcie depozycji cyklów PZ2 i PZ3. Wszystko to sprawia, że obszar wyniesienia Łeby jest obszarem szczególnie dogodnym do badań dolomitu głównego w celu określenia przebiegu sedymentacji oraz diagenety. Zagadnienia te mają duże znaczenie praktyczne ze względu na występowanie złóż ropy i gazu w obrębie utworów dolomitu głównego (7, 13).

Wcześniejsze badania mikrofacjalno-paleogeograficzne dolomitu głównego wyniesienia Łeby (1, 7) wskazywały na stopniowe spływanie zbiornika w trakcie depozycji oraz wyraźnie południkowy układ facji i stref paleogeograficznych. W trakcie badań prowadzonych w celu określenia geologicznych warunków występowania oraz genety złóż



Ryc. 1. Obszar badań

Ł – Łebcz IG 1, M – Mieroszyno IG, R – Radoszewo IG 1, St – Starzyno IG, W – Władysławowo IG



Ryc. 2. Wybrane profile dolomitu głównego (poszczególne profile wykonane są w różnej skali) (lokalizację profili przedstawia ryc. 3)

1 – brak rdzenia, 2 – skała węglanowa zrekrystalizowana, 3 – skała siarczanowa (zrekrystalizowana), 4 – ooid, 5 – peloid, 6 – bioklast, 7 – grudka, intraklast, wadoid, Tp – pstry piaszkowiec, Ca3 – dolomit płytowy, A2 – anhydryt podstawowy,

A1g – anhydryt górny, L – laminoid, B – bandston, G – greinston, PG – pakston-greinston, P – pakston, WP – wakston-pakston, W – wakston, MW – madston-wakston, M – madston, a, b, c, d – etapy sedymentacji dolomitu głównego (a – inicjalna transgresja, b – końcowa transgresja, c – rozwój i progradacja systemu brzeżnej bariery oolitowej, d – spadek poziomu morza i ustalenie się linii brzegowej w okolicach Darżlubia)

polihality i soli cechszyńskich w rejonie Zatoki Puckiej autor wytypował do badań szczegółowych 53 profile dolomitu głównego (ich lokalizację przedstawia ryc. 1, z wyjątkiem otworów: Miłoszewo ONZ 1 oraz Gdańsk IG 1, znajdujących się poza obszarem przedstawionym na rycinie). Niniejszy artykuł jest krótkim zarysem tego autora, przedstawionych w dwóch obszerniejszych publikacjach. Pierwsza z nich, poświęcona facjom i przebiegowi sedymentacji, ukazała się niedawno w „Facies” (vol. 14), zaś druga, dotycząca diagenety, znajduje się w druku.

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA

Miąższość utworów dolomitu głównego zmienia się od 6,5 m w SE części rejonu Zatoki Puckiej do 49 m w jej NW części, po czym maleje ku zachodowi (ryc. 1). W otworze Kopalino IG 1 miąższość utworów dolomitu głównego – przykrytych utworami pstrego piaszkowca (ryc. 2) – wynosi 24 m, a w okolicach Łeby od 4,7 do 12,3 m. Z reguły utwory dolomitu głównego to dolomity. Wapienie i wapienie dolomityczne (rzadko – dolomity wapniste)

LITOFACJE DOLOMITU GŁÓWNEGO WYNIESIENIA ŁĘBY

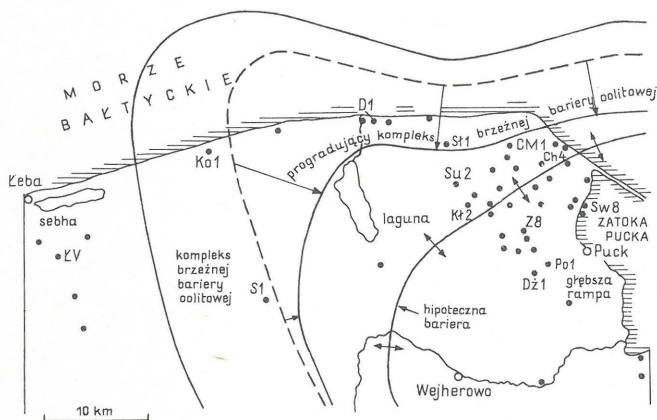
Facja	Tekstura	Główne typy ziarn	Organizmy	Występowanie	Uwagi	Środowisko sedimentacji	Standardowa mikrofacja/strefa facjalna według J.L. Wilsona (14)
peloidalna, uboga w skamieniałości	wakstony i pakstony	peloidy, ziarna kwarcu	rzadkie małże i małżoraczki	NW część – okolice Łęby; rejon Swarzewa–Zdrady (dolna część dolomitu głównego);		plytkopodpływowe o minimalnej energii i podniesionym zasoleniu	23/8,9
peloidalna, bogata w skamieniałości	pakstony	peloidy, bioklasty	częste: małże, ramienionogi, ślimaki, małżoraczki, otwornice, dasykladacee;	na S od Zdrady (górną część) południowa część obszaru (środkowa część dolomitu głównego)		ograniczone podpływy	8–10/2,7
peloidalno-bioklastyczna	greinstony i pakstony	peloidy, bioklasty, ooidy, rzadkie grudki i intraklasty	częste: małże, ramienionogi, ślimaki, otwornice, serpulidy;	rejon Swarzewa–Zdrady (dolna część dolomitu głównego), okolice Dębek	odpowiednik litofacji bioklastycznych greinstonów Clarka (2)	lagunowe: blisko plaży (greinstony) i bardziej centralna część laguny (pakstony)	12/6
oolitowa	greinstony i rzadko pakstony	ooidy, sporadycznie bioklasty, peloidy, grudki i wadoidy	rzadkie: małże, otwornice inkrustujące	północna część obszaru; Miłoszewo ONZ 1	mniejszy udział intraklastów i grudek w porównaniu z litofacją ooidowych greinstonów we wsch. Holandii (2) i Polsce zach.	plytkopodpływowe do nadpływowego	15/6
wadolitowa	geinstony i rzadko pakstony	wadoidy, ooidy, peloidy, grudki	rzadkie – głównie małże	północna część obszaru; Miłoszewo ONZ 1		subaeralne i pobliskie	–
mikrobiałna	bandstony	peloidy; bioklasty	otwornice inkrustujące	rejon Swarzewa–Zdrady (dolna część dolomitu głównego); rejon Chłapowa – Czarnego Młyna – Sulicic – Kłanina (głównie górna część dolomitu głównego); północna i środkowa część obszaru; Darżlubie IG 1 (najwyższa część dolomitu głównego);	stromatolity o zwartej laminacji	podpływy do nadpływowego	19 i 21/8
grudkowa	pakstony i greinstony	grudki, intraklasty, peloidy, ooidy	rzadkie: małże, małżoraczki, sporadycznie dasykladacee	okolice Łęby	stromatolity związane ze środowiskiem sebhya	plytkopodpływowe do międzypływowego o ograniczonej cyrkulacji	17/7,8
mułowa	madstony i wakstony	peloidy	rzadkie	środkowa i południowa część obszaru; okolice Łęby		spokojne podpływy, prawdopodobnie podwyższone zasolenie	23/8,9

występują w pasie obszaru o szerokości kilku kilometrów, położonym na południe od zasięgu anhydrytu podstawowego, a ponadto stwierdzono je w NW części rejonu Zatoki Puckiej. Wapienie zawsze powstawały w wyniku dedolomityzacji. Zawartość siarczanów (głównie anhydrytu) jest niewielka i wynosi poniżej 1% w SE części rejonu Zatoki Puckiej i kilka procent w części NW. Na zachód od Dębek ulega ona zwiększeniu, a siarczany tworzą przewarstwienia w obrębie dolomitu głównego (ryc. 2).

W tabeli I scharakteryzowano litofacje najczęściej stwierdzane w dolomicie głównym wyniesienia Łeby. Litofacje te wykazują wyraźną strefowość poziomą i następstwo pionowe (ryc. 2, 3, tabela II). Wnioski wynikające z porównań wyróżnionych litofacji z ich współczesnymi odpowiednikami zastosowano do rekonstrukcji przebiegu sedymentacji.

PRZEBIEG SEDYMENTACJI

W okresie poprzedzającym transgresję morza dolomitu głównego badany obszar był równią łagodnie nachyloną w kierunku centralnej części Zatoki Perybaltyckiej, położonej na N od Półwyspu Mazurskiego (1). Relief tej równi był stosunkowo mało zróżnicowany w następstwie depozycji



Ryc. 3. Paleogeografia dolomitu głównego na wyniesieniu Łeby podczas rozwoju i progradacji systemu brzeżnej bariery oolitowej Ch4 – Chłapowo IG 4, CM1 – Czarny Młyn IG 1, D1 – Dębki IG 1, Dz1 – Darżlubie IG 1, Kł2 – Kłanino IG 2, Ko1 – Kopalino IG 1, ŁV – Łeba V, Po1 – Polczyno IG 1, S1 – Salino IG 1, ONZ1 – Sławoszyńko ONZ 1, Su2 – Sulicice IG 2. Sw8 – Swarzewo IG 8, Z8 – Zdrada IG 8

cyklu PZ1 (6: Fig. 4; 9). Zalew morza dolomitu głównego nie objął od razu całego obszaru wyniesienia Łeby. Inicjalna transgresja spowodowała zalanie części położonej na S i W od linii Sulicice – Kłanino – Polczyno – Swarzewo i na E od linii Kopalino – Salina. Blisko brzegu powstały pakstony peloidowo-intraklastowe, często fenestralne (prawdopodobnie osady plażowe), zaś peloidowo-bioklastyczne wakstony-pakstony (czasami greinstony), którym towarzyszyły ooidowe greinstony i stromatolity (ryc. 2) utworzyły łuk osadów międzyplywowych i płytkopodplywowych o szerokości kilku km. Bardziej na południe, w dolnej części dolomitu głównego występują podplywowe peloidowe wakstony (ryc. 2).

Podczas następnej – ostatniej w dolomicie głównym – transgresji cały badany obszar został zalany i morze sięgało ku zachodowi do okolic Łeby, gdzie tworzyły się osady systemu sebhy. W tym czasie w okolicach Kopalino powstały osady otwartego morza. Wkrótce wzdłuż brzegu utworzył się system brzeżnej bariery oolitowej (udokumentowanej profilami otworów: Kopalino IG 1 oraz Salino IG 1), która zaczęła migrować ku E i S i w końcu osiągnęła obszar położony na SE od Sławoszyńka (ryc. 3).

W trakcie powstania i progradacji brzeżnej bariery oolitowej na obszarze położonym na SE od niej powstawały głównie pakstony peloidowe i grudkowe, wykazujące wiele cech sedymentacji lagunowej. Nie stwierdzono natomiast bariery związanej z krawędzią platformy węglanowej dolomitu głównego, która by oddzielała lagunę od otwartego morza. Może to wynikać zarówno z niewielkiej szerokości takiej bariery (we współczesnych środowiskach sedymentacji węglanowej szerokość takich barier wynosi często poniżej kilkuset metrów), jak i z migracji bariery (ryc. 3) w następstwie nieznacznych wahań poziomu morza. Obecność i położenie bariery związanej z krawędzią platformy węglanowej dolomitu głównego na wyniesieniu Łeby pozostają hipotetyczne (ryc. 3). Bariera ta mogła być źródłem wadoidów i fragmentów beachrock, transportowanych w trakcie sztormów do laguny. Innym źródłem mogły być lokalne grzbiety ooidowe, powstające w lagunie. Diagenetyczna meteoryczna greinstonów wskazuje na okresowe wynurzenia, przy czym wahania poziomu morza w trakcie depozycji przeważającej części dolomitu głównego były niewielkie, o czym świadczy obecność śladów diagenetycznej wyłącznie w strefach skądinąd bardzo płytkowodnych.

Na SE od strefy lagunowej powstawały osady otwartego morza – wakstony bioklastyczne i peloidowe, które lokalnie – w okolicach Darżlubia – w najwyższej części dolomitu głównego przykryte są osadami kryptoalgowymi wskazującymi na środowisko od bardzo płytkowodnego do subaeralnego. Ponieważ wyżej występujące osady anhydry-

CHARAKTERYSTYKA STREF FACJALNYCH DOLOMITU GŁÓWNEGO WYNIESIENIA ŁĘBY

Tabela II

Strefa facjalna	Miąższość	Przeważające litofacje
sebha	obecna: 4,7 do 12,3 m (pierwotna trudna do odtworzenia z powodu erozji)	peloidowe wakstony i pakstony, przewarstwiewające się z anhydrytami bulastymi i towarzyszącymi im laminoidami i stromatolitami;
system brzeżnej bariery oolitowej	zazwyczaj powyżej 40 m (w wypadku erozji mniej)	ooidowe greinstony, w południowej części (obszar bariery progradującej), w dolnej części peloidowe pakstony i wakstony;
laguna	20–40 m	peloidowe pakstony, grudkowe pakstony i greinstony, którym towarzyszą laminoidy oraz wadoidowe greinstony;
głębsza rampa	poniżej 20 m, zmniejszająca się ku SE (do 6,3 m w otworze Gdańsk IG 1)	peloidowe pakstony, wakstony i madstony; w północnej części (obszar Swarzewa–Zdrady) w dolnej części peloidowo-bioklastyczne greinstony i pakstony, ooidowe greinstony i stromatolitowe bandstony;

tu podstawowego powstały w środowisku saliny (9) zarówno w okolicach Darżlubia, jak i bardziej na północ, można przypuszczać, że po obniżeniu się poziomu morza pod koniec depozycji utworów dolomitu głównego (kiedy to linia brzegowa znajdowała się w okolicach Darżlubia) nastąpił wzrost poziomu morza i początek depozycji utworów anhydrytu podstawowego.

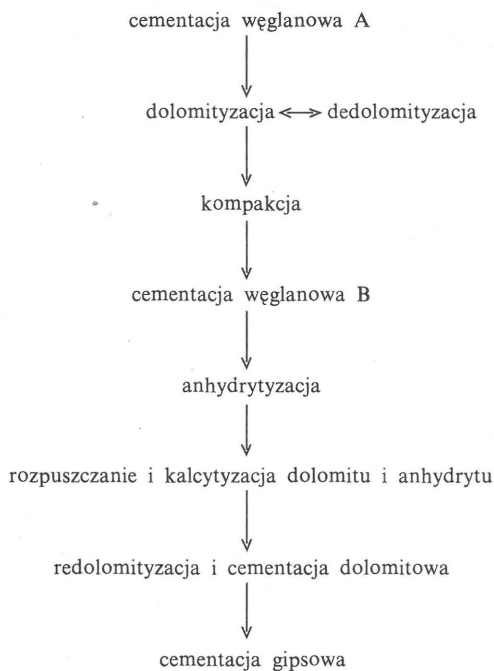
Podsumowując, na obszarze platformy węglanowej na wyniesieniu Łeby sekwencja dolomitu głównego jest płyciąca ku górze, a sedymentacja była zakłócona drobnymi wahaniami poziomu morza (prawdopodobnie o amplitudzie kilku metrów), jakie są charakterystyczne dla wielu platform węglanowych. W bardziej centralnej części zbiornika stwierdza się stopniowe pogłębienie. Początkowo nieznaczne zróżnicowanie głębokości między obszarem platformy węglanowej a centralną częścią zbiornika ulegało stopniowemu powiększeniu w trakcie sedymentacji dolomitu głównego, by osiągnąć około 40 m pod koniec jego depozycji. Należy przy tym podkreślić, że owa zwiększająca się różnica głębokości była wyłącznie wynikiem odmiennego

tempa sedymentacji na platformie węglanowej i w centralnej części zbiornika.

Biorąc pod uwagę względnie łagodne zapadanie badanego obszaru w stronę otwartego morza oraz sekwencje facjalną, obejmującą walcystony przechodzące w kierunku brzegu w osady peloidowe i grudkowe (reprezentujące lagunę), a następnie w fację brzeżnej równi oolitowej i wreszcie w kompleks równi pływowej (ten ostatni stwierdzono w okolicach Łeby), należy stwierdzić że utwory dolomitu głównego wyniesienia Łeby reprezentują osady homoklinalnej rampy (według klasyfikacji J.F. Reada, 11), której współczesne odpowiedniki stwierdza się w Zatoce Perskiej i w Shark Bay w zachodniej Australii. Należy tu zaznaczyć odmienną obszar wyniesienia Łeby, jako że dla większej części zbiornika dolomitu głównego charakterystyczne są platformy węglanowe wykształcone jako obrzeżone szelfy węglanowe (rimmed carbonate shelves) o szybkim przejściu od platformy do głębokich środowisk basenowych (12, 2). To szybkie przejście wynika zarówno ze znacznego zróżnicowania reliefu odziedziczonych po okresie sedymentacji pierwszego cyklotemu, jak i z synformacyjnych ruchów tektonicznych. Brak owych czynników, wpływających gdzie indziej w znacznym stopniu na rozwój sedymentacji, pozwolił na określenie historii zmian poziomu morza dolomitu głównego w jej „czystej” postaci i tym samym umożliwił określenie sekwencji procesów wczesnodiagenetycznych, bardzo trudnej do wyznaczenia w innych przypadkach.

Tabela III

IDEALNA SUKCESJA PROCESÓW DIAGENETYCZNYCH W UTWORACH DOLOMITU GŁÓWNEGO WYNIESIENIA ŁEBY



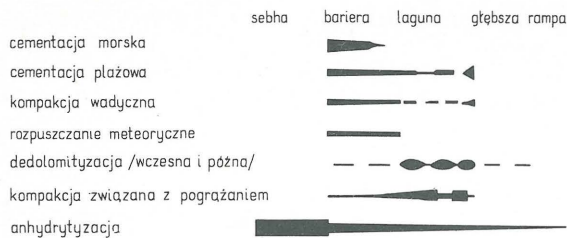
HISTORIA DIAGENEZY

Synsedymentacyjna cementacja w środowisku płytko-morskim została stwierdzona lokalnie w greinstonach powstałych w trakcie inicjalnej transgresji morza dolomitu głównego oraz w greinstonach systemu brzeżnej bariery oolitowej. W strefie laguny regułą jest brak wczesnego cementu morskiego. Lokalnie zachodziła cementacja w środowisku plażowym. Nie stwierdzono natomiast cementacji typowo słodkowodnej. Mogło to być wynikiem ograniczonego występowania lokalnych soczewek wody meteorycznej, których obecność wyraziła się powstaniem porowatości formowej w górnej części dolomitu głównego, na obszarze brzeżnej bariery oolitowej oraz kompaktacji wadycznej na obszarze całej platformy węglanowej. Wody meteoryczne wywołały także dolomityzację osadów platformy węglanowej; wskazują na to wartości $\delta^{18}\text{O}$ wynoszące od -3 do -5‰ w środkowej części brzeżnej bariery oolitowej i około 0‰ , blisko granicy bariery oolitowej i strefy lagunowej. Dolomityzacja osadów otwartego morza nastą-

PORÓWNANIE MODELI DIAGENEZY WĘGLANÓW CECHSZTYŃSKICH

Tabela IV

PROCES	według autora	według D.N. Clarka (3)
cementacja meteoryczna rozpuszczanie słodkowodne wczesna dedolomityzacja późna dedolomityzacja	znaczenie tylko lokalne znaczenie tylko lokalne duże znaczenie znaczenie lokalne	bardzo duże znaczenie duże znaczenie — bardzo duże znaczenie, zwłaszcza na stoku i obszarze przyległym
kompaktacja dolomityzacja	duże znaczenie mixing na obszarze platformy węglanowej, reflux w centralnej części zbiornika	— głównie reflux podczas depozycji siarczanów i soli
redolomityzacja rozpuszczanie dolomitu anhydrytyzacja halityzacja WNIOSEK	głównie proces wczesny znaczenie lokalne kilkufazowa lokalnie cementacja decydujące znaczenie piętna sedymentacyjnego i wczesnodiagenetycznego	proces późny duże znaczenie kilkufazowa zastępowanie i cementacja tekstury sedymentacyjne i wczesnodiagenetyczne są zazwyczaj całkowicie zatarte



Ryc. 4. Związek wybranych procesów diagenetycznych ze strefami facyjnymi dolomitu głównego wyniesienia Łeby

piła prawdopodobnie w rezultacie ewaporacji solanek ($\delta^{18}\text{O}$ wynosi około $+4\text{‰}$) po okresie sedymentacji dolomitu głównego. W związku z wynurzeniem badanego obszaru na przełomie PZ2/PZ3 odbyła się następnie dedolomityzacja, a potem – w związku z dolomityzacją osadów dolomitu płytowego w systemie sebhya – nastąpiła redolomityzacja części utworów uprzednio zdedolomityzowanych.

Wzrastające ciśnienie nadkładu w miarę pogrążania się utworów dolomitu głównego spowodowało kompaktację, która doprowadziła do znacznego zredukowania porowatości międzyziarnowej w rezultacie upakowania ziarn. Na kompaktację będącą następstwem pogrążania w istotnym stopniu wpłynęła cementacja w środowisku plażowym oraz płytkomorskim, gdyż zapobiegała ona stopniowemu upakowywaniu się ooidów. Natomiast greinstony nie scementowane zostały ciasno upakowane.

Po kompaktacji nastąpiła cementacja węglanowa, a później – w wyniku dalej wzrastającego ciśnienia i temperatury – gipsy występujące w obrębie poziomów siarczanowych cyklu PZ1 zostały przekształcone w anhydryty. Spowodowało to inwazję solanek bogatych w Ca i SO_4 w wyżej występujące utwory węglanowe. Konsekwencją było wyparcie dolomitu przez anhydryt, a lokalnie – wytrącenie się anhydrytu jako cementu. Procesy wypierania dolomitu przez anhydryt powtarzały się kilkakrotnie.

Późniejsze etapy diagenetyzacji to węglbna dedolomityzacja (która objęła przede wszystkim środki ooidów), rozpuszczanie dolomitu i anhydrytu, cementacja dolomitowa i lokalna redolomityzacja oraz cementacja gipsowa i lokalnie halitowa.

Idealną sukcesją procesów diagenetycznych przedstawiono w tab. III. Taką samą generalną sukcesję stwierdza się w innych cechsztyńskich skałach węglanowych, co wynika z faktu, że głównymi czynnikami rządzącymi diagenetyzacją był wzrost ciśnienia i temperatury. Jednakże istnieją liczne różnice pomiędzy sukcesją wynikającą z badań dolomitu głównego wyniesienia Łeby a sukcesją przedstawioną przez D.N. Clarka (3), opartą na badaniach utworów węglanowych głębiej pogrążonych i silniej zmienionych. Główne różnice przedstawiono w tab. IV. Stwierdza się natomiast szereg podobieństw między sukcesją procesów diagenetycznych w dolomicie głównym wyniesienia Łeby oraz sukcesją stwierdzoną przez C.H. Moore'a i Y. Druckmana (8) w południowej strefie górnourajskiej

formacji Smackover Arkansasu i Luizjany, choć w tej ostatniej brak jest dolomitów.

Chociaż zdecydowana większość cementacji w utworach dolomitu głównego na wyniesieniu Łeby związana była z diagenetyzacją węglbną – podobnie jak w przypadku wielu skał węglanowych – to głównym czynnikiem warunkującym ewolucję porowatości było środowisko sedymentacji (ryc. 4). W związku z tym można uznać, że chociaż późna, węglbna diagenetyzacja była ważnym czynnikiem modyfikującym wykształcenie cechsztyńskich utworów węglanowych, to jednak syndepozycyjna i wczesna węglbna diagenetyzacja – ściśle związane z rozkładem facji – wywarły decydujący wpływ na ewolucję własności zbiornikowych i nieregularne ich zmiany, jak to się obserwuje zwłaszcza w strefie krawędzi platformy węglanowej dolomitu głównego.

LITERATURA

1. Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski (pod red. S. Depowskiego). Wyd. Geol. 1978.
2. Clark D.N. – The sedimentology of the Zechstein 2 Carbonate Formation of eastern Drenthe, the Netherlands. Contr. Sedimentology 1980 no. 9.
3. Clark D.N. – The diagenesis of Zechstein carbonate sediments. Ibidem 1980 no. 9.
4. Clark D.N., Tallbacka L. – The Zechstein deposits of southern Denmark. Ibidem 1980 no. 9.
5. Dadlez R., Dayczak-Calikowska K. et al. – Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biul. Inst. Geol. 1976 nr 270.
6. Dębski J. – Zarys stratygrafii cechsztynu we wschodniej części wyniesienia Łeby. Prz. Geol. 1983 nr 5.
7. Depowski S., Peryt T.M. et al. – Sedymentacja i paleogeografia cechsztyńskiego dolomitu głównego a jego ropo- i gazonośność. Ibidem 1978 nr 3.
8. Moore C.H., Druckman Y. – Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. AAPG Bull. 1981 vol. 65.
9. Peryt T.M., Czupowski T.S. et al. – Model sedymentacji ewaporatów cechsztyńskich na wyniesieniu Łeby. Prz. Geol. 1985 nr 4.
10. Piske J., Schretzenmayr S. – Sedimentationszyklen im Stassfurtkarbonat und ihre Modifikation durch azyklische Vorgänge. Z. geol. Wiss. 1984 vol. 12 no. 1.
11. Read J.F. – Carbonate platform facies models. AAPG Bull. 1985 vol. 69 no. 1.
12. Sannemann D., Zimdars J., Plein E. – Der basale Zechstein (A2–T1) zwischen Weser und Ems. Z. dt. geol. Ges. 1978 vol. 114.
13. Taylor J.C.M. – Late Permian – Zechstein. [W:] K.W. Glennie (ed.), Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea. Blackwell, 1984.
14. Wilson J.L. – Carbonate Facies in Geologic History. Springer, 1975.