

MODEL SEDYMENTACJI EWAPORATÓW CECHSZTYŃSKICH NA WYNIESIENIU ŁEBY

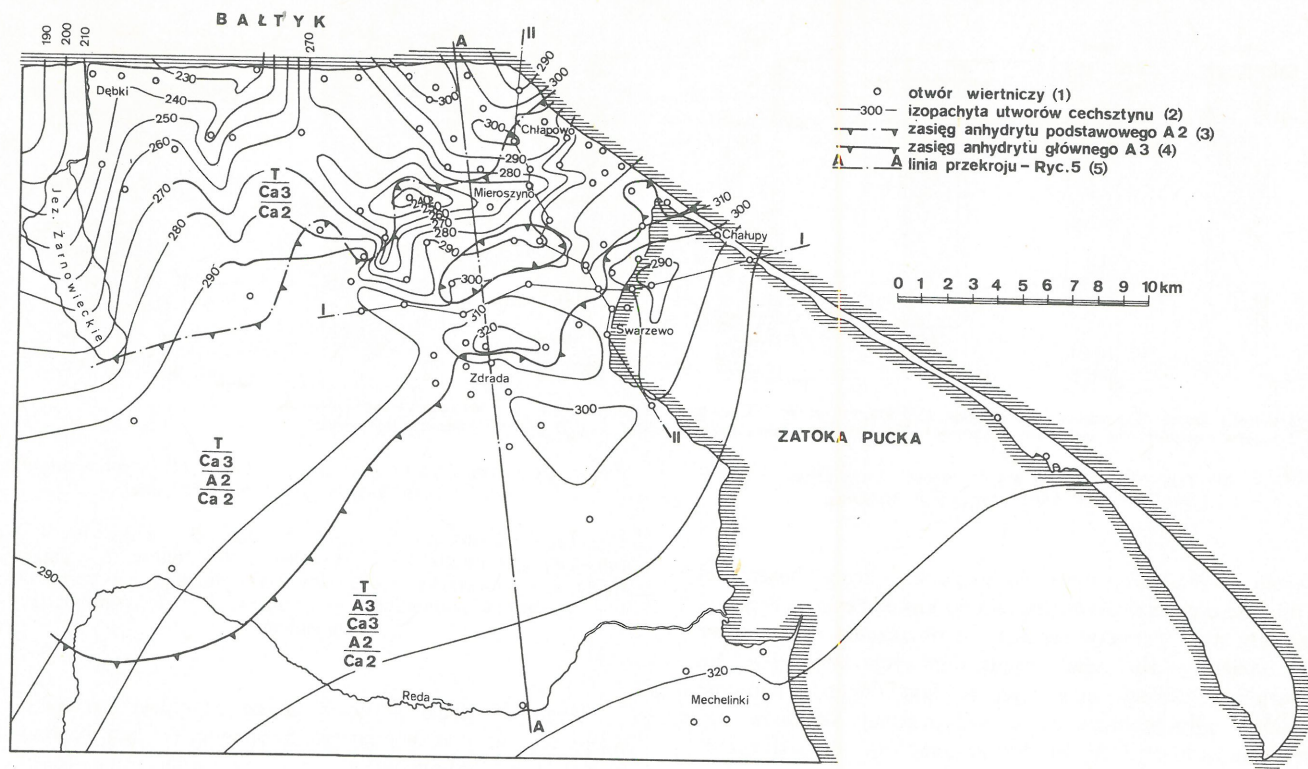
UKD 552.14:553.63:551.736.3].072:551.35.06(438—17 wyniesienie Łeby)

Głębokość powstania kopalnych utworów ewaporatowych i głębokość zbiornika depozycji ewaporatów, to zagadnienia szczególnie żywo dyskutowane w literaturze sedymentologicznej (omówienie: 12, z literaturą). Szczegółowe badania sedymentologiczne utworów podścielających ewaporaty mogą rzucić pewne światło na genezę basenu (np. 13), ale odpowiedź na szereg pytań można uzyskać — jak zauważył K. Hsü (8) — wyłącznie przez zbadanie samych ewaporatów.

Obszar wyniesienia Łeby jest prawie idealnym obiektem badań modelowych sedymentacji cechsztyńskiej w peryferycznej części zbiornika, ze względu na bardzo dużą ilość wierceń, w których utwory cechsztynu były w pełni rdzeniowane (ryc. 1). Z tego też powodu od dawna obszar ten jest przedmiotem zainteresowania wielu badaczy (literatura: 5) i posłużył on do przedstawienia modelu facjalnego basenu ewaporatowego (22), którego założenia spotkały się jednak z zasadniczymi zastrzeżeniami metodycznymi (11). W niniejszej pracy przedstawione zostanie podsumowanie ostatnich badań sedymentologicznych i paleogeograficznych na wyniesieniu Łeby, wykonanych w związku z analizą geologicznych warunków występowania

i genezy złóż polihality i soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej; prace szczegółowe omawiające poszczególne — tutaj jedynie zarysowane — zagadnienia zostaną opublikowane w najbliższej przyszłości (zob. także 3, 6, 7, 17).

Przy interpretacji środowisk depozycji utworów ewaporatowych jest rzeczą trudną oprzeć się wyłącznie na analogiach współczesnych z tego względu, że obecnie brak jest rozległych morskich zbiorników hypersalinowych. Następstwem tego faktu jest koncentracja badań sedymentologicznych ewaporatów współczesnych w subaeralnych środowiskach sebhya, zaś ewaporatom subakwalnym (powstałym w salinach) poświęcono dotychczas mało uwagi (zob. 20), chociaż doczekały się one wielu opracowań poruszających zagadnienia składu chemicznego oraz powstawania osadów węglanowych związanych z ewaporatami. Podczas interpretacji sedymentologicznej ewaporatów oraz związanych z nimi utworów węglanowych kierowano się przesłanką, że osady ewaporatowe w zbiornikach hypersalinowych tworzą się w związkach facjalnych, które można korelować nie tylko ze składem chemicznym wody, lecz także z dynamiką wody (oraz organizmami w niej żyjącymi) (19).



Ryc. 1. Obszar badań

Fig. 1. Area studied

1 – borehole, 2 – isopach of the Zechstein deposits, 3 – extent of the Basal Anhydrite A2, 4 – extent of the Main Anhydrite A3, 5 – line of cross-section (Fig. 5)

UTWORY PRZEDEWAPORATOWE

W czasie sedymentacji utworów wapienia cechsztyńskiego omawiany tu obszar wchodzi w skład strefy basenowej; platforma węglanowa, o której istnieniu świadczą wyniki otworu Ustka IGH 1, rozwinęła się wokół półwyspu pomorskiego (16) i miała stosunkowo małą szerokość. Brzeg zbiornika znajdował się w tym czasie w odległości ok. 40 km od rejonu Kopalina i był prawdopodobnie bardziej oddalony na W i E od tego obszaru. Wniosek taki wynika z faktu zmniejszania się wysokości stromatolitów oraz ich rozproszeniem w kierunku NW od Gdańska (15), co zostało powiązane ze spływaniem i wzrostem dopływu materiału klastycznego w rejonie Kopalina (15). Należy zaznaczyć, że na SE od rejonu Kopalina, w otworze Łeba V, stwierdzono ponowny wzrost wysokości stromatolitów. Sugerowane oddalenie brzegu jest zgodne z wartością wynikającą z badań paleogeograficznych wykonanych po drugiej stronie Zatoki Gdańskiej (23, 9: ryc. 1).

Charakterystyczna cykliczność wapienia cechsztyńskiego (14), wyrażająca się trzykrotną obecnością osadów wadczych w obrębie onkoidowych pakstionów i stromatolitów tworzących górną część cykli sedymentacyjnych (14: ryc. 3), została najprawdopodobniej spowodowana glacieustatycznymi wahaniami poziomu morza (13).

UTWORY ANHYDRYTU DOLNEGO

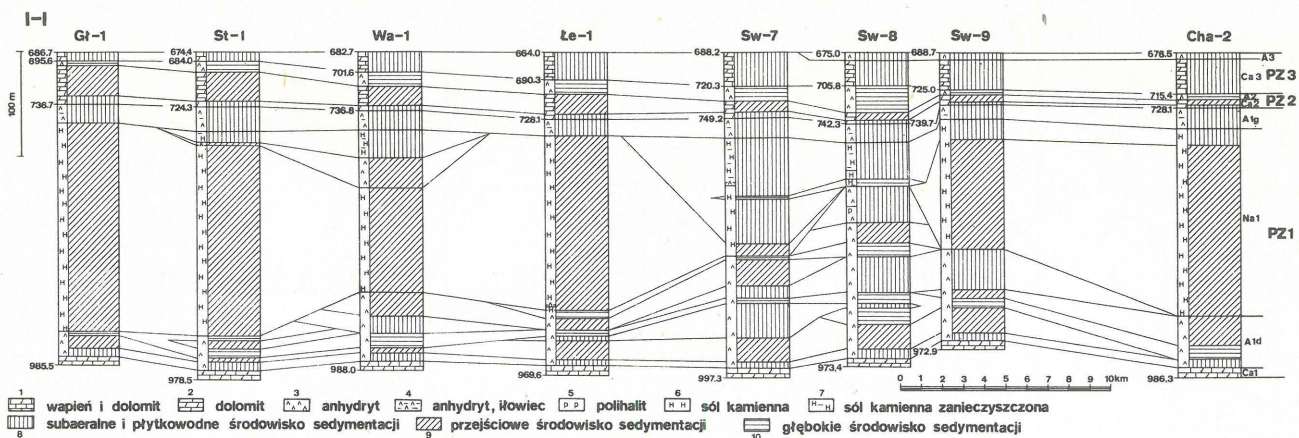
Z badań J. Dębskiego (5: ryc. 5) wiadomo, że większa część sekwencji anhydrytu dolnego o dużych miąższościach utworzona jest przez różne odmiany anhydrytów żyłkowanych, nie wykazujących żadnych struktur sedymentacyjnych. Wydaje się to być związane z rekrystalizacją i homogenizacją pierwotnie zróżnicowanego osadu siarczanowego. Ostatnio D.J. Shearman (praca nie publikowana) wykazał, że anhydryt syndepozycyjny jest charak-

terystycznie gruzłowy, niezależnie od tego, czy powstał on przez przemianę gipsu czy też *de novo*.

Anhydryty gruzłowe (= mozaikowe) stwierdza się powszechnie w najniższej części sekwencji anhydrytu dolnego. Do niedawna sądzono, że anhydryty tego typu wskazują jednoznacznie na powstanie w środowisku sebhya, ale pogląd ten został zakwestionowany, kiedy stwierdzono anhydryty gruzłowe w asocjacji z laminitami basenowymi (4). Tego typu stosunków nie zaobserwowano jednak w wypadku anhydrytu dolnego. J.C.M. Taylor (24) uzasadnił pogląd, że część anhydrytów gruzłowych występujących w najniższej części anhydrytu dolnego w południowej części Morza Północnego powstała w warunkach subakwalnych, w bardzo płytkich (kilka metrów) rozlewiskach solankowych na inicjalnym etapie cyklu zasilania. Koncepcja ta, nie kwestionująca ogólnie skrajnie płytkowodnej do subaeralnej genezy anhydrytów gruzłowych, wydaje się znajdować potwierdzenie w stosunkach obserwowanych w rejonie Zatoki Puckiej.

Do drugiej grupy anhydrytów o pierwotnej (niediagenetycznej) strukturze należą laminity: anhydryty laminowane dolomitem często o czarnej barwie, cuchnącym zapachu i bitumiczne (5). W literaturze przyjmuje się, że wskazują one na spokojne, głębokowodne (w każdym razie poniżej sztormowej podstawy falowania) warunki depozycji. Jak się wydaje, głębokowodna geneza kompleksów laminitowych o znacznej miąższości, tak jak to się obserwuje w rejonie Władysławowa, Karwi czy Mecheliniek nie budzi wątpliwości, tym bardziej, że często związane są z nimi syndepozycyjne deformacje interpretowane jako spływy. Trudna jest natomiast interpretacja cienkich przewarstwień laminitowych w obrębie anhydrytów żyłkowanych, tak jak to się obserwuje w utworach leżących w wąskiej strefie szybkich zmian miąższości.

W wypadku dysponowania wyłącznie materiałem rdzeniowym nie jest możliwe wykluczenie obecności olisto-



Ryc. 2. Syntetyczny przekrój przez utwory cechsztyńskie (wzdłuż linii I-I), z interpretacją środowiskową

Fig. 2. Zechstein deposits along line I-I (see Fig. 1 for location) with general environmental interpretation

strom przemieszczanych w kierunku strefy basenowej (olistostromy takie, o miąższości do kilkudziesięciu metrów, zostały stwierdzone w cechsztyńskich obrzeżeniach Harcu przez R. Meiera - 10), gdzie trwała depozycja laminitów. Na marginesie należy zaznaczyć, że fakt dużego znaczenia osadów allochtonicznych w sedymentacji utworów anhydrytu dolnego (10, 18), dobrze unaocznia niebezpieczeństwo ignorowania szczegółowych badań sedymentologicznych przy dokładnym rozpoznawaniu wybranych obszarów.

Utwory anhydrytu dolnego powstały, jak się przypuszcza, w trzech głównych środowiskach sedymentacji (ryc. 2, 3). Subaeralne i płytkowodne środowisko (facja platformy siarczanowej) reprezentowane jest przez anhydryty gruzłowe oraz żyłkowe. Środowisko przejściowe (facja stoku platformy) reprezentowane jest przez anhydryty pasemkowe, niekiedy o pasemkowaniu zaburzonym w rezultacie splayów, natomiast dla środowiska głębokowodnego (facja basenowa) typowe są anhydryty laminowane (ryc. 2, 3). Biorąc pod uwagę następstwo dominujących środowisk depozycji, tak jak to przedstawiono na zestawieniach syntetycznych profili anhydrytu dolnego (ryc. 2, 3), w większości wypadków możliwe jest wyróżnienie dwóch megacykli sedymentacyjnych. Mają one charakter transgresywny, co jest typowe dla anhydrytu dolnego także w innych częściach zbiornika cechsztyńskiego (24).

Megacykl pierwszy na całym obszarze rozpoczyna anhydryty gruzłowe. Ich miąższość wynosi kilka metrów, a chociaż niekiedy w ich obrębie obserwuje się zmienność wykształcenia (wyrażającą się przede wszystkim wielkością gruzłów), to nie jest możliwe wyróżnienie cykli sebh. Wydaje się to być związane częściowo z płytką subakwalną genezą części anhydrytów gruzłowych, na co wskazują także lokalnie obserwowane (np. we Władysławowie IG 1) cienkie przewarstwienia anhydrytów pasemkowych, powstałych - jak się uważa - w warunkach spokojnej sedymentacji w salinach. Dość często obserwuje się (5: ryc. 5), że największa miąższość anhydrytów gruzłowych jest związana z rejonami największej miąższości anhydrytu dolnego, co wskazywałoby na bardzo wczesną indywidualizację odziedziczonej morfologii. To niewielkie początkowo różnicowanie mogło preferować szybszą akumulację wokół względnych płycizn w następnym etapie sedymentacji, kiedy to powstawały - prawdopodobnie w warunkach saliny - utwory określane jako anhydryty żyłkowe, a następnie - pasemkowe. Megacykl pierwszy kończą anhydryty laminowane dolomitem oraz anhydrytem pasemkowo-laminitowe i smużyście, powstałe w warunkach spokojnej sedymentacji subakwalnej.

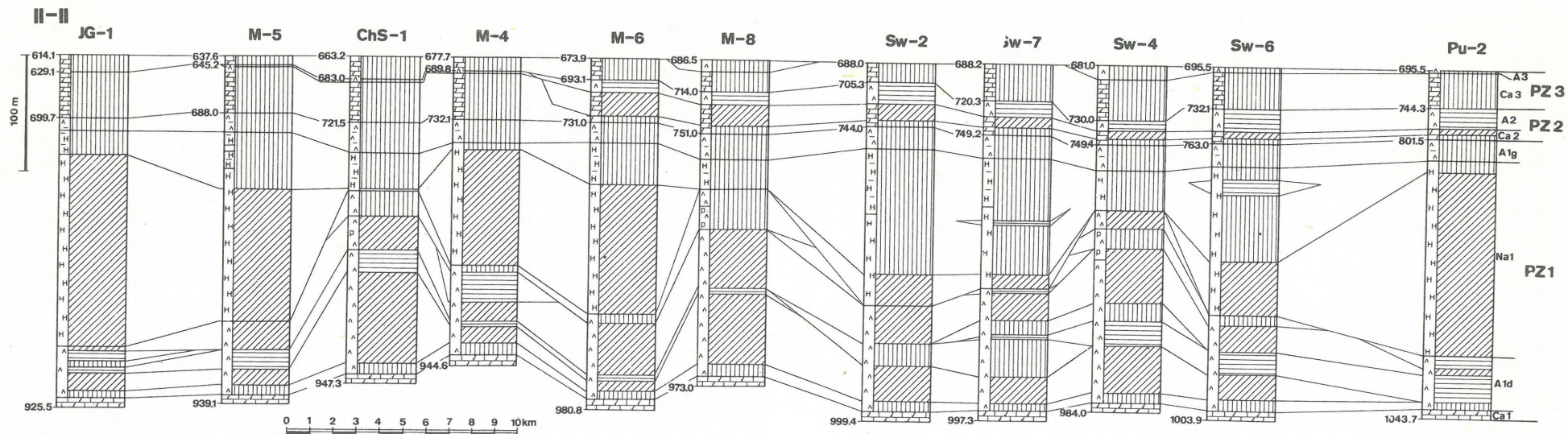
1 - limestone and dolomite, 2 - dolomite, 3 - anhydrite, 4 - anhydrite and mudrock, 5 - polyhalite, 6 - halite, 7 - clayey halite, 8 - subaerial and shallow water sedimentary environment, 9 - transitional sedimentary environment, 10 - deep sedimentary environment

Megacykl drugi rozpoczyna się anhydrytami żyłkowymi, a kończy zazwyczaj laminowanymi (w facji basenowej) lub pasemkowymi (w facji platformy i jej stoku). Powyżej utworów cyklu drugiego w facji basenowej występują hality, natomiast w facji platformy - często anhydryty żyłkowe. Ta seria sekwencji siarczanowej zawiera niekiedy nagromadzenia polihality i jest, jak się wydaje, facjalnym odpowiednikiem halitu osadzanego w innych częściach rejonu Zatoki Puckiej (17). Tym samym różnice w reliefie, jakie istniały na początku sedymentacji serii halitowej, były znacznie mniejsze, niż to wynika z różnic miąższości anhydrytu dolnego, chociaż lokalnie (np. między otworami Swarzewo IG 4 i Swarzewo IG 10) nachylenie stoku platformy dochodziło do 5°; należy zaznaczyć, że często utwory autokinetyczne obserwuje się w górnej części cyklu I (np. w otworze Swarzewo IG 10), kiedy to nachylenie było mniejsze.

UTWORY SOLI NAJSTARSZEJ

Badania G. Czapowskiego (2) wykazały, że w utworach soli najstarszej wyróżnić można szereg sekwencji strukturalno-teksturalnych. Analiza częstości występowania poszczególnych sekwencji i struktur sedymentacyjnych bądź deformacyjnych, jak również występowanie takich cech jak inkluzje czy wrostki mineralne, pozwoliła wyróżnić trzy główne typy środowisk sedymentacji o różnej dynamice w sensie zmienności panujących w nich warunków (tab.). Współczesnym analogiem środowiska wysokodynamicznego mogą być najdalej w stronę lądu położone panwie solne na obszarach współczesnych sebh, zaś niskodynamicznego - baseny typu saliny, częściowo izolowane wyniesieniami dna od otwartego morza.

Na dwóch liniach zestawień syntetycznych profili wiertniczych (ryc. 2, 3) wyróżniono główne sekwencje strukturalno-teksturalne i powiązано je z wymienionymi typami środowisk. Wydaje się, że dolna część profilu soli najstarszej uformowała się w strefach basenowych w warunkach średniodynamicznych, przy ograniczonej wymianie wód z otwartym morzem. Warunki te panowały znacznie dłużej w otwartych basenach typu Jastrzębiej Góry czy Pucka-Żelistrzawa, zwłaszcza w ich częściach centralnych. W wąskich i małych basenach, jak np. basen Władysławowa, szybko nastąpiło ograniczenie połączeń z otwar-



Ryc. 3. Syntetyczny przekrój przez utwory cechsztyńskie (wzdłuż linii II-II) z interpretacją środowiskową

Fig. 3. Zechstein deposits along line II-II (see Fig. 1 for location) with general environmental interpretation

WYBRANE CECHY STRUKTURALNO-TEKSTURALNE OSADÓW SOLI NAJSTARSZEJ

Środowisko	typ sekwencji (według częstości występowania)	charakter przewarstwień anhydrytowych	wielkość kryształów halitu	kryształy halitu					domieszki w solach		
				obtoczone	o budowie zonalnej	typu hopper	o różnej orientacji warstw przyrostu	lejkowe	polihalit	chlorkowe sole K-Mg	inkluzyje ciekłe i gazowe
duża dynamika, częste i szybkie zmiany stratyfikacji solanek wskutek mechanicznego mieszania wód, częste okresy wynurzenia, ograniczona wymiana wód z otwartym morzem; szybka precypitacja soli przerywana okresami rozmywania i rozpuszczania	B, BD, D, BA, A, CD	grube i gęsto rozmieszczone warstwy, często z automorficznymi kryształami halitu; w obrębie A lub na granicy pakietów C	bardzo zmienna, głównie sól średnio- grubokrystaliczna, pojedyncze duże kryształy w tle drobniej krystalicznym	++	++	+	++	0	++	++	++
średnia dynamika, nieregularne zmiany stratyfikacji solanek, rzadsze okresy wynurzenia, częstsza wymiana wód z otwartym morzem; umiarkowane tempo precypitacji, częste okresy rozmywania i rozpuszczania	BA, B, BC, BAC, AC; sporadyczne rytmy solne	warstwy o zmiennej miąższości i odstępnie; zwykle na granicy pakietów soli C	głównie sól różnokrystaliczna z przewarstwieniami soli równo- i wielokrystalicznej; duża zmienność wielkości kryształów	+	++	++	+	+	+	+	+
niska dynamika, rytmiczne zmiany chemizmu i stratyfikacji wód, rzadkie okresy wynurzenia, swobodna wymiana wód z otwartym morzem; powolna precypitacja w stałych warunkach, rytmiczne przerwy w akumulacji, rzadkie okresy rozmywania osadu	C, CA, CB, CAB, CBA; częste rytmy solne	cienne (0,5-2 mm) warstwy, zwykle przy granicy pakietów C lub w obrębie pakietów A	głównie sól wielokrystaliczna, rzadkie przewarstwienia soli drobno- i średniokrystalicznej	0	+	++	0	++	0	0	0

++ - częste występowanie, + - sporadyczne występowanie, 0 - brak

tym morzem i zapanowały wysokoenergetyczne warunki izolowanych zbiorników.

Analogiczne warunki panowały w trakcie sedymentacji całej serii solnej na obszarach wyniesień. W górnej części profilu najstarszej soli kamiennej, nawet w obrębie basenów rozwijały się środowiska wysokodynamiczne. Było to następstwem stopniowego wypełniania salin i przeradzania się ich w systemy izolowanych panwi solnych. Sporadycznie tylko na skraju wyniesień (np. w otworze Swarzewo IG 6) wskutek podpiętrzenia wód przez silne wiatry nastąpiło odnowienie składu solanek i rytmiczna spokojna precypitacja przewarstwień soli wielko- i różnokrystalicznych. W basenie Lisewa przed uformowaniem izolowanego zbiornika nastąpił okres intensywnej wymiany wód i powstanie grubej serii siarczanowej.

Sedymentacja najstarszej soli kamiennej w rejonie Zatoki Puckiej odbywała się w dwóch megacyklotemach (2).

Megacykl pierwszy, to sedymentacja z czystej solanki w zróżnicowanym batymetrycznie basenie sedymentacyjnym zbliżonym do współczesnych salin, a odziedziczonym po okresie akumulacji dwóch cykli anhydrytu dolnego. Na obszarach basenów i spłyceń w różnych warunkach hydrodynamicznych trwała depozycja głównie halitu. Okresowy dopływ świeżych wód z otwartego morza powodował wahania zasolenia, wyrażone precypitacją siarczanów, a zarazem zapewniał odnawianie się solanek przydennych. Na obszarach wyniesień dna, w warunkach płytkich subakwalnych lub subaeralnych, rozwijała się głównie płytkowodna facja siarczanowa, a chlorki wytrącały się w lokalnych panwiach, mając jednak niewielką szansę zachowania, jako że były rozpuszczane przez fale sztormowe.

Megacykl drugi cechuje pojawienie się w zbiorniku znacznej ilości materiału ilastego. Nastąpiło spłylenie zbiornika i przejście do warunków bardziej dynamicznych środowisk, typu izolowanych panwi. Poprzedni model względnie swobodnej wymiany wód z otwartym morzem zachował się jedynie w centralnych częściach rozległych dawniej basenów, które skurczyły się obecnie do rozmiarów małych salin. Materiał ilasty oraz pelit pochodzący z erozji wynurzonych utworów siarczanowych osadzany był w lokalnych panwiach na wyniesieniach i u brzegów salin, tworząc sole zanieczyszczone (termin wprowadzony na miejsce nieprawidłowo – w wypadku rejonu Zatoki Puckiej – stosowanego określenia „sole descendentne” – zob. 3). Okresowe zmiany ilości tego materiału, spowodowane zapewne przyczynami atmosferycznymi (np. silnymi i długotrwałymi wiatrami od strony łądu) powodowały przewarstwianie się soli zanieczyszczonych z solami czystymi. W centralnych częściach bardziej rozległych panwi i salin, gdzie docierały mniejsze ilości materiału siarczanowego i terygenicznego, trwała nadal precypitacja „czystych” halitów (zawierających wspomniany materiał w formie bardzo rozproszony).

UTWORY ANHYDRYTU GÓRNEGO

W najniższej części anhydrytu górnego występują iłowce, rzadziej mułowce, z gruzłami anhydrytu o średnicy kilku milimetrów do kilku centymetrów (tzw. brekcja ilasto-anhydrytowa – 26), przy czym nie jest to regułą; spotyka się bowiem pomiędzy solą najstarszą a iłowcami z gruzłami anhydrytu anhydryty grubokrystaliczne o miąższości do 1,4 m (Żelistrzewo IG 1), w których stwierdza się często relikty laminacji (np. Czarny Młyn IG 2, Żelistrzewo IG 1, Parszkowo IG 1).

İłowce i mułowce stopniowo przechodzą w anhydryty zlepieńcowe, rzadko laminowane; na ogół są one prze-

krystalizowane. W górnej części anhydrytu górnego także bardzo często występują anhydryty przekrystalizowane, przy czym charakterystyczna jest obecność anhydrytów zlepieńcowych i brekcjowych oraz zlepieńców anhydrytowych o spoiwie ilastym.

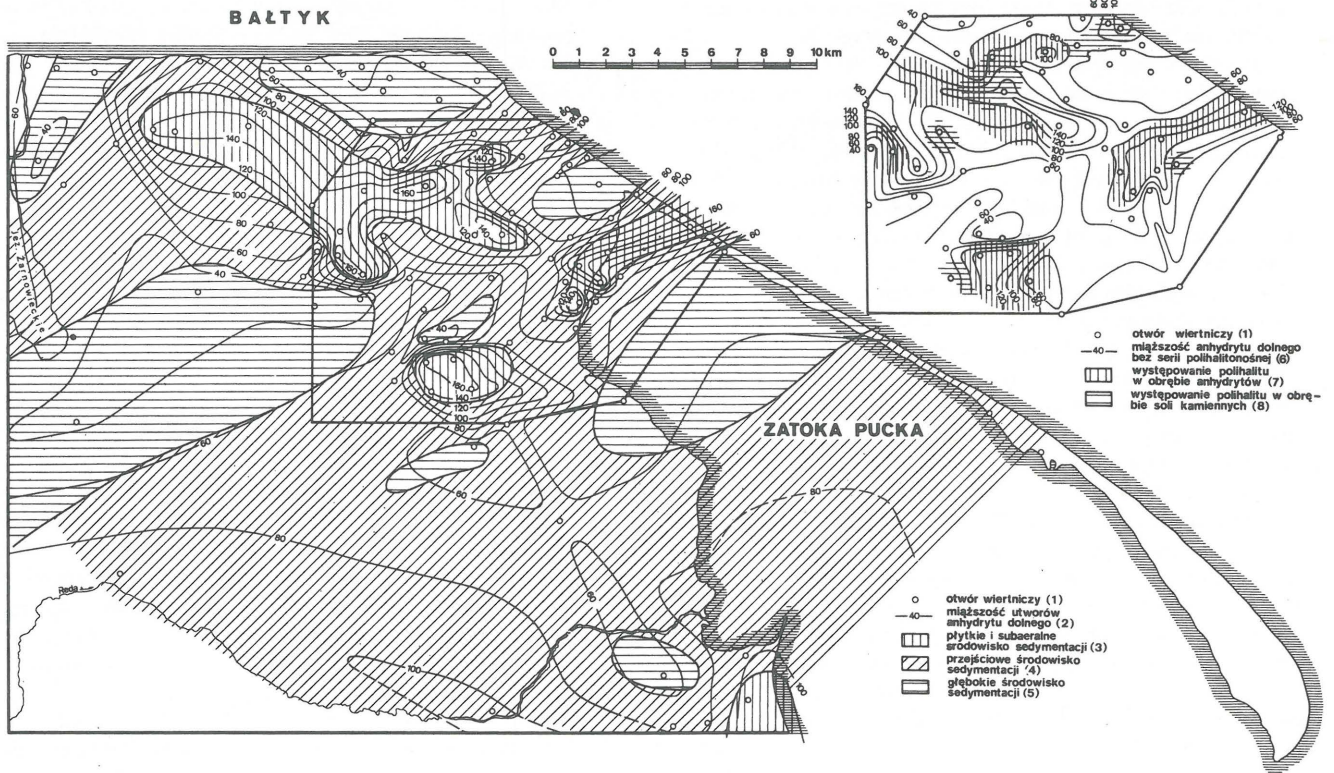
W wielu otworach stwierdzono obecność przewarstwień dolomitowych w obrębie różnych części sekwencji anhydrytu górnego. Są to dolomity peloidowe, o składzie izotopowym typowym dla dolomitów cechsztyńskich. W dolomitach tych L. Karczewski stwierdził obecność małży, ślimaków i ramienionogów.

Wykształcenie sekwencji anhydrytu górnego wskazuje na powstawanie tych utworów w bardzo zmiennych warunkach, często w płytkich salinach o dużym wpływie falowania, powodującego niszczenie wcześniej powstałych utworów i duży udział tekstur zlepieńcowych i brekcjowych oraz w playach. Występowanie warstw dolomitów wskazuje, że w czasie depozycji utworów anhydrytu górnego w rejonie Zatoki Puckiej stężenie solanek w czasie ewaporacji zmieniało się w dużych granicach. Spowodowane to było lokalnym rozcieńczeniem solanek przez dopływ wody słodkiej – najprawdopodobniej rzecznej. Biorąc pod uwagę znaczne fluktuacje zasolenia, co wyraża się nieregularnym występowaniem przewarstwień dolomitowych, wydaje się, że owe ciekły miały bardzo zmienne zasilanie i w okresach bardziej intensywnego dopływu wody słodkiej do zbiornika anhydrytu górnego soczewki wody o zasoleniu zbliżonym do normalnomorskiego migrowały dość daleko na południe; brzeg zbiornika był w tym czasie położony na północ od wybrzeża Bałtyku, w niewielkim (prawdopodobnie 10–20 km) oddaleniu.

CYKLE PZ2 I PZ3

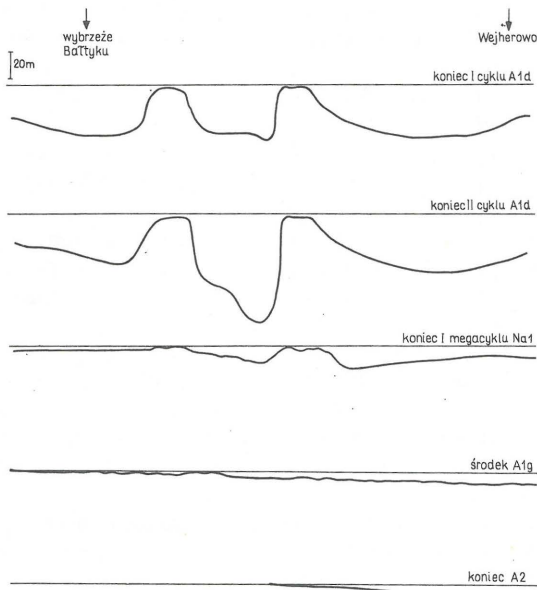
Rozkład facji dolomitu głównego i dolomitu płytowego świadczy o istnieniu dobrze wykształconych platform węglanowych. Większe zróżnicowanie facjalne obserwuje się na platformie dolomitu głównego, gdzie często występują pakstony i greinstony ooidowe oraz ooidowo-gruzełkowe podścielane pakstonami i wakstonami peloidowymi i – rzadziej – peloidowo-bioklastycznymi. W strefie stoku platformy dominuje litofacja pakstonów peloidowych lub peloidowo-bioklastycznych przechodzących ku górze sekwencji w wakstony peloidowo-bioklastyczne. Dla tej strefy bardzo charakterystyczna jest litofacja utworów perylitoralnych u podstawy dolomitu głównego, najlepiej wykształcona w rejonie Swarzewa i Zdrady, gdzie powyżej zbrekcjowanych i zgipsowanych utworów anhydrytu górnego występują pakstony peloidowo-bioklastyczne z przewarstwieniami stromatolitów oraz – rzadko – greinstonów peloidowo-bioklastycznych lub ooidowych. W strefie basenowej dominują peloidowe wakstony i pakstony z bioklastami. Typową litofacją dominującą na obszarze platformy dolomitu płytowego jest litofacja laminoidów z przewarstwieniami bioklastycznych wakstonów i pakstonów oraz madstonów (7). W strefie krawędzi platformy obserwuje się przewarstwianie laminoidów z ooidowymi pakstonami i greinstonami (8), a ponadto dość często występują madstony, które dominują na obszarze basenu.

W poziomie anhydrytu podstawowego dominują tekstury laminowane wskazujące na sedymentację w spokojnych warunkach subakwalnych, natomiast gruzłowe (np. w otworze Jastarnia IG 1) wykształcenie anhydrytu głównego wskazuje na powstanie w płytkich salinach. Zarówno górna część anhydrytu podstawowego, jak i głównego jest z reguły zbrekcjonowana i zgipsowana, a działanie wód meteorycznych na utwory poziomych węglanowych zaznaczyło się m.in. dedolomityzacją: lokalnie stwierdzaną



Ryc. 4. Miąższość i główne rysy paleogeografii anhydrytu dolnego

Fig. 4. Thickness and main paleogeographical features of the Lower Anhydrite



Ryc. 5. Zrekonstruowany relief dna zbiornika w wybranych momentach sedimentacji cechsztyńskiej na wyniesieniu Łeby

Fig. 5. Reconstruction of bottom relief during the Zechstein deposition in the Leba elevation area

w utworach dolomitu głównego i często – w utworach dolomitu płytowego.

PODSUMOWANIE

Utwory cechsztyńskie na wyniesieniu Łeby powstały w zbiorniku, którego zróżnicowanie morfologii w trakcie depozycji cechsztyńskiej było w głównej mierze rezultatem szybkiego tempa sedimentacji w peryferycznej części zbiornika. Relief odziedziczony po okresie sedimentacji wa-

1 – borehole, 2 – thickness of the Lower Anhydrite, 3 – shallow and subaerial sedimentary environment, 4 – transitional sedimentary environment, 5 – deep sedimentary environment, 6 – thickness of the Lower Anhydrite sequence without the polyhalite-bearing series, 7 – occurrence of polyhalite within the anhydrite, 8 – occurrence of polyhalite within the halite

pienia cechsztyńskiego cechowało bardzo nieznaczne zróżnicowanie, o czym świadczy stałość wykształcenia oraz nieznacznie zmieniająca się – w rejonie Zatoki Puckiej – miąższość. Ostro kontrastuje z tym obraz zmienności miąższości i facji anhydrytu dolnego (ryc. 4). Dotyczy to przede wszystkim dość nieregularnego kształtu platformy siarczanowej, co jest związane – jak się wydaje – z przypadkowym rozmieszczeniem akumulacji anhydrytu gruzłowego o największych miąższościach na początku depozycji anhydrytu dolnego. Tak powstałe lokalne obszary płytsze, preferujące szybszą precypitację, mogły później zostać połączone, tworząc wydłużone „bariery” (np. spłylenie Swarzewo–Chałupy), albo też pozostały izolowanymi platformami siarczanowymi (np. spłylenie Zdrady), bądź też wreszcie – jak np. we Władysławowie – nie wywarły swego piętna na późniejszym rozwoju (ryc. 5).

Sedimentacja anhydrytu dolnego jest wyraźnie cykliczna. Na całym badanym obszarze wyróżnić można dwa cykle transgresywne, a w strefach platform siarczanowych i ich stoków – także cykl trzeci, niepełny (ryc. 2, 3). Utwory tego cyklu powstawały w tym samym czasie, kiedy w basenach trwała sedimentacja soli najstarszej.

Relief powstały w trakcie depozycji dwóch cykli anhydrytu dolnego determinował rozwój sedimentacji chlorokowej; z tego też względu obrazy paleogeograficzne anhydrytu dolnego i soli najstarszej są bardzo zbliżone (por. ryc. 4 oraz 2: ryc. 1). W rezultacie depozycji soli najstarszej doszło do wyrównania reliefu (ryc. 5). Na wykształcenie młodszych poziomów wpływała odtań decydująco bliskość ładu, determinująca powstawania brzeżnych platform węgl-

nowych oraz basenów, które były następnie w dużej mierze wypełniane utworami siarczanowymi (ryc. 5).

Po depozycji anhydrytu głównego w rezultacie spadku poziomu morza rejon Zatoki Puckiej został wynurzony. Morze powróciło z początkiem cyklu drugiego. Bardzo szybko powstała platforma brzeżna. W następstwie zróżnicowanego tempa sedymentacji rosło zróżnicowanie głębokości pomiędzy strefą platformy, gdzie cały czas utrzymywały się warunki bardzo płytkowodne, a pozostałą częścią zbiornika, by dojść do ok. 40 m pod koniec sedymentacji utworów dolomitu głównego. Relief ten w dużym stopniu został zniwelowany przez sedymentację utworów anhydrytu podstawowego (ryc. 5). Pod koniec sedymentacji cyklu PZ2 obszar wyniesienia Łeby został wynurzony i poddany działaniu wód meteorycznych, w rezultacie czego nastąpiła dedolomityzacja, a utwory stropowej części anhydrytu podstawowego zostały zbrekcowane i lokalnie zgipsowane.

Historia sedymentacji utworów cyklu PZ3 bardzo przypomina tę zarysowaną dla utworów cyklu PZ2.

Jak wynika z powyższego omówienia, w trakcie sedymentacji cechsztyńskiej na wyniesieniu Łeby poziom morza ulegał znacznym wahaniom, nie tylko na granicy cykli, ale także w ich obrębie. Pomijając stopniowe, niewielkie zmiany głębokości zaznaczające się zwłaszcza w trakcie depozycji dolomitu głównego i dolomitu płytowego, związane z cyklicznością sedymentacji platform węglanowych (zob. 7), wspólną cechą wszystkich utworów cechsztyńskich było to, że transgresje były powolne, natomiast regresje – bardzo szybkie, co jest typowe dla fanerozoicznych wahań poziomu morza (25). Podobne, znaczne wahania poziomu morza zanotowano w wielu innych częściach zbiornika cechsztyńskiego, sugerując ich ogólnobasenowy charakter (np. 1, 21, 24), co stwarza możliwość szczegółowej korelacji i bardziej precyzyjnej rekonstrukcji przebiegu sedymentacji cechsztyńskiej.

LITERATURA

1. Clark D.N. – The sedimentology of the Zechstein 2 Carbonate Formation of eastern Drenthe, the Netherlands. *Contr. Sedimentology* 1980 no. 9.
2. Czapowski G. – Zagadnienia sedymentacji soli kamiennej cyklotemu PZ1 na wschodnim skłonie wyniesienia Łeby. *Prz. Geol.* 1983 nr 5.
3. Czapowski G., Langier-Kuźniarowa A., Tomassi-Morawiec H. – Geneza soli „descendentnych” na wyniesieniu Łeby. „Górnictwo surowców chemicznych – Zbiorniki podziemne – Środowisko naturalne”, Kraków 1984.
4. Dean W.E., Davies G.R., Anderson R.Y. – Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. *Geology* 1975 vol. 3.
5. Dębski J. – Zarys stratygrafii cechsztynu we wschodniej części wyniesienia Łeby. *Prz. Geol.* 1983 nr 5.
6. Dębski J. – Rozwój sedymentacji anhydrytu dolnego na wyniesieniu Łeby: model roboczy. *Kwart. Geol.* 1984 nr 2.
7. Gąsiewicz A. – Krawędź platformy węglanowej dolomitu płytowego na wyniesieniu Łeby. *Prz. Geol.* 1985 nr 4.
8. Hsü K.J. – Origin of saline giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. *Earth Sci. Rev.* 1972 vol. 8.
9. Korenevsky S.M., Protopopov A.L., Shaporev A.A. – Zależni kainitowej porody w cechsztyńskim Pribaltiki. *Litologija i poleznye iskopaemyje* 1983 no. 1.
10. Meier R. – Turbidite und Olisthostrome-Sedimentationsphänomene des Werra-Sulfats (Zechstein 1) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle im Gebiet des Südhazses. *Veröff. Zentralinst. Physik Erde* 1977 no. 50.
11. Nemeček W., Porębski S.J. – Klastyczne utwory transgresywne cechsztynu wyniesienia Łeby na tle modelu facjalnego basenu ewaporatowego. *Prz. Geol.* 1983 nr 5.
12. Peryt T.M. – Modele sedymentacji ewaporatów cechsztyńskich. *Ibidem.* 1983 nr 5.
13. Peryt T.M. – Sedymentacja i wczesna diageniza utworów wapienia cechsztyńskiego w Polsce zachodniej. *Pr. Inst. Geol.* 1984 nr 109.
14. Peryt T.M., Piątkowski T.S. – Osady caliche w wapieniu cechsztyńskim zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. *Kwart. Geol.* 1976 nr 3.
15. Peryt T.M., Piątkowski T.S. – Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. (In:) E. Flügel (ed.), *Fossil algae*. Springer-Verlag 1977.
16. Peryt T.M., Piątkowski T.S., Wagner R. – Mapa paleogeograficzna wapienia cechsztyńskiego (Ca 1). (W:) S. Depowski (ed.), *Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych* Polski. Inst. Geol. Warszawa 1978.
17. Pizon A., Wierzchowska H. – Polihality śródanhydrotowe i polihality śródsolne w świetle badań szczegółowych. „Górnictwo surowców chemicznych – Zbiorniki podziemne – Środowisko naturalne”, Kraków 1984.
18. Schlager W., Bolz H. – Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water. *J. Sedim. Petrol.* 1977 vol. 47.
19. Schreiber B.C., Friedman G.M., Decima A., Schreiber E. – Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian basin. *Sedimentology* 1976 vol. 23.
20. Schreiber B.C., Catalano R., Schreiber E. – An evaporitic lithofacies continuum: latest Miocene (Messinian) deposits of Salemi Basin (Sicily) and a modern analog. *AAPG Studies in Geology* 1977 no. 5.
21. Smith D.B. – The evolution of the English Zechstein basin. *Contr. Sedimentology* 1980 no. 9.
22. Strzetelski W. – Klastyczne utwory transgresywne cechsztynu wyniesienia Łeby na tle modelu facjalnego basenu ewaporatowego. *Acta Geol. Pol.* 1979 nr 4.
23. Suveizdis P.I. – Verchnepermijskije otloženija polsko-litovskoj sineklizy. *Voprosy geol. Litvy, Vilnius* 1963.
24. Taylor J.C.M. – Origin of the Werraanhydrit in the U.K. southern North Sea – a reappraisal. *Contr. Sedimentology* 1980 no. 9.
25. Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. – Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level. – *Mem. AAPG* 1978 vol. 26.
26. Wagner R., Piątkowski T.S., Peryt T.M. – Polski basen cechsztyński. *Prz. Geol.* 1978 nr 12.

SUMMARY

During the Zechstein deposition in the Łeba elevation area the morphology of the sea bottom was mainly controlled by the fast sedimentation rate in the peripheral part of the sedimentary basin. The relief which was inherited

after the Zechstein Limestone time was only insignificantly differentiated. The highly variable picture of thickness and facies development of the Lower Anhydrite was probably related to the accidental occurrences of the thickest accumulations of nodular anhydrites at the beginning of the Lower Anhydrite deposition. Such local shallower areas preferred the more rapid precipitation and later either they could merge to form elongated "barriers" or they remained isolated sulphate platforms, or they did not leave their impress on the subsequent evolution.

The Lower Anhydrite deposition is distinctly cyclic. It is possible to distinguish 2 transgressive cycles in the entire area, and in the area of sulphate platforms and their slopes also the third incomplete cycle. The deposits of the latter formed simultaneously with the oldest halites in the basinal zones.

The relief which formed during the Lower Anhydrite governed the chloride deposition and was finally leveled. Starting from that time, at the end of the Oldest Halite, the proximity of the land controlled the deposition of the younger members: coastal carbonate platform and basin systems have been developed, and the latter were subsequently filled in by sulphate deposits.

During the Zechstein deposition in the Łeba elevation area the sea level significantly fluctuated not only at the boundaries of the cycles but also within the cycles. Ignoring gradual, small changes which were especially well manifested during the Main Dolomite and Platy Dolomite deposition and were related to the cyclic deposition of carbonate platforms, the common feature of all Zechstein deposits was that the transgressions were slow and the regressions were very fast: this is characteristic of Phanerozoic sea level changes. Similar significant sea level fluctuations were noticed in other parts of the Zechstein basin what suggests their basinal nature, and therefore there is a potentiality for detailed correlation and more precise reconstruction of history of the Zechstein deposition.

Translated by T. Peryt

РЕЗЮМЕ

Цехштейновые осадки на возвышенности Лэбы образовались в бассейне, которого разность морфологии во время цехштейнового осадконакопления была

главным образом результатом быстрого темпа седиментации в периферийной части бассейна. Рельеф, оставшийся после периода седиментации цехштейнового известняка, характеризовался очень малой изменчивостью. Четко контрастирует с ним изменчивость мощности и фации нижнего ангидрита, что вероятно связано со случайным распространением аккумуляции крупитчатого ангидрита с самыми большими мощностями в начале осаждения нижнего ангидрита. Образовавшиеся таким образом местно более мелкие области могли потом соединиться, образуя продольные барьеры, или остались изолированными сульфатными платформами, или же не оказали влияния на позднее развитие.

Седиментация нижнего ангидрита является циклической. Во всей исследованной области можно выделить два трансгрессивных цикла, а в зонах сульфатных платформ и их склонов — также третий неполный цикл. Отложения этого цикла образовались в то время, когда в бассейнах происходила седиментация самой старшей соли.

Рельеф, который образовался во время осаждения двух циклов нижнего ангидрита детерминировал развитие хлоридной седиментации. В результате осаждения самой старшей соли произошло сравнение рельефа. С того времени на строение младших горизонтов оказывала решающее влияние близость континента, детерминирующая образование береговых карбонатных платформ и бассейнов, которые потом заполнялись сульфатными отложениями.

Во время цехштейновой седиментации на возвышенности Лэбы уровень моря подвергался значительным колебаниям, не только на границы циклов, но также в их пределах. Упуская постепенные небольшие изменения глубины, происходящие прежде всего во время осаждения основного доломита и плитового доломита, связанные с циклическостью седиментации карбонатных платформ, можно принять, что общей чертой всех цехштейновых осадков были медленные трансгрессии и очень быстрые регрессии, что типично для фанерозойских колебаний уровня моря. Значительные колебания уровня моря были отмечены также в многих других частях цехштейнового бассейна, что указывает на их общебассейновый характер и делает возможной более подробную корреляцию и более точную реконструкцию хода цехштейновой седиментации.