

POLSKI BASEN CECHSZTYŃSKI

UKD 551.736.3.022.4:551.432.567:551.35.06.051:553.631/.636(438)

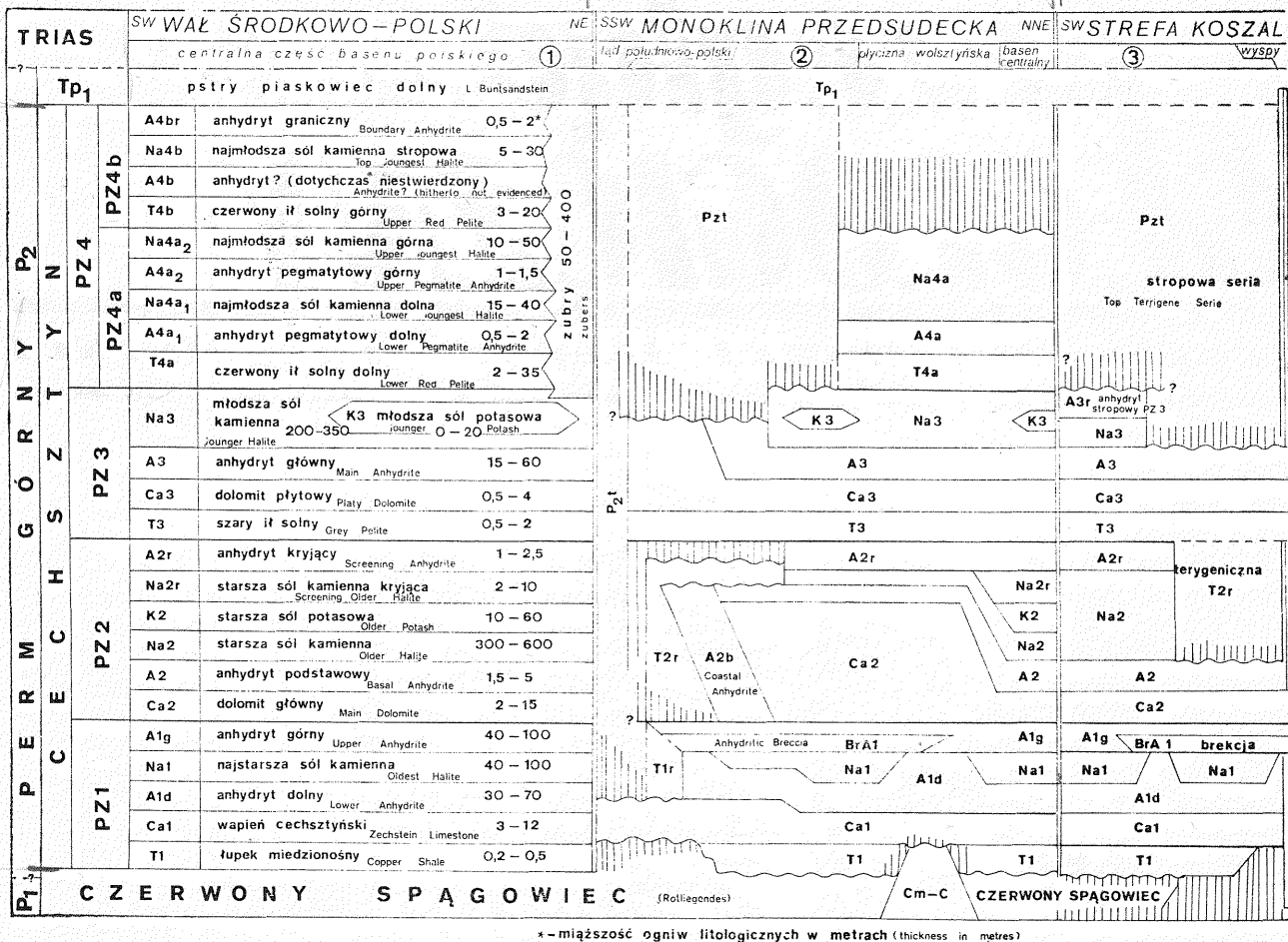
W polskim basenie cechsztyńskim, podobnie jak i w innych częściach basenu środkowoeuropejskiego, można wyróżnić 4 cykle sedimentacyjne, z których trzy niższe mają charakter węglanowo-ewaporatowy, natomiast najmłodszy jest klastyczno-ewaporatowy. W centralnej części basenu polskiego miąższość osadów cechsztynu osiąga około 1500 m (ryc. 1). Ku brzegom maleje ona szybko, wskutek wyklinowywania się poziomów litologicznych, a zwłaszcza ewaporatów wyższego rzędu, a także w wyniku silnej erozji postgenetycznej (ryc. 2). Zaniżanie ku brzegom kolejnych poziomów litologicznych, a w dalszej kolejności pełnych cykli pozostaje w ścisłym związku z rozwojem basenu cechsztyńskiego i typowym dla niego zjawiskiem powolnej periodycznej regresji, będącej wynikiem autocyklicznej sedimentacji (reciprocal sedimentation — por. 87¹).

Zmiany miąższości i wykształcenia osadów w poszczególnych cyklach cechsztyńskich są ściśle związane ze stosunkiem tempa akumulacji do subsyden-

cji, który w poszczególnych cyklach oscyluje jednak średnio wokół liczby 1, typowej dla basenów kratonicznych, do jakich zalicza się basen cechsztyński, przy czym zarówno wielkość subsydencji, jak i sedimentacji osiągają wysokie wartości.

Cykle sedimentacji cechsztyńskiej, jak i niektóre ich człony litologiczne wykazują charakter transgresywno-regresywny o zmiennej symetrii. Obserwuje się wyraźną przewagę cykli asymetrycznych, w których człon transgresywny ma znacznie mniejszą miąższość niż regresywny. Wyraźnie diachronicznie przebieg granic litologicznych jest związany ze zróżnicowaniem i migracją poszczególnych facji w czasie. Było to spowodowane zmianami (niekiedy gwałtownymi) batymetrii i stopnia zasolenia wód morskich. Prawdopodobnie były okresy, w których basen cechsztyński całkowicie wysychał. Środowiska sedimentacji ewaporatów zmieniały się zarówno w czasie, jak i w różnych strefach basenu, np. część ewaporatów 2 cyklu mogła być głębokowodna, lecz większość soli i anhydrytów (gipsów) powstała zapewne w płytkich, silnie zasolonych panwiach centralnej części basenu, a także w warunkach płytkowodnych i skrajnie płytkowodnych, w wyniku sedimentacji typu sabkha (z silnie zasolonych wód gruntowych) w brzeżnych częściach basenu (78, 53).

¹ Wspólna literatura do artykułów: R. Wagner, T. S. Piątkowski, T. M. Peryt — „Polski basen cechsztyński”, J. Pokorski — „Zarys rozwoju basenu czerwonego spagowca na Nizinie Polskiej” oraz W. Ryka — „Wylewne skały czerwonego spagowca w Polsce” zamieszczono na str. 683.



Ryc. 1. Korelacja wybranych profili cechszynu z profilami cechszynu basenu niemieckiego i angielskiego.

Wpływy środowiska lądowego, zaznaczające się w strefie brzeżnej w postaci sedimentacji klastycznej w okresie 1, 2 i 3 cyklu, zaczynają przeważać w basenie sedimentacyjnym w okresie podcykliów 4a i 4b, by całkowicie zdominować polski basen w schyłkowej fazie rozwoju.

ZARYS LITOSTRATYGRAFII CECHSZYNU²

Historia badań polskiego cechszynu sięga połowy XIX wieku (74, 54). Pierwszy trójdzielny podział cechszynu wprowadzili dla obszarów Niecki Północnosudeckiej H. Scupin (76) i inni oraz dla Gór Świętokrzyskich J. Czarnocki (3). Podział ten był akceptowany do końca lat pięćdziesiątych, ale już w 1951 r. G. Richter-Bernburg (71) przedstawił nowe koncepcje podziału cechszynu północnosudeckiego. W późniejszej swojej pracy (72) autor ten zuniifikował swój podział litostratygiczny na obszar basenu środkowoeuropejskiego. Podstawą nowego podziału jest zasada cykliczności sedimentacji węglanowo-ewaporatowej. Pierwsze próby przeniesienia

go na obszar polskiego basenu podjął A. Tokarski (84, 85) i J. Poborski (58). W nieco wcześniejszej pracy K. Pawłowska (41) dokonała próby związania trójdzielnej stratygrafii cechszynu w otworze Radoszyce (Góry Świętokrzyskie) z cyklicznym podziałem profili turyńskich.

Cykliczność sedimentacji ewaporatów jest obecnie podstawą litostratygii cechszynu w Polsce (tab. I), podobnie jak w innych częściach basenu cechszynskiego Europy. Ta zasada podziału została powszechnie zaakceptowana i zastosowana przez wielu autorów w różnych częściach basenu sedimentacyjnego Polski (86, 59, 61, 62, 23, 25, 22, 42, 43, 81, 82, 83, 69, 88, 89, 90, 92). Artykuły dyskusyjne dotyczące nowych koncepcji wydzielania cyklotemów (60), zmian nazewnictwa (28) oraz zdefiniowania dolnej i górnej granicy cechszynu (40, 44, 48) były stosunkowo nieliczne.

Na rycinie 1 przedstawiono zmodyfikowany podział litostratygiczny cechszynu w Polsce (92). Większość wydzielen litostratygicznych jest powszechnie stosowana i akceptowana. Oprócz nazw i symboli, używanych w wielu poprzednio opublikowanych pracach, wprowadzono nowe wydzielenia i symbole, a także sprecyzowano terminy stosowane dotychczas w sposób niejednoznaczny^{3,4}. W niniejszym artykule zostaną omówione wybrane problemy

² Wykorzystanie fauny cechszynskiej dla celów biostratygicznych ma obecnie znaczenie podrzędne, pomocnicze przy korelacji litostratygicznej. Jest to związane z ograniczonym jej występowaniem — wyłącznie w poziomach skał węglanowych i węglanowo-terygenicznym oraz nierównomiernym rozmieszczeniem w osadach. Jedynie w poziomie wapienia cechszynskiego (Ca1) fauna jest reprezentowana przez bogaty zespół charakterystyczny dla mórz o normalnym zasoleniu (mszycy, ramienionogi, małże, ślimaki, otwornice, małżoraczki, podrzędnie lilowce i koralce). W wyniku wzrostu zasolenia w młodszych cyklach doszło do ograniczenia występowania fauny. Zubożały zespół z dolomitu głównego (Ca2) i dolomitu płytowego (Ca3) to głównie: małże, ślimaki, małżoraczki i uboższe gatunkowo otwornice, a także występujące prawie wyłącznie w dolomicie płytowym — mszycy, ograniczone do rodzajów masywnych, inkrustrujących.

³ Nazwy poziomów litologicznych występujące w przedstawionym podziale mają znaczenie wyłącznie litostratygiczne a nie litofacyjne; np. nazwa dolomit główny (Ca2) jest użyta dla określenia poziomu skał węglanowych drugiego cyklu w całym basenie sedimentacyjnym niezależnie od wykształcenia litologicznego i określenia litofacji (dolomit główny — litofacja brzeżna, łupki cuchnący — litofacja centralnej części zbiornika).

⁴ Litera P umieszczona w symbolach PZ1, PZ2, PZ3, PZ4, oznacza że cykle te wydzielono na obszarze Polski, aby odróżnić je od symboli stosowanych na obszarze basenu niemieckiego.

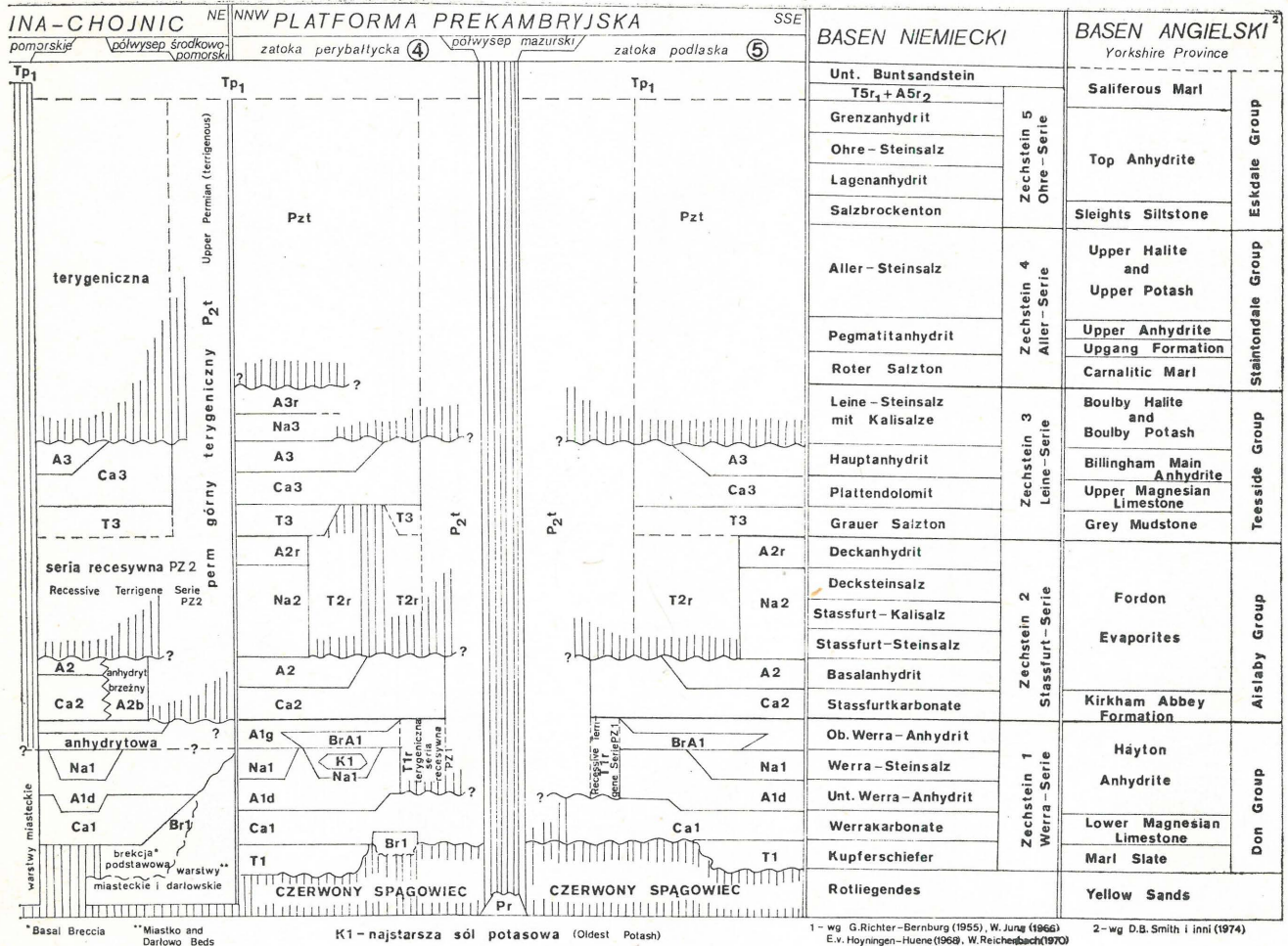


Fig. 1. Correlation of Zechstein sections of Polish, German and English Basins.

stratygrafii cechsztynu, których objaśnienie jest konieczne, w związku z nowymi koncepcjami i stosowanym nazewnictwem wraz z symboliką.

Granice czerwonego spągowca z cechsztnem przyjęto w spągu łupku miedzionośnego (T1) (por. 44, 95). Do czerwonego spągowca włączono zarówno transgresyjne skały okruczowe morza cechsztyńskiego, występujące poniżej łupku miedzionośnego (zlepienieć podstawowy/biały spągowiec), jak też osady typu brekcji podstawowej (Br1), spoczywające pod wapieniem cechsztyńskim (Ca1), a lokalnie również pod ewaporatami Z1, oraz występujące w strefie Koszalina—Chojnic poziomy klastyczne warstw darłowskich i miastekich (65), które mają znacznie szerszy zasięg stratygraficzny, obejmując zarówno wyższą część saksonu, jak i odpowiedniki klastyczne starszych członów cyklu PZ1. Gdy brak łupku miedzionośnego, a niekiedy również i młodszych członów pierwszego cyklu, autorzy proponują stawiać dolną granicę cechsztynu w spągu najstarszego z obecnych członów cyklu PZ1. Świadomi dokonanego uproszczenia⁵, autorzy są jednak skłonni granicę czerwonego spągowca i cechsztynu, wyznaczoną najczęściej nieprecyzyjnie na podstawie badań środowisk sedymentacji (rozdzielenie środowiska kontynentalnego od morskiego), zastąpić granicą litologiczną, łatwą do określenia w profilach silnie zredukowanych, jak i w otworach wiertniczych wykonywanych bezdrzewnie (na podstawie pomiarów geofizycznych).

Wyróżniona na ryc. 1 brekcja anhydrytowa (BrA1) ma duże znaczenie korelacyjne, ze względu na szerokie rozprzestrzenienie w brzeżnej części zbiornika (82, 83, 88, 89, 25, 61, 30, 45). W kierunku jego

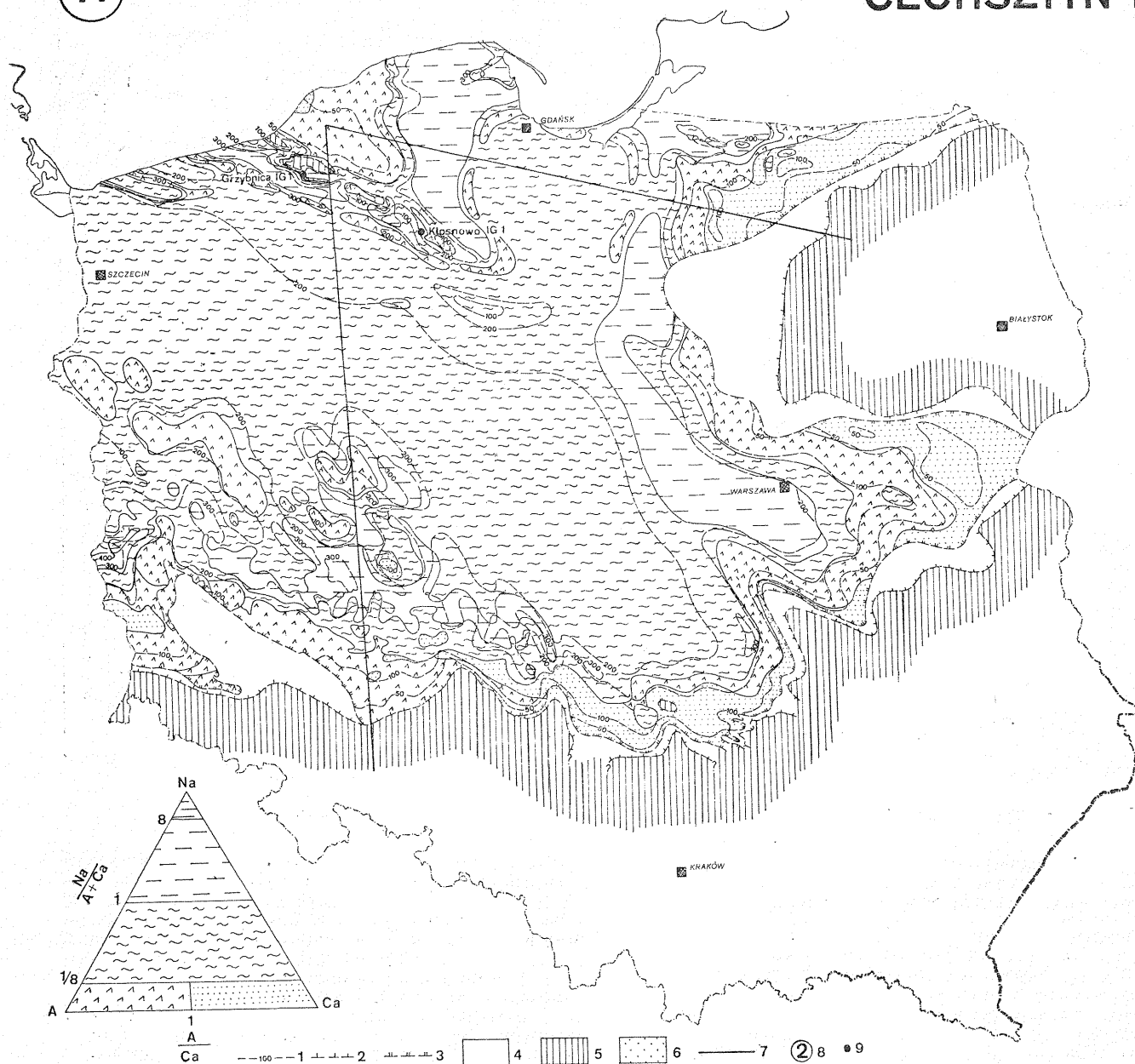
centralnej części położenie brekcji z pogranicza soli i anhydrytu zmienia się przechodząc stopniowo w górną część anhydrytu górnego (A1g), a następnie brekcja stopniowo zanika. W kierunku brzegu brekcja przechodzi stopniowo w mułowce terygenicznego serii recesywnej (T1r). Epizod sedymentacyjny, dzięki któremu powstała brekcja anhydrytowa (litologicznie — mułowce z okruczami i konkrecjami anhydrytu, rzadziej okruczami i warstewkami dolomitu) stanowi znaczący, być może przejściowy etap (regresja→transgresja) między 1 a 2 cyklem cechsztynu.

W cyklotemie PZ2 powszechnym zjawiskiem w strefie przybrzeżnej jest zastępowanie dolomitu głównego (Ca2) anhydrytem (45, 56, 89), któremu proponujemy nadać nazwę anhydrytu brzeżnego (A2b).

Terminy szary ił solny (T3) i dolomit płytowy (Ca3), w założeniach kreatorów tych terminów, miały mieć znaczenie litofacjalne. Dzięki pracom analitycznym wyodrębniono w tradycyjnie rozumianych poziomach T3 i Ca3 dolny kompleks terygeniczny i górny węglanowo-terygeniczny lub węglanowy. Kompleksom tym nadano znaczenie litostratygraficzne, nazywając je szarym iłem solnym (T3) i dolomitem płytowym (Ca3).

W obrębie cyklu PZ4 wyróżniono dwa podcykle PZ4a i PZ4b o podobnych sekwencjach litologicznych. Dolny podcykl PZ4a odpowiada stratotypowi niemieckiemu Z4 (Aller), natomiast górny PZ4b — Z5 (Ohre). Nie omawiając obecnie szczegółów wykształcenia litologicznego i korelacji członów cyklu PZ4, które będą w najbliższym czasie przedmiotem odrębnego artykułu R. Wagnera, trzeba podkreślić że zarówno sekwencje, jak i korelacja poszczególnych członów cyklu PZ4 mają charakter regionalny (ryc. 1, 2D, E, 3D). W zachodniej części zbiornika w cyklu

⁵ Ze środowiskiem morskim często są związane najmłodsze ogniwa czerwonego spągowca (por. 57, 1, 44, 37).



Ryc. 2. Ilościowe mapy litofacjalne cechsztynu według R. Wagnera, T. M. Peryta, 1978; R. Wagnera, 1978.

A — cechsztyń 1 (PZ1), B — cechsztyń 2 (PZ2), C — cechsztyń 3 (PZ3).

1 — izopachyty w metrach, 2 — pierwotne zasięgi utworów poszczególnych cykli, 3 — współczesne zasięgi utworów poszczególnych cykli, 4 — obszary objęte całkowitą erozją postgenetyczną, 5 — obszary lądowe, 6 — obszary występowania litofacji klastycznej, 7 — linie przekroju paleofacjalnego (ryc. 3), 8 — lokalizacja prezentowanych profili stratygraficznych, 9 — wybrane otwory wiertnicze (patrz ryc. 3–11).

Trójkąt klasyfikacyjny: Ca — skały węglanowe (wapienie, dolomity), A — skały siarczanowe (anhydryty, gipsy), Na — skały chlorkowe (sole kamienne, sole potasowe)

— współczynnik siarczanowo-węglanowy, $\frac{Na}{A+Ca}$ — współczynnik ewaporacji, D — cechsztyń 4a (PZ4a), E — cech-

sztyń 4b (PZ4b), 1 — pierwotny zasięg poszczególnych podcykli cechsztynu, 2 — izopachyty w metrach, 3 — obszary występowania zubrów, 4 — obszary o przewadze procesów denudacyjnych nad akumulacyjnymi (litofacja klastyczna). Diagram klasyfikacyjny: T — skały klastyczne (łowce, mułowce, piaskowce), A — skały siarczanowe (anhydryty, gipsy), Na — skały chlorkowe (sole kamienne, sole potasowe), $\frac{Na}{A}$ — współczynnik ewaporacji.

Uwaga! Konstrukcję map litofacjalnych A, B, C wykonano metodą W. Krumbeina, L. Slossa (1963) — zmodyfikowaną. Mapy D, E wykonano na podstawie izarytm współczynnika ewaporacji, przy czym w strefie występowania zubrów obliczenie tego współczynnika nie było możliwe. Lokalizacja prezentowanych profili stratygraficznych. Platforma paleozoiczna: 1 — wał środkowopolski, 2 — monoklina przedsudecka (ład południowopolski, płycizna wolsztynska, basen centralny), 3 — strefa Koszalina — Chojnic (wyspy pomorskie, półwysp środkowopomorski). Platforma prekambryjska: 4 — synekliza perybaltycka (zátoka perybaltycka, półwysp mazurski), 5 — obniżenie podlaskie (zátoka podlaska).

PZ4 istnieje wyraźny podział na warstwy ilów i soli kamiennych. Ku wschodowi w poziomach ilów pojawiają się liczne przewarstwienia soli kamiennych przechodząc stopniowo w dużej miąższości kompleksy ilastych soli z przewarstwieniami ilów solnych,

które wyróżniono jako litofację zubrów (ryc. 1, 2D, E, 3D).

Granice cechsztynu z pstrym piaskowcem w centralnej części basenu stawia się w stropie ewaporatów PZ4b (ryc. 1). Poza ich zasięgiem granica ta sta-

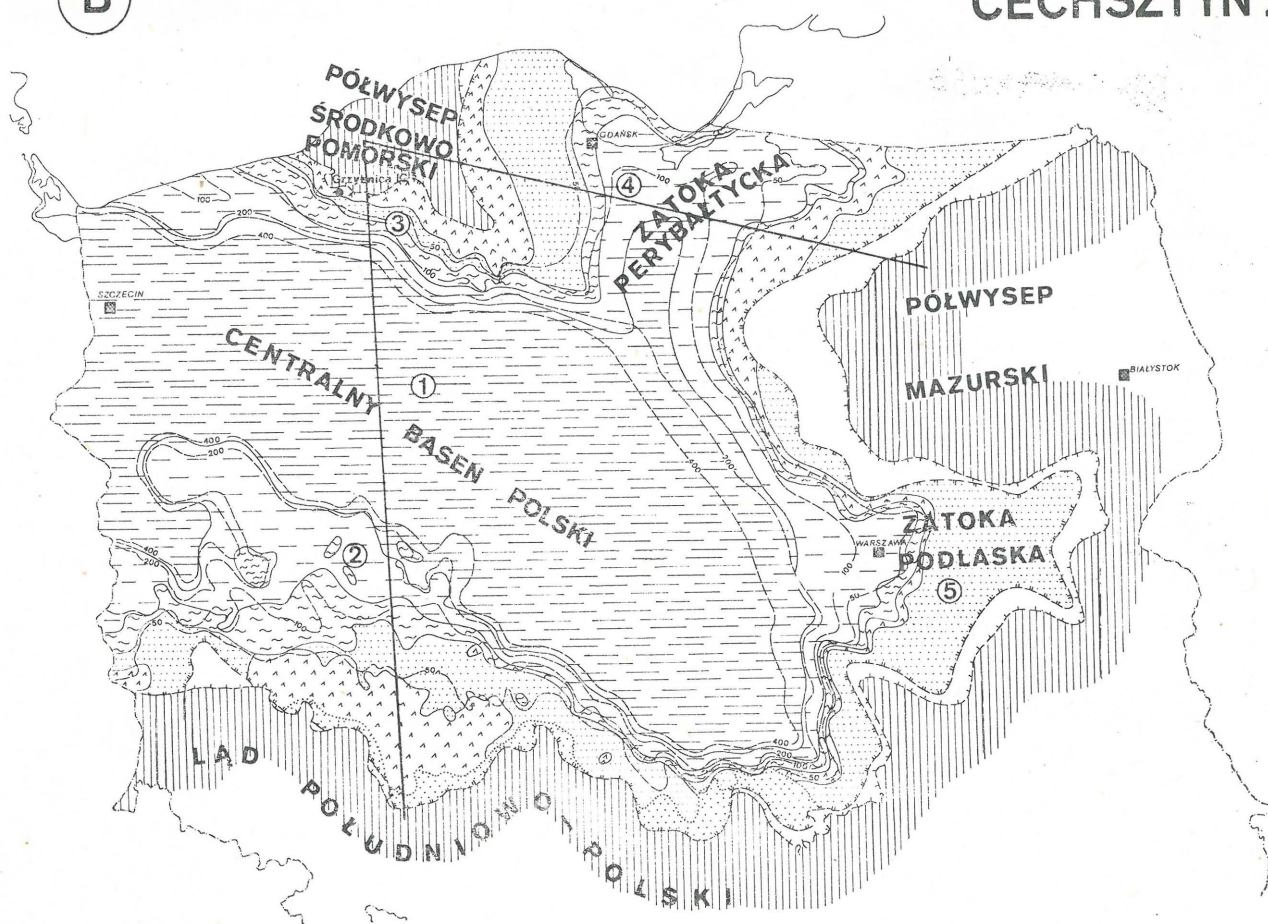


Fig. 2. Quantitative lithofacies maps of the Zechstein (after R. Wagner, T. M. Peryt, 1978, and R. Wagner, 1978).

A — Zechstein 1 (PZ1), B — Zechstein 2 (PZ2), C — Zechstein 3 (PZ3); 1 — isopachytes in meters, 2 — original extent of deposits of a given cycle, 3 — present extent of deposits of a given cycle, 4 — areas of complete post-genetic erosion, 5 — land areas, 6 — areas of clastic lithofacies, 7 — line of paleofacies section (Fig. 3), 8 — location of stratigraphic sections, 9 — selected boreholes (see Figs. 3–11).

Classification triangle: Ca — carbonate rocks (limestones, dolomites), A — sulfate rocks (anhydrites, gypsum), Na — chlorine rocks (rock and potassium salts), A/Ca — sulfate-carbonate coefficient, Na/A + Ca — evaporation coefficient, D — Zechstein 4a (PZ4a), E — Zechstein 4b (PZ4b); 1 — original extent of a given Zechstein subcycle, 2 — isopachytes in meters, 3 — area of occurrence of zuber,

4 — areas of predominance of denudation processes on accumulation (clastic lithofacies). Classification diagram: T — clastic rocks (claystones, siltstones, sandstones), A — sulfate rocks (anhydrite, gypsum), Na — chlorine rocks (rock and potassium salts), Na + A/T — evaporation coefficient.

Notice: Lithofacies maps A, B, and C were constructed with the use of modified W. Krumbein and L. Sloss (1963) method. The maps D and E were drawn on the basis of isarithms of evaporation coefficient except for the area of occurrence of zuber where it was impossible to calculate this coefficient.

Location of stratigraphic sections. Paleozoic Platform: 1 — Mid-Polish Swell, 2 — Fore-Sudetic Monocline (South-Polish Land, Wolsztyn Shoal, Central Basin), 3 — Koszalin — Chojnice Zone (Pomeranian Islands, Mid-Pomeranian Peninsula). Precambrian Platform: 4 — Peribaltic Syncline (Peribaltic Embayment, Mazury Peninsula), 5 — Podlasie Depression (Podlasie Embayment).

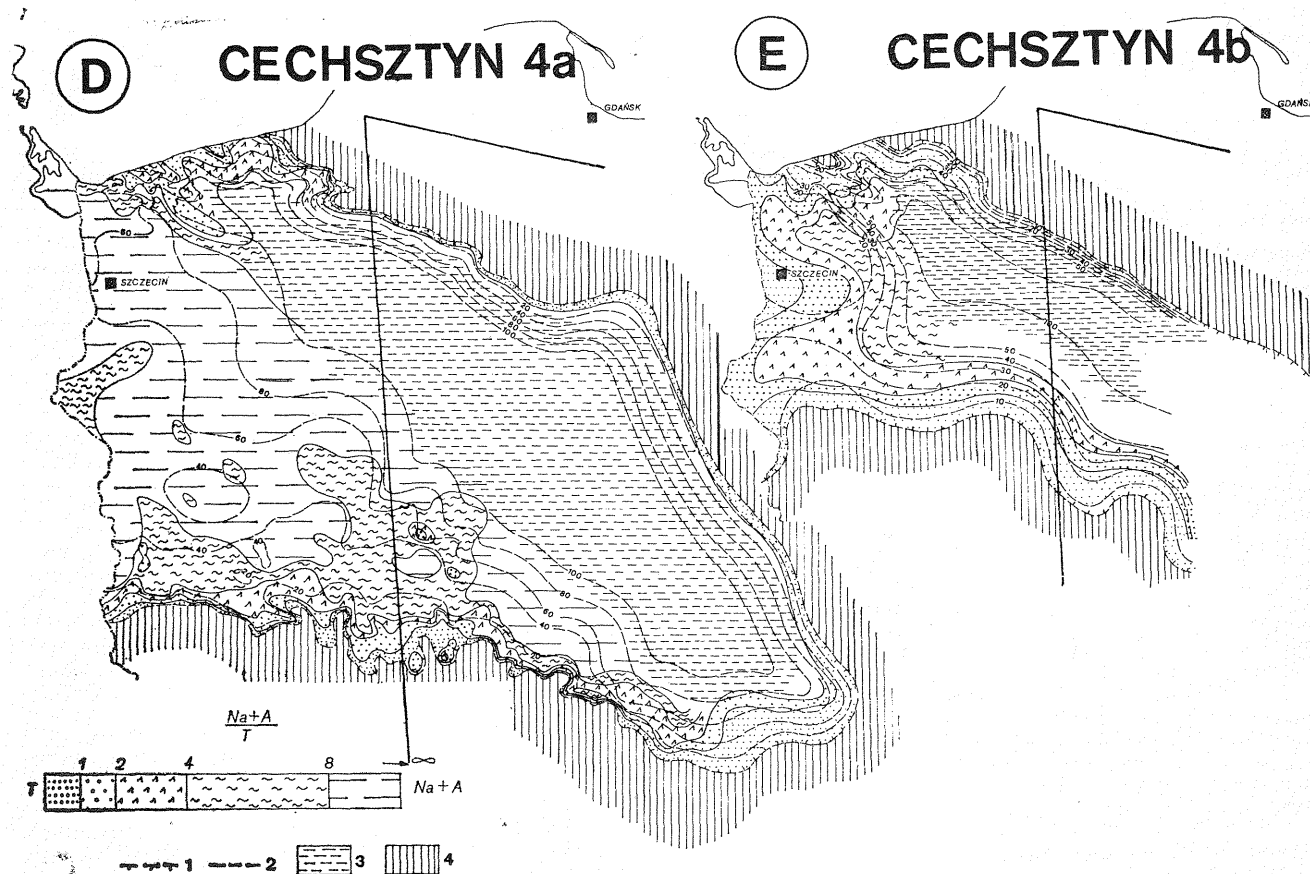
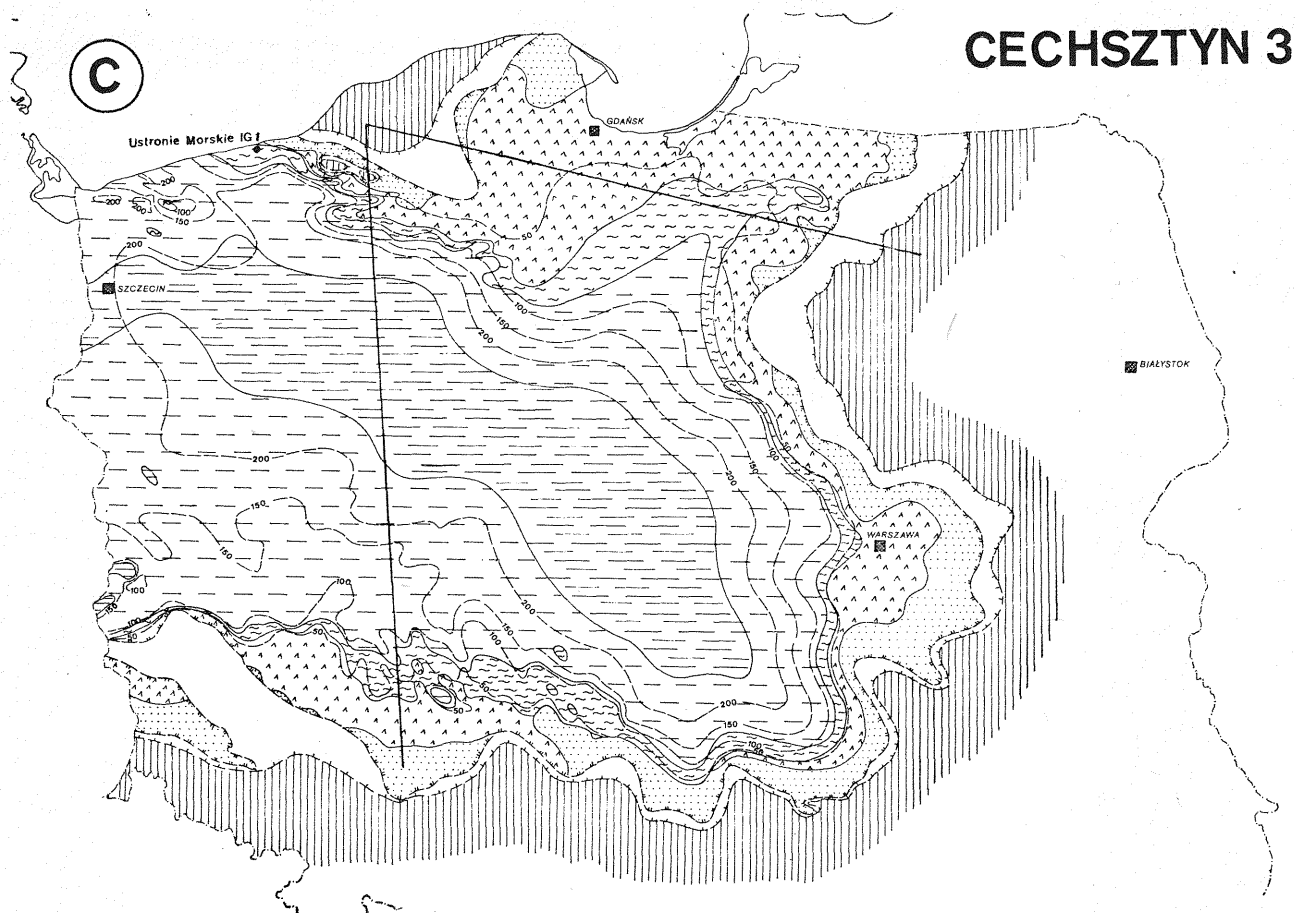
je się niejednoznaczna. Na obszarze tym wydzielono stropową serię terygeniczną (Pzt), będącą odpowiednikiem czasowym najmłodszych ogniw litologicznych cyklu PZ4, a miejscami być może również górnych poziomów cyklu PZ3 (92). W przybrzeżnych częściach cechsztyńskiego zbiornika poważnym problemem jest korelacja licznych poziomów terygicznych, których sedimentacja odbywała się niezależnie od facji ewaporatowej. Typowym tego przykładem jest omówiona już stropowa seria terygeniczna (Pzt), jak również terygiczne serie recesywne pierwszego i drugiego cyklu (T1r i T2r — ryc. 1).

Perm górny terygiczny (Pzt) stanowi odpowiednik czasowy sedimentacji osadów cechsztynu, przy czym określenie jego granic zarówno dolnej z czerwonym spagowcem, jak i górnej z dolnym pstrym piaskowcem jest bardzo trudne i najczęściej dyskusyjne.

EWOLUCJA BASENU CECHSZTYŃSKIEGO POLSKI

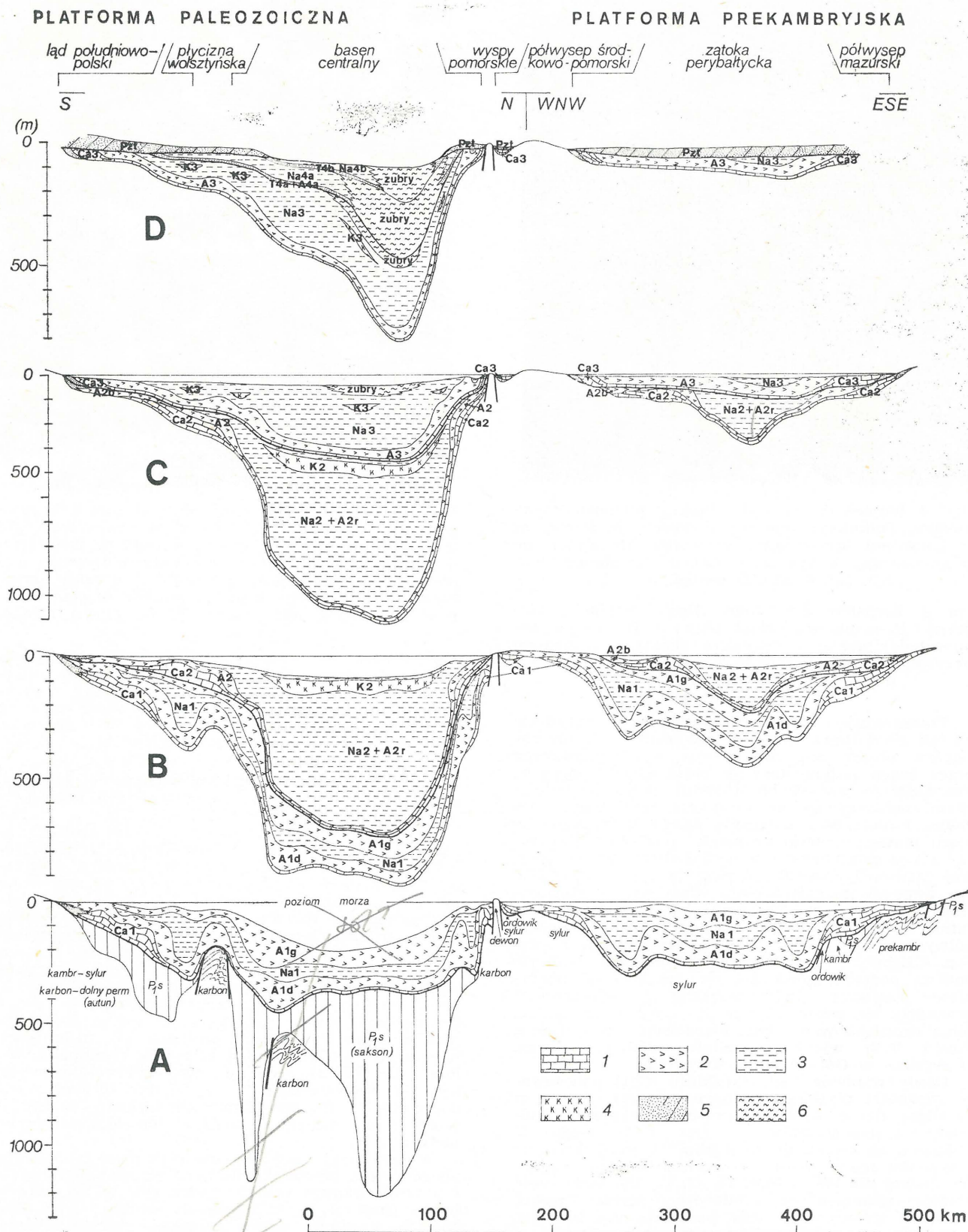
Główne rysy budowy basenu sedimentacyjnego cechsztynu zostały uformowane w wyniku działalno-

ci późnowaryscyjskich ruchów tektonicznych, głównie fazy saalskiej. Obszar platformy prekambryjskiej u schyłku sedimentacji czerwonego spagowca był prawie całkowicie speneplizowany, wskutek intensywnej denudacji (63). Na obszarze przylegającym do krawędzi platformy prekambryjskiej, gdzie rozwijał się centralny zbiornik sedimentacyjny czerwonego spagowca, ograniczony od północnego wschodu linią Teisseyre'a—Tornquista, a od południowego zachodu strefą fałdowań waryscydlów, wyrównanie rzeźby było spowodowane akumulacją osadów saksonu (patrz ryc. 3). Największe urozmaicenie morfologii przedcechsztyńskiej istniało na obszarze fałdowań waryscyjskich. Według J. Pokorskiego (64, 66, 67) do wyniesionych elementów tej strefy zalicza się rozczłonowaną, dwupasmową, wolsztyńską wyżynę wyspową z wyraźną depresją — rowem Poznania oraz masyw Sudetów. Między tymi wyniesieniami rozpościęła się płaskie obniżenie kotliny zielonogórskiej oraz równin wrocławskiej i kaliskiej. Na południowym wschodzie wznosił się odmłodzony w epoce waryscyjskiej obszar Gór Świętokrzyskich.



Ryc. 2c, d i e.

Fig. 2c, d and e.



Ryc. 3. Przekroje paleofacjalne cechsztynu Polski.

Fig. 3. Paleofacies sections through Polish Zechstein.

A — początek cechsztynu 2 (PZ2), B — początek cechsztynu 3 (PZ3), C — początek cechsztynu 4 (PZ4), D — początek dolnego pstrego piaskowca (Tp1). 1 — skały węglanowe (wapienie, dolomity), 2 — skały siarczanowe (anhydryty, gipsy), 3 — sole kamienne, 4 — sole potasowe, 5 — skały klastyczne, 6 — zailone skały solne = zuber.

A — beginning of Zechstein 2 (PZ2), B — beginning of Zechstein 3 (PZ3), C — beginning of Zechstein 4 (PZ4), D — beginning of Early Bundsandstein (Tp1). 1 — carbonate rocks (limestones, dolomites), 2 — sulfate rocks (anhydrites, gypsum), 3 — rock salts, 4 — potassium salts, 5 — clastic rocks, 6 — clay-rich salt rocks (zuber).



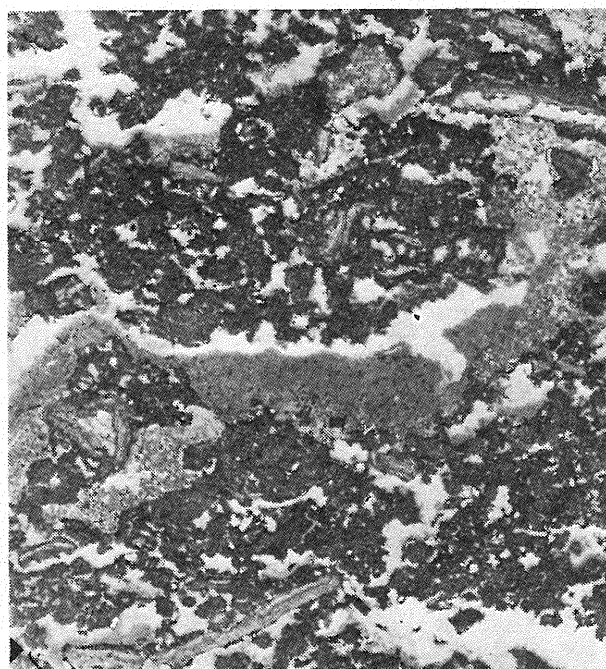
Ryc. 4. Wapień cechsztyński. Biolityt glonowo-otwornicowy. Półkuliste laminy glonowe obrosnięte są rurkowatymi otwornicami sesylnymi. Biolityt silnie impregnowany anhydrytem. Otwór Grzybnica IG1, głęb. 2533,6; płytka cienka, pow. 7x.

Fig. 4. Zechstein Limestone. Algal-foraminifer biolithite. Hemispherical algal laminae are overgrown by tubular sessile foraminifers. Biolithite is heavily impregnated with anhydrite. Grzybnica IG1 borehole, depth 2533.6 m, thin section, X 7.

Transgredujące od zachodu morze cechsztyńskie na tak ukształtowaną rzeźbę terenu objęło swoim zasięgiem obszar znacznie szerszy od zajmowanego przez basen sedimentacyjny czerwonego spągowca. Powiększenie powierzchni basenu, spowodowane ruchami obniżającymi na przełomie czerwonego spągowca i cechsztynu dotyczyło przede wszystkim obszaru platformy prekambryjskiej (ryc. 3A). Najszerszy zasięg osiągnęło morze cechsztyńskie w początkowej fazie sedimentacji pierwszego cyklu (PZ1). Morze wapienia cechsztyńskiego (Ca1) zalało obniżone fragmenty platformy prekambryjskiej tworząc dwie zatoki: perybałtycką i podlaską (ryc. 2A), rozdzielone półwyspem mazurskim. W tektonicznej strefie Koszalin—Chojnic, o skomplikowanej blokowej budowie podłoża podcechsztyńskiego, występującej na pograniczu platformy prekambryjskiej i paleozoicznej utworzyły się pasma płycizn i wysp podmorskich. Silne rozczłonkowanie linii brzegowej na południu Polski było wynikiem reliefu powaryscyjskiego, szczególnie w Górach Świętokrzyskich.

Osady wapienia cechsztyńskiego (Ca1) powstawały wewnątrz płytkiego szelfowego morza, o czym świadczą liczne wystąpienia osadów algowych (onkolitów i stromatolitów — ryc. 4—8). Osady te wskazują na powstanie w strefie fotycznej, która w przypadku morza wapienia cechsztyńskiego sięgała nie głębiej niż 100 m (por. 14, 46, 47, 78). Duża część osadów wskazuje na środowisko płytsze, nawet okresowe wynurzenie (osady wadcyczne oraz biolityty o genezie supralitoralnej (ryc. 5, 6) (49, 50, 55), a zwłaszcza w czasie sedimentacji najwyższej części wapienia cechsztyńskiego.

Następstwo litofacji we wszystkich nieomal profilach wapienia cechsztyńskiego, pochodzących z różnych stref paleogeograficznych, wskazuje na regresywny charakter sedimentacji wapienia cechsztyńskiego na całym obszarze zbiornika cechsztyńskiego Polski. Regresywne następstwo mikrofacji (mikryty laminowane → mikryty → biomikryty → onkolity → stromatolity → pizolity wadcyczne) wiąże się ściśle z równocześnie postępującą ewaporacją i po-



Ryc. 5. Wapień cechsztyński. Mikrostruktura kryptoglonowa, fenestralna. W centralnej części fotografii widoczna przestrzeń wypełniona osadem wewnętrznym, mikrytowym. W obrębie kryptoglonowego węglanu obecne są pojedyncze onkoidy, a także intra-klasty laminowanego kryptoglonowego węglanu. Otwór Grzybnica IG1, głęb. 2515,3; płytka cienka, pow. 7x.

Fig. 5. Zechstein Limestone with fenestral, cryptalgal microstructure. Note a space infilled with internal sediment in the center. Single oncolites and intraclasts of laminated cryptalgal carbonate occur in the cryptalgal carbonate. Grzybnica IG1 borehole, depth 2515.3 m, thin section, X 7.

wolnymi wynoszącymi ruchami pionowymi, które doprowadziły do powstania supralitoralnych warunków sedimentacji na granicy Ca1 i Ald (53).

Relief dna morza Ca1 nie był bardzo zróżnicowany i kształtował się zarówno w okresie poprzedzającym transgresję morską, wskutek procesów denudacji i akumulacji w górnym czerwonym spągowcu, jak też w trakcie sedimentacji Ca1, w wyniku wielkopromiennych ruchów epejrogenicznych i blokowych podłoża. Czynniki te ukształtowały regionalne i lokalne strefy paleogeograficzne, spośród których szczególną rolę odgrywała strefa barier algowo-mszywiolowych, utworzona na podwodnych progach morfologicznych, odgradzająca lagunową — przybrzeżną część basenu od otwartego morza. Występujące w dolnych częściach profilów raf barierowych biomikryty ramienionogowe stanowiły doskonałe podłoże dla rozwoju kolonii mszywiolowo-glonowych (ryc. 9). Sedimentacja tych struktur biogenicznych doprowadziła do powstania kompleksów biolitytowych o miąższości dochodzącej do kilkudziesięciu metrów (ryc. 8).

W centralnej części basenu występowały rozległe płycizny (np. płycizna wolsztyńska), których związek z ukształtowaniem podłoża (patrz ryc. 3) był bardzo ścisły. Obecność wskaźnikowych struktur środowiskowych w górnej części wapienia cechsztyńskiego i dolnej anhydrytu dolnego (Ald), świadczy (53) że powstały one w środowisku sabkha.

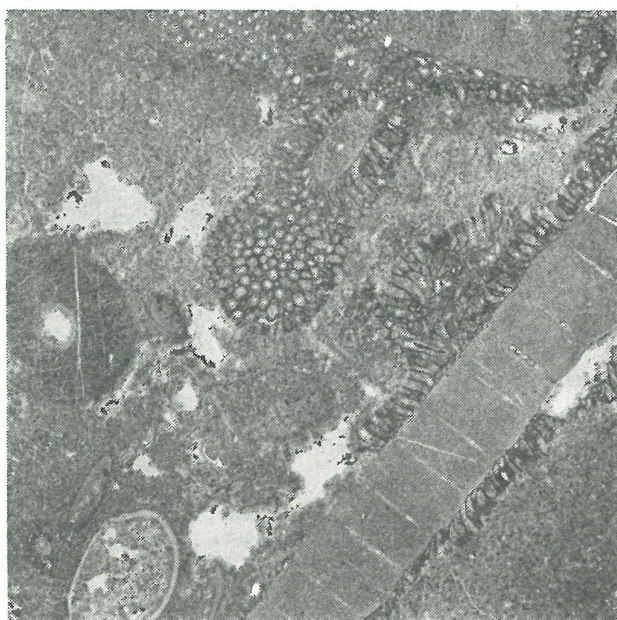
W czasie sedimentacji ewaporatów pierwszego cyklu (PZ1) relief dna zbiornika zróżnicował się w wy-

Fig. 8. Zechstein Limestone. Algal-bryozoan-crinoidal biolithite. Bryozoans are mainly represented by massive encrusting colonies of the genus *Stenopora* whereas fragments of bushy colonies of the genera *Acanthocladia* and *Thamniscus* occur in subordinate amounts. Klosnowo IG1 borehole, depth 2411.8 m, thin section, X 7.



Ryc. 6. Wapień cechsztyński. Skala węglanowa z pizolitami. Prawdopodobne jest tu współwystępowanie laminacji o różnej genezie zarówno glonowej, jak i chemicznej (wadyczne produkty sedimentacji morskiej). W strefie zewnętrznej wydaje się przeważać laminacja typu glonowego, natomiast w strefie przyjądrowej — laminacja chemiczna. Jądra pizoidów stanowią pokruszone fragmenty innych starszych pizoidów. Otwór Grzybница IG1, głęb. 2515,1; płytka cienka, pow. 7x.

Fig. 6. Zechstein limestone. Carbonate rock with pisolites; presumably with cooccurrence of laminations of different (both algal and chemical) origin — vadose products of marine sedimentation. Lamination of the algal type seems to predominate in external parts of pisolites and the chemical lamination — close to the nucleus. Pisolite nuclei represent detritus of older pisolites. Grzybница IG1 borehole, depth 2515.1 m, thin section, $\times 7$.

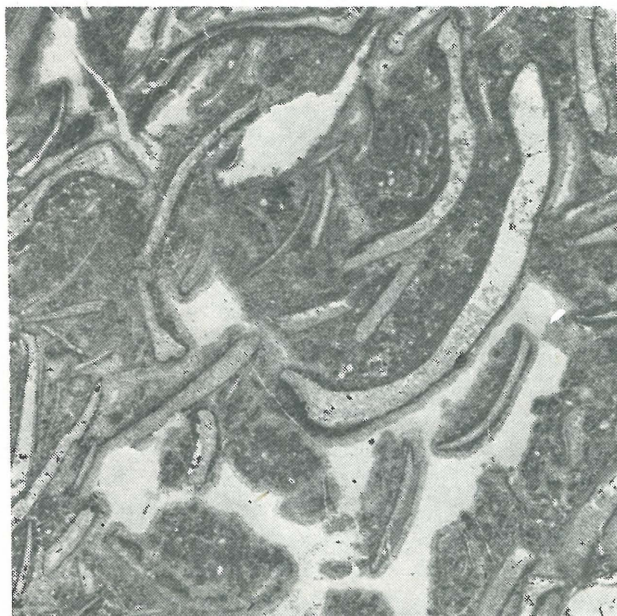


Ryc. 8. Wapień cechsztyński. Biolityt glonowo-mszywiolowo-liliowcowy. Z mszywiolów przeważają formy masywne inkrustujące kolonie rodzaju *Stenopora*, a podrzędnie występują fragmenty form rodzaju *Acanthocladia* i *Thamniscus* o budowie krzaczkowatej. Otwór Klosnowo IG1, głęb. 2411,8; płytka cienka, pow. 7x.



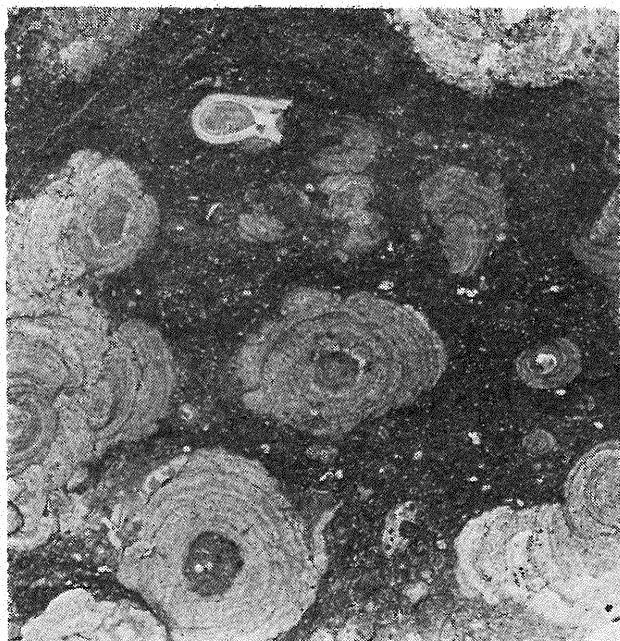
Ryc. 7. Wapień cechsztyński. Drobne kolumnienki stromatolitowe (typ SH). Przestrzenie interstycjalne wyraźnie wzbogacone w materiał terygeniczny. Na przykładzie procesu anhydrytyzacji widoczna jest różna podatność stromatolitów i spoiwa na procesy diagenetyczne (wczesne?). Otwór Grzybница IG1, głęb. 2527,6; płytka cienka, pow. 7x.

Fig. 7. Zechstein Limestone. Small stromatolitic columns of the SH type. Interstices markedly enriched in terrigenous material. The effects of anhydritization emphasize differences in susceptibility of stromatolites and cement to diagenetic (? early-diagenetic) processes. Grzybница IG1 borehole, depth 2527.6 m; thin section, $\times 7$.



Ryc. 9. Wapień cechsztyński. Bogaty biomikryt ramienionogowy typu „packed”. Spoiwo elementów szkieletowych jest wyraźnie niejednorodne z licznymi grudkami i gruzełkami. Ścianki nieregularnych porów obrasta drobny cement obwódkowy (rim cement). Otwór Klosnowo IG1, głęb. 2431,0; płytka cienka, pow. 7x.

Fig. 9. Zechstein Limestone. Rich brachiopod biomicrite of the “packed” type. Cement of skeletal elements is markedly heterogeneous, with numerous fine lumps and grapestones. Walls of irregular pores overgrown with fine rim cement. Klosnowo IG1 borehole, depth 2431.0 m, $\times 7$.



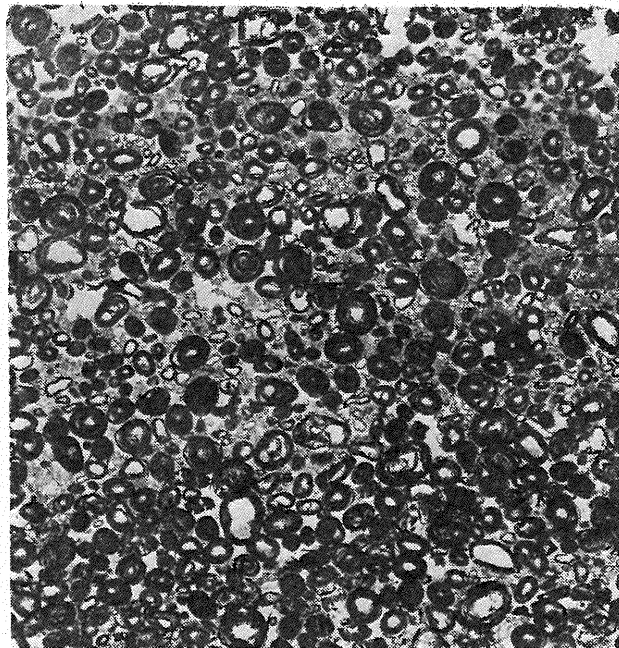
Ryc. 10. Wapień cechsztyński. Onkolit o wyraźnie widocznym kilkufazowym wzroście poszczególnych form. Obrósty rurkowatych otwornic sesylnych występują zarówno na powierzchniach lamin glonowych, jak i na skorodowanych fragmentach onkolidów. Jądra zbudowane są z grudek, a niekiedy z agregatów węglanowych (o genezie glonowej?). Otwór Grudziądz IG1, głęb. 3022,6; płytka cienka pow. 7 ×.

Fig. 10. Zechstein Limestone. Oncolite with clearly polyphase growth of particular forms. Tubular sessile foraminifers overgrowing both algal laminae surface and corroded oncoloid fragments. Nuclei built of lumps or, sometimes, carbonate aggregates (of algal origin?). Grudziądz IG1 borehole, depth 3022.6 m, thin section, × 7.



Ryc. 12. Dolomit płytowy — oolit. Formy regularne o dobrej selekcji. Otwór Ustronie Morskie IG1, głęb. 2476,3; płytka cienka, pow. 7 ×.

Fig. 12. Platy Dolomite — oolite. Regular forms with good sorting. Ustronie Morskie IG1 borehole, depth 2476.3 m; thin section, × 7.



Ryc. 11. Dolomit główny — oolit. Formy mają mocno zmikrytyzowane regularne powłoki często ulegające rozwarstwieniu. Otwór Grzybnica IG1, głęb. 2476,3; płytka cienka, pow. 7 ×.

Fig. 11. Main Dolomite — oolite. Forms with strongly micritized, regular envelopes which often flake away. Grzybnica IG1 borehole, depth 2476.3 m, thin section, × 7.

niku działania synsedymencyjnych ruchów blokowych podłoża podcechsztyńskiego. Szczególnie wyraźnie zaznaczyło się to na obszarach labilnych z okresu czerwonego spągowca (platforma waryscyjska). Proces ten spowodował duże zróżnicowanie facji i miąższości ewaporatów w postaci utworzenia się brzeżnych basenów solnych otoczonych wałami anhydrytowymi (69). Ten wyraźny relief mógł przyczynić się do powstawania podmorskich spływów (34), a w obniżeniach umożliwić sedimentację z prądów zawieszinowych (34). Strefa i środowisko sedimentacji ewaporatów PZ1 (zwłaszcza zaś anhydrytów) były zbliżone do tych, jakie przypisuje G. Richter-Bernburg (73) anhydrytowi Werra. Jednak, zdaniem autorów, strefy intensywnej sedimentacji nie ograniczały się wyłącznie do skłonu platformy węglanowej Ca1, a były związane z ogólnie rozumianymi strefami spływu morza PZ1.

W schyłkowym okresie tworzenia się anhydrytu dolnego (Ald) szczytowe części wałów anhydrytowych mogły być okresowo wynuzane (56), w wyniku czego mogła nastąpić ich polihalityzacja. Powyższe wnioski nie wykluczają jednak możliwości tworzenia się polihalitytów pod przykryciem wody, a nawet na znacznych głębokościach (17). Głębokość tworzenia się ewaporatów wyższego rzędu: soli kamiennych i potasowych wydaje się obecnie trudna do sprecyzowania, gdyż zarówno płytkowodna geneza, sugerowana argumentowana przez K. J. Hsü i in. (19), jak i przyjmowana dla ewaporatów — soli Z2 klasyczna głębokowodna teoria ich powstania (73) jest możliwa do przyjęcia.

W trakcie sedimentacji osadów siarczanowych i chlorkowych PZ1, w brzeżnej części zbiornika zaznaczyła się niewielka regresja morza spowodowana obniżeniem się zwierciadła wody w wyniku ewaporacji. Najstarsza sól kamienna wyrównała w znacznym stopniu deniwelację dna zbiornika, które ulegało w dalszym ciągu powolnej subsyduencji, kompensowanej w strefie brzeżnej osadami anhydrytu górnego (Alg). W centralnej części zbiornika silna subsyduencja nie była kompensowana osadami (ryc. 3A) i znaczna część ewaporatów utworzyła się w dość głębokim basenie sedimentacyjnym, który zastąpił płytki zbiornik wapienia cechsztyńskiego.

Na początku sedymentacji drugiego cyklu (PZ2) morze zmniejszyło swój zasięg w porównaniu do pierwszego cyklu (PZ1). Nieomal jedynym czynnikiem kształtującym morfologię dna basenu były synsedymentacyjne ruchy pionowe podłoża. Wyrażała się w stosunku do pierwszego cyklu nastąpiła na obszarze platformy prekambryjskiej i na obszarze środkowego Pomorza (ryc. 2B). Już w pierwszej fazie sedymentacji ukształtował się również centralny zbiornik sedymentacyjny ograniczony od północno-wschodu krawędzią platformy prekambryjskiej, a od południo-zachodu ugiętą krawędzią orogenu warszawskiego (94).

W trakcie sedymentacji dolomitu głównego (Ca2) i anhydrytu podstawowego (A2) w centralnej części zbiornika sedymentacyjnego utworzyło się morze głębokoszlifowe, w którym subsydencja nie była równoważona sedymentacją. Dopiero sole starsze (Na2) wypełniły basen. W rejonie tym sekwencja mikrofacjalna dolomitu głównego (mikryty → mikryty laminowane), podobnie jak na pograniczu płytkiego i głębokiego szelfu (stromatolity → onkolity → pelmiky → mikryty laminowane), wykazuje wybitnie transgresywny charakter, a anhydryty (A2) mają struktury świadczące o genezie głębokowodnej. W trakcie sedymentacji cyklu PZ2 następuje stopniowe zawężanie obszaru sedymentacji. Z tym związana jest, między innymi, supralitoralna sedymentacja siarczanów anhydrytu brzeżnego (A2b), a także bardzo płytkowodna sedymentacja najmłodszych części dolomitu głównego w strefie przybrzeżnej. Sekwencja mikrofacjalna Ca2 w tej strefie (mikryty laminowane → mikryty → onkolity i/lub oolity; ryc. 11) ma najczęściej charakter regresywny.

Pasma barier w dolomicie głównym były dominującymi elementami morfologii dna basenu. Rozwijały się one w zewnętrznej części płytkiego szelfu, dzieląc basen sedymentacyjny na dwie wyraźne strefy: przybrzeżną i otwartego morza (7, 51, 52). W dolomicie głównym, podobnie jak w całym cyklu PZ2, można podzielić basen na dwie prowincje: zachodnią, obejmującą obszar platformy paleozoicznej i wschodnią, rozwiniętą na platformie prekambryjskiej. Odórność tych prowincji wynika z zupełnie różnej wielkości subsydencji, a co za tym idzie — różnych miąższości wypełniających basen soli kamiennych (w prowincji zachodniej także soli potasowych; ryc. 2B, 3B).

W czasie następnej ingresji morskiej, na początku cyklu PZ3, nastąpiła kolejna zmiana zasięgu morza. Zmniejszyło ono swój zasięg w obrębie zatok: perybaltyckiej i podlaskiej na platformie prekambryjskiej (ryc. 2C), a zwiększyło na obszarze platformy paleozoicznej. W brzeżnych częściach basenu dolomitu płytowego (Ca3) utworzył się nieciągły pas barier (52). Osady Ca3 powstawały głównie w obrębie płytkiej strefy szelfu wewnątrzkontynentalnego. Świadectwem jego płytkowodności jest znaczny udział w profilach mikrofacji biomikrytowej nawet w strefach oddalonych od ówczesnego brzegu o ponad 200 km. Pas barier jest zdominowany przez mikrofację oolitową (ryc. 12). Monotonia wykształcenia osadów Ca3 jest związana z bardzo wyrównaną morfologią dna zbiornika. Regresywne następstwo mikrofacji we wszystkich strefach paleogeograficznych dowodzi stopniowego spłykania i jednoczesnego kurczenia się basenu dolomitu płytowego. Ta sama tendencja trwała aż do końca sedymentacji ewaporatów cyklu PZ3 (ryc. 3C). W końcowej fazie sedymentacji ewaporatów Z3 w centralnej części basenu powstawały osady zubrów (52, 2) (ryc. 3C).

W okresie sedymentacji osadów cyklu PZ4 zachodziły duże zmiany w basenie cechsztyńskim. Przyczyną ich było zmniejszenie wpływów morskich w wyniku postępującego wzrostu izolacji z oceanem światowym, a także zmiany klimatu. Dość szybkie kurczenie się zbiornika cechsztyńskiego dobrze ilustrują ryc. 2D, E, 3D. Basen czwartego cyklu nie obejmował już obszaru platformy prekambryjskiej. W zbiorniku centralnej Polski, przylegającym do krawędzi platformy prekambryjskiej, tworzyły się zubry (ryc. 2D, E, 3D). W zachodniej Polsce, na obszarze o mniejszej subsydencji, poziomy osadów terygeniczych (iłowce i mułowce) i soli tworzą oddzielne war-

stwy (ryc. 1, 3D). W czasie sedymentacji podcyklu PZ4b basen obejmował wyłącznie centralną część zbiornika cechsztyńskiego, a więc trwającą od saskonu strefą maksymalnej subsydencji (ryc. 2A, B, C, D, E, 3A, B, C, D). Reliktowy zbiornik ewaporacyjny był stopniowo zasypywany materiałem klastycznym z malejącym udziałem ewaporatów. W końcu tego procesu na całym obszarze zapanowała charakterystyczna dla facji dolnego pstrego piaskowca sedymentacja klastyczna.

LITERATURA

1. Backhaus E. — Die Lamellibranchiaten aus den roten permischen Schichten von Lieth bis Elmshorn (Holstein). Geol. Jb. 1964 vol. 82.
2. Charysz W. — Cechsztyńskie piętro soli młodszych (Z3) w rejonie kujawskim. Pr. Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie 1973 vol. 75.
3. Czarnocki J. — Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich. Spraw. PIG 1923 vol. 2 (1—2).
4. Dadlez R. — Tectonic position of Western Pomerania (North-western Poland) prior to the Upper Permian. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 274.
5. Dadlez R. Some geological problems of the Southern Baltic Basin. Acta Geol. Pol. 1974 vol. 24, no. 1.
6. Depciuch T., Lis J., Sylwestrzak H. — Wiek izotopowy K-Ar skał podłoża krystalicznego północno-wschodniej Polski. Kwart. Geol. 1975 t. 19 nr 4.
7. Depowski S., Pezyt T. M., Piątkowski T. S., Wagner R. — Sedymentacja i paleogeografia cechsztyńskiego dolomitu głównego, a jego ropo- i gazoność. Prz. Geol. 1978 nr 3.
8. Dziedzic K. — Porównanie utworów czerwonego spagowca okolic Nowej Rudy i Świerawy. Kwart. Geol. 1959 t. 3 nr 4.
9. Dziedzic K. — Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. Studia Geol. Pol. 1961 vol. 6.
10. Eigenfeld F., Schwab M. — Zur geotektonischen Stellung des permiosilesischen subsequenten Vulkanismus in Mitteleuropa. Z. Geol. Wiss. 1974 B. 2 H. 2.
11. Falke H. — The paleogeography of the continental Permian in Central, West, and in part of South Europe. [In:] H. Falke (ed.) — Rotliegend — Essays on European Lower Permian. Inter. Sedim. Petrographical Ser. Leiden 1972 vol. 15.
12. Falke H. — Problems of the continental Permian in the Federal Republic of Germany. [In:] H. Falke (ed.) — The continental Permian in Central, West, and South Europe. Math. a. Phys. Sci. 1976 vol. 22 ser. C.
13. Füchtbauer H. — Influence of salinity on carbonate rocks in the Zechstein formation north-western Germany. [In:] G. Richter-Bernburg (ed.) — Geology of saline deposits. Proc. Hannover Symp., 1968, Earth Sci. Unesco 1972 vol. 7.
14. Füchtbauer H. — Carbonate sedimentation and subsidence in the Zechstein Basin (northern Germany). [In:] G. Müller, G. M. Friedman (eds) — Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe. Springer 1968.
15. Glennie K. W. — Permian Rotliegendes of north-west Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1972 no. 56.
16. Haubold H., Katzung C. — Die Position der Autun/Saxon Grenze (Unteren Perm) in Europa und Nordamerika. Schriften Geol. Wiss. 1975 H. 3.
17. Holser W. T. — Diagenetic polyhalite in Recent salt from Baja California. Am. Mineralogist 1966 vol. 51.
18. Hoyningen-Huene E. v. — Stratigraphische Korrelationsschemata für das Silur und das Perm der Deutschen Demokratischen Republik. Abh. Zentr. Geol. Inst. 1968 H. 7.
19. Hsu K. J., Ryan W. B., Cita M. B. — Late Miocene desiccation of the Mediterranean. Nature 1973 no. 267.

20. Jerzykiewicz M., Kijewski P., Mroczkowski J., Teisseyre A. K. — Geneza osadów białego spagowca monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica* 1976 vol. 15 nr 1.
21. Jung W. — Zechstein. [In:] *Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik*. Akademie-Verlag, 1966.
22. Kasprzak J., Sokołowski J. — Zarys budowy geologicznej obszaru przedsudeckiego. *Geol. Naft.* 1964 nr 3—5.
23. Kłapciński J. — Paleogeografia cechsztynu monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1964 vol. 34 z. 4.
24. Kłapciński J. — Przyczynek do stratygrafii i paleogeografii czerwonego spagowca monokliny przedsudeckiej. *Ibidem* 1967, t. 37 z. 4.
25. Kłapciński J. — Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica* 1971 vol. 5.
26. Kozłowski S. — Geologia wulkanitów permskich w centralnej części niecki śródsudeckiej (Dolny Śląsk). *Pr. Geol. Kom. Nauk Geol. PAN Oddz. w Krakowie* 1963 z. 14.
27. Kozłowski S., Parachoniak W. — Wulkanizm permski w depresji północno-sudeckiej. *Pr. Muz. Ziemi* 1967 vol. 11.
28. Krasoń J. — Podział stratygraficzny cechsztynu północnosudeckiego w świetle badań facjalnych. *Geol. Sudetica* 1964 vol. 1.
29. Krumbein W. C., Sloss L. L. — *Stratigraphy and sedimentation*. San Francisco — London W. H. Freeman Co. 1963.
30. Lorenc S. — Petrografia i różnicowanie facjalne wapieni i anhydrytów Werry monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sudetica* 1975 vol. 10.
31. Lorenz V., Nicholls I. A. — The Permian-carboniferous basin and range province of Europe, an application of plate tectonics. [In:] H. Falke (ed.) — *The continental Permian in Central, West, and South Europe*. *Math. a. Phys. Sci.* 1976 vol. 22 ser. C.
32. Marek S., Znosko J. — Tectonic position of Kujawy and Wielkopolska (Central Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.* 1974 nr 274.
33. Maliszewska A., Pokorski J. — Piroklastyczne skały ogniwa obrzyckiego autunu w zachodniej części Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.* 1978, t. 22 nr 3.
34. Meier R. — Turbidite und Olisthostome-Sedimentationsphänomene des Werra-Sulfats (Zechstein 1) an Osthang der Eichsfeld-Schwelle im Gebiet des Südhazzes. *Veröffentlich. d. Zentralinst. f. Phys. d. Erde* 1977 No 50.
35. Milewicz J. — Perm. [W:] S. Sokołowski (red.) — *Budowa geologiczna Polski*. 1968 t. 1.
36. Milewicz J. — Czerwony spagowiec w otoczeniu bloku przedsudeckiego. *Kwart. Geol.* 1976 t. 20 nr 1.
37. Nemec W., Porębski J. — Weissliegendes sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore Sudetic Monocline). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1977 vol. 47, z. 3.
38. Nowakowski A. — Postvolcanic albitization of Lower Permian lavas (Lower Silesia). *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Géol. Géogr.* 1967 vol. 15 no 3.
39. Nowakowski A. — Wulkanity permskie Gór Suchych w niecce śródsudeckiej. *Geol. Sudetica* 1968 vol. 4.
40. Oberc J., Tomaszewski J. — Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej. *Prz. Geol.* 1963, nr 12.
41. Pawłowska K. — Z badań struktur podłoża Polski. Wyniki wiercenia Radoszyce 3. Cechsztyń. *Biul. Inst. Geol.* 1957 nr 124.
42. Pawłowska K. — O podziale cechsztynu Gór Świętokrzyskich na cztery cykle sedymentacyjne. *Prz. Geol.* 1964 nr 6.
43. Pawłowska K., Poborski J. — Perm górny (cechsztyń). [W:] S. Sokołowski (red.) — *Budowa geologiczna Polski*. 1968 t. 1.
44. Peryt T. M. — Ingresja morza turyńskiego (górnym perm) na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.* 1976 vol. 46 z. 4.
45. Peryt T. M. — Cechsztyń w rejonie Wrocławia. *Kwart. Geol.* 1977 t. 21, nr 4.
46. Peryt T. M. — Sedimentology and paleoecology of the Zechstein Limestone (Upper Permian) in the Fore-Sudetic area (Western Poland). *Sedim. Geol.* 1978 vol. 20.
47. Peryt T. M. — Charakterystyka mikrofacjalna cechsztyńskich osadów węglanowych cyklotemu pierwszego i drugiego na obszarze monokliny przedsudeckiej. *Studia Geol. Pol.* 1978 vol. 54.
48. Peryt T. M. — Zarys stratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej. *Kwart. Geol.* 1978 t. 22 z. 1.
49. Peryt T. M., Piątkowski T. S. — Algal-vadose pisoliths in the Zechstein Limestone (Upper Permian) of northern Poland. *Sedim. Geol.* 1977 vol. 12.
50. Peryt T. M., Piątkowski T. S. — Stromatolites from the Zechstein Limestones (Upper Permian) of Poland. [In:] E. Flügel (ed.) — *Fossil algae, recent research and developments*. Springer, 1977.
51. Peryt T. M., Piątkowski T. S., Wagner R. — Evolution of the Zechstein (Upper Permian) sedimentary environments in Poland. *Abstr. X Inter. Sedim. Congr. Jeruzalem* 1978.
52. Peryt T. M., Piątkowski T. S., Wagner R. — Litologia i paleogeografia cechsztyńskich poziomów węglanowych. [W:] S. Depowski (red.) — *Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski*. Wyd. Geol. 1978.
53. Peryt T. M., Piątkowski T. S., Ważyński H. — Środowisko sabkha w wapieniu cechsztyńskim Polski. *Biul. Inst. Geol.* (w druku).
54. Piątkowski J. — Zarys dziejów poznania cechsztynu Niecki Północnosudeckiej. *Zesz. Nauk. PG* 1964 nr 49.
55. Piątkowski T. S. — Promieniste ooidy z wapienia cechsztyńskiego synekliny perybałtyckiej. *Kwart. Geol.* 1977 t. 21 nr 4.
56. Piątkowski T. S. — A depositional model of the Zechstein in the Leba Elevation (Northern Poland). [In:] *Proceedings of the Inter. Symposium on Central European Permian* (w druku).
57. Plumhoff F. — *Marines Oberrotliegendes (Perm) im Zentrum des nordwestdeutschen Rotliegend-Beckens*. *Erdöl u. Kohle* 1966 nr 10.
58. Poborski J. — Cechsztyńskie zagłębienie solne Europy środkowej na ziemiach polskich. *Pr. Inst. Geol.* 1960, t. 30 cz. II.
59. Podemski M. — Zagadnienia sedymentacji cechsztynu w rejonie Lubin Legnicki — Sieroszowice. *Kwart. Geol.* 1963 t. 7 nr 3.
60. Podemski M. — Some remarks on sedimentological basis of Zechstein stratigraphy. [In:] G. Richter-Bernburg (ed.) — *Geology of saline deposits*. *Proc. Hannover Symp.* 1968 *Earth Sci. Unesco* 1972 vol. 7.
61. Podemski M. — Sedymentacja cechsztyńska w zachodniej części monokliny przedsudeckiej na przykładzie okolic Nowej Soli. *Pr. Inst. Geol.* 1973 t. 71.
62. Podemski M. — Stratygrafia utworów cechsztyńskich zachodniej niecki północnosudeckiej. *Kwart. Geol.* 1974 t. 18 nr 4.
63. Pokorski J. — Czerwony spagowiec platformy prekambryjskiej — miąższości i facje. *Kwart. Geol.* 1974 t. 18 nr 1.
64. Pokorski J. — The Rotliegendes of the Polish Lowlands. *Prz. Geol.* 1976 nr 6.
65. Pokorski J. — Czerwony spagowiec, warstwy darłowskie i miasteczkie. [W:] R. Dadlez (red.) — *Perm i mezozoik niecki pomorskiej*. *Pr. Inst. Geol.* 1976 t. 79.
66. Pokorski J. — Sakson, litologia i paleogeografia. Mapa paleogeograficzna szyklu saksonu [W:] S. Depowski (red.) — *Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski*. Wyd. Geol. 1978.

67. Pokorski J. — Paleogeography of the Saxonian in the Polish Lowland. [In:] Proceedings of the Inter. Symposium on Central European Permian (w druku).
68. Pokorski J., Kühn D. — Perm dolny. [W:] J. Czermiński, M. Pajchłowa (red.) — Atlas litofacjalno-paleogeograficzny obszarów platformowych Polski. Wyd. Inst. Geol. 1974 cz. 1.
69. Pokorski J., Wagner R. — Stratygrafia i paleogeografia permu. Biul. Inst. Geol. 1972 t. 252.
70. Reichenbach W. — Die lithologische Gliederung der roessigen Folgen von Zechstein Z-5 in ihrer Beckenausbildung. Ber. Dtsch. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont. 1970 H. 4.
71. Richter-Bernburg G. — Zwei Beiträge zu Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I Waldeck, II Nordsudeten. Geol. Jb. 1951 B. 65.
72. Richter-Bernburg G. — Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. Z. Deutsch. Geol. Ges. 1955 H. 105.
73. Richter-Bernburg G. — Zur Palaeogeography des Zechsteins. [In:] — I giacimenti gasiferi dell' Europa occidentale. Roma 1959.
74. Rubinowski Z. — Permian deposits in south-western part of the Holy Cross Mts. [In:] T. S. Piątkowski, R. Wagner (eds) — Guide of Excursions Symp. on Central European Permian. 1978 part 2.
75. Ryka W. — Wulkanity permskie nadbałtyckiej części Pomorza Zachodniego. Kwart. Geol. 1973 t. 22 nr 3.
76. Scupin H. — Die Gliederung der Schichten in der Goldberger Mulde. Z. Dtsch. Geol. Ges. 1902 B. 54.
77. Schlager W., Bolz H. — Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water. J. Sedim. Petrol. 1977 vol. 42.
78. Smith D. B. — The evolution of the English Zechstein Basin. [In:] Proceedings of the Inter. Symposium on Central European Permian (w druku).
79. Smith D. B., Brunstrom R. G. W., Manning P. I., Simpson S., Shotton F. W. — Correlation of the Permian rocks of the British Isles. Spec. Rep. Geol. Soc. Lond. 1974 no. 5.
80. Sokołowski J. — Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geol. Sudetica, 1967, vol. 3.
81. Szaniawski H. — Nowy podział stratygraficzny cechsztynu synkliny gałęzicko-kowalskiej w Górach Świętokrzyskich. Kwart. Geol. 1965 t. 9 nr 3.
82. Szaniawski H. — Rozwój facjalny i paleogeograficzny cechsztynu w rejonie wyniesienia Łęby. Acta. Geol. Pol. 1966 vol. 16 no. 2.
83. Szaniawski H. — Stratygrafia, sedymentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza. Ibidem 1970 vol. 20 nr 3.
84. Tokarski A. — Poszukiwawcze zadania wiercenia Mogilno 1. Nafta 1958 nr 1.
85. Tokarski A. — Chojnicki profil cechsztynu. Roczn. Pol. Tow. Geol. 1959 vol. 29 nr 2.
86. Tomaszewski J. — Problemy stratygrafii monokliny przedsudeckiej. Rudy i Metale Nież. 1962 nr 12.
87. Van Siclen D. C. — A depositional model of the Late Paleozoic cycles on the eastern shelf. [In:] J. C. Elam, S. Chuber (eds) — Cyclic sedimentation in the Permian Basin. West Texas Geol. Soc. 2nd ed. 1972.
88. Wagner R. — Cechsztyń w rejonie strefy dyslokacyjnej Koszalina. Prz. Geol. 1968 nr 5.
89. Wagner R. — Cechsztyń. [W:] R. Dadlez (red.) — Perm i mezozoik niecki pomorskiej. Pr. Inst. Geol. 1976 t. 79.
90. Wagner R. — Zechstein — Stratygraphy. [In:] T. S. Piątkowski, J. Pokorski, R. Wagner (eds) — Guide of Excursion Symposium on Central European Permian. 1978 part 1.
91. Wagner R. — Mapa litofacjalna ilościowa cyklu Z4b. [W:] S. Depowski (red.) — Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu obszarów platformowych Polski. Wyd. Geol. 1978.
92. Wagner R. — Cechsztyń — stratygrafia. Ibidem
93. Wagner R., Peryt T. M. — Mapy litofacjalno-ilościowe cykli Z1, Z2, Z3, Z4a. Ibidem.
94. Wagner R., Peryt T. M., Piątkowski T. S. — Ewolucja cechsztyńskiego basenu sedymentacyjnego w Polsce. Ibidem.
95. Wagner R. (współ. J. Pokorski) — Granica czerwony spągowiec — cechsztyń. Ibidem.
96. Walenczak Z. — Drobnodispersyjne formy substancji organicznej w skałach. Biul. Inst. Geol. nr 315 (w druku).
97. Znosko J. — Outline of the Tectonics of Poland and the Problems of the Vistulicum and Variscum against the Tectonics of Europe. Biul. Inst. Geol. 1974 nr 274.
98. Znosko J. — Tectonic framework of the Permian events in the Polish area. [In:] T. S. Piątkowski, J. Pokorski, R. Wagner (eds) — Permian of the Polish Lowlands. Guide of Excursion Symposium on Central European Permian. 1978 part 1.

SUMMARY

In Polish part of the Zechstein Basin, similarly as in other European subbasins, 4 transgressive-regressive sedimentary cycles may be differentiated. Lithological horizons and cycles successively disappear here shorewards in result of periodical regression related to cyclic and reciprocal sedimentation. Changes in the rate of subsidence and sedimentation influenced thickness and lithological variability of Zechstein deposits.

The main tectonic framework of the basin resulted from Late Variscan movements of the Saalian phase. The subdivision into two paleogeographic provinces: eastern and western, corresponding to the Precambrian and Paleozoic Platforms, respectively, may be dated at these times. The former province is characterized by very stable development. Slow but steady subsidence resulted in formation of Zechstein complex up to 600–700 m thick in depressed parts of the Platform (Peribaltic syncline and Podlasie Depression). In the Paleozoic Platform area, the zone of maximum subsidence corresponded to the forefield of the Variscan fold front, delineated by the Teisseyre-Tornquist line from NE. The basement of SW part of the Zechstein Basin (Variscan fold zone) was highly mobile almost throughout the Permian and vertical movements resulted in formation of numerous depressions and elevations.

The Zechstein Limestone (Ca1) was deposited in shallow shelf sea and the microfacies succession (laminated micrite → micrite → biomicrite → oncolite → stromatolite) is clearly regressive in character. This is further supported by the presence of vadose deposits and carbonate and anhydrite structures typical of the sabkha environment in the uppermost part of Ca1. The rate of subsidence was locally very high in times of deposition of A1d, giving rise to numerous depressions in the marginal zone. The depressions became the centers of deposition of rock salts (Na1) and, occasionally, potassium salts (K1), being separated by anhydrite barriers. The deposits of the PZ1 were fully compensating low-rate subsidence in the marginal zone whereas in central parts of the Basin the subsidence was not compensated already during the sedimentation of PZ1 evaporites.

The sea somewhat retreated at the beginning of sedimentation of the second cycle (PZ2). The morphology of basin floor was shaped almost exclusively by syndimentary vertical movements of the basin. A marked regression of the sea may be traced in areas of the Precambrian Platform and central Pomerania. An intense, uncompensated subsidence

from times of deposition of the Main Dolomite (Ca2) and Basal Anhydrite (A2) resulted in origin of deep sea basin in central parts of the Basin. The deep basin was subsequently almost completely infilled with the Older Salt (Na2 and K2). Gradual deepening of the sea in central parts of the Basin is reflected by the Ca2 microfacies sequence (micrite —→ laminated micrite and, at the boundary of shallow and deep shelf, stromatolite/oncolite —→ pelmicrite —→ laminated micrite) as well as anhydrite (A2) textures typical of deep water environment. The Ca2 nearshore sequence displays reciprocal, typically regressive microfacies sequence, and the A2 and A3 anhydrites are of shallow water origin.

The Platy Dolomite (Ca3) sea was of the shallow shelf type. This horizon is characterized by predominance of biomicrite microfacies. Regressive microfacies sequence is recorded in all the paleogeographic zones, evidencing gradual shallowing of the Basin. The PZ3 evaporites almost completely infilled depression in central parts of the Basin.

The time of deposition of the PZ4 cycle was characterized by changes in environment of the Zechstein Basin. Marine influences were ceasing in result of isolation from the World Ocean and subsidence zones were narrowing which resulted in origin of relict evaporitic basin. Two lithofacies may be differentiated: one, typical of the German Zechstein Z4 and Z5 cycles in western part of the Basin (Fig. 1), and the other, zuber (zuber means rock salt deposits with large, 15 to 85%, admixture of claystones in the form of irregular concentrations or thin intercalations) in the eastern part.

РЕЗЮМЕ

В польской части цехштейнового бассейна, так как и в двух суббассейнах Европы, можно выделить четыре трансгрессивно-регрессивных седиментационных цикла. Исчезновение у берегов бассейна очередных литологических горизонтов и циклов связано с явлением периодической регрессии, являющейся результатом автоциклической седиментации. Изменяющиеся темпы субсиденции и седиментации оказывали влияние на мощность и литологическую неоднородность цехштейновых отложений. Основные тектонические рамы бассейна образовались в результате поздоварисцийских орогенических движений сальской фазы. В это время возникли две палеогеографические провинции: восточная (докембрийская платформа) и западная (палеозойская). Первая провинция характеризуется весьма стабильным развитием. Медленная и регулярная субсиденция в пониженных частях платформы (перибалтийский синеклиз и подляское понижение) сделала возможным накопление осадков цехштейна мощностью в 600—700 м. В пределах палеозойской платформы самая большая седиментация выступает в зоне предполья фронта варисцийской складчатости, ограниченной с северо-востока линией Тейсера-Торнквиста. Основание юго-западной части цехштейнового бассейна (зона варисцийской складча-

тости) было совсем лабильным почти во всем перме. Продолжающиеся вертикальные движения сформировали многие депрессии и поднятия.

Цехштейновый известняк (Ca1) образовался в мелком шельфовом море, а вследствие микрофаций (ламинированный микрит —→ биомикрит —→ онколит —→ строматолит) указывает на его регрессивный характер. Подтверждением этого является нахождение в верхней части Ca1 карбонатных и ангидритовых структур, характеристических для среды „сабкха“. В ходе седиментации A1d местно выступала очень скорая субсиденция, вызывающая в береговой зоне образование многих депрессий, в которых скапливались каменные (Na1) и спорадически калиевые (K1) соли. Береговые солевые бассейны были разделены ангидритными барьерами. В береговой зоне осадки цикла PZ1 вполне компенсировали медленную субсиденцию, зато в центральной зоне уже в ходе седиментации эвапоритов имела место некомпенсированная субсиденция.

В начале седиментации второго цикла (PZ2) уменьшилась дальность моря. Почти единственным фактором, формирующим морфологию дна бассейна были синседиментационные вертикальные движения его основания. Регрессия наступила на территории докембрийской платформы и центрального Поморья. В ходе седиментации основного доломита (Ca2) и основного ангидрита (A2) в центральной части бассейна образовалось — из за интенсивной и некомпенсированной субсиденции — глубокое море. Потом этот бассейн был заполнен старшей солью (Na2 и K2). Постепенное углубление моря в центральной части документирует микрофациальная секвенция Ca2 (микрит —→ каминированный микрит), а на грани мелкого и глубокого шельфа (stromatolite/oncolite —→ пельмикрит —→ ламинированный микрит), а также текстуры ангидритов (A2) типичные для глубоководной среды. В прибрежных зонах секвенции Ca2 имеют обратное, регрессивное последствие микрофаций, а ангидриты (A2 и A2b) имеют мелководный генезис.

Море плиточного доломита (Ca3) имело характер мелкого шельфа. Характеристической и преобладающей микрофацией этого горизонта является биомикрит. Регрессивное последствие микрофаций во всех палеогеографических зонах указывает на постепенное обмеление бассейна. Эвапориты PZ3 почти совсем выполнили депрессию центральной части бассейна. В пределах цикла PZ4 выступают изменения среды в цехштейновом бассейне. В результате изолирования от мирового океана уменьшилось влияние моря, а сужение зон субсиденции привело к созданию реликтового эвапоритивного бассейна, в котором образовались две литофации в западной части фация типическая для циклов Z4 и Z5 немецкого цехштейна (рис. 1), а в восточной части зубровая фация (зубры — это осадки каменной соли содержащие 15—85% уплотненных глин в форме нерегулярных агрегатов и тонких рослоек).