

HUBERT SZANIAWSKI

## Stratygrafia, sedimentacja i paleogeografia cechsztynu na obszarze Pomorza

### STRATIGRAPHY, SEDIMENTATION AND PALEOGEOGRAPHY OF THE ZECHSTEIN IN POMERANIA

**STRESZCZENIE:** W oparciu o materiały wiertnicze i geofizyczne oraz dotychczasowe publikacje przeprowadzono podział litostratygraficzny utworów cechszynu na Pomorzu, przeanalizowano przebieg ich sedimentacji i zrekonstruowano sytuację paleogeograficzną. Wyróżniono trzy regiony różniące się wykształceniem utworów cechszynu, budową geologiczną podłoża i tektoniką. Są to: fragment platformy wschodnioeuropejskiej, strefa peryferyczna platformy i fragment synklinorium północnoeuropejskiego. Scharakteryzowano przebieg sedimentacji poszczególnych poziomów litostratygraficznych i podkreślono ich zróżnicowanie regionalne. Przedstawiono nowe interpretacje genezy „utworów recesywnych”, granicy cyklotemów Leine i Aller oraz powstawania warstw skał węglanowych wśród anhydrytów. Przedstawiono zmiany linii brzegowej i głębokości zbiornika w kolejnych cyklotemach. Zwrócono uwagę na możliwość zastosowania konodontów i aparatów szczękowych wieloszczetów do korelacji stratygraficznych permu.

#### WSTĘP

Badaniami objęto utwory cechszynu na obszarze Pomorza od Zatok Gdańskiej i dolnej Wisły na wschodzie do zachodniej granicy Polski. Obszar ten obejmuje zachodnią część syneklizy perybałtyckiej, wyniesienie Łeby, odcinek pomorski synklinorium brzeźnego oraz północne części antyklinorium pomorskiego i niecki szczecińskiej (według podziału Pożaryskiego, 1969). Dwie pierwsze z wymienionych jednostek leżą na platformie wschodnioeuropejskiej, trzecia w strefie peryferycznej platformy, a pozostałe wchodzą w skład synklinorium północnoeuropejskiego. Na całym badanym obszarze cechsztyń przykryty jest grubym płaszczem utworów mezozoiku i kenozoiku o łącznej miąższości od 500 m na obszarze wyniesienia Łeby do 3000 m w niecce szczecińskiej. Położenie badanego obszaru w basenie cechsztyńskim przedstawia figura 1.

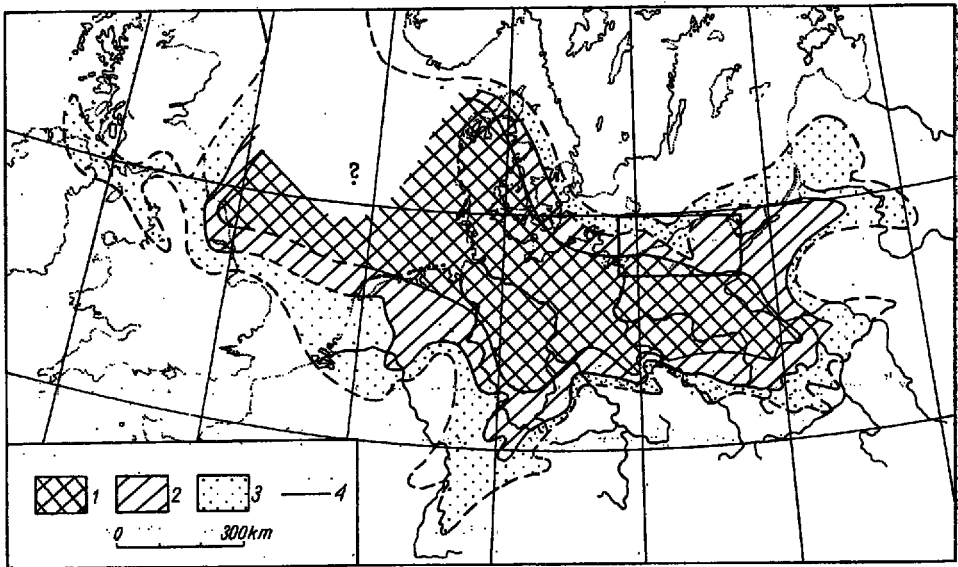


Fig. 1

Mapa racjalna basenu cechsztyńskiego

1 facja halitowa z solami potasowymi, 2 facja halitowa bez soli potasowych, 3 facja węglanowo-anhydrytowa, 4 granica obszaru badań

Facial map of the Zechstein basin

1 halite facies with potash salts, 2 halite facies devoid of potash salts, 3 carbonate-anhydrite facies, 4 limits of the investigated area

Pracę wykonano na podstawie materiałów z głębokich wierceń i badań geofizycznych. W sumie wykorzystano profile z 57 wierceń; 42 z nich wykonało Przedsiębiorstwo Poszukiwań Naftowych w Pile, 14 Instytut Geologiczny, a 1 (Łeba 1) Niemcy w 1936 roku. Autor sprofilował utwory cechsztynu z 41 wierceń, pozostałe profile znane są mu z publikacji i opracowań archiwalnych. Wszystkie wiercenia, z wyjątkiem Łeby 1, niezależnie od autora opracowane były przez geologów Przemysłu Naftowego i Instytutu Geologicznego. Przyjęta przez nich wstępna stratygrafia cechsztynu w wielu przypadkach różni się od stratygrafii ustalonej przez autora. Profil wiercenia Łeba 1 znany jest jedynie z krótkiej publikacji niemieckiej (Dahlgrün & Seitz 1944). Z przyczyn od autora niezależnych nie wykorzystano w pracy kilkudziesięciu wierceń wykonanych przez Instytut Geologiczny w rejonie Zatoki Puckiej w związku z poszukiwaniami i dokumentacją złóż soli potasowych. Wiercenia te nie mają jednak dla całości pracy większego znaczenia, ponieważ skoncentrowane są na bardzo małym obszarze. Wyniki badań sejsmicznych znajdują się głównie w opracowaniach archiwalnych, z któ-

rymi autor miał możliwość się zapoznać. Poza wierceniami i wynikami badań sejsmicznych z obszaru Pomorza wykorzystano również materiały z obszarów przyległych, a w szczególności: na wschodzie — wiercenia Niwińsk (ZSRR), Pastęk IG-1 i Zuromin 5; na południu — kujawskie wysady solne oraz wiercenia Drawno 1 i Szulbin; na zachodzie — niemieckie wiercenia z północnej Meklemburgii i Rugii (Usedom 3; Görnitz 1, 2; Wolgast 1, 2, 3; Rügen 102, 104, 105); na północy — badania sejsmiczne na Bałtyku wzdłuż polskiego wybrzeża (wyniki tych badań podsumowane zostały przez Dadleza i Młynarskiego, 1967).

Syntetyczne opracowania geologii badanego regionu znaleźć można tylko w publikacjach poświęconych budowie geologicznej i tektonice całego Niziu Polskiego lub całej Polski (Sokołowski & Znosko 1960; Pożaryski et al. 1962; Pożaryski 1963, 1964, 1969; Znosko 1962, 1964, 1965; Oberc 1967; Sokołowski 1968). Z publikacji przyczynkowych najwięcej danych do poznania geologii Pomorza Zachodniego wniosły prace R. Dadleza (1965, 1967; Dadlez & Marek 1969).

Publikacja niniejsza jest skrótem pracy doktorskiej (Szaniawski 1968a). Praca ta wykonana została w Zakładzie Nauk Geologicznych PAN pod kierunkiem prof. dr E. Passendorfera, któremu serdecznie dziękuję za kierownictwo naukowe i troskliwą opiekę. Prof. dr A. Tokarskiemu dziękuję za uprzejmie udzielane mi konsultacje. Dziękuję również mgr R. Wagnerowi za udostępnienie mi własnych nie opublikowanych opracowań cechsztynu z wierceń Instytutu Geologicznego. Liczne dyskusje z dr M. Podemskim i mgr R. Wagnerem znacznie pomogły mi w pracy, za co jestem im bardzo wdzięczny. Dyrekcjom Zjednoczenia Przedsiębiorstw Przemysłu Naftowego i Instytutu Geologicznego dziękuję za udostępnienie mi materiałów wiertniczych i wyników badań sejsmicznych.

#### HISTORIA BADAŃ

Na podstawie znajomości wysadów solnych na Kujawach i w północnej Meklemburgii oraz licznych solanek domyślano się już dawno szerokiego rozprzestrzenienia solonośnych utworów cechsztynu w północnej Polsce (Samsonowicz 1929).

Dokładniejsze badania cechsztynu na Pomorzu, z powodu znacznej głębokości jego występowania, rozpoczęto o wiele później. Pierwszych bezpośrednich materiałów dostarczyło wiercenie Łeba 1, wykonane w 1936 r. (Dahlgrün & Seitz 1944). Następne otwory przebijające cechsztyń odwiercono dopiero w latach 1957 i 1958 (Świdwin 2 i Chojnice 2). Opracowania cechsztynu w tych wierceniach, z zastosowaniem po raz pierwszy w Polsce nowego podziału na 4 cyklotemy, opublikował A. Tokarski (1959a,b). W pracach tych dokonał on pierwszej syntezy cech-

sztytu centralnej i północnej Polski oraz opublikował pierwszą jego mapę facjalną. W ciągu następnych lat ilość materiałów wiertniczych wzrosła wielokrotnie i zwiększa się obecnie bardzo szybko. Nieproporcjonalnie jednak mało, w stosunku do ilości materiałów i wagi zagadnienia, dokonuje się regionalnych opracowań cechsztytu w Polsce Północnej. Większość prac o charakterze syntetycznym zawdzięczamy J. Poborskiemu. W pierwszej swej syntezie omówił on zasady stratygraficznego podziału cechsztytu na cyklotemy, scharakteryzował polską prowincję basenu cechsztyńskiego oraz przedstawił „mapę zagłębia cechsztyńskiego w Polsce” i jego wybrane profile (Poborski 1960). Następnie K. Pawłowska (in Milewicz & Pawłowska 1961) opracowała mapy facjalne i tablicę stratygraficzną cechsztytu w Polsce. Wkrótce J. Poborski (1962) przedstawił nową syntezę cechsztytu Polski zawierającą nową, znacznie dokładniejszą mapę facjalną oraz pierwszą mapę strukturalną spągu cechsztytu. Na mapie facjalnej wyodrębnił on po raz pierwszy strefę facji węglanowo-siarczanowej i litoralnej w rejonie Darłowa.

Ukazało się również szereg prac regionalnych i przyczynkowych dotyczących cechsztytu na Pomorzu (Poborski 1961a; Poborski & Cimaśzewski 1961; Korab & Stemulak 1961; Stemulak 1963; Szaniawski 1964, 1966; Szaniawski & Wagner 1965; Wagner 1965b, 1968; Dębski 1969).

Ważnym momentem w badaniach cechsztytu na Pomorzu było rozpoczęcie przez Instytut Geologiczny poszukiwań złóż soli potasowych w rejonie Zatoki Puckiej. Kierunki tych poszukiwań dla obszaru całej Polski wytyczył J. Poborski (1961a,b). Projekt poszukiwań w rejonie Zatoki Puckiej opracował autor z dr Z. Wernerem w 1964 r. W związku z uzyskaniem pozytywnych wyników, w ciągu następnych lat wykonano tu kilkadziesiąt wierceń, których rezultaty są w trakcie szczegółowych badań; rozważana jest możliwość eksploatacji polihalitu.

W 1965 r. J. Poborski omówił ponownie perspektywy poszukiwań soli potasowych i opracował nową mapę facjalną cechsztytu Polski. Ostatnio M. Podemski, R. Wagner i K. Pawłowska (1968) przedstawili także rozkład miąższości utworów cechsztytu w Polsce. Nowy obraz rozprzestrzenienia litofacji cechsztytu w Polsce przedstawiony został przez J. Poborskiego (1969).

#### METODY BADAŃ

Przy profilowaniu wierceń posługiwano się badaniami makroskopowymi; w niektórych przypadkach uzupełniano je później analizami chemicznymi i badaniami petrograficznymi (w sumie wykonano 30 niepełnych analiz chemicznych oraz 70 płytek cienkich głównie ze skał węglanowych i detrytycznych, a częściowo także z anhydrytów). Przy ustalaniu stratygrafii konieczne było uwzględnienie komplikacji spowo-

dowanych cechsztyńską erozją i sedymentacją descendentną oraz późniejszą tektoniką i halokinezą. Litologię i stratygrafię odcinków wierceń nierzeniowanych ustalono na podstawie karotaży, które interpretowane były głównie przez geologów Przemysłu Naftowego i Instytutu Geologicznego. Zestawienie uproszczonych profilów cechsztynu wszystkich wykorzystanych w pracy wierceń na badanym obszarze, z podziałem na cyklotemy i poziomy litologiczne, oraz ich korelację przedstawiono na tablicach I, II, III i IV (jako poziom odniesienia przyjęto na nich początek sedymentacji chemicznej i cyklotemu).

Przy kreśleniu map facjalnych brano pod uwagę zarówno wykształcenie cechsztynu w wierceniach położonych przy granicach zasięgów poszczególnych facji, jak i profile wierceń położonych w ich polu centralnym. Poza stosunkami miąższościowymi poszczególnych poziomów litologicznych najważniejszymi wskaźnikami facjalnymi były — dla skał węglanowych: domieszki materiału terrygenicznego, syngenetyczne domieszki siarczanów, stosunek ilościowy węglanu magnezu do węglanu wapnia, skład fauny, oolity, onkolity i barwa; — dla anhydrytów: tekstury uwzględniające ilość i sposób rozmieszczenia domieszek węglanów i materiału terrygenicznego, struktury i syngenetyczne domieszki soli; — dla skał solnych: domieszki ilów i siarczanów, sposób ich rozmieszczenia i barwa. Do wykreślenia izopachyt konieczne było przeprowadzenie redukcji miąższości. W niektórych przypadkach, przy dużej zmienności upadów i długich odcinkach nierzeniowanych, redukcja ta ma jedynie charakter szacunkowy. Wobec wykreślenia izopachyt co 100 m nie powinno to jednak mieć większego wpływu na ich przebieg. Przy kreśleniu wszystkich map, a zwłaszcza linii hipotetycznych uwzględniono budowę geologiczną podłoża i związane z nią zróżnicowanie subsydencji.

#### PODŁOŻE CECHSZTYNU

Budowa geologiczna podłoża cechsztynu zilustrowana jest na figurze 2. Należy się liczyć ze znacznymi zmianami tego obrazu w miarę napływu nowych materiałów.

Na obszarze należącym do platformy wschodnioeuropejskiej podłoże cechsztynu stanowią utwory syluru. Są to ilowce i mułowce z porządnymi wkładkami wapieni o miąższości ponad 2000 m; utwory te nie są pofałdowane, chociaż ku południowi występują coraz głębiej (fig. 3). Na znacznej części obszaru platformowego ewaporaty cechsztynu podścielone są piaskowcami, zwykle o niewielkiej miąższości, zwanymi białym spagowcem (fig. 2). W otworze Lębork pod białym spagowcem leży 7-metrowa warstwa piaskowców i okrucowców barwy brązowo-szarej, zaliczanych przez J. Poborskiego (1961a) do czerwonego spagowca.

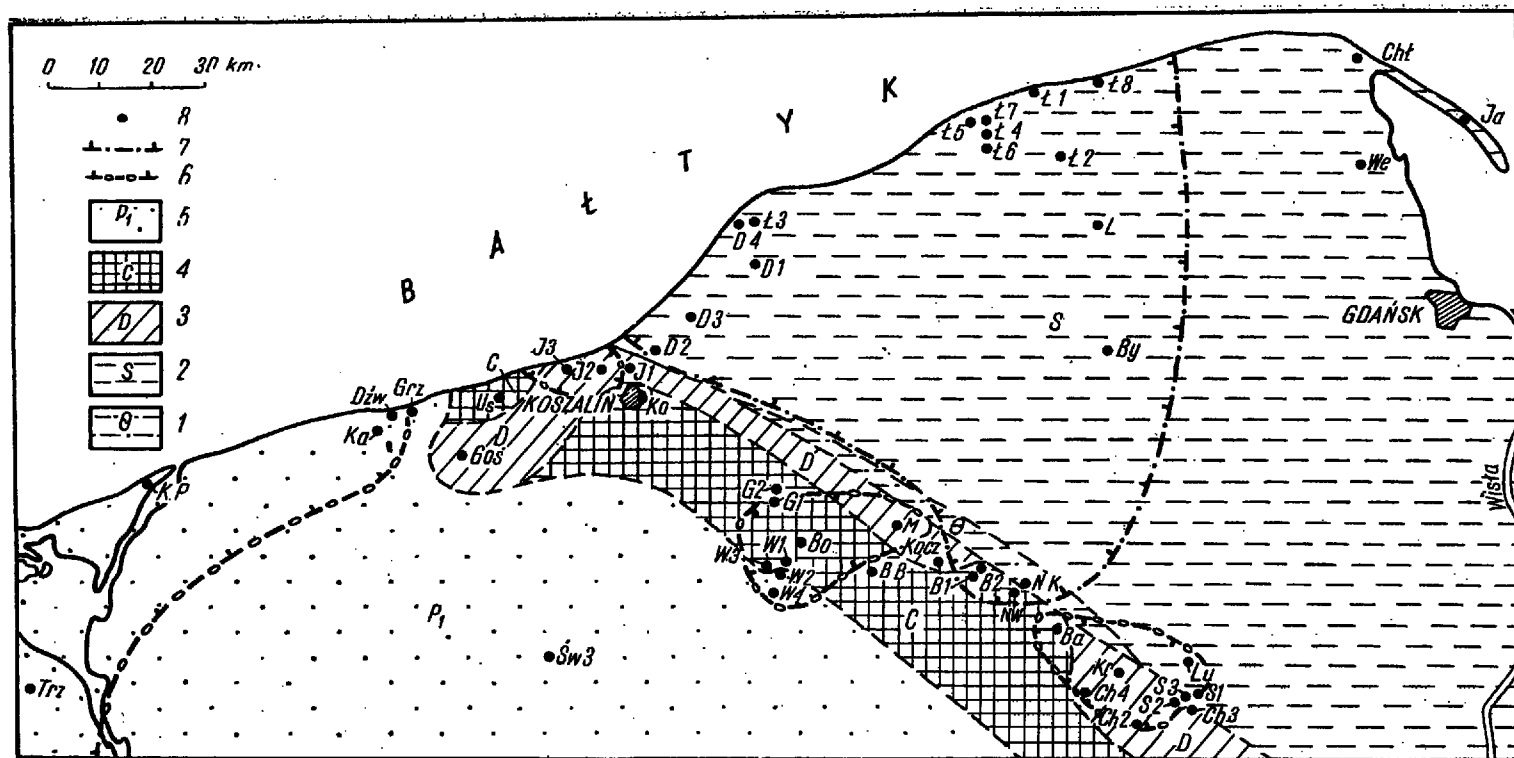


Fig. 2

## Szkic geologiczny podłoża cechsztynu na Pomorzu

1 ordowik, 2 sylur, 3 dewon, 4 karbon, 5 perm dolny, 6 granica obszarów występowania zlepieńców podstawowych, 7 granica występowania białego spągowca, 8 otwory wiertnicze w których przebito cechsztyń. Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 3

## Geological sketch map of the Zechstein substratum in Pomerania

1 Ordovician, 2 Silurian, 3 Devonian, 4 Carboniferous, 5 Lower Permian, 6 limit of the occurrence of Zechstein conglomerate, 7 limit of the White Liegende, 8 boreholes with the Zechstein pierced. Full names of boreholes are given in Fig. 3

W strefie peryferycznej platformy wschodnioeuropejskiej, na powierzchni podcechsztyńskiej, stwierdzono utwory dewonu i karbonu o zmiennym wykształceniu litologicznym i niewielkich upadach. W kilku wierceniach pod pokrywą waryscyjską, a w jednym (Nowa Karczma 1) bezpośrednio pod cechsztynem nawiercono silnie pofałdowane utwory starszego paleozoiku. Utwory te uważa się za osady typu geosynkлинаlnego pofałdowane w orogenezie kaledońskiej (Znosko 1962; Pożaryski 1964, 1968). Pas wystąpień młodszego paleozoiku na powierzchni podcechsztyńskiej ma kierunek zgodny z przebiegiem znajdujących się pod nim skał podłoża krystalicznego (NW-SE). Na obszarze należącym do synklinorium północnoeuropejskiego cechsztyń leży na czerwonym spągowcu, który zbudowany jest z czerwono-brunatnych osadów piaszczysto-ilastych z wkładkami zlepieńców oraz skał wylewnych. W żadnym z wierceń na obszarze zachodniego Pomorza utwory czerwonego spągowca nie zostały przebite. Najwięcej odwiercono ich w otworze Świdwin 3 — 434 m. Przypuszczać jednak należy, że całkowita ich miąższość jest znacznie większa. W rejonie południowej Rugii i NE Meklemburgii serie dolnego permu i tzw. permo-karbonu osiągają miąższość do 1500 m (Albrecht & Goldbecher 1964).

## STRATYGRAFIA

### *Podział stratygraficzny cechsztynu*

Ze względu na brak fauny przewodniej stratygrafia cechsztynu oparta jest na cykliczności jego sedymentacji. Zasady przyjętego obecnie podziału litostratygraficznego na 4 cyklotemy, według schematu ustalonego przez G. Richter-Bernburga (1955b), omawiane były w polskiej literaturze niejednokrotnie (Poborski 1960, Szaniawski 1965). Uproszczony podział cechsztynu, z używanym w Polsce nazewnictwem i przyjętymi symbolami, przedstawia się następująco:

#### ALLER — Z<sub>4</sub>

- (anhydryt graniczny, A4r)*
- sól kamienna najmłodsza, Na4*
- anhydryt pegmatytowy, A4*
- czerwony ił solny, T4*

#### LEINE — Z<sub>3</sub>

- sól kamienna młodsza, Na3*
- anhydryt główny, A3*
- dolomit płytowy, Ca3*
- szary ił solny, T3*

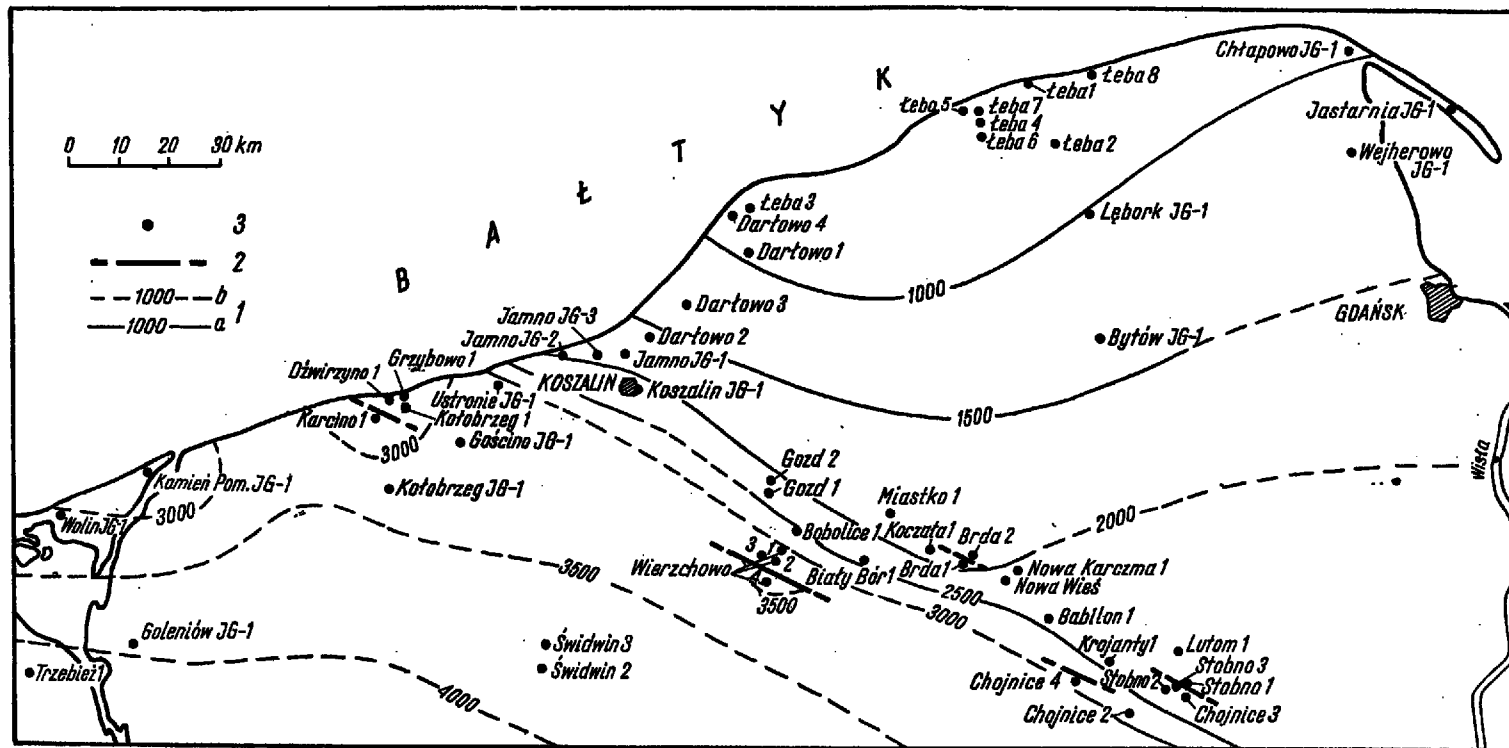


Fig. 3

Mapa strukturalna powierzchni spągowej cechsztynu

1 izobaty spągu cechsztynu: a stwierdzone, b hipotetyczne; 2 uskoki; 3 otwory wiertnicze w których osiągnięto cechszyn

Structural map of the bottom surface of the Zechstein

1 isobats of the Zechstein bottom surface: a stated, b interred; 2 faults; 3 boreholes with the Zechstein pierced



STASSFURT — Z<sub>2</sub>

*anhydryt kryjący, A2r*  
*sól kamienna kryjąca, Na2r*  
*sól potasowa starsza, K2*  
*sól kamienna starsza, Na2*  
*anhydryt podstawowy, A2*  
*dolomit główny — łupki cuchnące, Ca2*  
*brunatny ił solny, T2*

WERRA — Z<sub>1</sub>

*anhydryt górny, A1β*  
*sól kamienna najstarsza, Na1*  
*anhydryt dolny, A1α*  
*wapień cechsztyński, Ca1*  
*łupki miedzionośne, T1*  
*(wapień podstawowy)*  
*zlepieniec podstawowy, Z1C — biały spągowiec? Z1S*

Ostatnio M. Podemski (1966) zaproponował pewną zmianę tego schematu, polegającą na przesunięciu granic cyklotemów do spągu tzw. utworów recesywnych. Nie przesądzając sprawy ostatecznie, zachowujemy tu powszechnie przyjęty i wygodniejszy w praktyce podział dotychczasowy.

Wszystkie wymienione w tabeli poziomy litostratygraficzne zostały na badanym obszarze wyróżnione. Ich litologia oraz zmienność regionalna zostały przedstawione w osobnym opracowaniu (Szaniawski 1968a).

*Podział obszaru badań na regiony*

Na badanym obszarze wyróżnić można trzy regiony charakteryzujące się odmiennym wykształceniem utworów cechsztynu oraz stopniem ich późniejszych powikłań procesami erozji, tektoniki i halokinezy. Każdy z tych regionów ma odmienną budowę geologiczną podłoża, co miało zasadniczy wpływ na zróżnicowanie subsydencji w basenie cechsztyńskim i na późniejszą tektonikę. Są to: 1° region leżący na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, 2° strefa peryferyczna platformy i 3° region należący do synklinorium północnoeuropejskiego.

W regionie platformowym stratygrafia cechsztynu jest stosunkowo prosta, nie skomplikowana późniejszymi procesami tektonicznymi i halokinetycznymi. Obecna miąższość poszczególnych poziomów litologicznych jest głównie wynikiem procesów cechsztyńskich: sedymentacji pierwotnej, erozji i ewentualnie sedymentacji descendentnej. Erozja i sedymentacja descendentna zachodzić mogły zarówno w przerwach pomiędzy cyklotemami, jak i po ostatnim cyklotemie występującym na danym obszarze, a przed sedymentacją klastycznych utworów permo-

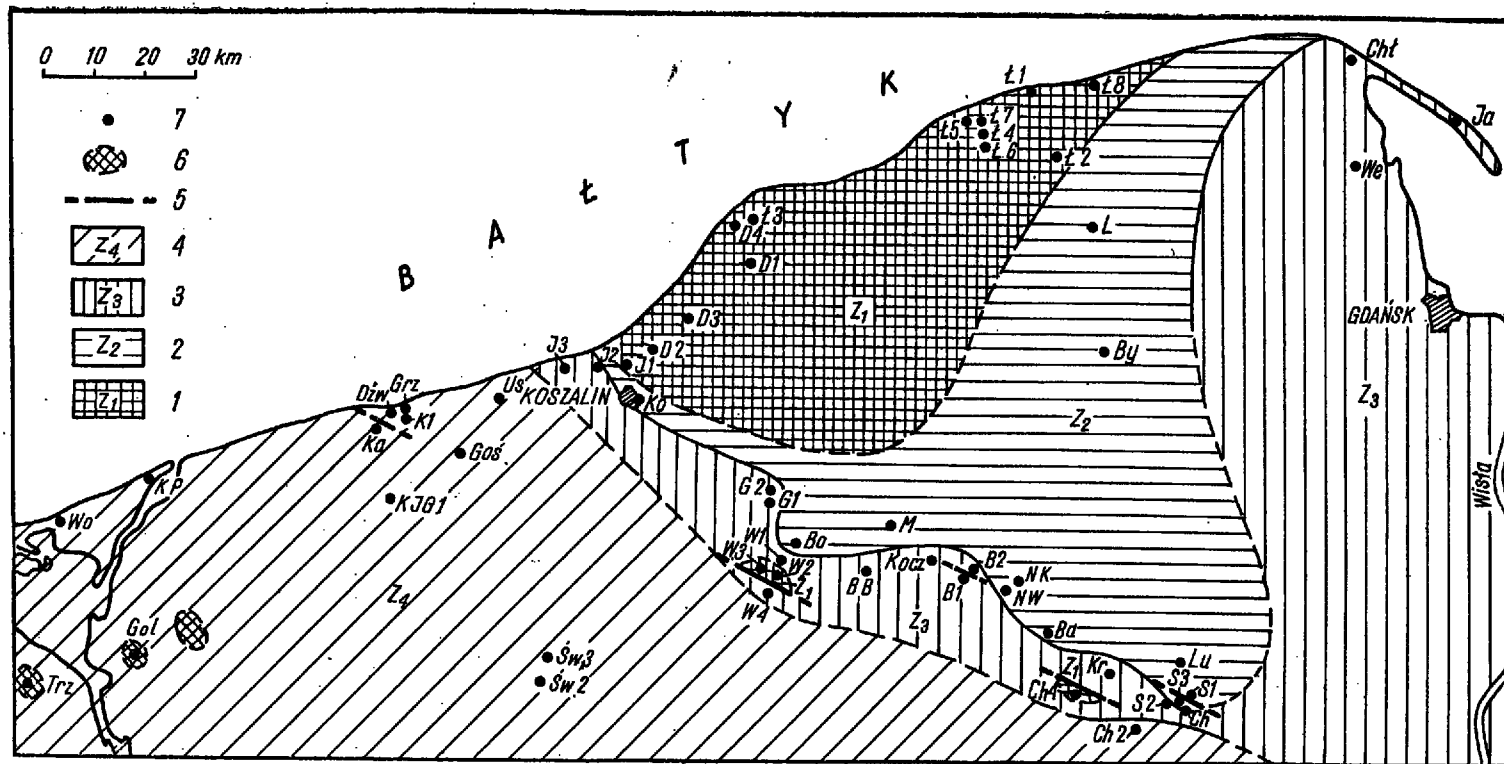


Fig. 4

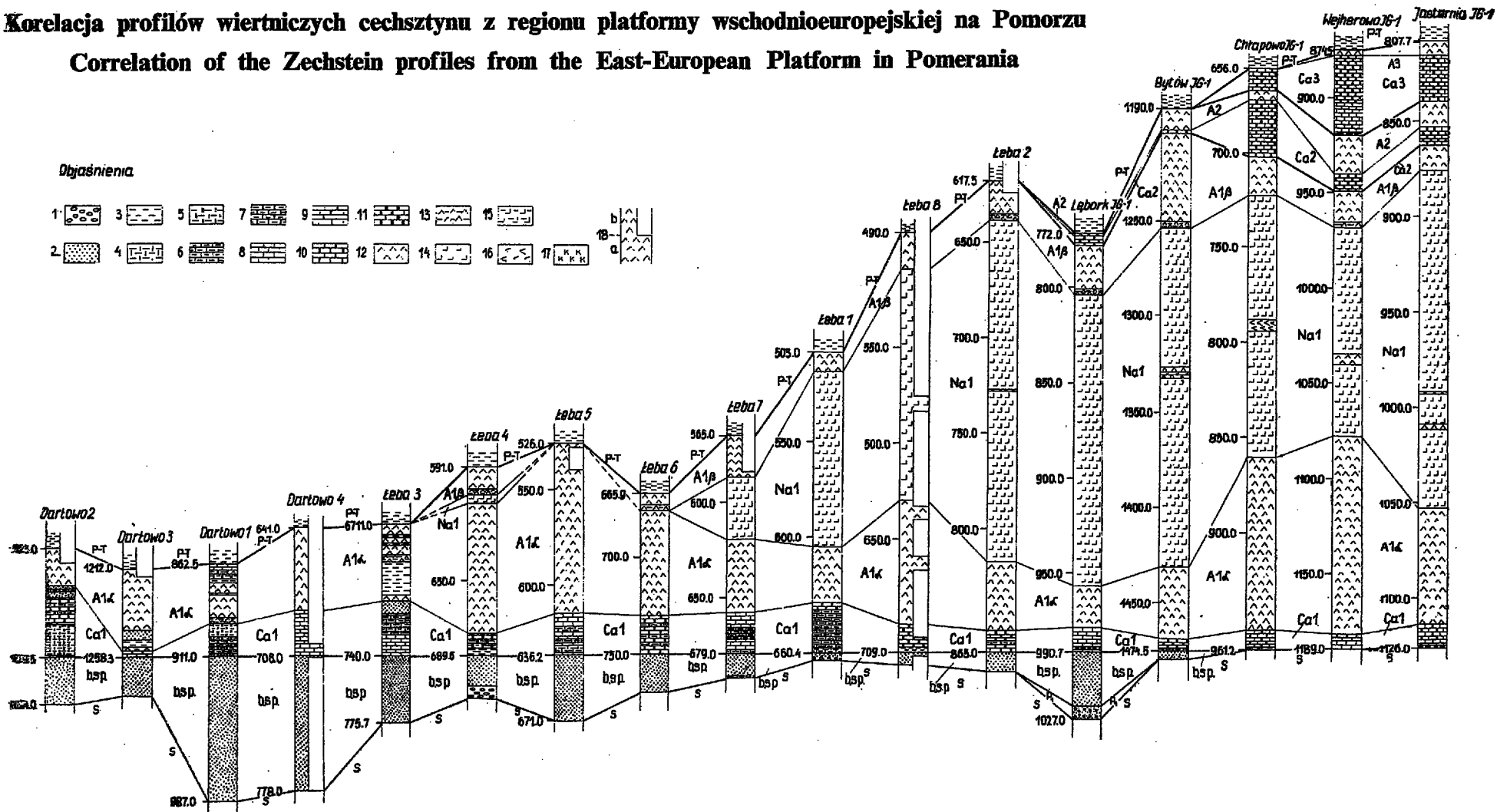
Mapa geologiczna Pomorza bez kenozoiku i mezozoiku

1 cyklotem Werra, 2 cyklotem Stassfurt, 3 cyklotem Leine, 4 cyklotem Aller, 5 uskoki, 6 wysady i poduszki solne, 7 otwory wiertnicze w których osiągnięto cechszтын. Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 3

Geological map of Pomerania without the Cenozoic and Mesozoic deposits

1 Werra cycle, 2 Stassfurt cycle, 3 Leine cycle, 4 Aller cycle, 5 faults, 6 salt diapirs and pillows, 7 boreholes in which the Zechstein was reached. Full names of boreholes are given in Fig. 3

**Korelacja profili wiertniczych cechsztynu z regionu platformy wschodnioeuropejskiej na Pomorzu**  
**Correlation of the Zechstein profiles from the East-European Platform in Pomerania**



Objaśnienia do tabl. I—IV: 1 zlepienie; 2 piaskowce; 3 ilowce; 4 margle; 5 margle dolomityczne; 6 wapienie margliste; 7 dolomity margliste; 8 wapienie; 9 wapienie dolomityczne; 10 dolomity; 11 magnezyty; 12 anhydryty; 13 skały anhydrytowo-łłaste; 14 sole kamienne, 15 zubry; 16 polihality; 17 sole potasonośne; 18 wiercenia: a bezrdzeniowe, b rdzeniowane. O ordowik; S sylur; D dewon; C karbon; P<sub>1</sub> perm dolny; b.sp. biały spągowiec; z.l.p. zlepieniec podstawowy; Ca1 wapień cechsztyński, łupki miedzionośne, wapień podstawowy; A1α anhydryt dolny Z<sub>1</sub>; Na1 sól kamienna najstarsza; A1β anhydryt górny Z<sub>1</sub>; Ca2 dolomit główny, brunatny ił solny; A2 anhydryt podstawowy; Na2 sól kamienna starsza; K2 sól potasowa starsza; Na2r sól kamienna kryjąca; A2r anhydryt kryjący; Ca3 dolomit płytowy, szary ił solny; A3 anhydryt główny; Na3 sól kamienna młodsza; T4 czerwony ił solny, anhydryt pegmatytowy; Na4 sól kamienna najmłodsza; A4r anhydryt graniczny; P-T permo-trias, seria przejściowa; J jura

Explanations for Tables I—IV: 1 conglomerates; 2 sandstones; 3 claystones; 4 marls; 5 dolomitic marls; 6 marly limestones; 7 marly dolomites; 8 limestones; 9 dolomitic limestones; 10 dolomites; 11 magnesites; 12 anhydrites; 13 clayey-anhydrite rocks; 14 rock salt; 15 clayey rock salt; 16 polyhalites; 17 potassium-bearing salt; 18 drillings: a non cored, b cored. O Ordovician; S Silurian; D Devonian; C Carboniferous; P<sub>1</sub> Lower Permian; b.sp. White Liegende (Weissliegende); z.l.p. Zechstein conglomerate; Ca1 Zechstein limestone (Zechsteinkalk), copper-bearing shales, Basal Limestone (Mutterflöz-kalk); A1 Lower Werra Anhydrite (Unterer Werra-Anhydrit); Na1 Werra Halite (Ältestes Steinsalz); A1 Upper Werra Anhydrite (Oberer Werra-Anhydrit); Ca2 Stassfurt Carbonate (Hauptdolomit), brown salt clay; A2 Basal Anhydrite (Basal-Anhydrit); Na2 Stassfurt Halite (Alteres Steinsalz); K2 Stassfurt Potash Zone (Kalisalz Flöz Stassfurt); Na2r Stassfurt Top Halite (Decksteinsalz); A2r Stassfurt Top Anhydrite (Deckanhydrit); Ca3 Leine Carbonate (Plattendolomit), Gray Salt Clay; A3 Main Anhydrite (Hauptanhydrit); Na3 Leine Halite (Jüngeres Steinsalz); T4 Red Salt Clay (Roter Salzton), Pegmatite Anhydrite (Pegmatit-Anhydrit); Na4 Aller Halite (Jüngstes Steinsalz); A4r Top Anhydrite (Grenzanhydrit); P-T Permo-Triassic, transitory series; J Jurassic

-triasu. W regionie tym najpełniej rozwinięty jest cyklotem pierwszy. Cyklotemy  $Z_2$  i  $Z_3$  są silnie zredukowane i występują tylko w jego południowo-wschodniej części. Chemiczne osady cyklotemu Aller nie występują tu zupełnie (fig. 4). Najslabiej poznany jest w tym regionie obszar południowo-wschodni, gdzie brak jest głębokich wierceń.

W strefie peryferycznej platformy wykształcenie utworów cechsztynu jest bardzo zróżnicowane, częściowo z powodu urozmaiconej morfologii dna basenu na początku cechsztynu, a głównie wskutek zróżnicowanej subsydencji. Labilność tego regionu spowodowała duże zróżnicowanie sedymentacji i śródczechsztyńskiej erozji. Ponadto, pierwotne rozmieszczenie przestrzenne utworów cechsztynu zostało później silnie zaburzone tektonicznie. Ustalenie stratygrafii cechsztynu tego regionu jest bardzo trudne. W NE pasie omawianej strefy występują tylko cyklotemy  $Z_1$  i  $Z_2$ ; ku SW profil cechsztynu uzupełnia się i jednocześnie wzrasta jego miąższość (fig. 4 i 5). Osady cyklotemu  $Z_4$  występują tylko w SW obrzeżeniu tej strefy i mają stosunkowo niewielkie miąższości.

W regionie należącym do synklinorium północnoeuropejskiego cechsztynu leży zgodnie na czerwonym spągowcu, posiada dużą miąższość i reprezentowany jest przez wszystkie 4 cyklotemy. Ustalenie stratygrafii cechsztynu utrudnione jest tu głównie przez tektonikę mezozoiczną i halokinęzę. Niewielka ilość wierceń i mała przydatność niektórych z nich, wskutek silnych zaburzeń halokinetycznych, powoduje, że stan rozpoznania cechsztynu na tym obszarze jest stosunkowo słaby.

#### *Problemy podziału stratygraficznego cechsztynu na badanym obszarze*

Podział utworów cechsztynu na cyklotemy (tabl. I—IV) w kilku wierceniach nie jest zupełnie pewny. Jeszcze więcej trudności sprawia szczegółowy podział na poziomy litostratygraficzne.

Stratygrafia cechsztynu w regionie platformowym jest obecnie łatwa, początkowo jednak sprawiała wiele trudności. Przyczyną tego był fakt, że jako pierwsze odwiercono na tym obszarze utwory cechsztynu reprezentowane wyłącznie przez cyklotem Werra (Łeba 1) lub zakończone pierwszymi poziomami cyklotemu Stassfurt (Lębork, Bytów). J. Póbarski (1961a), w silnie rozwiniętym cyklotemie  $Z_1$  w wierceniach Lębork i Bytów, próbował wydzielić także cyklotemy  $Z_2$  i  $Z_3$ , a poziomy dolomitu głównego i anhydrytu podstawowego  $Z_2$  wraz z serią przejściową permo-triasu zaliczył do cyklotemu  $Z_4$ . Granicę pomiędzy cyklotemami  $Z_1$  i  $Z_2$  ustanowił on w środku serii solnej, uważając górną jej część za descendentną. Podobnie Z. Korab i J. Stemulak (1961) uważali, że w wierceniach Łeba 2 i Łeba 3 „...w serii solnej należy się dopatrywać cyklotemów  $Z_1$  i  $Z_2$ ”. Dopiero wiercenie Wejherowo IG-1, w którym nad cyklotemem Werra znajdują się cyklotemy Stassfurt i Leine

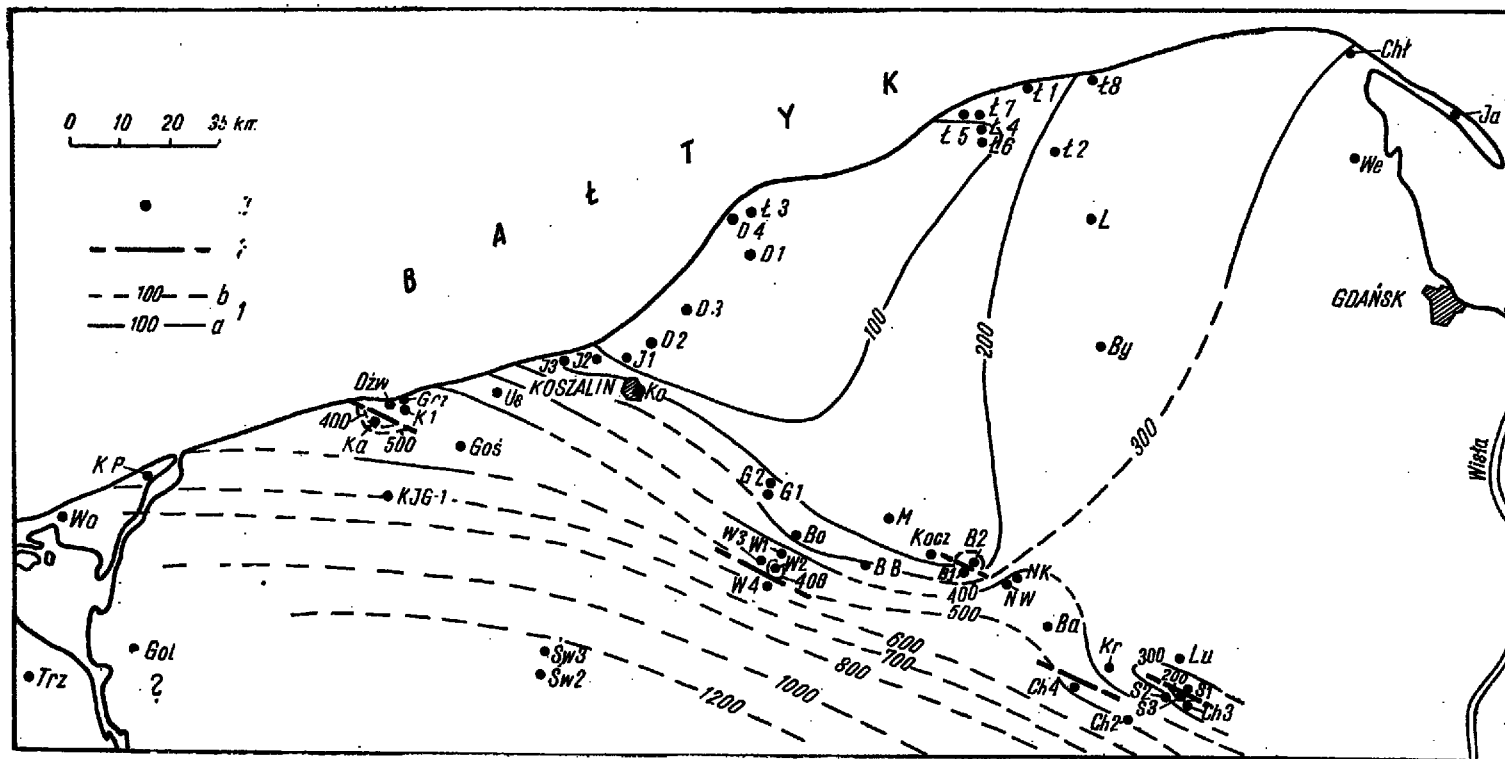


Fig. 5

Mapa miąższości cechsztynu

1 izopachyty cechsztynu: a stwierdzone, b hipotetyczne; 2 uskoki; 3 otwory wiertnicze w których osiągnięto cechsztyln. Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 3

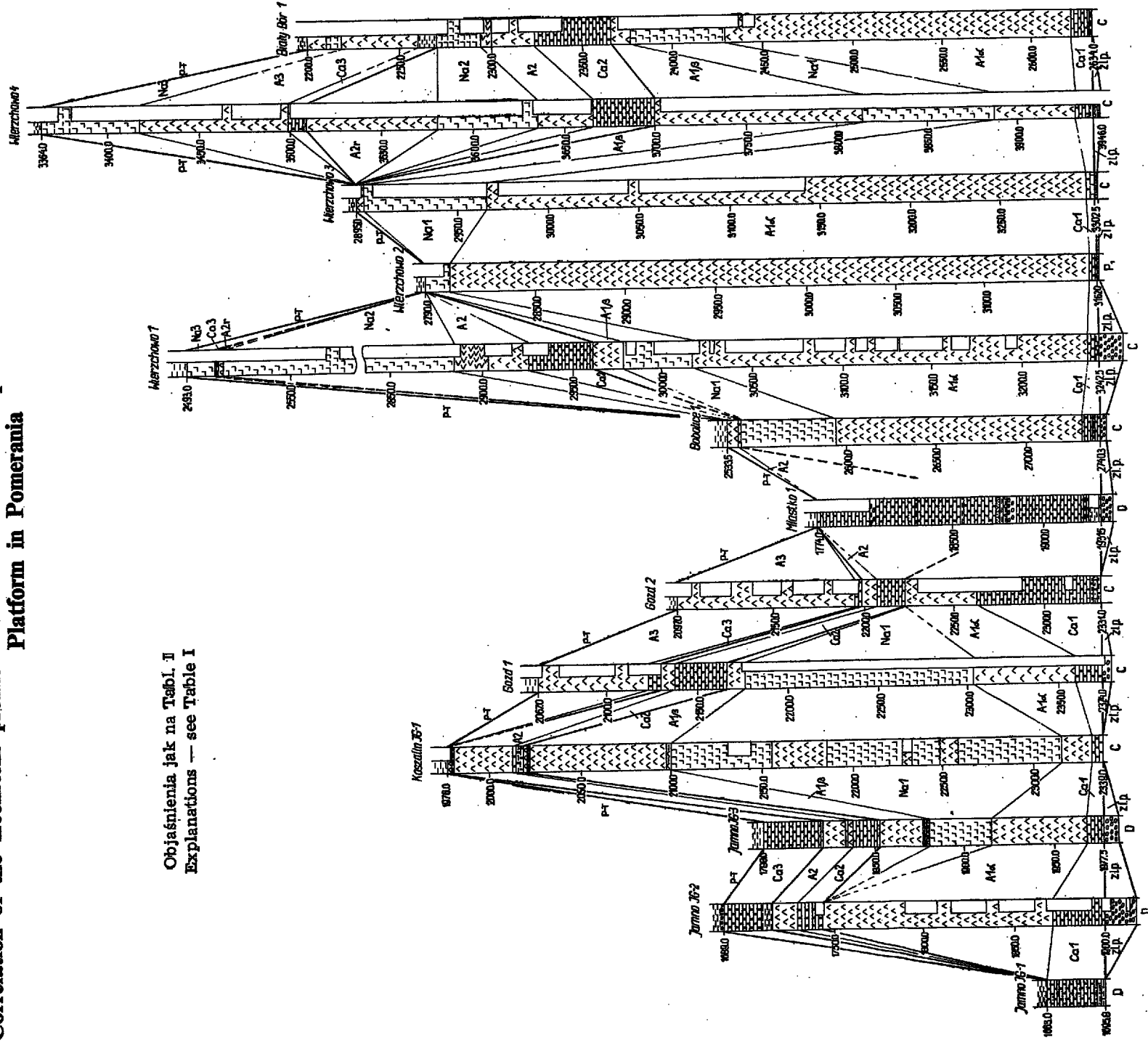
Thickness map of the Zechstein deposits

1 isopachytes of the Zechstein: a stated, b inferred; 2 faults; 3 boreholes, in which the Zechstein was reached. Full names of boreholes are given in Fig. 3

# Korelacja profili wiertniczych cechsztynu z północno-zachodniej części strefy peryferycznej platformy na Pomorzu

## Correlation of the Zechstein profiles from the north-western periferic zone of the East-European Platform in Pomerania

Objaśnienia jak na Tabl. I  
 Explanations — see Table I



z dobrze rozwiniętymi poziomami *dolomitu głównego* i *dolomitu płytowego*, rozwiązało problem stratygrafii cechsztynu tego regionu. Możliwość przeprowadzenia korelacji profilu Wejherowa z profilami innych wierceń pozwoliła stwierdzić, że na całym obszarze wyniesienia Łeby rozwinięty jest głównie cyklotem Werra. Cyklotemów wyższych w NW części tego regionu brak jest całkowicie, a na pozostałym obszarze są silnie zredukowane miąższościowo i rozwinięte wyłącznie w facji węglanowo-siarczanowej (Szaniawski 1964, 1966). Obecnie, po wykonaniu następnych wierceń, stratygrafia cechsztynu w tym rejonie nie budzi żadnych wątpliwości.

Cechsztyń rejonu wyniesienia Łeby korelować można dobrze z cechsztynem wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. W rejonie Kaliningradu cyklotemowi Werra odpowiadają serie: podstawowa, bitumiczna, nowoakmiańska i pregolska, a poziomom *dolomitu głównego* i *anhydrytu podstawowego* cyklotemu Stassfurt — seria żalgirjańska i ajstmarska (Suvejdžis 1963, Wagner 1965b).

W strefie peryferycznej platformy, jak wspomniano już przy ogólnej charakterystyce tego regionu, stratygrafia cechsztynu jest bardzo skomplikowana. Pierwszy odwiercono tu otwór Chojnice 2, w którym cechsztyń opracowany został przez A. Tokarskiego (1959b). Dokonany przez niego podział stratygraficzny pozostał do dziś aktualny. W niniejszej pracy wprowadzono do niego tylko bardzo niewielkie zmiany, polegające na przesunięciu warstw anhydrytów leżących na poziomach *solii starszej* i *młodszej* do cyklotemów niższych. Wątpliwości budzi w tym profilu cyklotem  $Z_4$ , który wykształcony jest w postaci serii anhydrytów z wkładkami dolomitów w spągu, podczas gdy zwykle rozwinięty jest głównie w formie serii ilastych soli kamiennych i czerwonych iłów, a anhydryty grają w nim podrzędną rolę. Interesująca jest tu silna redukcja miąższościowa cyklotemu  $Z_2$  w porównaniu z cyklotemami  $Z_1$  i  $Z_3$ .

Następnym wierczeniem wykonanym w tym rejonie był otwór Bobolice 1. J. Poborski i L. Cimaszewski (1961) uważali, że w czasie całego cyklotemu  $Z_1$  i dolnej części  $Z_2$  istniał w tym rejonie ląd i że w okresie tym utworzone zostały jedynie *zlepieńce podstawowe*. Cały prawie kompleks anhydrytowo-solny zaliczyli oni do górnej części cyklotemu  $Z_2$ , a leżące na solach cienkie warstwy dolomitu i anhydrytu oraz ily z domieszkami anhydrytu do cyklotemów  $Z_3$  i  $Z_4$ . Wiercenia wykonane później, a szczególnie Wierzchowo 1, Gozd 1 i Biały Bór nie potwierdziły przypuszczeń o istnieniu, w tym rejonie, w cechsztyńie lądu przez tak długi okres. Stratygrafia cechsztynu Bobolic ulec więc musiała zasadniczej zmianie. Okazało się, że stosunkowo najpełniej rozwinięty jest w tym rejonie cyklotem Werra, do którego w Bobolicach należy, zdaniem autora, prawie cała seria anhydrytowo-solna. Niepewna pozostaje tu tylko nadal stratygraficzna pozycja cienkiej warstwy dolomitów mar-

glistych oraz anhydrytów leżących nad solą kamienną. Utwory te odpowiadać mogą poziomom *dolomitu głównego* i *anhydrytu podstawowego*  $Z_2$  lub tylko poziomowi *anhydrytu górnego*  $Z_1$ , który rozwinięty jest w wierceniach sąsiednich. W drugim przypadku cienka warstwa dolomitu i ilu leżąca na granicy anhydrytu i soli odpowiadałaby warstwie skał anhydrytowo-łlastych, występującej zwykle w spagu *anhydrytu górnego* Werry.

Poza wierceniem Bobolice, największe wątpliwości budzi, w strefie peryferycznej platformy, stratygrafia wierceń Stobno 3, Miastko, Brda 1 i Brda 2. W wierceniach Stobno 3 do pierwszego cyklotemu należy najprawdopodobniej tylko cienka warstwa anhydrytów, leżąca w spagu skał węglanowych. Część utworów pierwszego cyklotemu mogła tu zostać zerodowana. Za przynależnością serii węglanów w tym otworze do poziomu *dolomitu głównego*, a nie *wapienia cechsztyńskiego*, poza anhydrytem w ich spagu i analogiami litologicznymi przemawia również fakt braku poziomu *wapienia cechsztyńskiego* w sąsiednim wierceniach Stobno 1.

W otworze Miastko 1 górna część serii skał węglanowych, a być może nawet wszystkie utwory cechsztynu leżące powyżej spagowej warstwy anhydrytów należą prawdopodobnie, tak jak w Stobnie 3, do cyklotemu drugiego.

W wierceniach Brda 1 wątpliwości może budzić zaliczenie dolomitów i ilowców leżących wśród anhydrytów wraz z nimi do poziomu *anhydrytu dolnego*  $Z_1$ . Za taką ich przynależnością przemawia dobra korelacja wyższej części profilu tego wiercenia z wierczeniami innymi.

Stratygrafia otworu Brda 2 nie jest pewna, ponieważ przeprowadzono ją na podstawie karotaży i to bez możliwości dokonania porównań z sąsiednim wierceniach Brda 1, którego profil jest zupełnie inny.

W wierceniach Wierzchowo 1 i Biały Bór problematyczny jest podział cyklotemu  $Z_3$  przewierconego bezudzielnego. Brak poziomów *anhydrytu kryjącego*  $Z_2$  i *dolomitu płytowego*  $Z_3$  w otworze Biały Bór oraz bardzo mała ich miąższość w otworze Wierzchowo 1 budzą poważne wątpliwości. Ogromna miąższość pozorna *solii kamienniej*  $Z_2$  w wierceniach Wierzchowo 1 spowodowana została zaburzeniami tektonicznymi, w których główną rolę odgrywały plastyczne przemieszczenia mas soli.

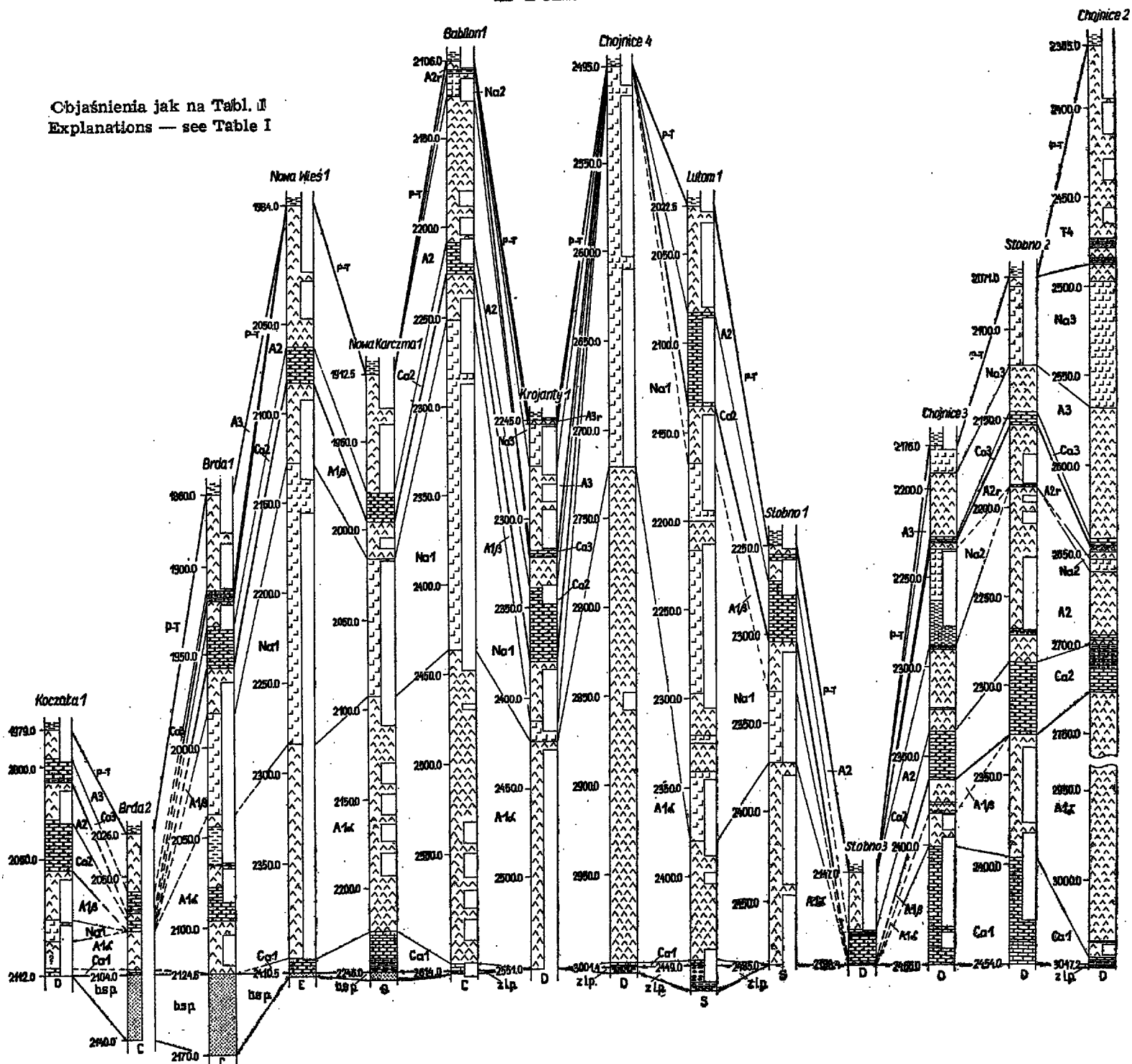
W otworach Koszalin i Lutom sole najstarsze zostały przeładowane, a występująca w nich warstwa anhydrytu została najprawdopodobniej potrojona. Sól kamienna musiała ulec wewnętrznemu odkłuciu od utworów starszych, które w obu tych wierceniach leżą prawie poziomo. Znacznie mniejsze upady posiadają również utwory wyższe od serii solnej. Miało tu więc miejsce fałdowanie dysharmonijne obejmujące głównie sole najstarsze wraz z występującymi w nich anhydrytami. Na komplikacje tektoniczne profilu cechsztynu w wierceniach Koszalin zwracał już uwagę R. Wagner (1965a). Najprawdopodobniej przyczynami tektonicznymi spowodowany jest również brak utworów wyższych od *solii kamienniej* naj-



## Korelacja profili wiertniczych cechsztynu z południowo-wschodniej części strefy peryferycznej platformy na Pomorzu

## Correlation of the Zechstein profiles from the south-eastern periferic zone of the East-European Platform in Pomerania

Objaśnienia jak na Tabl. II  
Explanations — see Table I



starszej w Wierzchowie 2 i w Chojnicach 4. Wskazują na to znacznie pełniejsze profile cechsztynu w wierceniach otaczających oraz nietypowe zakończenie profili cechsztynu solą kamienną w obu wymienionych wierceniach.

W wiercieniu Jamno 1 utwory cechsztynu, które składają się wyłącznie z serii skał węglanowych, zaliczone zostały przez R. Wagnera (1968) do poziomu *dolomitu płytowego*  $Z_3$ . Jednak w sąsiednich otworach Darłowo 2, Jamno 2 i 3 oraz Koszalin rozwinięty jest głównie cyklotem  $Z_1$ , więc istnienie w Jamnie 1 wyłącznie cyklotemu  $Z_3$  byłoby paleogeograficznie bardzo trudne do wytłumaczenia. Utwory te należą najprawdopodobniej do cyklotemu  $Z_1$ . Odmienne ich wykształcenie od pierwszych poziomów  $Z_1$  w wierceniach sąsiednich jest zrozumiałe, ponieważ otwór Jamno 1 usytuowany jest w strefie przybrzeżnej basenu cechsztyńskiego, gdzie zmienność litologiczna osadów jest ogromna (por. Czarnocki 1923, Krasoń 1964, Szaniawski 1965, Kostecka 1966).

W regionie należącym do synklinorium północnoeuropejskiego już w pierwszym otworze Świdwin 2 uzyskano wzorcowy profil cechsztynu z pełnym rozwojem wszystkich czterech cyklotemów (Tokarski 1959a). Obecnie przyjęto tylko nieco inne wydzielenia poziomów cyklotemu Aller. W sąsiednim wiercieniu Świdwin 3 profil cechsztynu jest podobny, niepełna jest w nim tylko granica pomiędzy  $Z_3$  a  $Z_4$ , którą przewiercono bezrdzeniowo. Najprawdopodobniej znajduje się ona w spągu stwierdzonego tu karotażowo kompleksu soli ilastych.

W północno-wschodniej części regionu synklinorium największe zastrzeżenia wywołuje stratygrafia wiercenia Karcino. Brak cyklotemu  $Z_3$  spowodowany jest najprawdopodobniej czynnikami tektonicznymi. Ponadto, zwraca tu uwagę stosunkowo mała miąższość cyklotemu Werra świadcząca o innej sytuacji morfologicznej rejonu tego otworu w stosunku do wierceń sąsiednich na początku cechsztynu. Zaliczenie czerwonych mułowców z przewarstwieniami anhydrytu, leżących w stropie cechsztynu, do cyklotemu czwartego nie jest pewne. W wierceniach Grzybowo, Kołobrzeg 1 i Dźwirzyno, gdzie nie stwierdzono pewnego poziomu *czerwonego iltu solnego i anhydrytu pegmatytowego*, problematyczna jest granica pomiędzy  $Z_3$  i  $Z_4$ . Największe kontrowersje wywoływać tu może pozycja anhydrytów leżących na *solii kamiennej młodszej*, które mogą być uważane za poziom *anhidrytu pegmatytowego*, jednak najprawdopodobniej należy je korelować z warstwami anhydrytów występujących w górnej części *solii kamiennej młodszej* w wierceniach Gościno i Kołobrzeg IG-1. Górna część *solii młodszej* w wierceniach Grzybowo, Kołobrzeg 1 i Dźwirzyno mogła zostać rozmyta.

W wiercieniu Trzebież natrafiono na poduszkę solną utworzoną z *solii kamiennej starszej* o miąższości ponad 1200 m. Stratygrafia górnej części profilu jest tu bardzo problematyczna.

W otworze Wolin IG-1 również natrafiono na poduszkę solną, a ponieważ przewiercono tylko część utworów cechsztynu i to silnie pofałdowanych, stratygrafia jest jeszcze bardziej niepewna i dlatego nie została w pracy uwzględniona.

Wiercenie Goleniów zlokalizowane jest na wysadzie solnym i z powodu zaburzeń halokinetycznych przeprowadzenie w nim wiarygodnego podziału stratygraficznego nie jest możliwe.

### *Perspektywy wykorzystania konodontów i skolekodontów w stratygrafii górnego permu*

Podział stratygraficzny cechsztynu przeprowadzony wyłącznie na podstawie jego litologii powoduje często wiele rozbieżności. Dotyczy to zwłaszcza niepełnych profiliów stref przybrzeżnych oraz rejonów o skomplikowanej tektonice. Znana dotychczas fauna występująca w utworach cechsztynu nie ma dla jego stratygrafii prawie żadnego znaczenia. Na podstawie skamieniałości zidentyfikowany może być jedynie poziom *wapienia cechsztyńskiego*. Pozostałe poziomy zawierające faunę — *dolomit główny* i *dolomit płytowy* — nie mogą być za jej pomocą odróżnione.

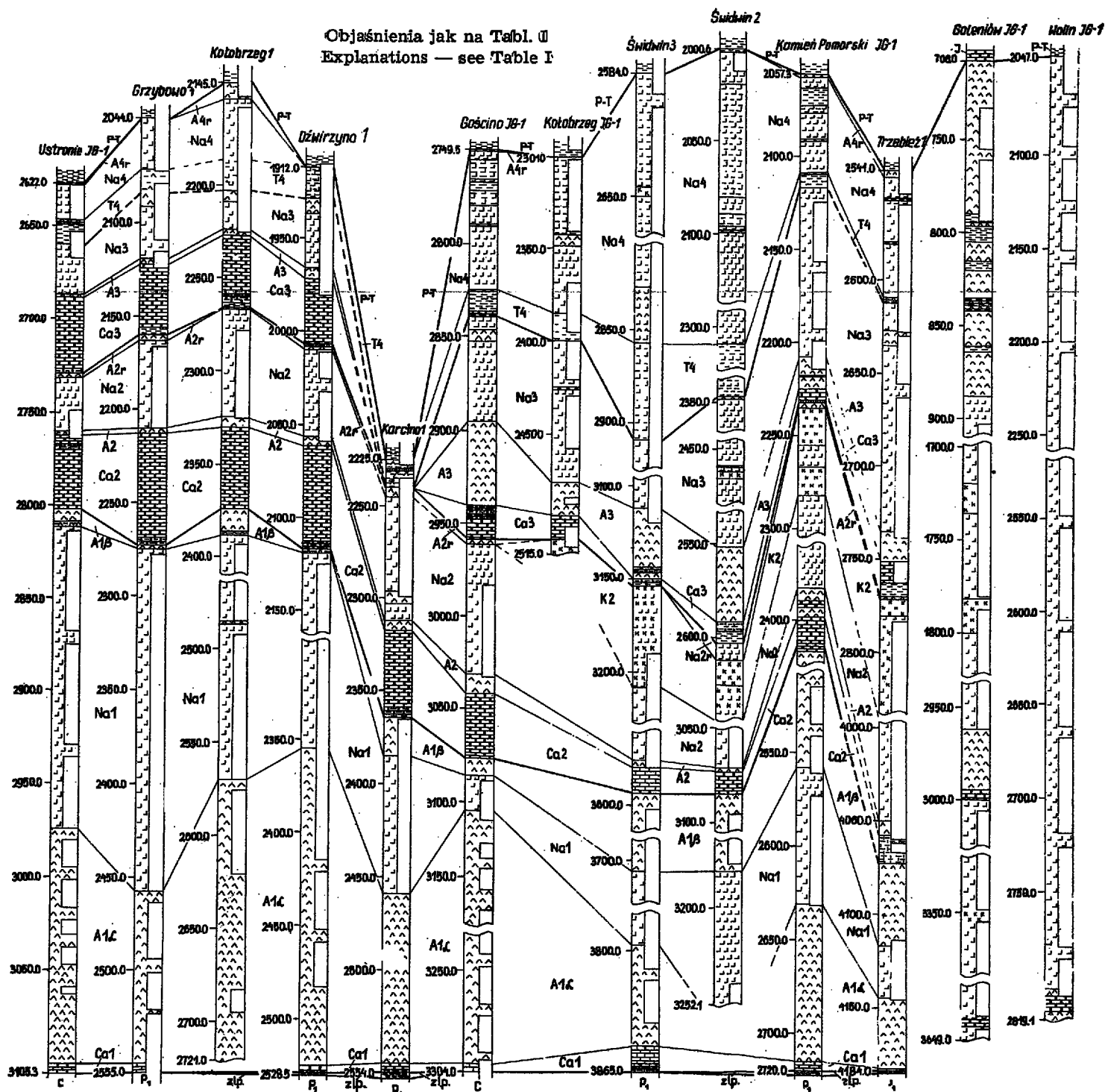
Niektóre jednak grupy skamieniałości, które mogą mieć wartość stratygraficzną jak np. konodonty i skolekodonty, są dotychczas w cechsztynie bardzo słabo poznane. Ogromna przydatność konodontów w stratygrafii innych formacji, powszechne ich występowanie we wszystkich niemal facjach osadów morskich, oraz kilka wzmianek o występowaniu ich w utworach cechsztynu (Bischoff & Ziegler 1957, Malzahn 1958, S. Seidel 1959) skłoniły autora do podjęcia osobnych badań w tym kierunku.

Po zbadaniu około 50 próbek z 4 wierceń znaleziono je (Szaniawski 1969) tylko w dwóch próbkach z poziomu *wapienia cechsztyńskiego* w wierceniu Wejherowo IG-1, skąd opisano: *Hindeodella triassica* Müller, *Hindeodella* sp., *Lonchodina inflata* Bender & Stoppel, *Lonchodina vistulensis* Szaniawski, *Prioniodina lindstroemi* Szaniawski, *Hibbardella baltica* Szaniawski, *Spathognathodus divergens* Bender & Stoppel. Nieco wcześniej H. Bender i D. Stoppel (1966) opisali prawie identyczną faunę konodontów z wielu stanowisk w cechsztynie Niemiec, która również pochodzi wyłącznie z pierwszego cyklotemu. Ponieważ wspomniane pierwsze doniesienia o występowaniu konodontów w utworach cechsztynu dotyczyły także utworów węglanowych cyklotemu Werra, stwierdzić można z dużym prawdopodobieństwem, że zwierzęta opatrzone tymi organami żyły w morzu cechsztyńskim tylko na początku pierwszego cyklotemu, kiedy połączenie z oceanem było najswobodniejsze i zasolenie wód było zbliżone do normalnego. Fauna konodontów cechsztyńskich jest uboga zarówno w gatunki jak i w egzemplarze. Bardzo jednak podobny zespół konodontów występujący w wielu stanowiskach *wapienia cechsztyń-*

# Korelacja profili wiertniczych cechsztynu z regionu synklinorium północnoeuropejskiego na Pomorzu

## Correlation of the Zechstein profiles in the North-European Synclinorium in Pomerania

Objaśnienia jak na Tabl. I  
 Explanations — see Table I



skiego wskazuje, że poziom ten będzie można identyfikować na ich podstawie. Ponadto bardzo możliwe jest, że cechsztyńskie konodonty będą za pomocą konodontów korelować z innymi facjami górnego permu na świecie, na co nie pozwala na razie słaba znajomość konodontów permskich z innych regionów paleogeograficznych. Najbardziej charakterystycznym i stosunkowo licznie reprezentowanym gatunkiem, znanym dotychczas wyłącznie z cechsztyńskich, jest *Spathognathodus divergens* Bender & Stoppel.

W kilku próbkach znaleziono doskonale zachowane aparaty szczękowe wieloszczetów, oraz liczne pojedyncze ich elementy (skolekodonty). Ze względu na wartość paleontologiczną aparatów i ewentualną możliwość wykorzystania w stratygrafii, rozszerzono badania w tym kierunku. Zebrany materiał pozwolił na opisanie trzech nowych aparatów: *Kielanoprion pomeranensis* Szaniawski, *Atraktoprion eudocus* Szaniawski i *Oxyprion compressus* Szaniawski (por. Szaniawski 1968).

Skolekodonty uważane były do niedawna za skamieniałości nie mające znaczenia dla stratygrafii. Spowodowane to było jednak tym, że ich identyfikacja w ramach systematyki parataksonomicznej, bez znajomości całych aparatów szczękowych, obciążona była błędami, ponieważ bardzo podobne szczęki występować mogą w zupełnie innych aparatach. Inaczej jest w przypadku całych aparatów, dla których stosowana jest inna systematyka. Z. Kielan-Jaworowska (1966, 1968) stwierdziła, że w ordowiku i sylurze niektóre gatunki, a nawet rodzaje przywiązane są do określonych poziomów stratygraficznych. Materiał opracowany przez autora, jak również dotychczasowe publikacje są jednak niewystarczające do określenia przydatności wieloszczetów w stratygrafii permu, chociaż skolekodonty zbliżone do szczęk wszystkich trzech opisanych przez autora aparatów cechsztyńskich znane są z piętra wolfcampian permu Ameryki Północnej (Tasch & Stude 1966).

Dla ostatecznego wyjaśnienia przydatności konodontów i skolekodontów do stratygrafii górnego permu konieczne jest przeprowadzenie specjalnych badań w tym kierunku na znacznie szerszą skalę.

## SEDYMENTACJA

### Uwagi ogólne

Zagadnienia sedymentacji w basenie cechsztyńskim rozpatrywane były od wielu lat w licznych publikacjach niemieckich, a ostatnio także i w polskich.

W pierwszych trzech cyklotemach była to głównie sedymentacja chemiczna spowodowana odparowaniem wody morskiej, przerywana okresowo zwiększonymi dopływami świeżych wód oceanicznych. W cyklotemie czwartym była to sedymentacja mieszana, chemiczno-mechaniczna, odbywająca się w zbiorniku o słabym

połączeniu z oceanem, przy znacznym współdziałaniu dopływów wód słodkich, przynoszących z otaczającego łađu materiał terrygeniczny.

Przebieg ewaporacyjnej sedimentacji chemicznej w różnego typu zbiornikach najobszerniej omówiony był przez F. Lotzego (1938), G. Richter-Bernburga (1955a) oraz H. Borcherta i R. O. Muira (1964). Obserwacje G. Richter-Bernburga (1955a) potwierdzone przez wielu innych badaczy wskazują, że w zbiorniku o typie głębokiego szelfu osady węglanów osiągają największe miąższości w strefach przybrzeżnych basenu i na szczytach podwodnych wzniesień, osady siarczanów w strefach pośrednich, a sole kamienne i potasowe w rejonach najgłębszych. Obszary największej miąższości soli powinny być więc otoczone strefami o największej miąższości anhydrytu, a te z kolei strefami maksymalnych miąższości skał węglanowych. Taki rozkład miąższości ewaporatów tłumaczy G. Richter-Bernburg (1955a) cyrkulacją wód w basenie solnym. Ubytek wód w zbiorniku spowodowany parowaniem kompensowany jest dopływami wód oceanicznych. W strefach płytszych woda szybciej ulega steżeniu i jako cięższa spływa grawitacyjnie ku głębszym partiom basenu, a na jej miejsce napływa prądami powierzchniowymi świeża woda oceaniczna. Jeśli w strefie płytkiej przekraczany jest punkt nasycenia soli trudniej rozpuszczalnych, to część z nich zostaje wytrącona. W głębszych partiach basenu gromadzi się więc proporcjonalnie większa ilość soli łatwo rozpuszczalnych. W ogólnym zarysie spostrzeżenia te znajdują potwierdzenie na badanym obszarze. Pamiętać jednak należy, że powstaniu dużych miąższości osadów, bez względu na odległość od brzegu, towarzyszyć musiało zapadanie się dna zbiornika. Subsydencja ta nie była z pewnością jednakowo szybka w całym basenie, w przeciwnym razie nie powstałyby tak ogromne różnice w miąższości osadów. Ponadto, gdyby szybkość subsydencji nie była zróżnicowana, osady pierwszych cyklotemów powinny zrównać przedcechsztyńską morfologię podłoża, a o tym że tak się nie stało świadczy zróżnicowanie facyjne i miąższościowe utworów cyklotemów wyższych.

### *Cyklotem Werra*

Transgresja morza cechsztyńskiego zastała badany obszar w znacznej mierze speneplenizowany, nie wszędzie jednak w tym samym stopniu. W regionie platformowym miękkie i prawie poziomo leżące łupki syluru uległy w czasie długiego okresu lądowego niemal całkowitemu zrównaniu. Niewielkie zagłębienia musiały jednak pozostać. Świadczą o tym różnice miąższości utworów terrygenicznych *białego spągowca*. Utwory te występują w północno-zachodniej części tego regionu (fig. 2), stanowiącej w cyklotemie Werra strefę przybrzeżną. Tworzący je materiał przyniesiony został najprawdopodobniej z pobliskiego łađu. Możliwe, że część tego materiału przyniesiona została już w permie dolnym. Wskazuje na to wykształcenie dolnej partii omawianych utworów w wierceniach Lębork, gdzie przechodzą one stopniowo w osady czerwonego spągowca (?).

Przynależność stratygraficzna *białego spągowca* jest dyskusyjna. W rejonach, gdzie leży na czerwonym spągowcu, uważa się, że jest to jego odbarwiona partia stropowa, a pozycję stratygraficzną uzależnia się od tego, czy utwory te były redeponowane przez morze cechsztyńskie czy nie (por. Oberc & Tomaszewski 1963, Krasoń & Grodzicki 1964).

W regionie należącym do synklinorium północnoeuropejskiego podłoże cechsztynu zrównane zostało na skutek akumulacji potężnej miąższości utworów klastycznych i wulkanicznych czerwonego spągowca. Spokojnie przebiegająca transgresja przerobiła je bardzo nieznacznie. *Zlepieńce podstawowe* występują tu tylko miejscami i mają małą miąższość.

Stosunkowo najbardziej urozmaicona morfologicznie była strefa peryferyczna platformy. Zmienna litologia podłoża cechsztynu, zbudowanego z utworów ordowiku, syluru, dewonu i karbonu, oraz tektoniczna labilność nie dopuściły do całkowitego zrównania tej strefy przed cechsztynem. Brak utworów czerwonego spągowca świadczy, że obszar ten był wyniesiony i erodowany do końca dolnego permu. *Zlepieńce podstawowe* składają się tu głównie ze skał podłoża i przypominają wykształceniem zlepieńce zygmuntownskie Gór Świętokrzyskich. Jedynie w wierceniach Jamno 2 i 3 *zlepieńce podstawowe* utworzone zostały głównie z materiału przyniesionego z większych odległości. Występujące w nich otoczaki kwarcu pochodzą prawdopodobnie z tego samego obszaru, co materiał *białego spągowca*.

Pierwszym chemicznym osadem morza cechsztyńskiego jest *wapień podstawowy*; ma on zwykle bardzo małą miąższość (czasem kilka centymetrów) i występuje tylko w pewnych strefach badanego obszaru. Powstać on musiał z pierwszych partii wód, które dostały się do zbiornika cechsztyńskiego przed głównym zalewem cyklotemu Werra.

Po głównym zalewie pierwszego cyklotemu sedymentacja chemiczna została zwolniona lub nawet przerwana. Materiał klastyczny, przyniesiony przez wiatry i dopływy wód słodkich z lądu, osadzany był w stosunkowo głębokim i spokojnym morzu. Świadczy o tym nie zakłócona laminacja i wykształcenie łupków miedzionośnych typowe dla osadów powstałych w środowisku redukcyjnym. Brak jest łupków miedzionośnych w najbliższym brzegu basenu rejonie Darłowa, ponieważ zbiornik był płytszy i dobrze przewietrzany.

W pierwszym okresie sedymentacji węglanów, na całym badanym obszarze z wyjątkiem strefy przybrzeżnej, w stosunkowo głębokim zbiorniku i częściowo redukcyjnych warunkach, tworzyły się skały ciemne, silnie mangliste, z licznymi cienkimi przewarstwieniami utworów detrytycznych. W głębszych strefach basenu, np. w regionie synklinorium, ze skał takich utworzony został prawie cały poziom *wapieni cechsztyńskich*. Miąższość ich jest tam stosunkowo mała. Jedynie w partii stropowej są one czasami jaśniejsze i zawierają mniej materiału detrytycznego. W strefach płytszych miąższość skał węglanowych jest zwykle znacznie większa, a barwy ich na skutek lepszego przewietrzania zbiornika są jaśniejsze. W wyniku szybszej sedymentacji chemicznej domieszki materiału detrytycznego, rozproszone w dużej masie osadów węglanowych, są stosunkowo mniejsze. Tego typu skały utworzone zostały np. na obszarach

obecnego występowania osadów cyklotemu Werra w facji węglanowo-siarczanowej w strefie peryferycznej platformy (fig. 6). W rejonie Darłowa, na obszarze platformowym, sedymentacja chemiczna węglanów była również szybka, ale domieszki materiału detrytycznego są większe, ponieważ był on przynoszony w większych ilościach z pobliskiego lądu.

Urozmaicona fauna spotykana w poziomie *wapienia cechsztyńskiego* świadczy, że utrzymywało się wówczas zbliżone do normalnego zasolenie zbiornika. W płytkich strefach peryferycznych tworzyły się wapienie oolitowe, wapienie mszywiolowe (pl. III, fig. 3) oraz onkolity (pl. IV, fig. 1) i stromatolity (Szaniawski 1966). Te ostatnie napotkano tylko w najwyższej partii omawianego poziomu. Wskazują one na sedymentację w strefie litoralnej lub infralitoralnej (por. Logan, Rezak & Ginsburg 1964, Szulczewski 1968).

Dolna część skał węglanowych cyklotemu Werra zbudowana jest przeważnie z wapieni lub wapieni dolomitycznych, a górna z dolomitów. Brak jest jednak regularności, która pozwoliłaby na paralelizację warstw silniej lub słabiej dolomitycznych. W niektórych wierceniach prawie cały poziom skał węglanowych utworzony jest z dolomitów.

W górnej części poziomu *wapieni cechsztyńskich* znaczne są domieszki siarczanów. Zastępowanie nimi skorupki fauny wskazuje, że co najmniej część tych siarczanów jest pochodzenia epigenetycznego.

Brak poziomu *wapieni cechsztyńskich* w wierceniach Brda 1, Krojanty 1, Stobno 1 i Stobno 3(?) spowodowany został prawdopodobnie warunkami nie pozwalającymi na ich akumulację (np. prądami dennymi), co wydaje się tym prawdopodobniejsze, że morfologia dna zbiornika była wówczas w tym regionie silnie zróżnicowana. Możliwe jest również istnienie na początku Z<sub>1</sub>, w rejonach wymienionych wierceń, obszarów lądowych, które uległy zanurzeniu dopiero w wyższych poziomach tego cyklotemu.

Dalszy wzrost koncentracji soli w basenie doprowadził do sedymentacji siarczanu wapnia. Jednocześnie z nim wytrącany był jednak nadal węglan wapnia (rozpuszczalność  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  w roztworze NaCl i  $\text{CaSO}_4$  przy nasyceniu  $\text{CaSO}_4$  i w temperaturze 23° waha się w zależności stężenia NaCl od 0,04 do 0,1 g/l, Seidel & Linke 1952). W spągowych partiach *anhidrytu dolnego* Werry domieszki węglanów są miejscami jeszcze dość duże. Ich nierównomierne rozmieszczenie należy najprawdopodobniej tłumaczyć zmiennością zasolenia wód, spowodowaną świeżymi dopływami i wywołanymi przez nie prądami kompensacyjnymi. Ponadto, w płytkich strefach basenu, gdzie podstawa falowania sięgała dna, słabo skonsolidowane osady węglanowe mogły być wzburzane i przemieszane z nowo wytrącanymi osadami siarczanowymi. Wskazują na to bardzo nieregularne, zlepieńcowate lub silnie przepojone dolomitem tekstury spągowych partii anhidrytów. Na dużą rolę falowania w kształtowaniu osadów cechsztynu zwrócił ostatnio uwagę M. Podemski



(1967). Falowanie i prądy kompensacyjne doprowadzić mogły również do lokalnej erozji osadów węglanowych przed sedymentacją siarczanów. Mogło to mieć miejsce w niektórych rejonach strefy peryferycznej platformy, gdzie miąższość skał węglanowych  $Z_1$  jest mniejsza niż powinna być, sądząc z wykształcenia facjalnego całego cyklotemu Werra, np. w wierceniach Chojnice 2 i 4, Stobno 1, Lutom i Bobolice.

Wykształcenie anhydrytów zależne jest od warunków sedymentacji. Bardzo dobrym wskaźnikiem facjalnym jest ilość i sposób rozmieszczenia domieszek węglanów i materiału terrygenicznego. Jak wskazują obserwacje G. Richter-Bernburga (1955a), W. Junga (1958, 1960) i innych, w spokojnych warunkach sedymentacji w najgłębszych partiach basenu domieszki te rozmieszczone są w formie regularnych pasemek i wstęg (pl. I, fig. 4). W strefach płytszych przeważają anhydryty czyste, nieregularnie pasemkowane i cienko żyłkowane (pl. I, fig. 1 i 2) (terminologia polska wg Podemskiego & Wagnera, 1966). W strefach najpłytszych tekstury anhydrytów są nieregularne i zarówno w pionie jak i w poziomie bardzo zmienne. Dominują tu anhydryty przepojone i grubo żyłkowane. Anhydryty utworzone w głębokich partiach zbiornika są stosunkowo ciemne, a w płytszych jasne.

Miąższość *anhydrytu dolnego* Werry na badanym obszarze, zgodnie z prawidłami zaobserwowanymi przez G. Richter-Bernburga (1955a), najmniejsza jest w strefie przybrzeżnej zbiornika (rejon Darłowa) oraz w centralnej partii regionu synklinorium (Świdwin 3, Trzebież), gdzie morze było najgłębsze. Największe miąższości osiągają anhydryty w strefie peryferycznej platformy. Duża zmienność ich miąższości w tej strefie związana jest ze zróżnicowaniem morfologicznym podłoża, a generalny wzrost miąższości, w miarę oddalania się od platformy, z ogólnym pochYLENIEM podłoża w tym kierunku.

Domieszki materiału niesiarczanowego stosunkowo najmniejsze są w anhydrytach o dużej miąższości (strefa peryferyczna platformy, północna część regionu synklinorium, zachodnia część regionu platformowego), co spowodowane jest rozproszeniem ich w dużej masie siarczanów. Bardzo duże domieszki materiału terrygenicznego w rejonie Darłowa (Darłowo 1, 2 i 3 oraz Łeba 3) przynieszone były z lądu. Występowanie tam grubych warstw utworów detrytycznych wśród anhydrytów  $Z_1$  świadczy o okresowych przerwach w sedymentacji chemicznej, a czerwona barwa osadów detrytycznych o osadzaniu w warunkach utleniających. Występowanie serii czerwonych mułowców i ilowców w *anhydrycie dolnym* wiercenia Brda 1 również związane jest najprawdopodobniej z bliskością lądu lub wysp. Występujące poniżej tych ilowców skały węglanowe wskazują na dużą zmienność facji, co jest charakterystyczne dla stref przybrzeżnych. Na całym badanym obszarze, poza rejonem Darłowa, w dolnej części *anhydrytu dolnego*  $Z_1$  większe są domieszki węglanów, a w górnej ilów. Charakterystyczne formy struktur spływo-

wych, występujące w niektórych wierceniach (pl. II, fig. 1), świadczą o nierówności podłoża. W wiercieniu Wejherowo zaobserwowano niezgodność kątową w pasemkowaniu anhydrytu, związaną prawdopodobnie z podwodną erozją (pl. II, fig. 3).

Po usunięciu z roztworu większej części siarczanu wapnia, na skutek dalszego wzrostu koncentracji soli, zaczęła wytrącać się NaCl, czemu towarzyszyło nadal wytrącanie siarczanów (rozpuszczalność  $\text{CaSO}_4$  w roztworze NaCl i  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  przy stanie nasycenia  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  i w temperaturze  $23^\circ$  waha się w zależności od stężenia NaCl od 1,93 do 6,42 g/l, Seidel & Linke 1952). W czasie sedymentacji *najstarszej soli kamiennej*, a przynajmniej w pierwszym jej okresie, zbiornik musiał być zasilony wodami oceanicznymi. W przeciwnym razie niemożliwe byłoby powstanie tak wielkich, ponad 100 m miąższości (fig. 6) tej soli, zwłaszcza że ewaporacyjna sedymentacja soli kamiennej odbywała się w basenach o głębokości około 300 m (por. Kühn 1955, Janšin 1961).

O dopływach świeżych wód oceanicznych świadczą także występujące miejscami wśród serii solnej grube warstwy anhydrytów. Brak regularności w występowaniu tych warstw, nie pozwalający na korelację w całym badanym obszarze, spowodowany jest niejednakowym stężeniem wód w całym zbiorniku i prądami gęstościowymi. Grube warstwy anhydrytów wśród soli występują w płytszych partiach basenu (rejon wyniesienia Łeby oraz wiercenia Koszalin i Lutom). W rejonie Zatoki Puckiej, w niektórych miejscach, zamiast anhydrytów śródsolnych występują polihality. Powstały one najprawdopodobniej przez polihalityzację anhydrytu. Wskazuje na to ich przechodzenie w anhydryt zarówno w kierunku poziomym jak i pionowym.

Kiedy w głębszych partiach basenu wytrącała się już sól kamienna, w strefach przybrzeżnych lub na wyniesieniach mogła trwać jeszcze sedymentacja anhydrytu. Takie zazębienie się facji w basenie cechsztyńskim było już wielokrotnie obserwowane. Było ono spowodowane głównie opisaną już cyrkulacją wód oraz temperaturą wyższą wód płytszych, przez co siarczan wapnia wytrącał się w nich łatwiej, a sól kamienna trudniej niż w chłodniejszych wodach głębszych.

Warunki sedymentacji soli kamiennej dobrze charakteryzuje ilość i sposób rozmieszczenia domieszek anhydrytu i iłu. Regularne, cienkie przewarstwienia anhydrytu, wiązane przeważnie z rocznymi wahaniami temperatury, powstają w warunkach spokojnych, panujących zwykle w głębszych partiach zbiornika. Sól powstająca w tych warunkach ma najczęściej barwę białą lub szarą. Nieregularnie rozmieszczone domieszki anhydrytu, duże domieszki iłu i czerwone barwy soli typowe są dla zbiornika płytkiego. Na większej części badanego obszaru domieszki anhydrytu w dolnej partii *soli najstarszej* rozmieszczone są znacznie regularniej niż w części górnej. Świadczy to o stopniowym spłycaaniu

zbiornika. Tylko w centralnej strefie synklinorium (Świdwin 3, Kamień Pomorski), w górnej części soli domieszki anhydrytu rozmieszczone są stosunkowo regularnie.

W strefie peryferycznej platformy fragmenty pobranych rdzeni soli wskazują, że większość *najstarszej soli kamiennej* osadzona była w zbiorniku płytkim.

W rejonie Łeby różnica w wykształceniu dolnej i górnej części tego poziomu jest duża. J. Poborski (1960) uważał, że górna część tej soli jest descendentna. Wydaje się bardzo prawdopodobne, że część ich przyniesiona została z wcześniej wynurzonej pobliskiej strefy przybrzeżnej, gdzie obecnie cyklotem  $Z_1$  reprezentowany jest wyłącznie przez utwory węglanowo-siarczanowe oraz okalającej ją strefy o stosunkowo małej miąższości soli (fig. 7). Sądzę jednak, że górna część *soli najstarszej* nie jest wyłącznie pochodzenia descendentnego. Sole zmyte przez wody słodkie z obszarów wynurzonych znoszone były do zbiornika, gdzie trwała nadal normalna, ewaporacyjna sedymentacja soli kamiennej. Świadczy o tym brak wyraźnej granicy pomiędzy dolną i górną częścią soli oraz występowanie w górnej części soli, poza „strzępkami” i okruciami anhydrytu, dość regularnych jego przewarstwień.

Poza górną partią soli w rejonie wyniesienia Łeby najprawdopodobniej częściowo descendentna jest również górna partia soli w północnej strefie synklinorium (Dźwirzyno, Kołobrzeg 1, Ustronie). Wskazuje na to zarówno jej wykształcenie, jak i bardzo duża miąższość.

W większej części strefy peryferycznej platformy, pod koniec poziomu *najstarszej soli kamiennej*, odbywała się raczej erozja soli niż jej sedymentacja descendentna. Możliwe, że w miejscach, gdzie duże miąższości *soli najstarszej* występują w sąsiedztwie jej braku (Chojnice 4, Gozd 1, Koszalin), część soli powstała również na drodze sedymentacji wtórnej.

Erozja i sedymentacja descendentna soli przyczyniły się do znacznego zrównania morfologii dna.

Na całym badanym obszarze, poza najprawdopodobniej epigenetycznymi polihalitami, brak jest w pierwszym cyklotemie soli potasowych. Możliwe, że w niektórych miejscach były one wytrącone, lecz zostały rozpuszczone przez nowy zalew wód oceanicznych. Najłatwiej do sedymentacji ich dojść mogło na obszarze platformowym, który był prawie odcięty od zbiornika cechsztyńskiego i mógł ulec całkowitemu wyschnięciu.

Sole kamienne są na badanym obszarze najwyższymi osadami progresywnego cyklu ewaporacji w cyklotemie Werra. Do cyklotemu tego zaliczane są jeszcze leżące na solach anhydrytu. Podobną sytuację obserwować można również w stropowych partiach cyklotemów wyższych. Na solach potasowych leżą sole kamienne, a na solach kamiennych — anhydryty. Osady wytrącane w odwrotnej kolejności do progresywnego

cyklu ewaporacyjnego nazywane są utworami recesywnymi. Pochodzenie ich związane jest z dopływami świeżych wód. G. Richter-Bernburg (1955a) uważa, że powstanie utworów recesywnych możliwe było dzięki istnieniu w zbiorniku warstw wód o różnym zasoleniu. Według M. Podemskiego (1968), sedymentacja chemiczna nowych zalewów dlatego rozpoczynała się od soli łatwiej rozpuszczalnych, że sole trudniej rozpuszczalne wytrącały się przed dopłynięciem pierwszych partii świeżych wód do centralnej części zbiornika cechsztyńskiego. Moim zdaniem, jedynym koniecznym i wystarczającym warunkiem tworzenia osadów recesywnych jest sedymentacja w czasie powolnego zmniejszania się stężenia roztworu w zbiorniku przy istnieniu dopływów wód oceanicznych i intensywnego parowania. Stopniowe zwiększanie dopływów i zmniejszanie zasolenia w zbiorniku przerywało wytrącanie soli łatwiej rozpuszczalnych, a nadal wytrącały się sole trudniej rozpuszczalne, które chroniły łatwiej rozpuszczalne osady leżące na dnie przed ponownym rozpuszczeniem.

Utworów recesywnych nie należy wiązać z regresją, powstaniu ich towarzyszy zwiększanie ilości wód w zbiorniku, a więc raczej transgresja. Słowo recesja (cofanie się) dotyczy tylko zasolenia wód. W niektórych regionach do utworów recesywnych należy, być może, najwyższa część soli kamiennych  $Z_4$ . Jednak brak pierwotnych soli potasowych  $Z_4$  uniemożliwia odróżnienie najstarszych soli kamiennych recesywnych od progresywnych, bez badań geochemicznych. Pierwszym niewątpliwie recesywnym osadem jest *anhydryt górny* Werry. W spągu tego poziomu na prawie całym badanym obszarze występują utwory anhydrytowo-łłaste. Wykształcenie ich przeważnie w formie zlepieńców (pl. III, fig. 4) świadczy, że powstały one w niespokojnych warunkach sedymentacji, najprawdopodobniej w wodach bardzo płytkich, gdzie podstawa falowania sięgała dna. Zawarte w nich lokalnie okruchy dolomitów oraz ostrokrawędziste niekiedy odłamki anhydrytu świadczą o erozji odsłoniętych miejscami *wapieni cechsztyńskich* i *anhydrytu dolnego*. Utwory te związane są prawdopodobnie z transgresją.

Do nagromadzenia dużej ilości ilitu w dolnej części anhydrytów recesywnych przyczynić się mogło to, że przy spadku stężenia NaCl w roztworze od stanu nasycenia do około 14% rozpuszczalność siarczanu wapnia wzrasta. Sedymentacja anhydrytów musiała więc być w tym okresie zwolniona lub nawet przerwana. Iły gromadziły się prawdopodobnie nie tylko wskutek przyniesienia ich z ładu, lecz także przez wypłukanie z niżej leżących soli kamiennych.

Występowanie miejscami skał anhydrytowo-łłastych w kilku warstwach przedzielonych anhydrytami czystszejszymi związane jest najprawdopodobniej z nieregularnymi dopływami wód słodkich z ładu, a być może, też z nieregularnym powiększeniem zasięgu zbiornika.

Zwiększenie domieszek węglanu wapnia w stropowej partii *anhidrytu górnego* jest zrozumiałe, gdyż dzięki zmniejszeniu koncentracji  $\text{CaSO}_4$  w górnych warstwach wody, mniej  $\text{CaCO}_3$  wytrącane było ze świeżych dopływów wód oceanicznych przed ich rozplynięciem się po całym basenie cechsztyńskim.

Przy stopniowym zmniejszaniu koncentracji soli w zbiorniku, na recesywnych anhidrytach powinny leżeć recesywne węglany. Na badanym obszarze węglany recesywne cyklotemu Werra, w formie osobnych warstw, wyróżnić można tylko w centralnej części regionu synklinorium. Należy do nich ponad metrowej grubości warstwa dolomitu, leżąca w stropowej partii *anhidrytu górnego*  $Z_1$  w wierceniu Kamień Pomorski, 80-centymetrowa warstwa dolomitu leżąca w spągu wapieni laminowanych należących do poziomu *dolomitu głównego* w wierceniu Świdwin 3, oraz 4-metrowa warstwa skał węglanowych warstewkowanych anhidrytem leżąca na granicy *anhidrytu górnego*  $Z_1$  i *dolomitu głównego*  $Z_2$  w wierceniu Świdwin 2.

#### *Cyklotem Stassfurt*

W spągowej partii *dolomitu głównego*, na całym badanym obszarze, znaczne są domieszki materiału terrygenicznego. W niektórych regionach basenu cechsztyńskiego poniżej *dolomitu głównego* wyróżnia się poziom *brunatnego itu solnego*. Przerwa w sedymentacji chemicznej i nagromadzenie materiału terrygenicznego spowodowane były najprawdopodobniej stworzeniem swobodniejszego połączenia z oceanem, dzięki czemu lepiej mogła się odbywać wymiana wód o różnym zasoleniu. Zubożała fauna w poziomie *dolomitu głównego* wskazuje, że zasolenie wód od początku cyklotemu Stassfurt było wysokie, a wymiana wód z oceanem nie mogła być zupełnie swobodna.

Na całym badanym obszarze, z wyjątkiem centralnej części regionu synklinorium, skały węglanowe  $Z_2$  wykształcone są w sposób charakterystyczny dla stref peryferycznych basenu. Poza stosunkowo dużą miąższością, na sedymentację w warunkach płytkowodnych wskazuje jasna barwa, występowanie oolitów i wapieni organodetrytycznych (pl. IV, fig. 2). Stopniowa zmiana wykształcenia skał węglanowych, od ciemnych, marglistych w części dolnej do jasnych, oolitowych w części górnej, wskazuje na spływanie zbiornika, czemu towarzyszyło zwiększenie zasolenia, o którym świadczy zupełny zanik fauny. Stosunkowo duże głębokości zbiornika do końca sedymentacji węglanów utrzymały się tylko w centralnej części regionu synklinorium. W wierceniach Świdwin 2 i 3, Trzebież oraz Kamień Pomorski skały węglanowe  $Z_2$  mają stosunkowo małą miąższość, ciemne barwy i brak jest w nich wkładek oolitowych.

W wierceniu Chojnice 3, w środku poziomu *dolomitu głównego*, stwierdzono wyraźną nieciągłość sedymentacyjną. Nierówna, poślóbia powierzchnia kontaktu dwóch odmiennych litologicznie warstw skał wę-

głanowych (pl. III, fig. 2) wskazuje, że miała tu miejsce nie tylko przerwa w sedymentacji, lecz także erozja. Najprawdopodobniej była to erozja podwodna świeżo osadzonego materiału, spowodowana prądami kompensacyjnymi.

Pomimo spłylenia zbiornika pod koniec sedymentacji węglanów, zasięg jego nie uległ większym zmianom. Wszędzie, gdzie występuje *dolomit główny*, stwierdzono również *anhidryt podstawowy*. Miąższość anhidrytu w stosunku do skał węglanowych, z wyjątkiem niektórych rejonów strefy peryferycznej platformy, jest mała. Wskazuje to na krótki okres ich sedymentacji spowodowany szybkim wzrostem koncentracji soli w zbiorniku. W niektórych wierceniach, gdzie brak jest *starszej soli kamiennej*, z powodu fragmentarycznego rdzeniowania niemożliwe jest odróżnienie *anhidrytu podstawowego* (progresywnego) od *anhidrytu kryjącego* (recesywnego). W wielu wierceniach (Jamno 3, Stobno 1 i 2, Chojnica 2 i 3 oraz Kamień Pomorski) w dolnej części anhidrytu podstawowego występuje warstwa skał węglanowych. Być może, w innych wierceniach nie wykryto jej z powodu ograniczonego rdzeniowania. Takie przewarstwienia wiążano z okresowym zwiększeniem dopływów świeżych wód oceanicznych. Jednak nie jest to konieczne, ponieważ powstać one mogły wyłącznie dzięki zmianom rozpuszczalności  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  i  $\text{CaSO}_4$  w zależności od zmian stężenia  $\text{NaCl}$  w roztworze. Przez cały czas sedymentacji anhidrytu, stężenie  $\text{CaSO}_4$  i  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  w zbiorniku (nie biorąc pod uwagę warstw powierzchniowych wody) jest równe stanowi nasycenia. Jednak punkt nasycenia obu tych soli zależy od stężenia  $\text{NaCl}$ , które w czasie sedymentacji progresywnej stale wzrasta.

Zależność rozpuszczalności  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  i  $\text{CaSO}_4$  od stężenia  $\text{NaCl}$  przedstawia się następująco:

| $\text{NaCl}$ | $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ | $\text{CaSO}_4$ |
|---------------|-----------------------------|-----------------|
| 0             | 0,060                       | 1,930           |
| 3,63          | 0,082                       | 2,720           |
| 11,49         | 0,089                       | 3,446           |
| 39,62         | 0,101                       | 5,156           |
| 79,52         | 0,060                       | 6,424           |
| 121,90        | 0,056                       | 5,272           |
| 193,80        | 0,048                       | 4,786           |
| 267,60        | 0,040                       | 4,462           |

Wartości podane w gramach na litr roztworu, przy temperaturze 23°C (Seidel & Linke 1952).

Pewien wpływ na rozpuszczalność rozpatrywanych soli mają jeszcze inne jony zawarte w wodzie morskiej, z pewnością jednak istnieje przedział stężeń wody morskiej, w którym rozpuszczalność  $\text{CaSO}_4$  wzrasta, a  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  maleje. Wówczas wytrąca się stosunkowo duża ilość węglanów i istnieją warunki do tworzenia miejscami osobnej ich warstwy. Powstanie na tej samej drodze wkładek węglanowych wśród siar-

czanów recesywnych nie jest możliwe, ponieważ koncentracja NaCl i innych soli w zbiorniku wówczas malała i w odpowiednim przedziale stężeń zachodził proces odwrotny, rozpuszczalność  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  wzrastała, a  $\text{CaSO}_4$  malała. Powinno to odzwierciedlić się zmniejszeniem domieszek węglanów w odpowiednim interwale anhydrytów.

Za taką genezą większości warstw węglanów wśród siarczanów przemawia występowanie ich w anhydrytach progresywnych różnych cyklotemów. Na badanym obszarze, poza *anhydrytem podstawowym*, występują one również w *anhydrycie głównym* (Świdwin 3 i Kamień Pomorski). Takie same przewarstwienia stwierdzono także w różnych poziomach anhydrytów progresywnych w wielu innych regionach basenu cechsztyńskiego. W tym czasie, kiedy w jednych regionach basenu osadzane były wyłącznie węglany, w innych miejscach trwała najprawdopodobniej nieprzerwanie sedymentacja siarczanów z trochę tylko zwiększonymi domieszkami węglanów.

Metrowa warstwa łupków dolomityczno-ilastych, w górnej części anhydrytów cyklotemu Stassfurt, w wierceniu Stobno 2, zarejestrowała drugą przerwę w sedymentacji siarczanów. Być może łupki te powstały w przerwie pomiędzy sedymentacją siarczanów progresywnych i recesywnych i odpowiadają serii czerwonych mułowców w niedalekim wierceniu Chojnice 3.

W czasie sedymentacji *soli kamiennej starszej* i *soli potasowej starszej*, lub bezpośrednio po ich osadzeniu, znaczna część badanego obszaru została wynurzona. Obecnie sole te występują tylko w regionie synklinorium i w zachodniej części strefy peryferycznej platformy. Pierwotny ich zasięg był jednak znacznie większy. Na obszarze platformowym *sole starsze* znane są po wschodniej stronie Wisły, poza obszarem objętym badaniami. Pod koniec cyklotemu Stassfurt wynurzone obszary podlegały erozji. Sole rozpuszczone przez wody słodkie zmywane były do głębszych części basenu, gdzie trwała normalna sedymentacja ewaporacyjna soli kamiennych i potasowych. Dzięki temu w centralnej części regionu synklinorium sole starsze mają ogromną miąższość (w Świdwinie 2 i 3 ok. 450 m).

Z obszarów wynurzonych wcześniej przynoszony był materiał terrygeniczny, który mógł być akumulowany w lokalnych zagłębieniach. W ten sposób powstały czerwone mułowce leżące pomiędzy *anhydrytem podstawowym* i *solą kamienną Z<sub>2</sub>* w wierceniu Chojnice 3. Sedymentacja ich rozpoczęła się jeszcze w czasie wytrącania siarczanów, o czym świadczą łupki ilasto-anhydrytowe w dolnej partii mułowców. Materiał terrygeniczny, tworzący te mułowce, przyniesiony został najprawdopodobniej z wynurzonych obszarów na północy, gdzie na niższych poziomach cechsztynu leży seria przejściowa permo-triasu.

Polihality występujące pomiędzy *anhydrytem podstawowym* i *solą kamienną starszą* w wierceniach Wierzchowo 1 i Biały Bór powstały

prawdopodobnie, tak jak polihality cyklotemu Werra, na drodze epigenetycznej polihalityzacji anhydrytu. Jedynie w centralnej części regionu synklinorium sposób wykształcenia *starszej soli kamiennej* wskazuje na spokojne warunki sedymentacji, na stosunkowo dużych głębokościach. Świadczą o tym regularne przewarstwienia anhydrytu i szara barwa soli w wierceniach Świdwin 2. W północnej części regionu synklinorium i w strefie peryferycznej platformy nieregularnie rozmieszczone domieszki anhydrytu, stosunkowo duże domieszki ilu i miejscami czerwone barwy soli świadczą o sedymentacji w wodach płytkich, w pobliżu lądu.

Powstanie stosunkowo dużych miąższości soli potasowych  $Z_2$  w regionie synklinorium możliwe było dzięki zmniejszeniu zasięgu zbiornika, przez co skoncentrowały się one w najgłębszych jego miejscach. Najprawdopodobniej do dużego nagromadzenia ich w niektórych miejscach przyczyniły się też wody słodkie, które wypłukiwały sole potasowe z obszarów wynurzonych wcześniej, znosząc je do miejsc głębszych.

Na solach potasowych  $Z_2$  leży zwykle *sól kamienna kryjąca* i *anhydryt kryjący*. Są to osady recesywne, do których może należeć też część soli potasowych. Niewielka miąższość utworów recesywnych cyklotemu Stassfurt w całym basenie cechsztyńskim świadczy, że nowy zalew był stosunkowo szybki.

Przy braku soli potasowych pewne odróżnienie *soli kamiennej starszej* od *soli kamiennej kryjącej* bez szczegółowych badań geochemicznych nie jest możliwe. Na badanym obszarze niewątpliwa *sól kamienna kryjąca* występuje tylko w wierceniach Świdwin 2. W czasie sedymentacji recesywnej jednocześnie w jednych partiach zbiornika mogła być osadzana *sól kamienna kryjąca*, a w innych *anhydryt kryjący*.

Brak *anhydrytu kryjącego* w najgłębszej części basenu (Świdwin 2 i 3) prawdopodobnie spowodowany jest trwaniem sedymentacji soli kamiennej, podczas gdy w strefach płytszych osadzały się już siarczany. Później, wskutek szybkiego spadku zasolenia wód, wytrącanie siarczanów przerwane zostało w całym basenie. Wobec braku anhydrytów recesywnych jedyną możliwością zachowania soli kamiennych i potasowych było odizolowanie ich od wody warstwą ilów. Odizolowanie to nastąpiło prawdopodobnie przy jednoczesnym rozpuszczaniu soli, częściowo wskutek gromadzenia się ilów w niej zawartych. Szybki spadek zasolenia w zbiorniku nie dopuścił do powstania osobnych warstw węglanów recesywnych.

### *Cyklotem Leine*

Przerwa w sedymentacji chemicznej trwała dość długo, ponieważ w tym czasie osadzone zostały duże ilości materiału terrygenicznego, który stanowi pierwszy poziom cyklotemu  $Z_3$  — *szary il solny*. Zbiornik ponownie znacznie się powiększył i pogłębił. W strefach peryferycz-



nych basenu, np. w rejonie Zatoki Puckiej i w niektórych miejscach strefy peryferycznej platformy, *szary it solny* leży przekraczając na niższych ogniwach cyklotemu  $Z_2$ . Zwiększaniu zasięgu zbiornika towarzyszyło zwiększenie dostaw materiału terrygenicznego. O zwiększeniu siły transportu świadczą, występujące miejscami w poziomie szarego itu, wkładki utworów terrygenicznych o grubszej frakcji (Kamień Pomorski). W miejscach położonych bliżej lądu część materiału terrygenicznego ma barwę brunatną (Chojnice 3), a w strefach najgłębszych wszystkie utwory omawianego poziomu są prawie czarne (Świdwin 2 i 3).

Wykształcenie *dolomitu płytowego* jest podobne do *dolomitu głównego*, tylko domieszki materiału terrygenicznego, zwłaszcza w dolnej części *dolomitu płytowego*, są większe. Spowodowane to zostało większymi dopływami wód z lądu. Podobnie jak w cyklotemach niższych, pod koniec sedymentacji węglanów zbiornik stopniowo uległ splyceni. Wywołało to w strefach peryferycznych basenu zastąpienie ciemnych dolomitów marglistych, dolomitami jaśniejszymi często oolitowymi. Miąższość ciemnych dolomitów marglistych, w stosunku do całej serii węglanowej, jest przeważnie większa niż w *dolomicie głównym*.

Zdecydowanie płytkowodny charakter ma górna partia *dolomitów płytowych* w rejonie Zatoki Puckiej, oraz w północnej części strefy peryferycznej platformy (Jamno 2 i 3). Na pozostałym obszarze tej strefy oraz w całym rejonie synklinorium, z wyjątkiem okolicy wierceń Ustroń, Kołobrzeg i Dźwirzyno, do końca poziomu *dolomitu płytowego* utrzymał się zbiornik stosunkowo głęboki. Powstałe tam skały węglanowe mają ciemne barwy, niewielkie miąższości i duże domieszki materiału terrygenicznego.

Sedymentacja siarczanów już na całym badanym obszarze odbywała się w środowisku płytkowodnym. Nawet w centralnej części regionu synklinorium pasemkowanie *anhidrytu głównego* jest nieregularne.

Większe domieszki węglanów w anhidrytach stref płytszych, a materiału terrygenicznego w głębszych, spowodowane są tym, że większa część węglanów wytrącana jest przed dotarciem do silnie zasolonych głębszych partii wód, a drobny materiał terrygeniczny docierał wszędzie i w strefach głębszych ulegał większej koncentracji wskutek wolniejszej sedymentacji siarczanów.

*Sole młodsze* dzieli się w centralnych częściach basenu cechsztyńskiego w Niemczech na 2 części (Ronnenberg-Gruppe i Riedel-Gruppe), z których każda składa się z serii soli kamiennych z warstwą soli potasowych w środku, a rozdzielone są warstwą anhidrytu lub soli kamiennej z dużą domieszką anhidrytu. Prawdopodobnie warstwy anhidrytu występujące w górnej części lub w stropie *soli kamiennej młodszej* w wierceniach Dźwirzyno, Grzybowo, Gościno, Kołobrzeg IG-1 i Trzebież odpowiadają siarczanom oddzielającym w Niemczech sole Ronnenberg od Riedel. Większa miąższość anhidrytów śródsolnych w peryfe-

rycznych strefach basenu jest zgodna z obserwacjami G. Richter-Bernburga (1955a) dotyczącymi rozkładu miąższości osadów ewaporacyjnych w zbiorniku o typie głębokiego szelfu.

Na badanym obszarze występuje tylko jedna warstwa soli potasowych  $Z_3$  (Świdwin 2). Bez szczegółowych badań geochemicznych niemożliwe jest stwierdzenie czy zostały one osadzone w pierwszym, czy drugim okresie maksymalnego stężenia wód zbiornika cyklotemu Leine.

G. Schulze (1958, 1963) i J. Löffler (1960) zaobserwowali w Niemczech, a M. Podemski (1967) na monoklinie przedsudeckiej w Polsce występowanie bezpośrednio na *anhydrylicie głównym* różnych warstw górnej części soli kamiennej młodszej. To transgresywne następstwo soli młodszych G. Schulze i M. Podemski uważają za wynik silnego zróżnicowania ruchów obniżających. Wziąwszy pod uwagę szybkość sedymentacji soli kamiennej (według Richter-Bernburga, 1955a, powstawać jej mogło rocznie 5—10 cm), duże zróżnicowanie morfologii dna basenu pomiędzy okresami sedymentacji dolnej i górnej części soli kamiennej młodszej wydaje się mało prawdopodobne. Zdaniem autora, górne poziomy soli kamiennej  $Z_3$ , leżące bezpośrednio na *anhydrylicie głównym*, są pochodzenia recesywnego. Ich transgresywne następstwo jest zrozumiałe, ponieważ utwory recesywne powstawały w okresie zwiększenia dopływów świeżych wód do zbiornika. Zasięg dolnej części soli kamiennej  $Z_3$  jest mniejszy niż części górnej, ponieważ w przerwie pomiędzy sedymentacją progresywną i recesywną, jaka miała miejsce w peryferycznych strefach basenu, podlegała ona erozji. Powszechne występowanie stropowych partii soli kamiennej  $Z_3$  bezpośrednio na *anhydrylicie głównym* świadczy o ponownym, znacznym zwiększeniu zasięgu całego basenu cechsztyńskiego pod koniec cyklotemu Leine.

Wielu autorów uważa, że znaczna część soli młodszych jest pochodzenia descendentnego. Wykształcenie ich i rozkład miąższości na badanym obszarze nie daje jednak podstaw do przypuszczeń, że więcej jest w nich soli descendentnych niż w cyklotemach niższych. Większe domieszki ilu niż w solach starszych spowodowane są prawdopodobnie zmianą klimatu i zmniejszeniem zasięgu zbiornika. Stopniowa zmiana klimatu na wilgotniejszy pod koniec permu zwiększyła zarówno erozję na lądzie, jak i dopływy wód słodkich przynoszących produkty tej erozji do basenu cechsztyńskiego. Zmniejszenie zasięgu zbiornika spowodowało, że na jednostkę jego powierzchni przypadało więcej dopływów wód słodkich, a co za tym idzie więcej materiału terrygenicznego.

Rozkład miąższości soli młodszych na badanym obszarze również nie wskazuje na silniejsze rozwinięcie procesów descendencji niż w cyklotemach niższych. Różnice miąższości soli  $Z_3$  między centralnym obszarem regionu synklinorium a północno-wschodnią częścią tego regionu i strefą peryferyczną platformy są nawet znacznie mniejsze niż w cyklotemie  $Z_2$ .

### Cyklotem Aller

Cyklotemy Leine i Aller oddziela, podobnie jak cyklotemy niższe, przerwa w sedymentacji chemicznej, w czasie której osadzony został *czerwony il solny*. Osady chemiczne graniczące z czerwonym iłem są jednak inne niż w odpowiednich poziomach cyklotemów niższych. Brak jest anhidrytów w stropie  $Z_3$  oraz skał węglanowych w spągu cyklotemu Aller. Nie biorąc pod uwagę odmiennych genetycznie utworów terrygeniczných, granica oddzielająca cyklotemy  $Z_3$  i  $Z_4$  przebiega pomiędzy solą kamienną i anhidrytem. Warunki sedymentacji na przełomie tych cyklotemów były więc odmienne niż na pograniczu cyklotemów niższych. Zmniejszenie zasolenia wód na granicy  $Z_3$  i  $Z_4$  było tylko częściowe, a do przerwy w sedymentacji chemicznej przyczyniło się w znacznym stopniu zwiększenie dopływów wód słodkich z lądu, oraz zmniejszenie parowania z powodu wilgotniejszego klimatu. Kiedy wskutek spadku zasolenia przerwana została sedymentacja recesywnych soli kamiennych, a intensywność parowania była niewystarczająca, aby doprowadzić nowe dopływy wód oceanicznych do stanu nasycenia siarczanami, nastąpiła przerwa w sedymentacji chemicznej. Odbywała się wówczas akumulacja materiału terrygenicznego. Iły i siarczany odizolowały osady soli kamiennych od wody, a stężenie NaCl zaczęło spadać, co spowodowało wzrost rozpuszczalności  $\text{CaSO}_4$ . Przy spadku stężenia NaCl od stanu nasycenia do około 14% przy temperaturze  $25^\circ$  rozpuszczalność  $\text{CaSO}_4$  wzrasta od 0,48 do 0,65% (Šternina & Frolova 1954). W niższych cyklotemach, przy mniejszych dopływach wód słodkich i silniejszym parowaniu, siarczan wapnia koncentrowany był szybko. Okres zwiększania jego rozpuszczalności zaznaczył się tylko dłuższymi domieszkami łu w spągowej partii recesywnych anhidrytów. W ten sposób powstały np. zlepieńce anhidrytowo-łlaste w spągu *anhidrytu górnego*  $Z_4$ . W cyklotemie Aller wzrost rozpuszczalności anhidrytu przyczynił się do powstania dłuższej przerwy w sedymentacji chemicznej, w czasie której powstał *czerwony il solny*.

Większe nagromadzenie materiału terrygenicznego w poziomie *czerwonego łu solnego* niż w spągowej partii anhidrytów recesywnych niższych cyklotemów spowodowane zostało nie tylko dłuższą, lecz także szybszą jego sedymentacją wskutek zmiany klimatu i zmniejszenia zasięgu zbiornika. Ponadto, część łuów tego poziomu pochodzi prawdopodobnie z rozpuszczonych górnych warstw *soli kamiennych młodszej*.

Zasolenie wód w zbiorniku nie spadało jednak nadal, jak to miało miejsce w poprzednich cyklotemach, lecz wzrosło ponownie, co po pewnym czasie doprowadziło do progresywnej sedymentacji siarczanów. Powstał wówczas poziom *anhidrytu pegmatytowego*. Cyklotem Aller jest więc właściwie kontynuacją sedymentacji chemicznej cyklotemu Leine. Zasolenie wód w zbiorniku pomiędzy tymi cyklotemami spadło

jedynie do facji siarczanów. Anhydryt *pegmatytowy* odpowiada podobnemu spadkowi zasolenia wód, jaki miał miejsce w czasie wytrącania siarczanów rozdzielających kompleksy soli młodszych (Ronnenberg od Riedel). Tylko spadek zasolenia pomiędzy cyklotemami Leine i Aller był większy i dłuższy. *Czerwony il solny* i *anhydryt pegmatytowy* występują w prawie całym basenie, podczas gdy spadek zasolenia pomiędzy kompleksami Ronnenberg i Riedel nie doprowadził nawet, w niektórych częściach basenu (np. w rejonie Świdna), do przerwy w sedymentacji soli kamiennej. Dlatego nie powstała wówczas warstwa utworów terrygenicznych.

Warstwa węglanów w spagu *anhydrytu pegmatytowego* w wierceniach Chojnice 2, o ile podział stratygraficzny cechszczyńskiego dokonany jest tam prawidłowo, wskazywałaby, że do basenu dostawały się wówczas w powierzchniowych warstwach słabiej zasolonych wód większe ilości węglanów, które wytrącały się w najpłytszych strefach basenu.

Dolne partie *soli kamiennej młodszej* utworzone zostały jeszcze w warunkach zbliżonych do tych, w jakich powstały sole cyklotemów starszych; mają one przeważnie białe i jasnoszare barwy i są stosunkowo czyste.

Warstwa anhydrytu w środkowej partii *soli najmłodszych*, stwierdzona w wierceniach Gościno, Kołobrzeg IG-1 (pl. I, fig. 3), Kamień Pomorski i Świdwin 2, świadczy o ponownym obniżeniu zasolenia zbiornika, które zaznaczyło się tylko w strefach peryferycznych basenu. W centrum zbiornika cechszczyńskiego w Niemczech trwała nieprzerwanie sedymentacja soli kamiennej.

W górnej części cyklotemu Aller cały basen cechszczyński uległ znacznemu spłyceniu i, być może, rozbił się na szereg lokalnych zbiorników kontynentalnych. Jednocześnie z sedymentacją chemiczną odbywała się intensywna sedymentacja mechaniczna. Powstały zubry i czerwone sole kamienne przekładane warstwami ilów. Zdaniem większości badaczy, przeważająca część soli cyklotemu Aller jest descendentna.

Najwyższy poziom chemiczny cechszczyńskiego — *anhydryt graniczny* — świadczy o ostatnim spadku zasolenia pozostałych wód zbiornika.

Górna granica cechszczyńskiego odpowiada momentowi, kiedy na całym obszarze basenu cechszczyńskiego sedymentacja chemiczna zastąpiona została sedymentacją mechaniczną.

#### PALEOGEOGRAFIA

##### *Uwagi ogólne*

Na podstawie analizy facjalnej kolejnych poziomów cechszczyńskiego i rozkładu ich miąższości odtworzyć można paleogeografię basenu cechszczyńskiego w poszczególnych cyklotemach. Zadanie to utrudniają zmia-

ny pierwotnych profilów cechsztynu spowodowane śródcechsztyńską erozją i późniejszą tektoniką. Mapy obecnego rozmieszczenia litofacji kolejnych cyklotemów cechsztynu (fig. 6—9) odzwierciedlają częściowo stosunki paleogeograficzne panujące w okresie ich powstawania. Jednak obecne zasięgi występowania utworów nie odpowiadają ich zasięgom pierwotnym. Dotyczy to zwłaszcza łatwo rozpuszczalnych soli pochodzących z sedimentacji progresywnej, mogących łatwo ulec rozmyciu jeszcze w tym samym cyklocie.

Porównanie mapy strukturalnej spagu cechsztynu (fig. 3) z mapą miąższości jego osadów (fig. 5) wykazuje, że miąższość cechsztynu wzrasta z głębokością jego występowania. Na obszarze platformowym i w regionie synklinorium głębokość powierzchni spagowej cechsztynu zwiększa się generalnie ku S, a w strefie peryferycznej platformy ku SW, w tych samych kierunkach zwiększa się sumaryczna miąższość utworów cechsztynu. Porównując mapy (fig. 3, 4 i 5) widać, że wraz ze wzrostem miąższości i zwiększaniem głębokości występowania cechsztynu na powierzchni podtriasowej pojawiają się coraz to wyższe ogniw stratygraficzne. Może to być wynikiem albo pierwotnej konfiguracji basenu cechsztyńskiego i zróżnicowanej jego subsydencji, albo późniejszych ruchów i częściowego zerodowania utworów cechsztynu w rejonach wyniesionych. Zmiana wykształcenia utworów cechsztynu, w miarę zwiększania się głębokości ich występowania, na facje coraz to bardziej głębokowodne wskazuje na pierwszą z tych ewentualności. Można więc stwierdzić na badanym obszarze współzależność między obecnymi głębokościami występowania utworów cechsztynu, paleogeografią basenu cechsztyńskiego i jego subsydencją. Obecne różnice głębokości występowania utworów cechsztynu są jednak większe od różnic ich miąższości, co świadczy, że obszary podlegające najsilniejszej subsydencji w cechsztynie podlegały również później najsilniejszemu obniżaniu.

W basenie cechsztyńskim na badanym obszarze najgłębszym i najintensywniej zapadającym się był region synklinorium, a zwłaszcza jego część południowa (Świdwin 2 i 3, Goleniów, Trzebież); stosunkowo najsłabszej subsydencji podlegał w tym regionie obszar północno-wschodni. Najmniej obniżany, a partiami, być może, nawet wynoszony, był region platformowy, którego północno-zachodnia część od początku cechsztynu stanowiła strefę przybrzeżną i już pod koniec cyklotemu Werra została wynurzona. Strefa peryferyczna platformy była strefą pośrednią, głębokość basenu cechsztyńskiego zwiększała się tu generalnie ku SW, a ukształtowanie dna i subsydencja były w tym regionie urozmaicone i zmienne w czasie.

Przedstawiony schemat stosunków paleogeograficznych na badanym obszarze jest znacznie uproszczony, gdyż w każdym cyklocie paleogeografia była nieco inna, a subsydencja w obrębie każdego regionu zróżnicowana.

### Cyklotem Werra

W cyklotemie  $Z_1$  zróżnicowanie badanego obszaru nie jest wyraźne. Rozkład litofacji i miąższości utworów tego cyklotemu (fig. 6), z wyjątkiem północno-zachodniej części regionu platformowego, nie są zgodne z rozkładem facji cyklotemów wyższych i sumarycznych miąższości całego cechsztynu. Część północno-zachodnia obszaru platformowego stanowiła już w  $Z_1$  strefę przybrzeżną basenu. Obecnie wzdłuż wybrzeża Bałtyku, od wiercenia Jamno IG-1 na W do wierceń Łeba 5 i 6 na E, z osadów chemicznych cechsztynu występują wyłącznie utwory węglanowo-siarczanowe  $Z_1$  (fig. 4 i 6), rozwinięte w typowej płytkowodnej facji przybrzeżnej z dużymi domieszkami i przewarstwieniami utworów tetrygenicznych. Linia brzegowa morza cyklotemu Werra przebiegała prawdopodobnie niedaleko na NW od tej strefy. Na wyspie Bornholm utwory cechsztynu nie występują zupełnie. Ku S obszar płytkowodny ciągnął się prawdopodobnie aż do wiercenia Brda 2, gdzie  $Z_1$  reprezentowany jest również wyłącznie przez skały węglanowo-siarczanowe. Możliwe jednak, że między strefą nadbałtycką a okolicą wiercenia Brda.2 istniały w basenie cyklotemu Werra obszary wód głębszych.

Drugą strefą płytkowodną był w  $Z_1$  rejon Chojnic (wiercenia Chojnice 3, Stobno 2 i 3), gdzie utwory cyklotemu Werra reprezentowane są wyłącznie przez skały węglanowo-siarczanowe. *Sól kamienna najstarsza*, o ile w ogóle w tym rejonie była osadzona, ulec musiała rozmyciu przed rozpoczęciem sedymentacji  $Z_2$ .

Strefy płytkowodne odgradzały częściowo obszar platformowy od basenu cechsztyńskiego tworząc na nim formę zatoki (zatokę morza cechsztyńskiego na obszarze platformowym wyróżnili już Poborski i Ciemaszewski, 1961). Pomiędzy rejonami Miastka i Chojnic istniała szeroka brama łącząca tę zatokę z basenem. Najgłębsze partie zatoki znajdowały się prawdopodobnie w strefie obecnych największych miąższości soli kamiennych  $Z_1$ , która ciągnie się od wierceń Chojnice 4 i Babilon przez Bytów i Lębork ku N, a następnie skręca na E przez Chłapowo i Jastarnię do wiercenia Niwińsk w ZSRR. Na E od badanej części obszaru platformowego, nie licząc strefy północnej, wykształcenie facjalne i stosunki miąższościowe osadów  $Z_1$  (Wagner 1965b) wskazują na płytszy zbiornik. Od południowego wschodu zatoka morza cechsztyńskiego na obszarze platformowym ograniczona była lądem obejmującym obszar wyniesienia mazursko-suwałskiego. Z powodu braku wierceń nie wiadomo jest, jakie było połączenie omawianej zatoki z basenem cechsztyńskim na SE od Chojnic. Dla uzyskania pełnego obrazu paleogeografii cechsztynu na obszarze platformowym konieczne są głębokie wiercenia na linii Gdańsk, Tczew, Grudziądz.

Pomimo dużej miąższości soli kamiennej najstarszej w niektórych partiach obszaru platformowego, wykształcenie jej, zwłaszcza w części

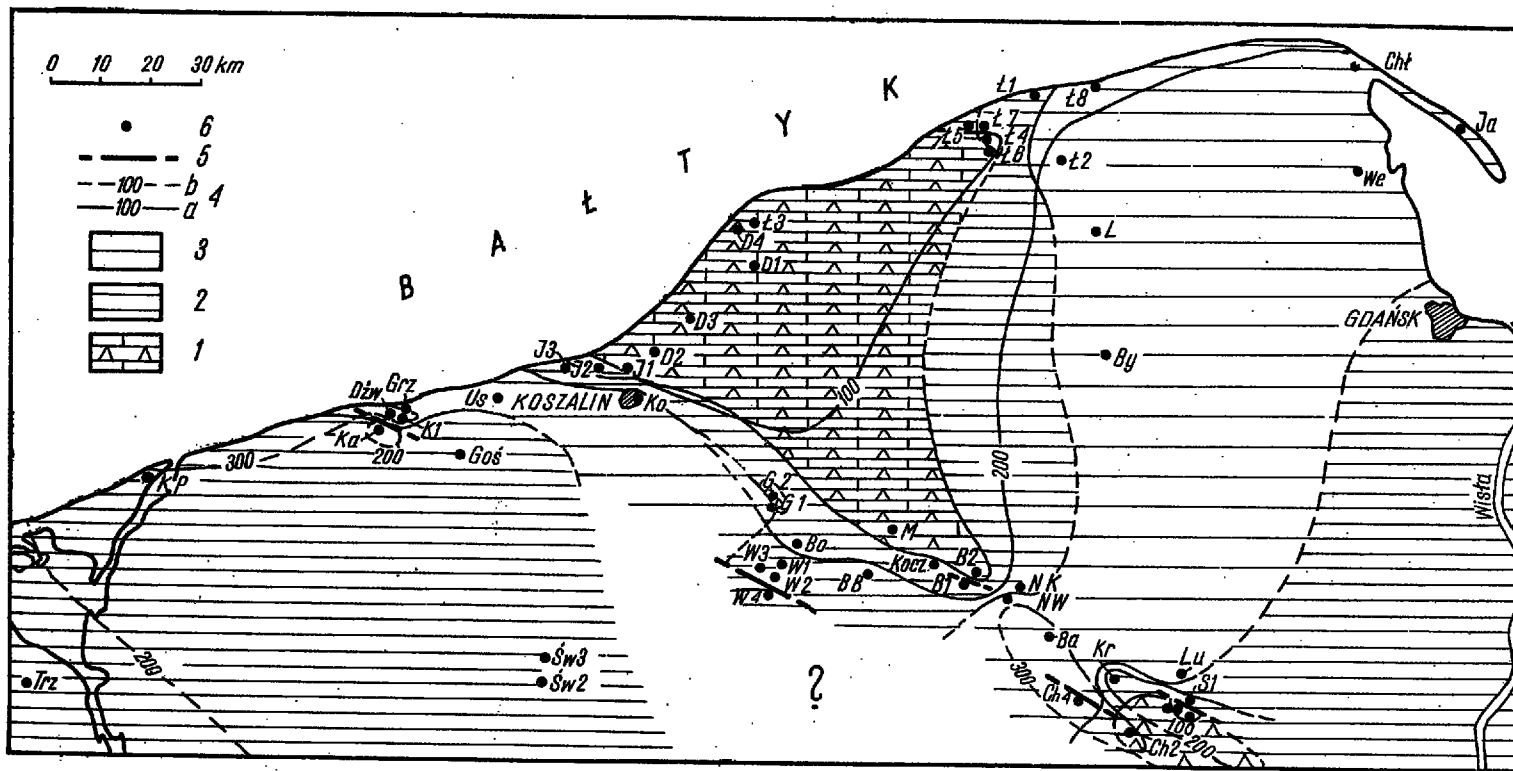


Fig. 6

Mapa facjalna cyklotemu Werra

1 facja węglanowo-anhydrytowa; 2 facja anhydrytowo-halitowa, miąższość halitu 0-100 m; 3 facja halitowa z możliwymi solami potasowymi, miąższość halitu powyżej 100 m; 4 izopachyty cyklotemu Werra co 100 m, a stwierdzone, b hipotetyczne; 5 uskoki; 6 otwory wiertnicze, w których osiągnięto cyklotem Werra. (Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 3)

Facial map of the Werra cycle

1 carbonate-anhydrite facies; 2 anhydrite-halite facies, thickness of halite 0-100 m; 3 halite facies with possible potash salts, thickness of halite over 100 m; 4 isopachytes of the Werra cycle every 100 m, a stated, b inferred; 5 faults; 6 boreholes with the Werra cycle pierced. Full names of boreholes are given in Fig. 3

górną, świadczy o sedymentacji w płytkim zbiorniku. Na płytkość basenu wskazuje również wykształcenie węglanów i siarczanów  $Z_1$ . Powstanie dużych miąższości soli w płytkim zbiorniku prawdopodobnie możliwe było dzięki temu, że część regionu synklinorium i strefa peryferyczna platformy stanowiły w pewnym okresie cyklotemu Werra strefę saturacyjną w stosunku do regionu platformowego. Wody płynące od oceanu w strefie tej wytrącały część siarczanów i wpływały do zatoki wzbogacone w chlorki. W wyniku tego, zarówno w regionie synklinorium jak i w strefie peryferycznej platformy, ze wszystkich osadów cyklotemu  $Z_1$  najwięcej jest siarczanów (fig. 10). Podobny rozkład facji w cyklotemie  $Z_1$  obserwowany był również w Niemczech (Richter-Bernburg 1955a). Ponadto, miąższość soli  $Z_1$  w regionie platformowym została na niektórych obszarach zwiększona w wyniku sedymentacji descendentnej.

W strefie peryferycznej platformy morfologia dna zbiornika cechsztyńskiego w cyklotemie Werra była mocno urozmaicona. Spowodowane to zostało pierwotnym urozmaiceniem morfologii podłoża i zróżnicowaniem późniejszej subsydencji. Północno-wschodnia część tej strefy, od okolic Jamna po okolice Miastka, razem z północno-zachodnią częścią regionu platformowego znajdowała się w strefie przybrzeżnej basenu. Rejon Chojnic stanowił podwodne wyniesienie. Pozostała część strefy peryferycznej platformy charakteryzuje się ogólnie dużymi miąższościami siarczanów i niewielką ilością węglanów. Takie stosunki miąższościowe powstawały zwykle w partiach zbiornika o niewielkiej głębokości, lecz niezupełnie płytkich. Dokładne odtworzenie paleogeografii cechsztynu tego regionu utrudnia silne zaangażowanie tektoniczne.

W regionie synklinorium we wszystkich cyklotemach zbiornik najpłytszy był w części północno-wschodniej (Ustronie IG-1, Kołobrzeg 1, Dźwirzyno, Karcino), nieco głębszy w rejonie Kamienia Pomorskiego, a najgłębszy i podlegający najsilniejszej subsydencji w części południowej (Świdwin 2 i 3, Trzebież 1). W cyklotemie Werra różnice te są jeszcze niewielkie i zaznaczone są dużą miąższością *anhidrytu dolnego* w części północnej, co jest typowe dla stref płytszych, oraz charakterystycznym dla stref głębszych wykształceniem soli kamiennej w części południowej. W rejonie Świdwina wielka miąższość *anhidrytu górnego* Werry wskazuje na długotrwałą sedymentację recesywną. Przez znaczną część tej sedymentacji w rejonie Kołobrzegu i w innych płytszych partiach zbiornika trwała przerwa w sedymentacji ewaporacyjnej, podczas której odbywała się erozja wcześniej osadzonych soli.

Stosunki miąższości poszczególnych poziomów i ich wykształcenie wskazują, że głębokość zbiornika w rejonie Kołobrzegu w cyklotemie Werra była zróżnicowana. Najwyżej położone były prawdopodobnie okolice wierceń Gościno i Karcino, gdzie sole kamienne  $Z_1$  mają małą miąższość. Prawdopodobnie część soli najstarszych została tu pod koniec  $Z_1$



rozpuszczona i powtórnie osadzona w rejonie wierceń Dźwirzyno, Kołobrzeg 1, Grzybowo i Ustronie, gdzie sole te mają miąższość stosunkowo dużą. Z urozmaiconą morfologią dna zbiornika związane są spływowe zaburzenia anhydrytów (pl. II, fig. 1).

### Cyklotem Stassfurt

W cyklotemie  $Z_2$  cały badany obszar, z wyjątkiem centralnych partii rejonu synklinorium, stanowił strefę peryferyczną basenu. Widać to z mapy litofacji (fig. 7) i ze stosunków miąższości osadów (fig. 10). Wprawdzie obecne granice zasięgów poszczególnych litofacji nie odpowiadają zasięgom pierwotnym, lecz sposób wykształcenia osadów  $Z_2$  w rejonie platformowym, strefie peryferycznej platformy i NE części regionu synklinorium wskazuje, że były to strefy wód płytkich.

Obszar przybrzeżny w cyklotemie  $Z_1$  od początku cyklotemu  $Z_2$  był lądem. Wokół niego istniała płytkowodna strefa przybrzeżna nowego basenu, gdzie obecnie osady  $Z_2$  reprezentowane są wyłącznie przez utwory węglanowo-siarczanowe (fig. 7). Strefa płytkowodna na obszarze platformowym była bardzo szeroka i zajmowała obszar najgłębszej zatoki w  $Z_1$ . Strefa największych głębokości w regionie platformowym przesunęła się w  $Z_2$  ku SE (w wierceniach Pasiek sól kamienna starsza ma 72 m miąższości). Nasuwa się tu spostrzeżenie, że najszybsza subsydenca w tym regionie istniała na przedpolu obszaru podlegającego względnemu wyniesieniu i przesunęła się z NW ku SE.

W strefie peryferycznej platformy płytkowodny pas przybrzeżny był wiele węższy niż na obszarze platformowym.

Rejon Chojnic, który w cyklotemie Werra był drugim obszarem płytkowodnym poza strefą przybrzeżną regionu platformowego, w cyklotemie Stassfurt nie uległ wynurzeniu, lecz nieznacznemu pogłębieniu. W wierceniach Chojnice 2 i 3 zachowały się nawet sole kamienne starsze. Obszar ten znajdował się jednak w pobliżu lądu, o czym świadczy seria czerwonych ilowców w Chojnicach 3. Strefa peryferyczna platformy jako całość uległa w stosunku do  $Z_1$  spłyceniu, co odzwierciedliło się znacznym zwiększeniem ilości węglanów, a zmniejszeniem — soli kamiennych (fig. 10). Prawdopodobnie pod koniec sedymentacji progresywnej  $Z_2$  cała północno-wschodnia część strefy peryferycznej platformy została ostatecznie wynurzona z morza cechsztyńskiego.

W regionie synklinorium znacznie powiększyło się zróżnicowanie facjalne pomiędzy częścią północno-wschodnią a południową. W rejonie Kołobrzegu stosunki miąższościowe osadów (dużo węglanów, mało soli kamiennych) i ich wykształcenie wskazują na spłycenie basenu w stosunku do  $Z_1$ . Dno zbiornika w tym rejonie uległo zrównaniu. Różnice miąższości poszczególnych poziomów  $Z_2$  w różnych wierceniach są tu niewielkie, a litologia ich jest zbliżona. Południowa część obszaru syn-

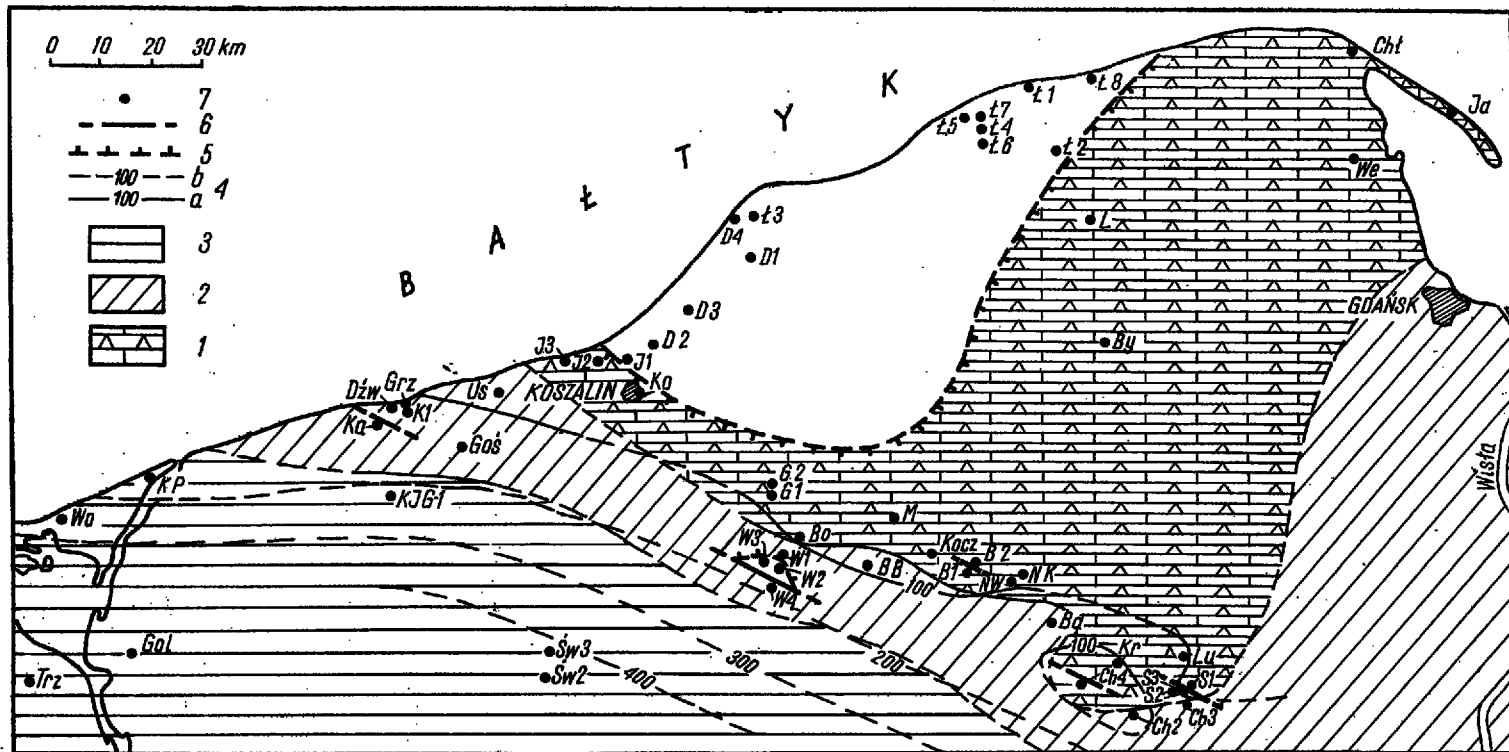


Fig. 7

## Mapa facjalna cyklotemu Stassfurt

1 facja węglanowo-anhydrytowa; 2 facja anhydrytowo-halitowa, miąższość halitu 0–100 m; 3 facja halitowa z wkładkami soli potasowych, miąższość halitu powyżej 100 m; 4 izopachyty cyklotemu Stassfurt co 100 m, a stwierdzone, b hipotetyczne; 5 granica obecnego zasięgu osadów cyklotemu Stassfurt; 6 uskoki; 7 otwory wiertnicze w których osiągnięto cechsztyń. Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 3

## Facial map of the Stassfurt cycle

1 carbonate-anhydrite facies; 2 anhydrite-halite facies, thickness of halite 0–100 m; 3 halite facies with potash salt intercalations, thickness of halite over 100 m; 4 isopachytes of the Stassfurt cycle every 100 m, a stated, b inferred; 5 limit of the present range of the Stassfurt cycle deposits; 6 faults; 7 boreholes with the Zechstein pierced. Full names of boreholes are given in Fig. 3

klinorium, w przeciwieństwie do rejonu Kołobrzegu, nie uległa w stosunku do  $Z_1$  spłyceciu, a przeciwnie została pogłębiona. Świadczy to o dużym zróżnicowaniu subsydencji pomiędzy tymi obszarami. Miąższość osadów  $Z_2$  w rejonie Świdwina jest około czterokrotnie większa niż w rejonie Kołobrzegu. Dominującymi utworami są tu sole kamienne, w których występują pokłady soli potasowych. Wykształcenie facjalne wszystkich osadów, z wyjątkiem górnych partii serii solnej, wskazuje na sedymentację stosunkowo głębokowodną. Wielka różnica miąższości soli pomiędzy rejonem Kołobrzegu a rejonem Świdwina, być może, została spowodowana częściowo erozją a częściowo sedymentacją descendentną. Rejon Kamienia Pomorskiego, podobnie jak w  $Z_1$ , był pośrednim pod względem głębokości zbiornika w stosunku do rejonów Kołobrzegu i Świdwina.

### *Cyklotem Leine*

W cyklotemie  $Z_3$  większa część badanego obszaru platformowego i północno-wschodnia część strefy peryferycznej platformy była lądem. Na początku tego cyklotemu morze cechsztyńskie sięgało jeszcze daleko na północ obszaru platformowego (fig. 8) wąską zatoką o sedymentacji typu przybrzeżnego. Większa część tej zatoki, prawdopodobnie już w poziomie *anhidrytu głównego*, uległa wynurzeniu. Stosunkowo intensywne subsydencja w regionie platformowym istniała jeszcze na E od południowej części badanego obszaru, gdzie w wierceniu Paśłek IG-1 występuje nawet *młodsza sól kamienna*.

Południowo-zachodnia część strefy peryferycznej platformy była w cyklotemie Leine płytkowodną strefą przybrzeżną, prawdopodobnie z lokalnymi głębszymi zatokami. W rejonie Chojnic na obszarze, który w  $Z_1$  był podwodnym wyniesieniem (Chojnice 2 i 3, Stobno 2), w  $Z_3$  utrzymuje się morze, a wykształcenie osadów *solii kamiennej młodszej* wskazuje nawet na pogłębienie zbiornika w stosunku do  $Z_2$ . Podobnie rejon wierceń Brda 2?, Gozd 2 i Jamno 2, należące w  $Z_1$  do strefy przybrzeżnej, co najmniej do początku  $Z_3$  nie uległy wynurzeniu. Inne natomiast rejonu strefy peryferycznej platformy w  $Z_1$  były stosunkowo głębokimi partiami zbiornika (Koszalin, Nowa Wieś, Babilon, Lutom), a pod koniec  $Z_2$  zostały wynurzone. Takie zmiany paleogeografii basenu cechsztyńskiego spowodowane były prawdopodobnie tym, że stosunki głębokościowe w cyklotemie Werra uwarunkowane były głównie morfologią podłoża, a w cyklotemach wyższych — subsydencją.

W regionie synklinorium w cyklotemie Leine najgłębszy zbiornik utrzymuje się nadal na południu, a najpłytszy na północnym wschodzie. Wykształcenie facjalne utworów tego cyklotemu w Ustroniu, Kołobrzegu, Grzybowie, Dźwirzynie i Gościeńcu wskazuje na istnienie podobnych głębokości jak w cyklotemie Stassfurt. Różnice miąższości utworów  $Z_3$

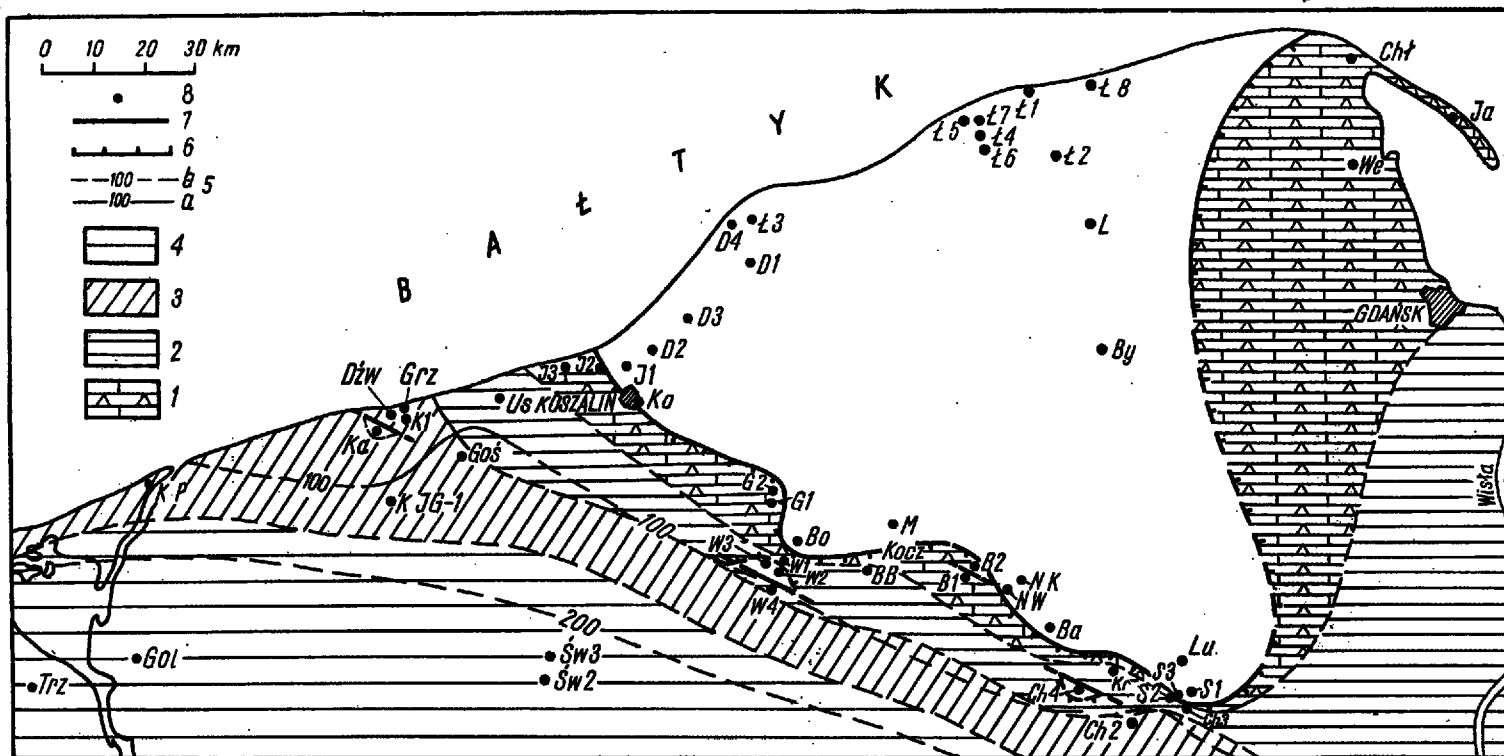


Fig. 8

#### Mapa facjalna cyklotemu Leine

1 facja węglanowo-anhydrytowa; 2 facja anhydrytowo-halitowa, miąższość halitu 0—50 m; 3 facja anhydrytowo-halitowa, miąższość halitu 50—100 m; 4 facja halitowa z wkładkami soli potasowych, miąższość halitu powyżej 100 m; 5 izopachyty cyklotemu Leine co 100 m, a stwierdzone, b hipotetyczne; 6 granica obecnego zasięgu osadów cyklotemu Leine; 7 uskoki; 8 otwory wiertnicze w których osiągnięto cechsztyń. Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 8

#### Facial map of the Leine cycle

1 carbonate-anhydrite facies; 2 anhydrite-halite facies, thickness of halite 0—50 m; 3 anhydrite-halite facies, thickness of halite 50—100 m; 4 halite facies with potash salt intercalations, thickness of halite over 100 m; 5 isopachytes of the Leine cycle every 100 m, a stated, b inferred; 6 limit of the present range of the Leine cycle deposits; 7 faults; 8 boreholes with the Zechstein pierced. Full names of boreholes are given in Fig. 8

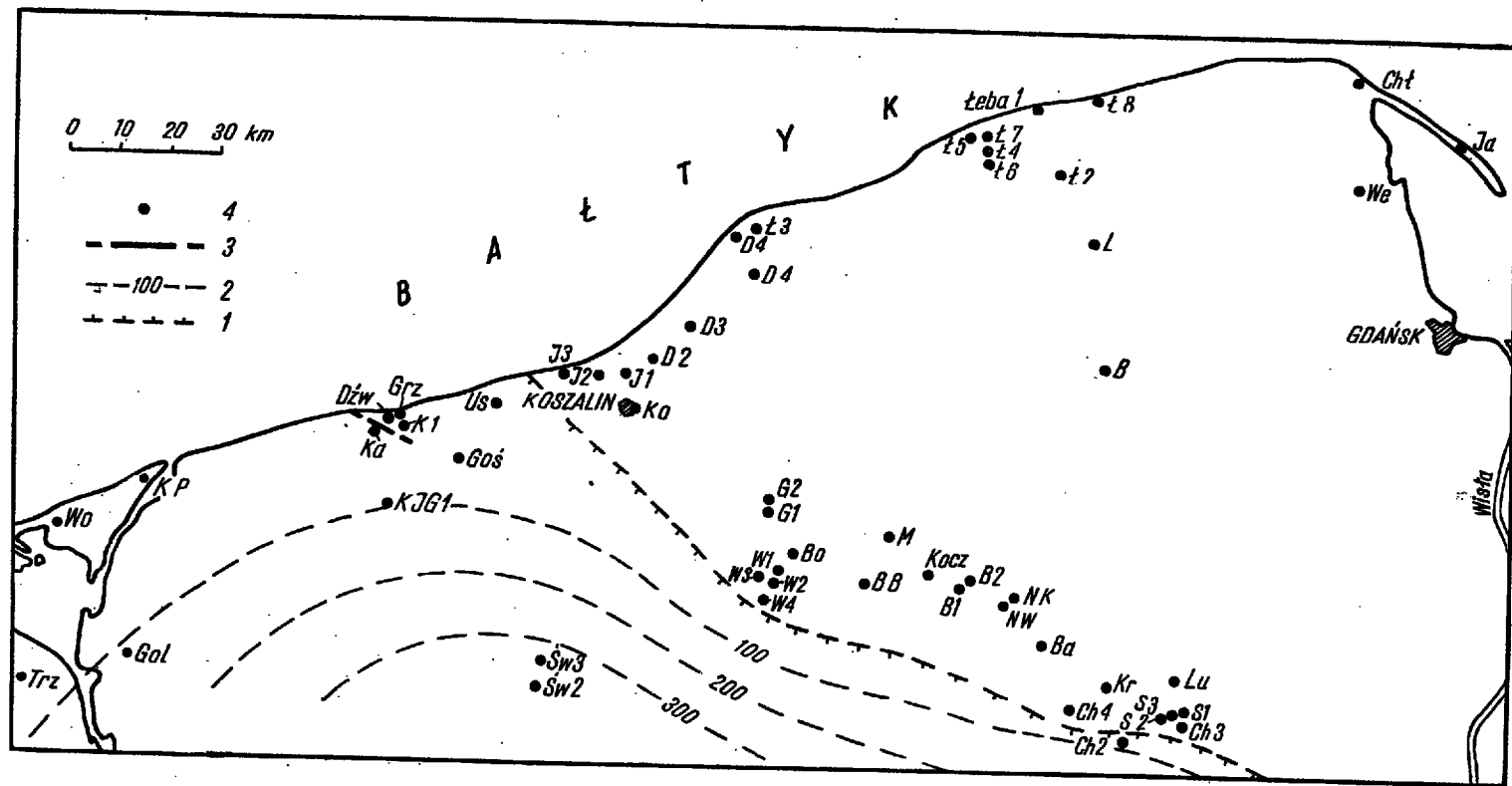


Fig. 9

Mapa miąższości cyklotemu Aller

1 granica obecnego zasięgu osadów cyklotemu Aller, 2 hipotetyczne izopachyty cyklotemu Aller co 100 m, 3 uskoki, 4 otwory wiertnicze w których osiągnięto cechsztyln. Pełne nazwy otworów wiertniczych podano na fig. 8

Thickness map of the Aller cycle

1 limit of the present range of the Aller cycle deposits, 2 hypothetical isopachytes of the Aller cycle every 100 m, 3 faults, 4 boreholes with the Zechstein pierced. Full names of boreholes are given in Fig. 8

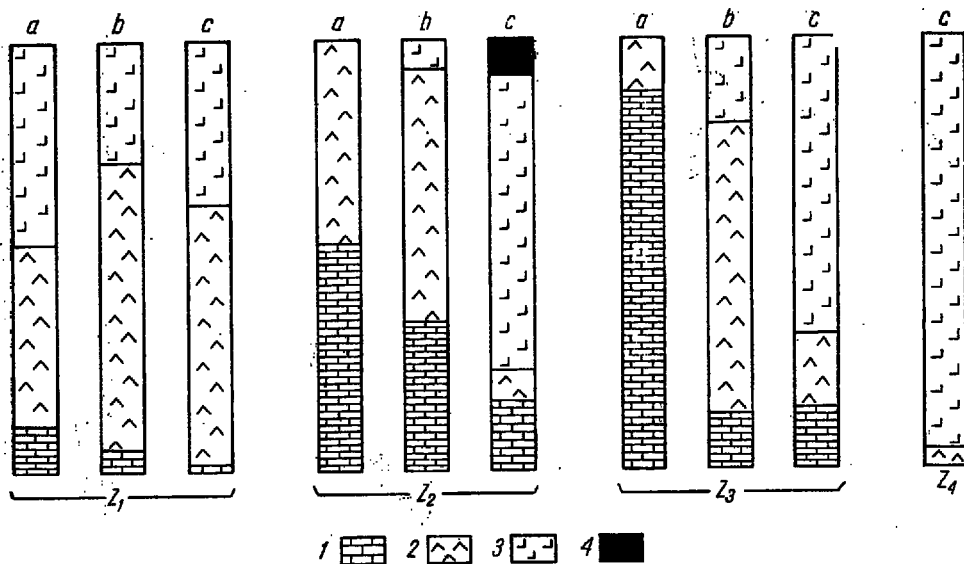


Fig. 10

Stosunki miąższościowe osadów chemicznych poszczególnych cyklotemów w różnych regionach badanego obszaru (obliczone na podstawie profili wierceń o pewnej stratygrafii, z pominięciem cienkich przewarstwień i domieszek)

a region platformy wschodnioeuropejskiej, b strefa peryferyczna platformy, c region synklinorium północnoeuropejskiego, 1 skały węglanowe, 2 anhydryty, 3 sól kamienna, 4 sole potasowo-magnezowe

Thickness relations of evaporites of the particular cycles in the various regions of the investigated area (calculated on the profiles of well established stratigraphy, neglecting thin intercalations and admixtures)

a area of the East-European Platform, b peripheric zone of the Platform, c area of the North-European Synclinorium, 1 carbonate rocks, 2 anhydrites, 3 rock salt, 4 potash-magnesium salt

między rejonem Kołobrzegu a rejonem Świdwina są jednak znacznie mniejsze niż w Z<sub>2</sub>. Wielkie różnice subsydencji, istniejące pomiędzy tymi obszarami, musiały się więc znacznie zmniejszyć.

Utwory cyklotemu Leine w Kamieniu Pomorskim i w rejonie Kołobrzegu są bardziej do siebie podobne niż utwory cyklotemu Stassfurt. W całej północnej części regionu synklinorium nastąpiło więc w Z<sub>3</sub> ogólne ujednocnienie facji.

Na całym badanym obszarze zmiany paleogeografii i subsydencji basenu cechsztyńskiego pomiędzy Z<sub>2</sub> i Z<sub>3</sub> były znacznie mniejsze niż pomiędzy Z<sub>1</sub> i Z<sub>2</sub>. Widać to z porównania map litofacji tych cyklotemów (fig. 6, 7 i 8) i zmian stosunków miąższościowych ich osadów w poszczególnych regionach (fig. 10). Zmiany stosunków miąższościowych osadów pomiędzy Z<sub>2</sub> i Z<sub>3</sub> w strefie peryferycznej platformy sugerują wprawdzie

jej pogłębienie w  $Z_3$ , lecz spowodowane to zostało tym, że pod koniec  $Z_2$  północno-wschodnia część tej strefy została wynurzona. Do obliczeń miąższości osadów  $Z_3$  wzięto więc tylko wiercenia położone po południowo-zachodniej stronie tej strefy.

### *Cyklotem Aller*

W cyklotemie Aller cały region platformowy był lądem. W strefie peryferycznej platformy, tylko po jej południowo-zachodniej stronie istnieć mogły jeszcze lokalne, płytkie zatoki. Osady chemiczne  $Z_4$  stwierdzono w tej strefie jedynie w wierceniu Chojnice 2. Prawdopodobnie już na początku cyklotemu Aller rozpoczęło się wynurzenie północno-wschodniej części regionu synklinorium. Natomiast w rejonie Świdwina zbiornik utrzymał się najprawdopodobniej do samego końca cechsztynu, i nagromadziło się w nim ponad 300 m osadów cyklotemu Aller.

Zakład Paleozoologii PAN  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warszawa, w marcu 1970 r.

### LITERATURA CYTOWANA

- ALBRECHT K. H. & GOLDBECKER K. 1964. Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im Norddeutschen Flachland. — Z. Angew. Geologie, Bd. 10, H. 5. Berlin.
- BENDER H. & STOPPEL D. 1966. Perm — Conodonten. — Geol. Jb., Bd. 82. Hannover.
- BISCHOFF G. & ZIEGLER W. 1957. Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und tiefsten Oberdevons. — Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch., H. 22. Wiesbaden.
- BORCHERT H. & MUIR R. O. 1964. Salt deposits, Van Nostrand. London.
- CZARNOCKI J. 1923. Cechsztyń w Górach Świętokrzyskich (Le Zechstein dans les Montagnes de Święty Krzyż). — Spraw. P.I.G. (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 2, z. 1/2. Warszawa.
- DADLEZ R. 1965. Stan znajomości pokrywy permomesozoicznej na Pomorzu Zachodnim i obszarach sąsiednich (State of knowledge of the Permo-Mesozoic cover in west Pomerania and in the adjacent areas). — Przegląd Geol., R. 13, nr 1. Warszawa.
- 1967. Najnowsze profile podłoża cechsztynu w północno-zachodniej Polsce (New sections of the Zechstein substratum in north-west Poland). — Kwartalnik Geol., t. 11, nr 3. Warszawa.
- DADLEZ R. & MAREK S. 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego (Structural style of the Zechstein-Mesozoic complex in some areas of the Polish Lowland). — *Ibidem*, t. 13, nr 3.
- DADLEZ R. & MEYNAŃSKI S. 1967. Wgłębna budowa geologiczna Bałtyku na wschód od ujścia Odry (Deep geological structure of Baltic sea substratum east of the Odra river mouth). — *Ibidem*, t. 11, nr 3.
- DAHLGRÜN F. & SEITZ O. 1944. Die Bohrung Leba in Pommern. — Jb. Preuss. Geol. Landesanst., Bd. 63. Berlin.

- DĘBSKI J. 1969. Uwagi o wykształceniu litologicznym i teksturach poziomu anhydrytu spagowego Z<sub>4</sub> w rejonie Zatoki Gdańskiej. Spraw. z pos. nauk. IG. — Kwartalnik Geol., t. 13, nr 4. Warszawa.
- JANŠIN A. L. 1961. O glubine solerodnykh bassejnov i nekotorykh voprosakh formirovaniia moščnykh solianykh tošč. — Geol. i Geof., nr 1. Novosibirsk.
- JUNG W. 1958. Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. — Geologie, Beih. 24. Berlin.
- 1960. Zur Feingliederung des Basalanhydrites und des Hauptanhydrites im SE-Harzvorland. — *Ibidem*, Bd. 9, H. 5. Berlin.
- KIELAN-JAWOROWSKA Z. 1966. Polychaete jaw apparatuses from the Ordovician and Silurian of Poland and a comparison with modern forms (Aparaty szczękowe wieloszczetów z ordowiku i syluru Polski i porównania z formami współczesnymi). — *Palaeontologia Polonica*, vol. 16. Warszawa.
- 1968. *Scolecodonts versus jaw apparatuses*. — *Lethaia*, vol. 1, no. 1. Oslo.
- KORAB Z. & STEMULIAK J. 1961. Profil cechsztynu na wyniesieniu Łęby (The Zechstein profile on the Łęba elevation). — *Przegląd Geol.*, R. 9, nr 11. Warszawa.
- KOSTECKA A. 1966. Litologia i sedymentacja cechsztynu synkliny gałęzicko-bolechowickiej, Góry Świętokrzyskie (The lithology and sedimentation of the Zechstein strata of the Gałęzice-Bolechowice syncline, Holy Cross Mts.). — *Prace Geol. PAN Oddz. w Krakowie (Geol. Transact.)*, nr 38. Kraków.
- KRAISOŃ J. 1964. Podział stratygraficzny cechsztynu północno-sudeckiego w świetle badań facjalnych (Stratigraphic division of North-Sudetic Zechstein in the light of facial investigations). — *Geologia Sudetica*, vol. 1. Warszawa.
- KRAISOŃ J. & GRODZICKI A. 1964. Uwagi o genezie mineralizacji i wieku białego spagowca (Remarks on genesis, mineralization and age of Weissliegendes). — *Przegląd Geol.*, R. 12, nr 7/8. Warszawa.
- KÜHN R. 1955. Tiefenberechnung des Zechstein Meeres nach dem Bromgehalt der Salze. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 105, Teil 4. Hannover.
- LOGAN B. W., REZAIK R. & GINSBURG R. N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. — *J. Geol.*, vol. 72, no. 1. Chicago.
- LOTZE F. 1938. *Steinsalz und Kalisalze*. Geologie. Berlin.
- LÖFFLER J. 1960. Primäre Sedimentationsunterschiede im Zechstein 2 und 3. — *Geologie*, Bd. 9, H. 7. Berlin.
- MALZAHN E. 1958. Neue Fossilfunde und verticale Verbreitung der niederrheinischen Zechsteinfauna in den Bohrungen Kampf 4 und Friedrich Heinrich 57 bei Kampf-Lintfort. — *Geol. Jb.*, Bd. 73. Hannover.
- MILEWICZ J. & PAWŁOWSKA K. 1961. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 7 — Perm (Geological atlas of Poland. Stratigraphic and facial problems. Fasc. 7 — Permian). Inst. Geol. Warszawa.
- OBERC J. 1967. Podział geologiczny Polski (Geological division of Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 11, nr 2. Warszawa.
- OBERC J. & TOMASZEWSKI J. 1963. Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej (Some problems of stratigraphy and subdivision of Zechstein in the Wrocław monocline). — *Przegląd Geol.*, R. 11, nr 12. Warszawa.
- POBORSKI J. 1960. Cechsztyńskie zagłębie solne Europy Środkowej na ziemiach Polski (Central-European Zechstein Salt Basin in Poland). — *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 2. Warszawa.
- 1961a. System permiski na tak zwanym wyniesieniu Łęby i związane z nim możliwości górnicze (Permian system of the Łęba highplain and new perspectives of salt mining connected with it). — *Przegląd Geol.*, R. 9, nr 7. Warszawa.



- 1961b. Główne kierunki poszukiwań soli potasowo-magnezowych w Polsce (Main trends of prospectations for potassium-magnesium salts in Poland). — *Ibidem*, R. 9, nr 11.
- 1962. Perm. In: POZARYSKI W. Budowa geologiczna Niżu Polskiego. — Prace Inst. Geol. Warszawa.
- 1965. Perspektywy poszukiwań i eksploatacji soli potasowych w Polsce (Perspectives of search for potassium salts and possibilities of their exploitation in Poland). — *Przegląd Geol.*, R. 13, nr 5. Warszawa.
- 1969. Nowy obraz stosunków litofacjalnych w zagłębiu cechsztyńskim w Polsce (New outline of lithological relations in the Zechstein Basin of Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 13, nr 1. Warszawa.
- POBORSKI J. & CIMASZEWSKI L. 1961. Z paleogeografii permu na Pomorzu (On the paleogeography of the Permian in the Pomerania area). — *Przegląd Geol.*, R. 9, nr 11. Warszawa.
- PODEMSKI M. 1964. Proces dedolomityzacji serii węglanowej Z<sub>1</sub> (cyklotem Werra) w rejonie Lubina Legnickiego. Spraw. z pos. nauk. IG. — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 2. Warszawa.
- 1967. Sedymentacja cechsztyńska w okolicy Nowej Soli. Maszynopis pracy doktorskiej w Archiwum Inst. Geol. Warszawa.
- 1968. Kilka uwag o sedymentologicznych podstawach stratygrafii cechsztynu (Some remarks on sedimentological bases of the Zechstein stratigraphy). — *Kwartalnik Geol.*, t. 12, nr 4. Warszawa.
- PODEMSKI M. & WAGNER R. 1966. Podstawy szczegółowego podziału anhydrytów (The bases of detailed subdivision of anhydrites). — *Przegląd Geol.*, R. 14, nr 2. Warszawa.
- PODEMSKI M., WAGNER R. & PAWŁOWSKA K. 1968. Permian. In: Geological Atlas of Poland 1:2 000 000. Ed. J. Znosko. Inst. Geol. Warszawa.
- POZARYSKI W. 1962. Budowa geologiczna Niżu Polskiego. — Prace Inst. Geol. Warszawa.
- 1963. Jednostki geologiczne Polski (Geological units of Poland). — *Przegląd Geol.*, R. 11, nr 1. Warszawa.
- 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego (Outline of Paleozoic and Mesozoic tectonics of the Polish Lowland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 1. Warszawa.
- 1968. Rozwój tektoniczny starszego paleozoiku w środkowej i północnej Polsce. Spraw. z pos. nauk. IG. — *Ibidem*, t. 12, nr 4.
- 1969. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne (Division of the area of Poland into tectonic units). — *Przegląd Geol.*, R. 17, nr 2. Warszawa.
- RICHTER-BERNBURG G. 1955a. Über salinare sedimentation. — *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, Bd. 105, Teil 4. Hannover.
- 1955b. Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — *Ibidem*.
- 1960. Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven — Korrelationen im Zechstein. — *Geol. Rundschau*, Bd. 49, H. 1. Stuttgart.
- SAMSONOWICZ J. 1929. Cechsztyń, trias i lias na północnym zboczu Łysogór (Le Zechstein, le Trias et le Liasique sur le versant nord du Massif de Ste Croix). — *Spraw. P.I.G.* (Bull. Serv. Géol. Pol.), t. 5, z. 1. Warszawa.
- SCHULZE G. 1958. Beitrag zur Stratigraphie und Genese der Steinsalzserien 1—4 des mitteldeutschen Zechsteins, unter besonderer Berücksichtigung der Bromverteilung. — *Z. Angew. Geologie*, Bd. 4, H. 11. Berlin.
- 1963. Rozmieszczenie bromu w środkowoniemieckich złożach cechsztyńskich soli kamiennej (The distribution of bromine in the Zechstein rock salt deposits of central Germany). — *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 4. Warszawa.

- SEIDEL A. & LINKE W. F. 1952. Solubilities of inorganic and organic compounds. Supplement. to the third edition. New York.
- SEIDEL S. 1959. Scolecodonten aus dem Zechstein Thüringens. — *Freiberger Forschungsh.*, C 76. Berlin.
- SOKOŁOWSKI J. 1968. Charakterystyka geologiczna i strukturalna jednostek regionalnych Polski pod kątem poszukiwań bituminów. — *Surowce Mineralne*, t. 1. Warszawa.
- SOKOŁOWSKI S. & ZNOSKO J. 1960. Elements principaux de la tectonique de la Pologne. — *Prace Inst. Geol.*, t. 30, cz. 2. Warszawa.
- STEMULAK J. 1963. Wpływ facji głównego dolomitu cechsztyńskiego na jego roponośność (Influence of the Zechstein Main dolomitic facies upon its oil contents). — *Przegląd Geol.*, R. 11, nr 4. Warszawa.
- SUVIJEZDIS P. I. 1963. Verkhnie permskie otłożenja Polsko-Litovskoj sineklizy. — *Vopr. geol. Litvy Akad. Nauk Lit. SSR.* (Vilnius).
- SZANIAWSKI H. 1964. Cechsztyń na Pomorzu Gdańskim. *Spraw. z pos. nauk. IG.* — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, nr 4. Warszawa.
- 1965. Nowy podział stratygraficzny cechsztyńny synkliny gąłęzicko-kowalskiej w Górach Świętokrzyskich (New stratigraphical subdivision of the Zechstein in the Gąłężice-Kowała syncline, Święty Krzyż Mts.). — *Ibidem*, t. 9, nr 3.
  - 1966. Rozwój facjalny i paleogeografia cechsztyńny w rejonie wyniesienia Łeby (Facial development and palaeogeography of the Zechstein within the elevation of Leba). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 16, no. 2. Warszawa.
  - 1968a. Sedymentacja i stratygrafia permu górnego na obszarze Pomorza. Maszynopis pracy doktorskiej w Bibliotece PAN. Warszawa.
  - 1968b. Three new polychaete jaw apparatuses from the Upper Permian of Poland (O trzech nowych aparatach szczękowych wieloszczetów z permu górnego Polski). — *Acta Palaeont. Pol.*, vol. 13, no. 2. Warszawa.
  - 1969. Conodonts of the Upper Permian of Poland (Konodonty z permu górnego Polski). — *Ibidem*, vol. 14, no. 2.
- SZANIAWSKI H. & WERNER Z. 1964. Projekt poszukiwań soli potasowo-magnezowych i soli kamiennej w rejonie synkliny perybałtyckiej. A. Zatoka Gdańska, B. Wyniesienie Łeby. Maszynopis w Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- & — 1965. Wstępne wyniki wiercenia Wejherowo (Preliminary results of bore-hole Wejherowo). — *Przegląd Geol.*, R. 13, nr 1. Warszawa.
- SZULCZEWSKI M. 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce (Jurassic stromatolites of Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 18, no. 1. Warszawa.
- STERNINA Z. B. & FROLOVA E. V. 1954. *Spravočnik po raztvorimosti solevykh sistem*, t. 2. Gochimizdat. Leningrad.
- TASH P. & STUDE J. R. 1966. Permian scolecodonts from the Fort Riley Limestone of Southeastern Kansas. — *Bull. Wicht. State Univ., Univ. Studies*, N. 68. Wichita.
- TOKARSKI A. 1959a. Penetracja wiertnicza cechsztyńny wyżu Czaplinka (Prospecting boring of the Zechstein in the gravimetric positive anomaly of Czaplinka — NW Poland). — *Acta Geol. Pol.*, vol. 9, no. 1. Warszawa.
- 1959b. Chojnicki profil cechsztyńny (The profile of Zechstein at Chojnice). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 29, z. 2. Kraków.
- WAGNER R. 1965a. Utwory cechsztyńny w otworze wiertniczym Koszalin IG-1. Maszynopis w Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- 1965b. Rozwój sedymentacji cechsztyńny w syneklizie perybałtyckiej. *Spraw. z pos. nauk. IG.* — *Kwartalnik Geol.*, t. 9, nr 2. Warszawa.
  - 1968. Cechsztyń w rejonie dyslokacyjnej strefy Koszalin (Zechstein in the region of dislocation zone at Koszalin). — *Przegląd Geol.*, R. 16, nr 5. Warszawa.

- ZNOSKO J. 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpacciej Polski (Present status of knowledge of geological structure of deep substratum of Poland beyond the Carpathians). — *Kwartalnik Geol.*, t. 6, nr 3. Warszawa.
- 1964. Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie (Opinions sur l'étendue des Caledonides en Europe). — *Ibidem*, t. 8, nr 4.
- 1965. Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce (The problem of Caledonides and the border of Pre-Cambrian platform in Poland). — *Biul. Inst. Geol.* 183. Warszawa.

### SUMMARY

ABSTRACT: On the basis of borehole and geophysical materials and on the publications so far available a lithostratigraphic division has been made of the Zechstein deposits in Pomerania together with an analysis of their sedimentation and a reconstruction of the paleogeographic conditions. The three regions thus distinguished differ in the development of the Zechstein deposits, the geology of the substratum and the further structural development. They are: a fragment of the East European Platform, the marginal zone of this Platform and a fragment of the Middle European Basin. The sedimentary process in the particular lithostratigraphic horizons has been described and their regional differentiation has been stressed. A new interpretation is suggested of the origin of the "recessive evaporites", of the boundary of the Leine and Aller cycles and the formation of carbonate rocks among anhydrites. Changes in the shoreline and in the depth of the basin occurring in the successive cycles are reported. The usefulness of conodonts and the polychaete jaw apparatuses for stratigraphic correlations of the Permian is discussed.

### INTRODUCTION

Numerous new boreholes and geophysical investigations in Pomerania have led to the regional elaboration of the stratigraphy, sedimentation and paleogeography of the Zechstein deposits. The above investigations covered an area stretching from the Bay of Gdańsk and the lower Vistula to the western boundary of Poland. During the Lower Permian this area lay in the north-eastern marginal part of the Zechstein basin (Fig. 1). Today the Zechstein deposits here are overlaid by Mesozoic and Cenozoic rocks whose total thickness ranges from 500 to over 2,500 meters.

Data on the Zechstein of Pomerania may be found in numerous papers and unpublished elaborations (Tokarski 1959a,b; Poborski 1960, 1961a, 1962, 1965, 1969; Poborski & Cimaszewski 1961; Pawłowska 1961; Korab & Stemulak 1961; Dadlez 1965; Szaniawski 1966; Wagner 1968; Dębski 1969). The previous publications had been based on relatively few boreholes, while Zechstein profiles from 57 boreholes (Tables I—IV) have been used in the present paper.

The area here discussed may be divided into three regions differing in the geological structure of the Zechstein substratum (Fig. 2) and its subsequent development. These regions are as follows: 1) a fragment of the East European Platform where the Zechstein deposits are strongly reduced and rest on unfolded Silurian rocks; 2) the marginal zone of the East European Platform where the

Zechstein substratum is built of horizontally lying Devonian and Carboniferous deposits overlying folded rocks of the Caledonian Orogene — the Zechstein deposits here display strongly differentiated and complicated structural developments; 3) a fragment of the Middle European Basin (western region) where the Zechstein deposits have the most complete profile and conformably overlie the Rothliegende but display disturbed structure and salt tectonics.

### STRATIGRAPHY

All the main lithostratigraphic members of the Zechstein have been distinguished within the area under investigation. Cycle 1 is that most fully developed in the Platform region. Over a large area, the thickness of the rock salt of this cycle exceeds 100 m (Fig. 6). Cycles  $Z_2$  and  $Z_3$  are strongly reduced and represented chiefly by carbonates and calcium sulfates, while in the north-western part of this region they are altogether absent (Figs 7 and 8). No rock salts of the Stassfurt or Leine cycles have been found in any borehole here. Most probably, however, they occur in the SE part of this region where no deep boreholes have as yet been drilled. Evaporites of the Aller cycle do not occur at all within the platform region. The total thickness of the Zechstein deposits increases here to the SE and their profile becomes more complete in this direction (Figs 4 and 5; Table I). Thanks to the comparatively small tectonic disturbance of this region its stratigraphy is clear. The Zechstein here may be reliably correlated with the Zechstein of the eastern part of the Peri-Baltic Syncline in the Polish as well as in the Lithuanian territory (Suveždis 1963, Wagner 1965b).

In the marginal zone of the Platform the Zechstein deposits are strongly differentiated and show complicated structural development. In the NE belt of that region only deposits of cycles  $Z_1$  and  $Z_2$  are encountered. In numerous boreholes they are represented exclusively by carbonates and calcium sulfates (particularly  $Z_2$ ). Toward the SW the Zechstein profile grows more complete and its deposits increase in thickness. The evaporites of cycle  $Z_4$  occur only in the SW margin of that region mainly as anhydrites. The stratigraphy of some boreholes here is doubtful owing chiefly to tectonic complications and fragmentary core sampling.

In the western region the Zechstein deposits display a maximum thickness and are represented by all the four cycles in which nearly all the main lithostratigraphic horizons can be distinguished. The total thickness of the Zechstein deposits increases here to the south. In all the cycles there,  $Z_1$  excepted, the rock salts are immensely thick, and layers of potash salts are present in cycles  $Z_2$  and  $Z_3$ . Owing to the great depth of the Zechstein in this region and locally to the marked salt tectonics the status of its knowledge is rather inadequate.

### SEDIMENTATION

On the basis of a facial analysis of the particular lithostratigraphic horizons, endeavours have been made to reconstruct the Zechstein sedimentation processes within the area under investigation during the successive cycles. Data provided by works on the general laws governing sedimentation in evaporite basins (Lotze 1938, Richter-Bernburg 1955a, Borchet & Muir 1964) and those obtained by experimenting on the solubility of the various salts in the sea water (Seidel & Linke 1952, Shternina & Frolova 1954) have been used in the present paper. The writer's

speculations on the sedimentary processes presented in this summary only concern some particular controversial problems calling for clearing up. The essential one is connected with the origin of the so called "recessive evaporites". These are less soluble deposits within one cycle overlying the more soluble sediments, for example the Stassfurt Top Halite (Decksteinsalz) or the Stassfurt Top Anhydrite (Deckanhydrit) in cycle  $Z_2$ . These deposits suggest a retrograde deposition sequence as compared with the normal progressive sedimentation of the evaporites. Their origin is connected with the inflow of oceanic water, but the controversial point is why the sedimentation here did not begin with the calcium carbonate, the least readily soluble element, also why the new supply of oceanic water did not dissolve the unprotected, easily soluble, bottom deposits.

Richter-Bernburg (1955a) supposes that the formation of the "recessive evaporites" was made possible through the presence in the basin of water layers of varying salinity. According to Podemski (1968) the evaporite sedimentation of the new waters commenced with the more readily soluble salts because those less readily soluble had been precipitated before the first inflow of ocean water into the central parts of the Zechstein basin. In the present writer's opinion the only pre-requisite condition for the formation of evaporite deposits in the "retrograde deposition sequence" is their sedimentation during a gradual brine dilution in the basin fed by oceanic waters and subject to strong evaporation. The gradually increasing inflow of ocean waters and brine dilution in the basin stopped the precipitation of the more readily soluble salts. The precipitation continued, however, of the less readily soluble salts which protected the more soluble bottom deposits against a repeated dissolution.

Practically throughout the investigated region, the presence has been observed within the bottom of the Upper Werra Anhydrite (Oberer Werra-Anhydrit) of anhydrite-clay deposits. They are developed chiefly as conglomerates and this suggests sedimentation under disturbed conditions. The deposits here are undoubtedly connected with transgression.

In numerous boreholes within the lower part of the Basal Anhydrite (Basal-Anhydrit) a layer of carbonate rocks is encountered. So far such interbeddings have been currently referred to a seasonal increase in the inflow of sea water. In the writer's opinion an increase in the supply of new water is not a pre-requisite for the formation of carbonate layers among the calcium sulfates. They may form owing to changes in the solubility of  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  and  $\text{CaSO}_4$  resulting from changes in the concentration of NaCl in the solution. When the concentration of NaCl rises from about 40 to 80 g/l, the solubility of  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  decreases, while that of  $\text{CaSO}_4$  increases (Seidel & Linke 1952). A relatively large amount of carbonates must have been precipitated in the basin during the deposition of sulfates associated with this very increasing concentration of NaCl in the basin. This favoured the formation of a separate carbonate layers.

Numerous authors suppose that an important part of the Leine Halite (Jüngerer Steinsalz) is descendant in character. Its development and thickness pattern does not, however, reliably suggest a greater amount of the descendant salts than that present in the lower cycles. Larger admixtures of clay than those in the Stassfurt Halite (Älterer Steinsalz) may be accounted for by a change in climate and smaller extent of the basin.

The boundary between the Leine and Aller cycles differs in character from those of other cycles. The evaporites occurring at the  $Z_3$  and  $Z_4$  boundary suggest a reduction in the salinity of the waters only to the point of precipitation of the calcium sulfates, whereafter it grew stronger again. Hence the Pegmatite Anhydrite (Pegmatit Anhydrit) corresponds to a similar drop in the salinity of water as that

during the precipitation of the anhydrites separating the Ronnenberg and Riedel Leine Halites (Jüngerer Steinsalz), except that the drop in salinity between the Leine and Aller cycles had been somewhat greater and more longlasting. Hence the Red Salt Clay (Roter Salzton) does not genetically correspond to such horizons as the Gray Salt Clay (Grauer Salzton) and the Brown Salt Clay (Braunroter Salzton) which occur in the bottom of the lower cycles. They had, namely, formed during a break in the evaporitic sedimentation due to a completely decreased salinity of the water while the Red Salt Clay (Roter Salzton) had formed during the temporary break in evaporitic sedimentation. A similar process took place in the case of clays contained in anhydritic-clay rocks lying in the bottom of the "recessive" anhydrites of the lower cycles. A greater accumulation of clays in  $Z_4$  was caused chiefly by a change to a more humid climate.

### PALEOGEOGRAPHY

A knowledge of the conditions of the Zechstein sedimentation made it possible to reconstruct the Zechstein paleogeography of the region under investigation. The paleogeographic changes in the successive cycles are partly pictured on the maps of the present facial distribution (Figs 6, 8 and 9). The present limits of the occurrence of some deposits do not, however, coincide with their original extent. This applies chiefly to the readily soluble salts.

The western region, and more particularly its southern part, is a region displaying the greatest depth and subsidence during the Zechstein, while the Platform region was the shallowest and that least affected by subsidence, partly even perhaps upheaved. The marginal zone of the Platform was an intermediate region. The topography of the floor of the basin and its subsidence showed strong regional differentiation and chronologic variability.

In the Werra cycle, the north-western part of the Platform region now containing only carbonates and anhydrites of  $Z_1$  (Figs 4 and 6), was at that time a littoral zone. The shoreline occurred then not far to the NW of the present Baltic shore. The vicinity of Chojnice was another shallow-water  $Z_1$  region. As the shallow-water zones were underwater elevations they partly delimited the Platform region from the rest of the basin. Within the Platform region the Zechstein basin was thus baylike. The deepest sections of the bay lay within an area of the present occurrence of the thickest rocksalt deposits of  $Z_1$ . Within the western region the difference in the depth of the northern and the southern part of the basin, so clearly marked in the higher cycles, was less important in  $Z_1$ . At a certain period of the Werra cycle, the western region and the marginal zone of the Platform represented a zone of saturation in relation to the Platform region. Hence, within the Platform area, rocksalt is the thickest of the  $Z_1$  deposits, while anhydrite is the thickest (Fig. 10) in the remaining regions.

By the time of the Stassfurt cycle, the vicinity of Darłowo had already become land. The shallow-water zone of that land within the Platform was a wide one and covered the whole area in  $Z_1$  occupied by the deepest bay. Today the  $Z_2$  deposits are here represented exclusively by carbonates and anhydrites. The zone of maximum depths shifted in this region to the SE. The vicinity of Chojnice, a shallow-water area in the Werra cycle, was not elevated in the Stassfurt cycle as had been the case with the vicinity of Darłowo, but on the contrary, it was slightly deepened. The marginal zone, however, as a whole, experienced a subsidence in relation to  $Z_1$ .

Within the western region, the vicinity of Kołobrzeg became shallower in the Stassfurt cycle, while the remainder of that region, particularly its southern part, was markedly deepened. Stress must be laid here on the immense difference of over 300 m in the thickness of the Stassfurt Halite (Älteres Steinsalz) in these two areas, probably additionally increased by the Intra-Zechstein erosion and descendant sedimentation.

In the Leine cycle, the greater part of the Platform region and the north-eastern part of the marginal zone of the Platform had already emerged. At the beginning of this cycle, the Zechstein sea still occupied the north of the Platform region but only as a narrow bay displaying the sedimentation of littoral zones. The greater part of this bay had emerged already in the Main Anhydrite horizon (Hauptanhydrit). The only important subsidence in the Platform region had persisted in its south-eastern part. In the Leine cycle, the south-western portion of the marginal zone of the Platform was a shallow-water area, probably with some local deeper bays. Within the western region, the deepest basin persisted in the south, the shallowest one in the north-east. The differences in the thickness of the  $Z_3$  deposits from the two above areas are, however, considerably smaller than those in the  $Z_2$  deposits. Throughout the area here investigated the paleogeographical changes between  $Z_2$  and  $Z_3$  were less important than those between  $Z_1$  and  $Z_2$ .

In the Aller cycle, the Zechstein basin persisted only in the western region and in the south-western extremity of the marginal zone of the Platform. The emersion of the north-eastern part of the western region had probably commenced at the beginning of the Aller cycle, or even at an earlier time. On the other hand, in the vicinity of Świdwin, the basin probably persisted to the end of the Zechstein, and the thickness of the deposits accumulated in the Aller cycle exceed 300 meters.

The maximum present depths of the Zechstein deposits within the area investigated (Fig. 4) coincide with their greatest thickness (Fig. 5) suggesting that the same areas were subjected to the strongest subsidence during the Zechstein and in later times.

#### THE STRATIGRAPHIC VALUE OF CONODONTS AND SCOLECODONTS

The stratigraphic division of the Zechstein, based only on the lithology, often leads to controversial conclusions. The Zechstein fauna, so far investigated, is of small use in its division, while some of the fossil groups in the Zechstein deposits have, so far, been very inadequately studied. Hence the writer has endeavoured to investigate the stratigraphic usefulness of two of such groups, namely the conodonts and the scolecodonts. Sixty samples from 5 boreholes have been examined. Conodont remains have been found only in the Zechstein Limestone (Zechsteinkalk) horizon. Considering that the conodont remains, so far encountered in the Zechstein deposits, all belonged to the first cycle, their usefulness in the division of the Zechstein is hardly probable. It may, however, be reasonably supposed that in the future they may prove valuable in the correlation of the Zechstein deposits with other Upper Permian facies of the world. Unfortunately, the Permian conodonts are, so far, but poorly known.

The polychaete jaw apparatuses, also their isolated elements called the scolecodonts, have been found in three boreholes within the Stassfurt Carbonate (Hauptdolomit) horizon, also in one borehole of the Zechstein Limestone (Zechsteinkalk) horizon. Near to the recent time the scolecodonts have been currently regarded as without great stratigraphic value, while the works by Kielan-Jawo-

rowska (1966, 1968) show, however, that their small stratigraphic importance was due to their erroneous identification resulting from the lack of knowledge of their complete jaw apparatuses. This is so because markedly similar elements may occur in apparatuses of several different genera. The above problem has an entirely different aspect in the case of complete polychaete jaw apparatuses. Their occurrence in the various Zechstein cycles suggests that they may prove valuable for the stratigraphic division. Their usefulness in the correlation of the Zechstein deposits with those of the Upper Permian from other regions is likewise quite possible. Even today scolecodonts resembling some of the jaws of all the three apparatuses described from the Zechstein deposits are known from the Wolfcampian of the Permian of North America (Tash & Stude 1965).

A conclusive elucidation of the value of conodonts and of the polychaete jaw apparatuses in the Upper Permian stratigraphy calls, however, for bigger-scale studies in this field. The polychaete and conodont remains found by the writer have been paleontologically worked out in separate papers (Szaniawski 1968, 1969).

*Palaeozoological Institute  
of the Polish Academy of Sciences  
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93  
Warsaw, March 1970*

#### OBJAŚNIENIA DO PŁANSZ I—IV

#### DESCRIPTION OF PLATES I—IV

#### PL. I

- 1 — Anhydryt nieregularnie, cienko pasemkowany; poziom anhydrytu dolnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Wejherowo IG-1, głębokość 1184 m, w.n.  
Irregularly fine-laminated anhydrite; Lower Werra Anhydrite horizon, borehole Wejherowo IG-1, depth 1184 m, nat. size.
- 2 — Anhydryt nieregularnie, grubo pasemkowany; poziom anhydrytu dolnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Wejherowo IG-1, głębokość 1156 m, w.n.  
Irregularly, coarse-laminated anhydrite; Lower Werra Anhydrite horizon, borehole Wejherowo IG-1, depth 1156 m, nat. size.
- 3 — Anhydryt o budowie pegmatytowej (jasny anhydryt, ciemna sól kamienna, częściowo wyługowana); pokład anhydrytu w poziomie najmłodszej soli kamiennej, wiercenie Kołobrzeg IG-1, głębokość 2348 m, w.n.  
Anhydrite with pegmatite texture (light-coloured anhydrite, dark rock salt, partly leached out); anhydrite bed in the Aller Halite horizon, borehole Kołobrzeg IG-1, depth 2348 m, nat. size.
- 4 — Anhydryt regularnie, cienko pasemkowany; poziom anhydrytu górnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Świdwin 3, głębokość 3624 m, w.n.



Regularly, fine-laminated anhydrite; Upper Werra Anhydrite horizon, borehole Świdwin 3, depth 3624 m, nat. size.

## PL. II

- 1 — Struktury spływowowe w anhydrycie; poziom anhydrytu dolnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Kołobrzeg 1, głębokość 2700 m, w.n.  
Flow structures in anhydrite; Lower Werra Anhydrite horizon, borehole Kołobrzeg 1, depth 2700 m, nat. size.
- 2 — Śródwarstwowe zaburzenia warstewkowania w anhydrycie spowodowane wtórnym uwodnieniem; poziom anhydrytu dolnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Kołobrzeg IG-1, głębokość 2696 m, w.n.  
Intraformational disturbances of lamination in anhydrite caused by a secondary hydration; Lower Werra Anhydrite horizon, borehole Kołobrzeg IG-1, depth 2696 m, nat. size.
- 3 — Pasmkowanie przekątne i zaburzenia śródwarstwowe w anhydrycie; poziom anhydrytu dolnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Wejherowo IG-1, głębokość 1159 m, w.n.  
Diagonal lamination and intraformational disturbances in anhydrite; Lower Werra Anhydrite horizon, borehole Wejherowo IG-1, depth 1159 m, nat. size.
- 4 — Przejście łupków dolomitycznych w anhydryt; wkładka łupków dolomitycznych w poziomie anhydrytu górnego-Z<sub>1</sub>, wiercenie Dźwirzyno 1, głębokość 2118 m, w.n.  
Transition of the dolomitic shales into anhydrite; intercalation of dolomitic shales in the Upper Werra Anhydrite horizon, borehole Dźwirzyno 1, depth 2118 m, nat. size.

## PL. III

- 1 — Wapień drobno laminowany z zaburzeniami spływowymi i szczelinami; poziom dolomitu głównego, wiercenie Świdwin 3, głębokość 3587 m, w.n.  
Fine-laminated limestone with flow structures and cracks; Stassfurt Carbonate horizon, borehole Świdwin 3, depth 3587 m, nat. size.
- 2 — Kontakt erozyjny dwóch różnych typów dolomitów; poziom dolomitu głównego, wiercenie Chojnice 3, głębokość 2354 m, w.n.  
Erosive contact of two various types of dolomite; Stassfurt Carbonate horizon, borehole Chojnice 3, depth 2354 m, nat. size.
- 3 — Dolomit mszywiolowy po wytrawieniu w kwasie solnym: gałązkowe zocia mszywiolów podstawione siarczanem wapnia; poziom wapienia cechsztyńskiego, wiercenie Chojnice 3, głębokość 2463 m, × 6.  
Bryozoan dolomite etched by hydrochloric acid: branching zocia of bryozoans substituted with calcium sulphate; Zechstein Limestone horizon, borehole Chojnice 3, depth 2463 m, × 6.
- 4 — Zlepniec anhydrytowo-łlasty; partia spagowa anhydrytu górnego Z<sub>1</sub>, wiercenie Bytów IG-1, głębokość 1251 m, w.n.

Clayey-anhydrite conglomerate; bottom part of the Upper Werra Anhydrite horizon, borehole Bytów IG-1, depth 1251 m, nat. size.

## PL. IV

- 1 — Wapień z onkolitami; poziom wapienia cechsztyńskiego, wiercenie Wejherowo IG-1, głębokość 1183 m; płytka cienka,  $\times 5$ .  
Limestone with onkolites; Zechstein Limestone horizon, borehole Wejherowo IG-1, depth 1183 m; thin section,  $\times 5$ .
- 2 — Dolomit organodetrytyczny; poziom dolomitu głównego, wiercenie Wejherowo IG-1, głębokość 947 m; płytka cienka,  $\times 10$ .  
Organodetrital dolomite; Stassfurt Carbonate horizon, borehole Wejherowo IG-1, depth 947 m; thin section,  $\times 10$ .

*Wszystkie fotografie wykonał R. Adamik*  
*All photos by R. Adamik*

---

