

Ryszard WAGNER

Cechsztyń w zachodniej części polskiego akwenu Bałtyku*

W zachodniej części polskiego akwenu Bałtyku występują wszystkie cztery cyklotemy cechsztyńskie, przy czym najmłodszy z nich – PZ4 ma zasięg ograniczony do południowej części akwenu. Rozprzestrzenienie litofacji ewaporytowych, z solami kamiennymi włącznie, w cyklotemach PZ1 i PZ3 sięga daleko ku północnemu zachodowi. Stopień zróżnicowania miąższości i facji cechsztyńskich, podobnie jak na przylegającym lądzie, jest bardzo duży i wykazuje wyraźną strefowość. Jest to wynikiem oddziaływania na sedimentację cechsztyńską ruchów tektonicznych bloków podłoża związanych z przebiegiem lineamentu Teisseyre'a-Tornquista, północno-zachodniej platformy prekambryjskiej oraz późnohercyńskich stref dyslokacyjnych.

WSTĘP

Rozpoznanie wiertnicze osadów cechsztyńskich w zachodniej części polskiego akwenu Bałtyku jest bardzo słabe. Wykonano tu tylko pojedyncze otwory w południowych częściach bloków K i L (fig. 1). Profile te w połączeniu z przekrojami sejsmicznymi i w nawiązaniu do obszaru lądowego pozwalają na dość prawdopodobną interpretację zmienności facjalnej i paleogeografii cechsztyńskich w południowej części akwenu i bardziej hipotetyczną w jego części północnej. Interpretacji miąższości i facji cechsztyńskich dokonano na podstawie śledzenia zmian we wzajemnym położeniu sejsmicznych poziomów refleksyjnych Z_1 , Z_2 i Z_3 , a szczególnie stref ich wyklinowań i interferencji. Z analizy tej wynika, że w północnej części badanego obszaru cechsztyńskie jest reprezentowane przez trzy cyklotemy (PZ1, PZ2 i PZ3), a stopień komplikacji w rozwoju facji i zmian miąższości jest bardzo duży, podobnie jak na lądzie.

Niespodziewanie daleki zasięg osadów cechsztyńskich ku północnemu zachodowi w wykształceniu salinarnym może wskazywać na ich występowanie w rowie Rønne koło Bornholmu. Stwarza to nowe przesłanki dla odnowienia hipotezy o bezpośrednim połączeniu basenu północnoduńskiego z basenem północnopolskim.

Artykuł powstał na podstawie prac geologicznych wykonanych przez autora w latach 1987–1988 na zlecenie W.O. Petrobaltic. Kierownictwu tej instytucji

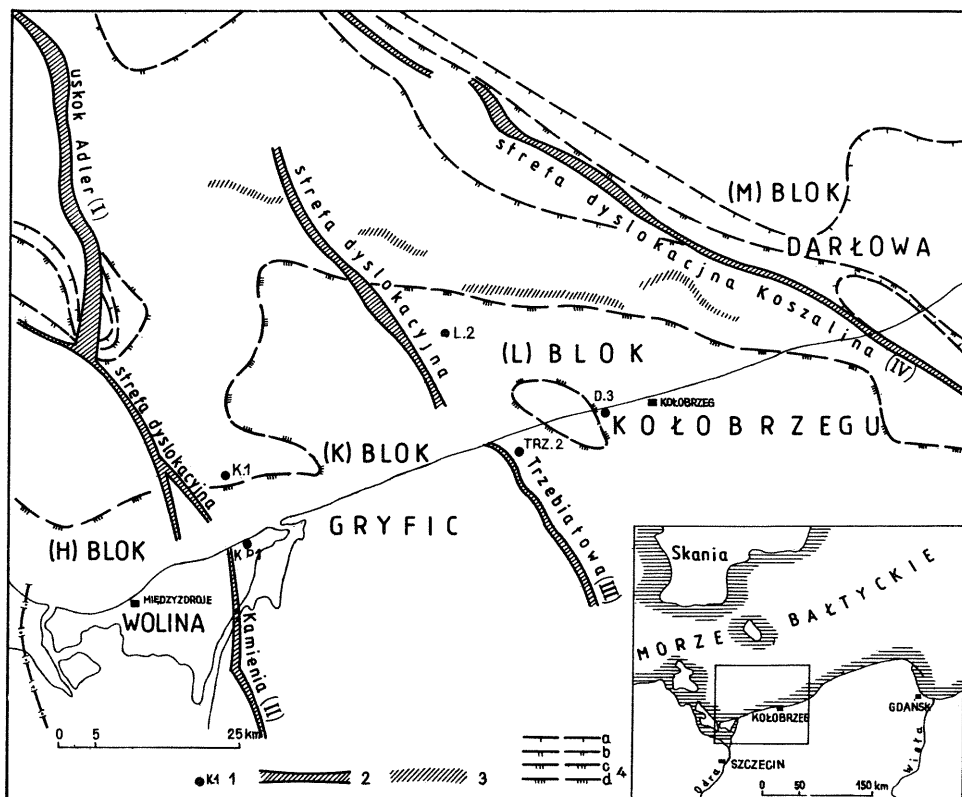


Fig. 1. Mapa rozprzestrzenienia współczesnych zasięgów cyklotemów cechsztyńskich na tle głównych jednostek tektonicznych

Map of the recent extension of the Zechstein cyclothems extents on the background of main tectonic units

1 – otwory wiertnicze, których profile przedstawiono na fig. 2; 2 – główne strefy dyslokacyjne (według R. Dadleza), 3 – południowo-zachodnia krawędź platformy prekambryjskiej, 4 – współczesne zasięgi cyklotemów cechsztyńskich: a – cechsztynu 1 (PZ1), b – cechsztynu 2 (PZ2), c – cechsztynu 3 (PZ3), ewaporatów, d – cechsztynu 4 (PZ4)
 1 – boreholes for which profiles are presented in Fig. 2; 2 – main dislocation zones (after R. Dadlez); 3 – north-western edge of the Precambrian Platform; 4 – recent extents of the Zechstein cyclothems: a – Zechstein 1 (PZ1), b – Zechstein 2 (PZ2), c – Zechstein 3 (PZ3), evaporites, d – Zechstein 4 (PZ4); H – Wolin Block, K – Gryfice Block, M – Darłowo Block, I – Adler Fault, II – Kamień Dislocation Zone, III – Trzebiatów Dislocation Zone, IV – Koszalin Dislocation Zone

bardzo dziękuję za wyrażenie zgody na publikację, a geologom, szczególnie drowi E. Neumanowi, drowi N. Kosjakowi i mgrowi A. Rybie, za owocną współpracę.

STRATYGRAFIA

Stratygrafia cechsztynu ma charakter typowo litostratygraficzny i została opracowana według powszechnie znanych zasad cykliczności sedymentacji ewaporatów. W północno-zachodniej Polsce podział ten opracowano w sposób jednolity dla całego basenu w 1978 r. (R. Wagner i in., 1978). Został on w ostat-

nich latach zmodyfikowany i uzupełniony nowymi wydzieleniami (R. Wagner, 1987a, b, 1988), głównie w najwyższej części cechsztyń.

Dolna granica cechsztyń została ustanowiona w spągu łupku miedzionośnego, a w przypadku jego braku w spągu najstarszych poziomów węglanowych lub ewaporatowych cechsztyń. Wszelkie osady terygeniczne, występujące poniżej tej granicy i mogące być odpowiednikiem cechsztyńskiego zlepieńca podstawowego, zostały włączone do górnego czerwonego spągowca. Wyróżnienie zlepieńca podstawowego, stanowiącego produkt transgresji, na podstawie cech litologicznych, sedimentologicznych i paleontologicznych jest w wielu przypadkach bardzo dyskusyjne, a przy braku rdzeni wiertniczych całkowicie niemożliwe. W tej sytuacji było konieczne zastosowanie uproszczonych kryteriów dla postawienia jednoznacznej litostratygraficznej granicy cechsztyń – czerwony spągowiec zarówno na rdzeniu wiertniczym, jak i na wykresach geofizyki wiertniczej.

Trzy najstarsze cyklotemy cechsztyńskie – cechsztyń 1 (PZ1), cechsztyń 2 (PZ2) i cechsztyń 3 (PZ3) występują na Zachodnim Pomorzu w pełnym wykształceniu (R. Wagner, 1987a). Pełny ich rozwój stwierdzono również w wierceniach wykonanych na Bałtyku (fig. 2). Korelacja tych cyklotemów z seriami werra, stassfurt i leine w basenie niemieckim jest bardzo dobra, nawet w szczegółach (R. Wagner, 1986, 1987b). Jedyne poważny problem stratygraficzny istnieje w tej części basenu cechsztyńskiego z zaszeregowaniem stratygraficznym poziomu skał węglanowych występujących na północno-wschodniej Rugii w strefie wyklinowania się cechsztyń. Brak fauny nie pozwala na pewną identyfikację stratygraficzną i z tego powodu geolodzy z NRD zaliczyli ten poziom do dolomitu płytowego, na podstawie przypuszczeń o najszerszym zasięgu cyklotemu leine (E. Münzberger i in., 1966). Hipoteza ta jest prawdopodobna ze względu na transgresywny charakter tego cyklotemu w całym basenie cechsztyńskim. Pewnym wyjątkiem od tej reguły jest najszerzy w cechsztyńie zasięg cyklotemu PZ1 w północnej i wschodniej części basenu polskiego, rozwiniętego na stabilnej platformie prekambryjskiej (R. Wagner i in., 1980; R. Wagner, 1988). Ale i w tym przypadku w strefie tektonicznej Koszalina – Chojnic, leżącej na kontakcie platform – paleozoicznej i prekambryjskiej, stwierdzono transgresywny charakter cyklotemu PZ3 w stosunku do cyklotemu PZ1 (R. Wagner, 1988). Morze wkroczyło w tym czasie na wypiętrzone bloki tektoniczne tworzące w cyklotemie PZ1 archipelag. W tej sytuacji, przy braku bezpośrednich dowodów, można przypuszczać, że w rozpatrywanej strefie na Bałtyku pierwotny zasięg cyklotemu PZ3 był w cechsztyńie najszerzy.

Powyżej cyklotemu PZ3 występują w profilu cechsztyń osady megacyklu PZ4 dzielące się w Polsce na kilka subcyklotemów. Na Pomorzu Zachodnim, w jego strefie nadbrzeżnej, nie występuje unikatowa litofacja zubrów, tak charakterystyczna dla bruzdy środkowopolskiej (R. Wagner, 1988). Cyklotem PZ4 rozwinięty jest w klasycznej litofacji ilasto-solnej, dzieląc się na dwa subcyklotemy – PZ4a i PZ4b (fig. 2). Subcyklotemy te, mimo pewnych różnic w wykształceniu litologicznym, można bez większych trudności korelować z seriami aller (Z4) i ohre (Z5) w basenie niemieckim (R. Wagner, 1988). Największe różnice w wykształceniu litologicznym notowane są w subcyklotemie PZ4b. Na Pomorzu Zachodnim w czerwonym ile solnym górnym występuje szeroko rozprzestrzeniona warstwa soli rozdzielającej (Na4b1) o miąższości przeciętnej ok. 1,5 m, która jest nieznaną w basenie niemieckim. Brak tu warstwy anhydrytu tworzącego poziom Lagenanhydrit (W. Reichenbach, 1970) w basenie niemieckim.

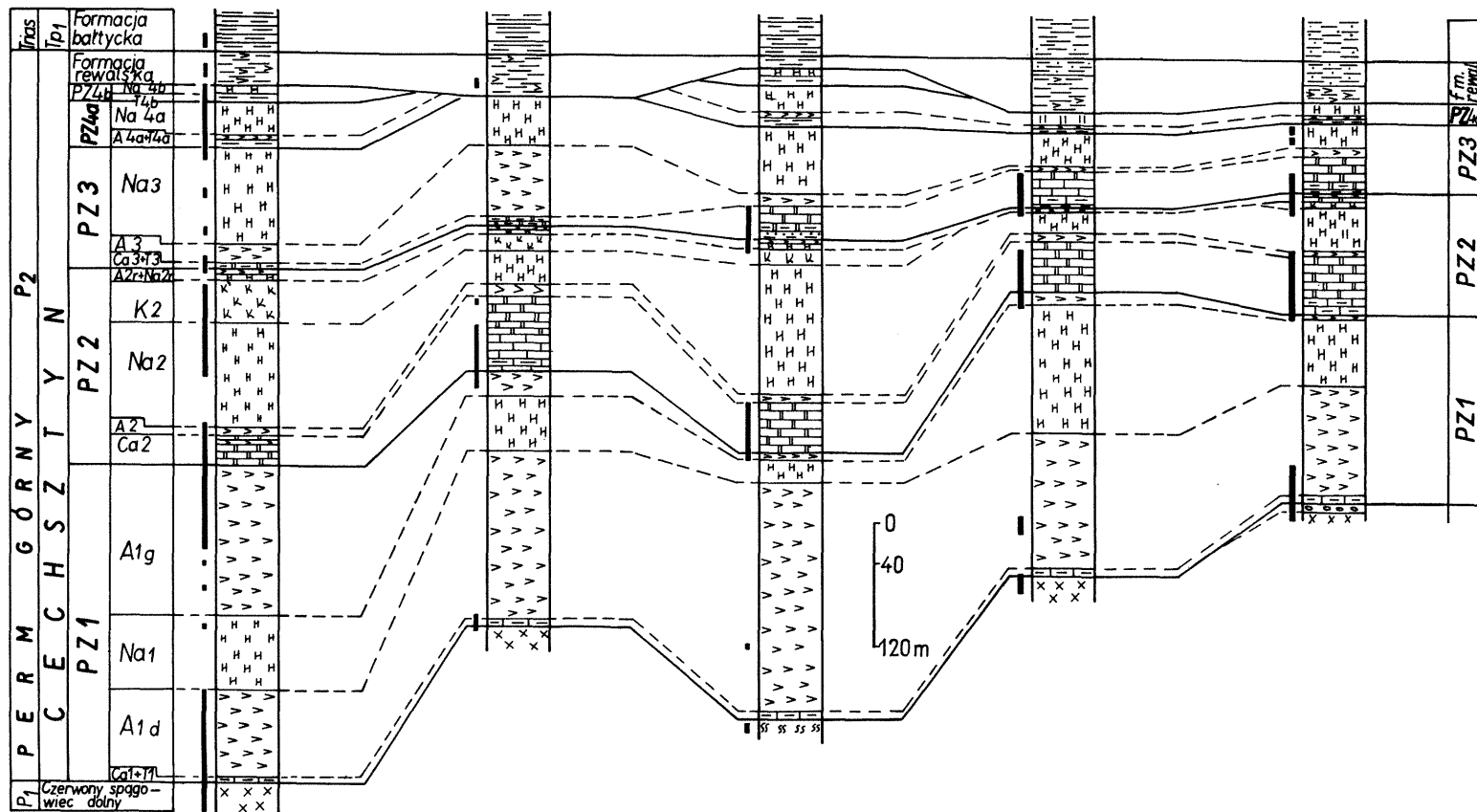
KAMIEŃ POMORSKI IG 1

K1

TRZEBUSZ 2

L2

DŹWIRZYNO 3



- x x x x 1
- ss ss ss 2
- o o o o 3
- 4
- — — — 5
- ▬ ▬ ▬ ▬ 6
- ▧ ▧ ▧ ▧ 7
- ▨ ▨ ▨ ▨ 8
- ▩ ▩ ▩ ▩ 9
- v v v v 10
- H H H H 11
- x x k v 12
- | 13

Na Bałtyku ewaporaty cyklotemu PZ4 występują tylko w skrajnie południowej części bloku H, sięgając nieco dalej ku północy na blokach L i K (fig. 1). Nad ewaporatami cechsztynu, niezależnie od ich wieku, zarówno na lądzie, jak i w profilach wierceń wykonanych na Bałtyku, leży seria osadów terygeniczych tworzących formację rewalską. Są to głównie czerwone mułowce, najczęściej niewarstwowane z dość licznymi kongrecjami anhydrytu. Formacja ta, kreowana przez A. Szyperko-Teller (1982), była przez tę autorkę zaliczana do najniższego pstręgo piaskowca lub do cechsztynu, przy czym wiek cechsztyński uważany był za bardziej prawdopodobny. Obecnie, jak wykazały szczegółowe badania sedimentologiczne (G. Pieńkowski, 1989) poparte wynikami badań palinologicznych, formacja rewalska została uznana za cechsztyńską. Osady te reprezentują środowisko playa i tworzyły się w brzeżnej części kurczącego się basenu ewaporacyjnego. W otworach wykonanych w polskim sektorze Morza Bałtyckiego formacja ta ma dość znaczne miąższości od 41,5 m w otworze K1 do 54,5 m w otworze L2.

Formacja rewalska jest czasowym odpowiednikiem różnych poziomów litostratygraficznych cyklotemu PZ4. Najnowsze badania porównawcze przeprowadzone dla basenów polskiego i niemieckiego pozwoliły na wyciągnięcie tego wniosku oraz stwierdzenie, że są to najmłodsze osady cechsztynu i jednocześnie górnego permu (R. Wagner, 1988). Formacja rewalska w bruzdzie środkowopolskiej leży w ciągłości sedimentacyjnej z najwyższymi subcyklotemami cechsztyńskimi od PZ4c do PZ4e. Poza obszarem tej bruzdy osady formacji rewalskiej przykrywają różne ogniwa stratygraficzne cechsztynu z luką sedimentacyjną, powiększającą się zarówno w kierunku NE, jak i NW. Nad formacją rewalską leży bez luki stratygraficznej formacja bałtycka, tworząca najniższą jednostkę litostratygraficzną dolnego pstręgo piaskowca. Wiek formacji bałtyckiej określono na podstawie wyników badań palinologicznych (T. Orłowska-Zwolińska, 1984) na dolny griesbach, zaliczany przez większość badaczy do najniższego triasu. Istnieją również poglądy, że jest to najwyższy perm.

Ustalenie pozycji stratygraficznej cechsztynu w skali chronostratygraficznej jest bardzo trudne z wielu względów. Kwestia ta jest od wielu lat dyskutowana, ale dopiero w latach osiemdziesiątych osiągnięto znaczny postęp w tej dziedzinie. Nie wdając się w tym miejscu w omówienie tych prac, przedstawione w innym artykule (R. Wagner, 1988), przytoczę tylko najważniejszy ich wynik. Na podstawie prac palinologicznych, magnetostratygraficznych oraz geochronologii izotopowej ustalono, że cechsztyń reprezentuje ostatnie 5 mln lat górnego permu i może być korelowany z wyższym tatarzem na platformie rosyjskiej.

Fig. 2. Korelacja litostratygraficznych profili cechsztynu zachodniej części Przymorza z profilami wykonanymi na Bałtyku

Correlation of the Zechstein lithostratigraphic profiles in the western coastal region with profiles made on the Baltic Sea

1 – skały wulkaniczne, 2 – skały piroklastyczne, 3 – zlepierńce, 4 – piaskowce, 5 – mułowce, 6 – ilowce, 7 – wapienie, 8 – dolomity, 9 – dolomity i wapienie margliste, 10 – anhydryty, 11 – sole kamienne, 12 – sole potasowe, 13 – rdzeniowane odcinki profili

1 – volcanic rocks, 2 – pyroclastic rocks, 3 – conglomerates, 4 – sandstones, 5 – siltstones, 6 – claystones, 7 – limestones, 8 – dolomites, 9 – dolomites and marly limestones, 10 – anhydrites, 11 – rock salts, 12 – potassium salts, 13 – cored profile sections

CHARAKTERYSTYKA LITOLOGICZNA I ROZWÓJ SEDYMENTACJI

Zasadnicze zmiany miąższości i facji zostały przedstawione na mapach litofacjalnych poszczególnych cyklotemów. Dla cyklotemów PZ1, PZ2 i PZ3 skonstruowano ilościowe mapy litofacjalne (fig. 3, 4 i 6), na których proporcje głównych składników litologicznych zostały określone na podstawowym trójkącie klasyfikacyjnym. Dla wszystkich map przyjęto ten sam trójkąt klasyfikacyjny, co umożliwił bezpośrednie ich porównywanie. Mapy te skonstruowano na podstawie danych z prawie 200 otworów wiertniczych, wykonanych na lądzie, i kilku otworów na morzu.

CECHSZTYN 1

Osady cyklu PZ1 charakteryzują się największą zmiennością facjalną (fig. 3). Różnicowanie to wynika zapewne ze specyficznej sedymentacji ewaporatów na urozmaiconej morfologicznie powierzchni osadów przedcechszyńskich oraz z lokalnych różnic w subsydencji poszczególnych bloków tektonicznych podłoża. Najstarszym niewątpliwie cechsztyńskim osadem jest łupek miedzionośny (pomijając wątpliwe utwory zlepieńca podstawowego). Są to szaro-czarne łupki wapienste, rzadziej dolomityczne, silnie bitumiczne, regularnie poziomo laminowane. Tworzyły się one w spokojnych warunkach sedymentacji, poniżej podstawy falowania. Obszar ich występowania pokrywa się z najbardziej obniżonymi rejonami basenu w czasie szeroko już rozprzestrzenionej transgresji morskiej. Na Pomorzu Zachodnim osady te występują na blokach Wolina i Gryfic, wyklinowując się na bloku Kołobrzegu w kierunku brzegu Bałtyku oraz na przedpolu strefy dyslokacyjnej Koszalina. Na Bałtyku łupek miedzionośny sięga zapewne dość daleko ku północy na blokach M i K oraz występuje w południowo-zachodniej części bloku L. Wapień cechsztyński ma znacznie szerszy zasięg. W rozpoznanej części bloków Wolina (H), Gryfic (K) i Kołobrzegu (L) wapień cechsztyński wykształcony jest w facji typowej dla otwartego morza. Cechami charakterystycznymi są: miąższość poniżej 10 m i dwudzielność w wykształceniu mikrofacyalnym (*Atlas litofacjalno-paleogeograficzny...*, 1978). Dolny kompleks zbudowany jest z marglistych mikrytów o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów, górny z onkolitów z jednym lub dwoma poziomami stromatolitów w przystropowej części profilów. Płytkowodne profile o miąższości kilkudziesięciu metrów znane są jedynie z lokalnych wyniesień podmorskich występujących w dyslokacyjnej strefie Koszalina, na granicy bloków Kołobrzegu i Darłowa. Morze nie przykryło tu wszystkich wypiętrzeń, które utworzyły wyspy. W otoczeniu tych wysp oraz na podwodnych progach powstała strefa barier oolitowo-stromatolitowo-mszywiolowych, odgradzających lagunowo-przybrzeżną część basenu od otwartego morza (*Atlas litofacjalno-paleogeograficzny...*, 1978). Platforma węglanowa wapienia cechsztyńskiego nie jest znana z obszaru badań, natomiast jest wysoce prawdopodobne, że rozwinęła się w obrzeżeniu lądów na blokach L i K (obszar litofacji I na fig. 3).

W fazie sedymentacji ewaporatów zarysowała się zmienność w litofacji i miąższości, związana z różnicowaniem się reliefu basenu na skutek lokalnych i regionalnych zmian w ruchliwości poszczególnych bloków tektonicznych. Manifestowało się to zmianami w proporcji anhydrytów do soli kamiennych, przy relatywnie dużych miąższościach ewaporatów od 100 do 400 m. Najbardziej

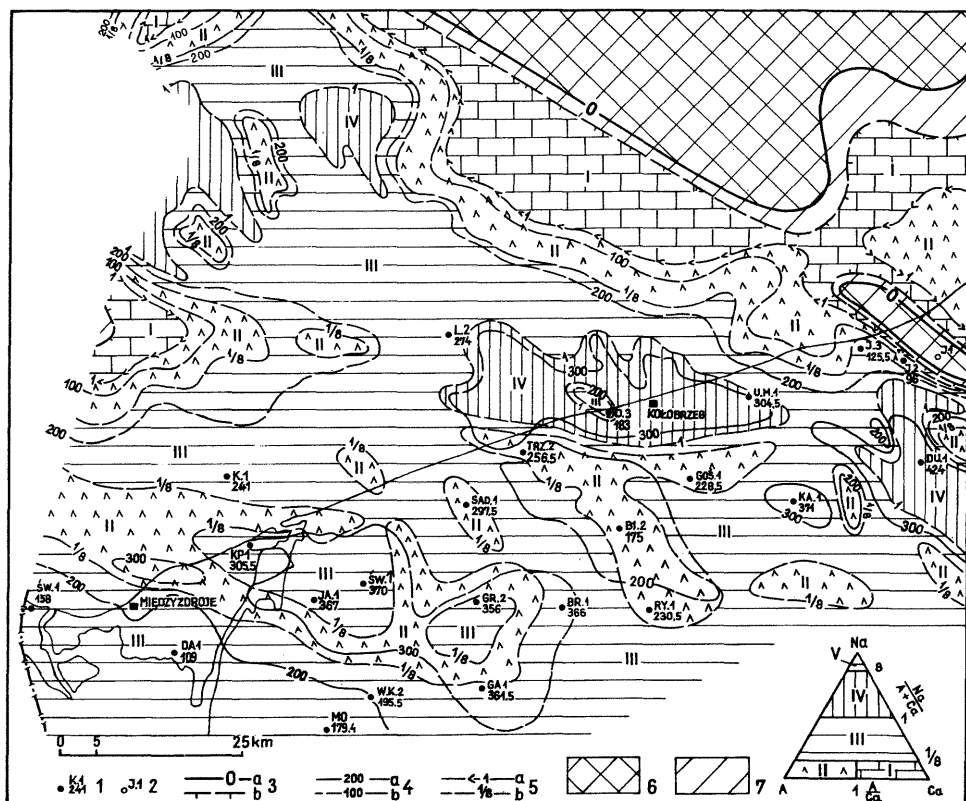


Fig. 3. Miąższość i litofacje cechszynu 1 (PZ1)

Thickness and lithofacies of the Zechstein 1 (PZ1)

1 – ważniejsze otwory wiertnicze z przewierconymi osadami cyklu (literami oznaczono skrót nazwy otworu, cyframi – miąższość cyklotemu w metrach); 2 – otwory wiertnicze położone poza zasięgiem cyklotemu; 3 – zasięg cyklotemu: a – pierwotny, b – współczesny; 4 – miąższość współczesna cyklotemu w metrach: a – stwierdzona, b – przypuszczalna; 5 – granice litofacji określone ilościowo liniami współczynników: a – węglano-siarczanowe, b – soloności; 6 – obszary lądowe; 7 – obszary pozbawione cyklotemu z powodu erozji epigenetycznej; trójkąt klasyfikacyjny: Ca – skały węglanowe (dolomity i wapień), 1 – skały siarczanowe (anhydryty i gipsy), Na – skały chlorkowe (sole kamienne i potasowo-magnezowe), I–V – litofacje, A/Ca – współczynnik węglano-siarczanowy, Na/A + Ca – współczynnik soloności

1 – major boreholes with cycle sediments drilled through (abbreviations of borehole names designated by letters, cyclothem thickness (in metres) designated by figures); 2 – boreholes situated beyond cyclothem extent, 3 – cyclothem extent: a – primary, b – recent; 4 – recent thickness of cyclothem (in metres): a – confirmed, b – presumable; 5 – lithofacies boundaries determined quantitatively by coefficient lines: a – carbonate-sulphate, b – salt content; 6 – land areas; 7 – cyclothem – devoid areas due to epigenetic erosion; classification triangle: Ca – carbonate rocks (dolomites, limestones), 1 – sulphate rocks (anhydrites, gypsums), Na – chlorine rocks (rock salts, potassium-magnesium salts), I–V – lithofacies, A/Ca – carbonate-sulphate coefficient, Na/A + Ca – salt content coefficient

charakterystyczne było tworzenie się regionalnych platform anhydrytowych w obrzeżeniu platform węglanowych oraz lokalnych platform anhydrytowych, tworzących tzw. wały lub bariery anhydrytowe na izolowanych wypiętrzeniach dna basenu. Na bloku Kołobrzegu struktury te tworzy anhydryt dolny osiągając miąższość do 200 m, natomiast na bloku Gryfice powstała rozległa platforma anhydrytowa zbudowana z anhydrytu górnego, który osiąga tu do 250 m miąższości.

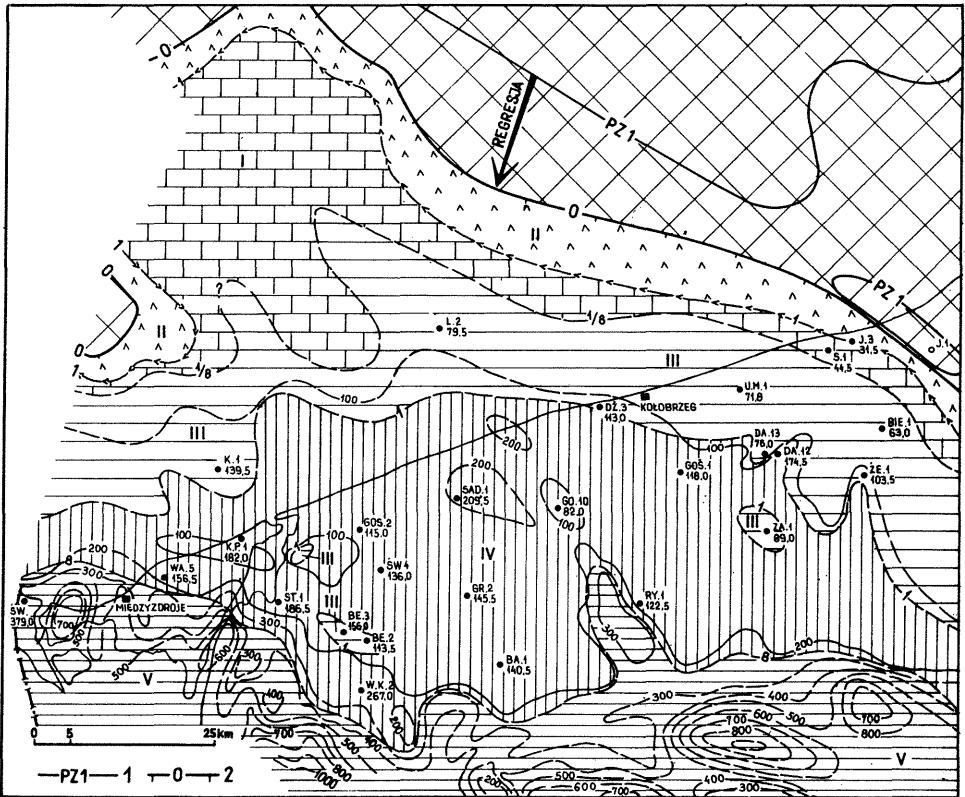


Fig. 4. Miąższość i litofacje cechszynu 2 (PZ2)

Thickness and lithofacies of Zechstein 2 (PZ2)

1 – pierwotny zasięg cyklotemu PZ1, 2 – pierwotny i współczesny zasięg cyklotemu PZ2; pozostałe objaśnienia jak na fig. 3

1 – primary extent of the PZ1 cyclothem, 2 – primary and recent extent of the PZ2 cyclothem; other explanations as in Fig. 3

Równie charakterystyczne dla cyklotemu PZ1 było tworzenie się lokalnych basenów solnych. Sól kamienna osiągała w nich od 120 do 200 m miąższości, wypełniając zagłębienia tworzące w miarę wzrostu barier anhydrytowych lokalne panwie solne. Panwie te znane są ze strefy dyslokacyjnej Koszalina i z obszaru kołobrzeskiego, gdzie przedłużają się na południową część bloku L. Występują również w północnej części bloku K oraz zapewne w północno-zachodniej części bloku L.

Charakterystyczną cechą cyklotemu PZ1 jest duża zmienność miąższości i facji ewaporatów oraz daleki ich zasięg, zwłaszcza soli kamiennych, ku północnemu zachodowi.

CECHSZYNY 2 (PZ2)

W cyklotemie PZ2 nastąpiło zmniejszenie zasięgu morza (por. fig. 3 i 4), charakterystyczne dla całego basenu cechsztyńskiego. W stosunku do cyklotemu PZ1 widoczna jest wyraźnie większa regularność w zmianach litofacji i miąższości (fig. 4).

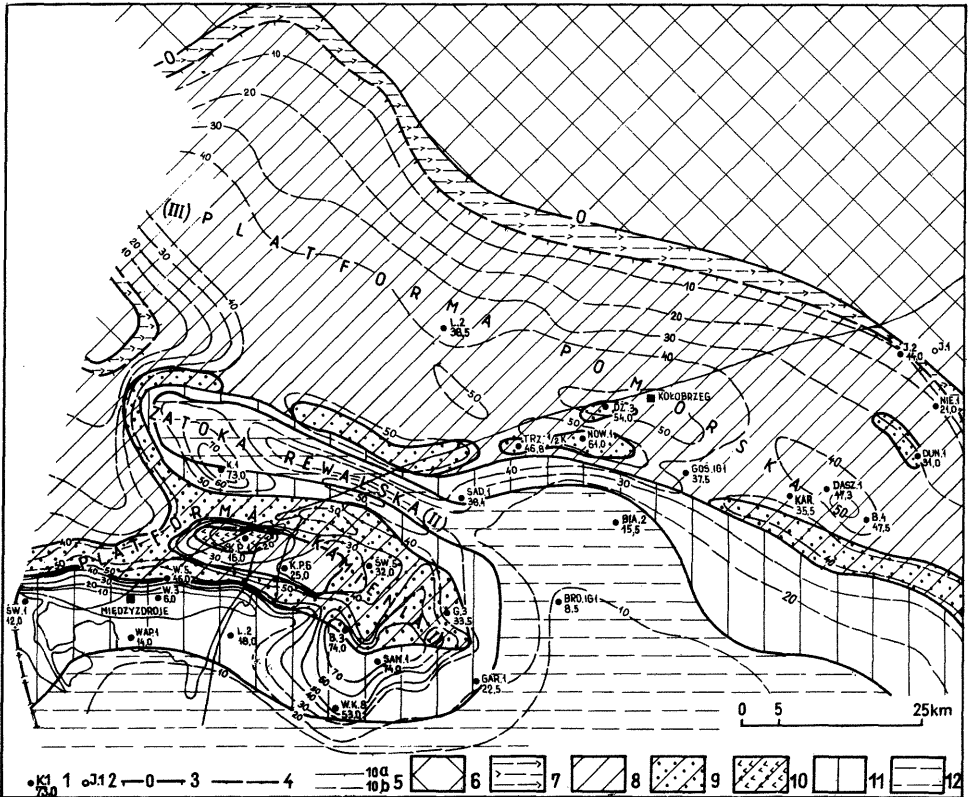


Fig. 5. Paleogeografia dolomitu głównego (Ca2)

Palaeogeography of the Main Dolomite (Ca2)

1 – ważniejsze otwory wiertnicze z przewierconymi osadami dolomitu głównego (cyframi oznaczono jego miąższość w metrach); 2 – otwory wiertnicze położone poza zasięgiem dolomitu głównego; 3 – pierwotny i współczesny zasięg cyklotemu PZ2; 4 – pierwotny i współczesny zasięg dolomitu głównego; 5 – miąższość pierwotna dolomitu głównego w metrach: a – stwierdzona, b – przypuszczalna; 6 – obszary lądowe; 7 – obszar występowania osadów terygeniczo-siarczanowych (środowisko sebkhi); 8 – platforma węglanowa (ogólnie); 9 – mielizny i bariery oolitowe; 10 – silnie zasolona część laguny; 11 – stok platformy węglanowej; 12 – równia basenowa

1 – major boreholes with Main Dolomite sediments drilled through (thickness in metres designated by figures); 2 – boreholes situated beyond Main Dolomite extent; 3 – primary and recent extent of the PZ2 cyclothem; 4 – primary and recent extent of the Main Dolomite; 5 – primary thickness of the Main Dolomite (in metres): a – confirmed, b – presumable; 6 – land areas; 7 – area of terrigenous-sulphate deposits occurrence (sebkha environment); 8 – carbonate platform (generally); 9 – shoals and oolitic barriers; 10 – highly salted part of lagoon; 11 – carbonate platform slope; 12 – basin plain; I – Kamień Platform, II – Rewal Bay, III – Pomerania Platform

U podstawy cyklotemu PZ2 występują skały węglanowe tworzące poziom dolomitu głównego. Rozwój osadów tego poziomu ma wyraźnie charakter strefowy, związany z sytuacją paleogeograficzną. Głównymi jednostkami paleogeograficznymi są platformy węglanowe: brzeżna platforma pomorska i unikato-wa, wewnętrzna platforma Kamienia (fig. 5). Obie platformy rozdziela wąska zatoka rewalska. Pomorska platforma węglanowa ma szerokość od 22 do 40 km oraz zróżnicowany relief. Miąższość dolomitu głównego wynosi tu przeciętnie 30–40 m, miejscami przekraczając 50 m. W kierunku brzegu skały węglanowe przechodzą stopniowo w anhydryty z udziałem czerwonego materiału terygenicznego, utworzone w charakterystycznym środowisku sebkhi. Przeważająca

część profilów w obrębie platformy węglanowej ma charakterystyczną regresywną sekwencję mikrofacji: w dolnej części mikryty laminowane, wyżej mikryty masywne, a w górnej części oolity. Przewaga oolitów nad innymi mikrofacjami występuje głównie w wąskim pasie wzdłuż zewnętrznej krawędzi platformy. Była to strefa płycizn, które tworzyły bariery oddzielające otwarte morze od lagun. Płycizny takie występowały również wewnątrz platformy pomorskiej, ale miały mniejsze rozmiary. Pasma barier rozprzestrzenione wzdłuż krawędzi platformy pomorskiej wydaje się nie mieć charakteru ciągłego, ale jest ono do tej pory słabo rozpoznane. Pomorska platforma węglanowa jest zapewne szeroko rozprzestrzeniona na Bałtyku zajmując blok L i północną część bloku K.

W południowych częściach bloków K i H oraz w odpowiadających im blokach na stałym lądzie istnieje unikatowa platforma Kamienia (*Atlas litofacjalno-paleogeograficzny...*, 1978; S. Depowski i in., 1978). Rozwinęła się ona na platformie anhydrytowej anhydrytu górnego cyklotemu PZ1. Jest ona wyjątkowa w cechsztynie ze względu na kształt i wykształcenie facjalne dolomitu głównego. Miąższość dolomitu jest tu zróżnicowana od kilkunastu metrów w strefie lagunowej do ponad 70 m w strefie barier oolitowych, które tworzą tu ciągi pasy okalający lagunę (fig. 5). W strefie barier skały ziarniste zbudowane są głównie z oolitów, stanowiących ponad 50% profilu, dochodzących miejscami prawie do 100%. W lagunie dominują skały utworzone z mat glonowych z nielicznymi przewarstwieniami oolitów. Laguna musiała być silnie zasolona, ponieważ występują tu liczne konkrecje anhydrytowe, a nawet przewarstwienia anhydrytów do kilku metrów miąższości. Świadczy to o izolacji laguny od otwartego morza.

Obie platformy rozdziela wąska strefa otwartego morza zwana zatoką rewalską, której istnienie przewidywano w poprzednich rekonstrukcjach paleogeograficznych (*Atlas litofacjalno-paleogeograficzny...*, 1978). W zatoce tej dolomit główny wykształcony jest w postaci mikrytów wapiennych o miąższości ponad 70 m z obfitą mikrofauną, której istnienie potwierdza przypuszczenie o łączności z otwartym morzem. Nie wiadomo czy zatoka rewalska okolona jest od zachodu i północnego wschodu pasem barier oolitowych. Wersja przedstawiona na fig. 5 jest hipotezą, ale o znacznym stopniu prawdopodobieństwa.

Platformy węglanowe dolomitu głównego przechodzą w kierunku otwartego basenu w strefę zwaną stokiem. Wykształcenie dolomitu głównego i jego miąższość są tu niekiedy skrajnie zróżnicowane, co zależy głównie od morfologii stoku. Stok może być silnie nachylony i mieć charakter skarpy morfologicznej, jak np. zachodni odcinek platformy Kamienia. Miąższość dolomitu głównego jest tu mała, a madstony, z których jest zbudowany, są wymieszane z redeponowanymi oolitami. Miały tu również miejsce intensywne grawitacyjne ruchy masowe osadów powodujące powstanie brekcji. Na stokach łagodnych, np. stok platformy pomorskiej, dolomit główny wykształcony jest głównie jako madstony o malejącej stopniowo miąższości w kierunku podstawy stoku. Sporadycznie, jak na przykład na południowo-wschodnim stoku platformy Kamienia, tworzą się dużej miąższości madstony (ponad 70 m). Zaobserwowano tu spęływanie słabo zdiagenezowanego osadu, dające w efekcie fałdy obalone. Stoki platformy węglanowej dolomitu głównego są najbardziej interesującymi strefami paleogeograficznymi zarówno od strony poznawczej, jak i poszukiwawczej. Dolomit główny osiąga tu maksymalne miąższości ponad 200 m (D.N. Clark, 1980; S. Depowski i in., 1978); ponadto działały w nim intensywne procesy późno-diagenetyczne, powodujące powstanie wtórnej kawernistości. W skałach zbiornikowych tego typu utworzyły się liczne złoża ropy naftowej.

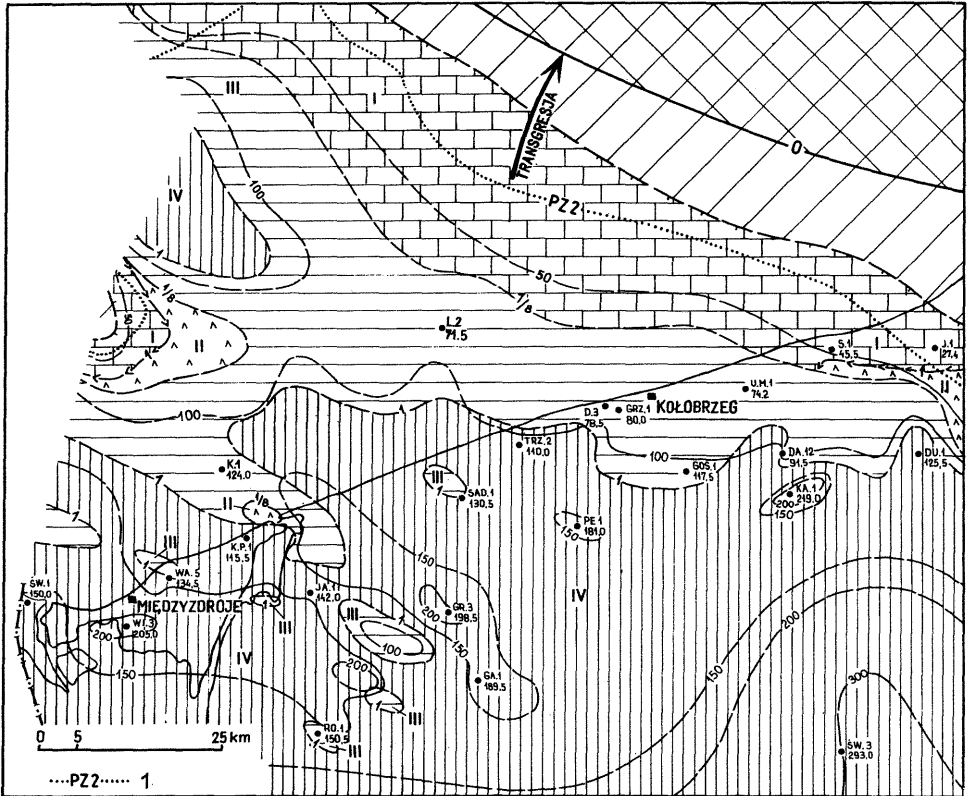


Fig. 6. Miąższość i litofacie cechsztynu 3 (PZ3)
Thickness and lithofacies of the Zechstein 3 (PZ3)

1 — pierwotny zasięg cyklotemu PZ2 pod przykryciem cyklotemu PZ3; pozostałe objaśnienia jak na fig. 3
1 — primary extent of the PZ2 cyclothem covered by the PZ3 cyclothem; other explanations as in Fig. 3

W strefie basenowej dolomitu głównego (fig. 5) brak poważniejszego zróżnicowania facjalnego. Są to najczęściej regularnie laminowane mikryty, silnie zailone, o miąższości poniżej 20 m (minimalna miąższość wynosi 2,5 m).

W fazie sedymentacji ewaporatów cyklu PZ2 największą rolę odgrywały sole kamienne i potasowe. Anhydryty mają niewielkie miąższości, od kilku do kilkunastu metrów. Jedynie sporadycznie, w wąskich strefach na stromym stoku platformy węglanowej, osiągają miąższość do 60 m. Starsze sole kamienne mają znacznie mniejszy zasięg niż sole najstarsze, a w szerokiej, brzeżnej strefie basenu miąższość ich nie przekracza 200 m. Duże miąższości rzędu od 600 do 800 m osiągnęły natomiast w centralnej części basenu, gdzie objęte zostały późniejszymi procesami halokinezy (południowa część fig. 4).

CECHSZTYN 3 (PZ3)

Na początku sedymentacji cyklotemu PZ3 miała miejsce dość znaczna transgresja. W obrębie basenu sedymentacyjnego znalazła się nadbrzeżna część obszarów lądowych cykli PZ2 i PZ1 (fig. 6) W węglanowej fazie sedymentacji

utworzyły się skały węglanowe dolomitu płytowego, z reguły podścielone skałami terygenicznymi (szare ily solne). Lokalnie skały terygeniczne osiągają miąższość do 10 m (np. w rejonie Kołobrzegu) ze znacznym udziałem piaskowców; najczęściej jest ona rzędu 0,5 – 1,5 m. Dolomit płytowy utworzył w północnej części bloku Kołobrzegu platformę węglanową, osiągając miąższość do 50 m. Wykształcenie mikrofacjalne jest tu dość monotonne o typowo regresywnym następstwie. W spągu występują mikryty, często silnie margliste i laminowane, przechodzące ku górze w mikryty masywne i oolity. Platforma węglanowa dolomitu płytowego kontynuuje się na Bałtyku na bloku L, co znalazło potwierdzenie w otworze wiertniczym L 2. Stok platformy jest łagodny i zbudowany głównie z ilastych mikrytów.

Na blokach K i H oraz na ich odpowiednikach na lądzie stałym istniała strefa otwartego basenu, gdzie miąższość dolomitu płytowego nie przekraczała kilku metrów, a w profilu przeważały ilaste dolomity mikrytowe.

Nad dolomitem płytowym występują ewaporaty – anhydryt główny i młodsza sól kamienna z lokalnie występującą młodszą solą potasowo-magnezową. Na platformie węglanowej anhydryt główny ma niewielką miąższość, od kilku do kilkunastu metrów. W strefie otwartego basenu ulega ona znacznym wahaniom od 15 do 70 m. Zasięg młodszej soli kamiennej okazał się nadspodziewanie duży, zwłaszcza na bloku K, jakkolwiek miąższość jej jest tu mniejsza niż 100 m. Większe miąższości osiąga sól kamienna w południowych częściach bloków K i H, w kierunku centrum basenu, gdzie dochodzi do 300 m.

CECHSZTYN 4 (PZ4)

Pod koniec sedymentacji młodszych soli kamiennych rozpoczęła się regresja, która postępowała sukcesywnie w trakcie sedymentacji osadów cyklu PZ4 (fig. 7). Ewaporaty cyklotemu PZ4, głównie najstarszego subcyklotemu PZ4a, zachowały się wyłącznie w południowych częściach bloków H, K i L. W strefie nadbrzeżnej Pomorza Zachodniego cyklotem PZ4 zbudowany jest z dwóch subcyklotemów PZ4a i PZ4b. Są one wykształcone w klasycznej litofacji ilasto-solnej znanej z innych części basenu cechsztyńskiego. W dolnej części obu cyklotemów występują poziomy czerwonych iłowców i mułowców zawierające miejscami piaskowce. Miąższość skał terygeniczných jest w tej strefie dość duża i wynosi 10 – 20 m. Miąższość soli kamienných subcyklotemu PZ4a wynosi 20 – 40 m, natomiast soli kamienných subcyklotemu PZ4b – od kilku do 10 m (fig. 7).

Nad ewaporatami cechsztynu różnych cyklotemów leży terygeniczna formacja rewalska. Zasięg jej jest bardzo szeroki i może być porównywany z maksymalnym zasięgiem basenu cechsztyńskiego. Są to czerwone mułowce z licznymi kongrecjami anhydrytu o miąższości od 20 do 70 m. W górnej części pojawiają się przewarstwienia piaszczyste. Są to osady lądowe utworzone w środowisku playa z wpływami fluwialnymi w górnej części profilu.

Nad formacją rewalską na całym obszarze badań leży dolny pstry piaskowiec.

ROZWÓJ BASENU SEDYMENTACYJNEGO

W schyłkowej fazie sedymentacji górnego czerwonego spągowca cały obszar był znacznie speneplenizowany. Jedynie w tektonicznej strefie Koszalina – Choj-

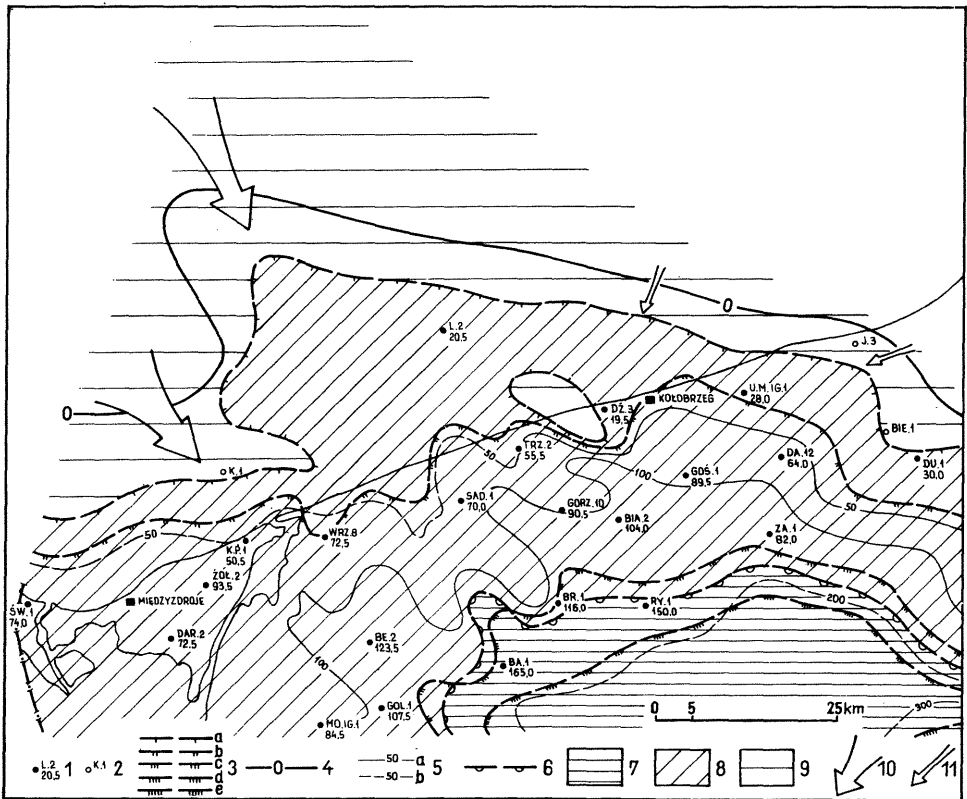


Fig. 7. Miąższość i litofacje cechsztynu 4 (PZ4)

Thickness and lithofacies of the Zechstein 4 (PZ4)

1 – ważniejsze otwory wiertnicze z przewierconymi osadami megacyklu PZ4 (literami oznaczono skrót nazwy otworu a cyframi miąższość megacyklotemu w metrach); 2 – otwory wiertnicze poza zasięgiem ewaporatów megacyklu PZ4; 3 – zasięgi współczesne ewaporatów poszczególnych subcyklotemów: a – PZ4a, b – PZ4b, c – PZ4c, d – PZ4d, e – PZ4e; 4 – przypuszczalny pierwotny zasięg ewaporatów megacyklotemu PZ4; 5 – miąższość megacyklotemu w metrach: a – stwierdzona, b – przypuszczalna; 6 – zasięg litofacji zubrów; 7 – obszar występowania litofacji zubrów; 8 – obszar występowania litofacji ilasto-solnej; 9 – obszar występowania osadów formacji rewalskiej; 10 – główne kierunki transportu materiału terygenicznego do basenu ewaporacyjnego; 11 – podrzędne kierunki transportu tego materiału

1 – major boreholes with the PZ4 megacycle deposits drilled through (abbreviations of borehole names designated by letters, megacycle thickness (in metres) designated by figure); 2 – boreholes situated beyond the PZ4 megacycle evaporites extent; 3 – recent extents of evaporites of particular subcycles: a – PZ4a, b – PZ4b, c – PZ4c, d – PZ4d, e – PZ4e; 4 – presumable primary extent of the PZ4 megacyclothem evaporites; 5 – megacyclothem thickness in metres: a – confirmed, b – presumable; 6 – zuber lithofacies extent; 7 – area of occurrence of zuber lithofacies; 8 – area of occurrence of clayey-saline lithofacies; 9 – area of occurrence of the Rewal Formation deposits; 10 – major directions of transport of terrigenous material into the evaporation basin; 11 – secondary directions of transport of this material

nic istniały pasy wyniesień i obniżień o ogólnym kierunku rozciągłości NW – SE, genetycznie związane ze skomplikowaną budową blokową podłoża permu i różnicami w odporności na wietrzenie skał starszego i młodszego paleozoiku (R. Wagner i in., 1980; J. Pokorski, 1988; R. Wagner, 1988). W górnym czerwonym spągowcu na obszarze Bałtyku dominowała erozja. Basen czerwonego spągowca sięgał zaledwie skrajnie południowej części bloku K oraz południowej części bloku H. Lokalny basen sedymentacyjny rozpościerał się w północnej części bloku K. W wyniku denudacji zostały odsłonięte różne poziomy skał młodszego

i starszego paleozoiku na blokach L i M, a na bloku K została zerodowana zwarta pokrywa skał wylewnych dolnego czerwonego spągowca (J. Pokorski, 1990). Na przelomie czerwonego spągowca i cechsztynu obszar silnie się obniżył, co umożliwiło szybką transgresję morza cechsztyńskiego. W wyniku działania tych ruchów tektonicznych nastąpiło rozszerzenie granic basenu sedymentacyjnego, wyrażone znacznie przekraczającym ułożeniem osadów cechsztynu na górnym czerwonym spągowcu. Ramy tektoniczne basenu określiła od północnego wschodu strefa dyslokacyjna Koszalina, stanowiąca północny odcinek walnej strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista (strefy T-T), a od zachodu – uskoku Adler (fig. 1). Na obniżonych blokach K i L utworzyła się rozległa zatoka morska sięgająca daleko ku północnemu zachodowi. Jak daleko – nie jest to ostatecznie wyjaśnione, ale istnieją podstawy do wnioskowania, że cechsztyń może być obecny w rowie Rønne koło Bornholmu. W tej sytuacji należy również ponownie rozważyć możliwość bezpośredniego połączenia z basenem duńskim (R. Dadlez, 1974). W zatoce tej osady cechsztynu leżą na różnych seriach stratygraficznych młodszego paleozoiku, a na ugiętej krawędzi bloku M także na osadach starszego paleozoiku. Tektoniczne ruchy obniżające spowodowały również, niewielkie zresztą, zróżnicowanie reliefu dna basenu na poszczególnych blokach podłoża cechsztynu. Uwidocznili się to stosunkowo silnym zróżnicowaniem facji i miąższości najstarszego cyklotemu PZ1.

Na obniżonej krawędzi bloku M, stanowiącej południowo-zachodnie obrzeżenie półwyspu pomorskiego, utworzyła się zapewne platforma węglanowa wapienia cechsztyńskiego, która wraz z przyrośniętą do niej platformą anhydrytu dolnego wyznaczała obszar o dość słabej subsydencji. Drugi brzeg basenu związany z uskokiem Adler miał prawdopodobnie charakter skarpy morfologicznej, na której nie mogły powstać platformy węglanowe i siarczanowe. Mogły się one rozwinąć w skrajnie północnej części bloków K i L, w strefie o zmniejszonej miąższości osadów cechsztynu, stanowiącej południowo-zachodnie przedłużenie wypiętrzenia południowego Bornholmu. Między tym wyniesieniem a wypiętrzeniem na zachód od uskoku Adler (blok Arkony) mogła istnieć wąska strefa, być może o charakterze rowu, wprowadzająca cechsztyń do rowu Rønne.

Płytkowodne osady wapienia cechsztyńskiego oraz anhydrytu dolnego i górnego PZ1 tworzące platformy mogły się rozwinąć na przedłużeniu analogicznych struktur sedymentacyjnych znanych ze środkowej Rugii. Szczególnie interesujący jest obszar położony w centralnej części bloku K, gdzie na sejsmice refleksyjnej rysuje się wyraźne zmniejszenie miąższości osadów cechsztynu. Obszar ten o rozciągłości WNW – ESE leży na przedłużeniu strefy dyslokacyjnej Wiek, przelamującej w tym miejscu przebieg uskoku Adler i Kamienia (por. fig. 1 i 3). Być może był to w cyklotemie PZ1 obszar podwodnych elewacji, na których mogły się rozwinąć rafy mszywiolowo-stromatolitowe i bariery anhydrytowe.

W obniżonych częściach bloków K i L utworzył się rozległy basen sedymentacyjny o większej subsydencji, charakteryzujący się małymi miąższościami wapienia cechsztyńskiego i obecnością najstarszej soli kamiennej, tworzącej miejscami panwie solne o zwiększonych miąższościach.

W cyklotemie PZ1 cały omawiany obszar Bałtyku był strefą o zróżnicowanej, ale kompensowanej przez sedymentację subsydencji. Na podstawie analogii do Pomorza Zachodniego można się spodziewać większego zróżnicowania miąższości i facji niż przedstawiono na fig. 3. Centralny basen sedymentacyjny rozciągał się w południowej części bloku Wolina i Gryfic. Miąższość cyklotemu PZ1 maleje tu do mniej niż 200 m, a dość silna subsydencja nie była całkowicie

kompensowana przez sedymentację. Ewaporaty cyklu PZ1 wyrównały większość deniwelacji dna zbiornika z okresu transgresji morza cechsztyńskiego i późniejszego różnicowania się reliefu.

Nowa ingresja związana z cyklem PZ2 wkroczyła na obszar o znacznie wyrównanym reliefie i miała zdecydowanie mniejszy zasięg. Na miejscu platform węglanowych i płyticzn z okresu cyklotemu PZ1 powstały płaskie obszary lądowe. Na prawie całym omawianym obszarze Bałtyku utworzyły się platformy węglanowe dolomitu głównego z płytkowodną sedymentacją osadów węglanowych, nie wyłączając wąskiej zatoki rewalskiej, o nieco większej głębokości. Ewaporaty, głównie sól kamienna i sole potasowe, objęły środkową część bloków K i L, ale miały stosunkowo niewielkie miąższości. Miąższość ewaporatów wzrastała stopniowo ku południowi, osiągając duże rozmiary w centralnym basenie sedymentacyjnym. Basen ten charakteryzował się bardzo silną subsydencją, początkowo niekompensowaną, a przy końcu cyklu całkowicie kompensowaną przez sedymentację. Na obszarze Bałtyku istniał on tylko w skrajnie południowej części bloku H. Ogólnie w cyklotemie PZ2 na przeważającej części obszaru rozwinęła się płytkowodna sedymentacja skał węglanowych i ewaporatów. Subsycydencja była słaba, całkowicie kompensowana przez sedymentację.

Kolejna ingresja morska zapoczątkowała cyklotem PZ3. Morze znacznie rozszerzyło zasięg w stosunku do zasięgu w cyklotemie PZ2, a być może również w PZ1. Ingresji towarzyszyło różnicowanie subsydencji, co miało znaczenie dla sedymentacji. Na bloku L utworzyła się rozległa platforma węglanowa dolomitu płytowego, charakteryzująca się płytkowodną sedymentacją przy niewielkiej kompensowanej subsydencji. Blok K cechował się zwiększoną subsydencją, co wyraziło się mniejszymi miąższościami skał węglanowych, przy jednoczesnym wzroście miąższości anhydrytów i soli kamiennych sięgających daleko ku północy. Zwiększona wyraźnie subsydencja na bloku K była również kompensowana przez sedymentację.

W końcu sedymentacji cyklotemu PZ3 rozpoczęła się regresja. Większa część platformy dolomitu płytowego wynurzyła się i podlegała przemianom diagenetycznym oraz erozji. Regresji towarzyszyło wyraźne zwilgotnienie klimatu. W cyklotemie PZ4 cykliczność sedymentacji była bardziej związana z wahaniami klimatu niż z ingresjami morza. W okresach wilgotnych przeważała w basenie sedymentacja osadów terygeniczných znoszonych z obszarów alimentacyjnych przez wody opadowe. W okresach suchych powracała sedymentacja ewaporatów. Zjawiska te zachodziły przy stale zwiężającym się połączeniu z morzem górnopermskim i postępującym zwilgotnieniu klimatu.

Poszczególne subcyklotemy cyklu PZ4 mają następstwo regresywne. Większa część obszaru bałtyckiego była wynurzona i stopniowo erodowana. Ostateczne ukształtowanie dzisiejszych zasięgów poszczególnych cyklotemów cechsztyńskich nastąpiło najprawdopodobniej między końcem sedymentacji subcyklotemu PZ4b a transgresją formacji bałtyckiej dolnego pstręgo piaskowca. W tym czasie zostało przerwane ostatecznie połączenie z morzem górnopermskim i cały obszar stał się lądem. Sole kamienne zostały częściowo rozługowane i powtórnie osadzone w postaci soli descendentnych w basenie zubrów położonym na południe od omawianego obszaru.

Na obrzeżach relikotowego basenu ewaporacyjnego tworzyły się czerwone mułowce formacji rewalskiej. Osady te w miarę kurczenia się basenu ewaporacyjnego przesuwały się z północy na południe, a po zaniku ewaporatów sedymentacja terygeniczna zapanowała w całym basenie.

Nowa transgresja zapoczątkowała sedymentację osadów terygenicznych formacji bałtyckiej dolnego pstręgo piaskowca.

*

Układ stref litofacjalnych oraz rozkład miąższości cechsztynu wykazuje wyraźną strefowość. Wynika ona z układu lokalnych i regionalnych obszarów o różnej subsydencji i niewątpliwie jest powiązana z ruchliwością bloków tektonicznych podłoża cechsztynu. We wschodniej części omawianego obszaru na granicy bloków L i M przeważają w cechsztynie kierunki NW – SE wyraźnie zgodne z przebiegiem strefy dyslokacyjnej Koszalina, stanowiącej północny odcinek rozłamu Teisseyre'a-Tornquista. Strefa T-T wyraźnie wpływa na zasięgi i układ stref facjalnych trzech starszych cyklotemów cechsztyńskich (fig. 1, 3 – 6). Podobnie wpływ ten zaznaczył się w cechsztynie w tektonicznej strefie Koszalina – Chojnic (R. Wagner, 1988), przy czym przebieg lineamentu T-T pokrywa się tu z południowo-zachodnią krawędzią platformy prekambryjskiej. Na Bałtyku widoczne jest rozchodzenie się tych walnych jednostek tektonicznych (fig. 1), a krawędź platformy prekambryjskiej odchyła się w kierunku WNW – ESE (R. Dadlez, 1990). Kierunki te zdecydowanie wpływają na regionalne zmiany miąższości cechsztynu oraz przebieg głównych stref facjalnych w południowych częściach bloków H, K i L oraz na pobrzużu Bałtyku Pomorza Zachodniego.

W północnej części bloków L i K zmiany miąższości i facji cechsztynu były wypadkową kierunku NW – SE (kierunek strefy T-T) i zbliżonym do południkowego kierunku uskoku Adler. Uskok ten, zapewne wieku późnoherceyńskiego, odegrał bardzo ważną rolę w paleogeografii cechsztynu, ograniczając jego zasięg ku zachodowi. Stanowił on wschodnią granicę rozległego łądu rozciągającego się w cechsztynie na wyniesieniach Ringköbing-Fionia i Arkony. Strefa uskokuwa Wiek stanowiąca południową granicę bloku Arkony miała wpływ na rozprzestrzenienie i zmiany facji cechsztynu na terenie NRD. W jej przedłużeniu ku akwenowi polskiemu (środkowa część bloku K) obserwuje się zmniejszenie miąższości cechsztynu, co zapewne wynikało ze zmian facji i miąższości w poszczególnych cyklotemach (fig. 3 – 6). Niewielką rolę w paleogeografii cechsztynu odegrała również dyslokacyjna strefa Trzebiatowa równoległa do uskoku Adler, stanowiąca granicę bloków K i L. Blok K charakteryzował się w cechsztynie znacznie silniejszą subsydencją niż blok L ale wynikało to głównie z asymetrycznego ujęcia dna basenu sedymentacyjnego wzdłuż uskoku Adler.

Zakład Geologii Złóż Ropy i Gazu
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 9 listopada 1989 r.

PIŚMIENNICTWO

- ATLAS LITOFACJALNO-PALEOGEOGRAFICZNY PERMU OBSZARÓW PLATFORMOWYCH (1978) – Red. S. Depowski. Inst. Geol. Warszawa.
- CLARK D.N. (1980) – The sedimentology of the Zechstein 2 Carbonate Formation of Eastern Drenthe. The Netherlands. Contr. Sed., **9**, p. 131 – 165.
- DADLEZ R. (1974) – Some geological problems of the Southern Baltic Basin. Acta Geol. Pol., **24**, p. 261 – 276, nr 1.

- DADLEZ R. (1990) – Tektonika południowego Bałtyku. *Kwart. Geol.*, 34, p. 1–20, nr 1.
- DEPOWSKI S., PERYT T.M., PIĄTKOWSKI T.S., WAGNER R. (1978) – Sedymentacja i paleogeografia cechsztyńskiego dolomitu głównego a jego ropo- i gazoność. *Prz. Geol.*, 26, p. 141–146, nr 3.
- MÜNZBERGER E., ROST K., WIRTH J. (1966) – Vergleichende Darstellung der Sedimentationverhältnisse des Zechsteins von Thüringen mit denen des Nordostdeutschen Flachlandes. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, 11, nr 1/2.
- ORŁOWSKA-ZWOLIŃSKA T. (1984) – Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of Western Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 29, p. 161–194, nr 3–4.
- PIEŃKOWSKI G. (1989) – Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyń/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. *Prz. Geol.*, 37, p. 237–247, nr 5.
- POKORSKI J. (1988) – Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 15–32, nr 1.
- POKORSKI J. (1990) – Czerwony spągowiec pobrzeża Pomorza Zachodniego i przyległego akwenu Bałtyku. *Kwart. Geol.*, 34, p. 79–92, nr 1.
- REICHENBACH W. (1970) – Die lithologische Gliederung der recessiven Folge von Zechstein 2–5 in ihrer Beckenausbildung – Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. *Ber. Deutsch. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont.*, 4, p. 555–563.
- SZYPERKO-TELLER A. (1982) – Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. *Kwart. Geol.*, 26, p. 341–367, nr 2.
- WAGNER R. (1986) – Problemy formalnej litostratygrafii cyklotemów ewaporatowych na przykładzie cechsztynu. *Prz. Geol.*, 34, p. 250–254, nr 5.
- WAGNER R. (1987a) – Cechsztyń. W: Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Pr. Inst. Geol.*, 119, p. 64–81.
- WAGNER R. (1987b) – Stratigraphy of the Uppermost Zechstein in North–Western Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 35, p. 265–273, nr 3–4.
- WAGNER R. (1988) – Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwart. Geol.*, 32, p. 33–52, nr 1.
- WAGNER R., PIĄTKOWSKI T.S., PERYT T.M. (1978) – Polski basen cechsztyński. *Prz. Geol.*, 24, p. 673–686, nr 12.
- WAGNER R., POKORSKI J., DADLEZ R. (1980) – Paleotektonika basenu permu na Niziu Polskim. *Kwart. Geol.*, 24, p. 553–569, nr 3.

Рышард ВАГНЕР

ЦЕХШТЕЙН В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПОЛЬСКОЙ АКВАТОРИИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Резюме

Буровые и сейсмические работы сделали возможным определение дальности, фации и стратиграфии цехштейна.

Границы цехштейнового бассейна, образующего здесь залив, были сформированы дифференцированной субсиденцией тектонических блоков фундамента, имеющих разный генезис. Северо-восточная граница проходит вдоль дислокационной зоны Кошалина (фиг. 1), которая представляет собой северный отрезок линеамента Тейссера-Горнквиста (зона Т-Т). С запада цехштейновый бассейн ограничивает позднегерцинский сброс Адлер. Между этими

зонами, на пониженных тектонических блоках К и L образовался обширный морской залив, продолжающийся далеко к СЗ. Возможно, что цехштейн находился во впадине Ронне около Борнхольма и следует еще раз рассмотреть возможность непосредственного соединения польского и датского бассейнов.

Цехштейн лежит переступающим образом на разных формациях красного лежня, а вне его находится (в СВ части акватории) на разных стратиграфических единицах младшего и старшего палеозоя. Циклотемма PZ1 развита в полном стратиграфическом разрезе (фиг. 2). Она характеризуется относительно большими мощностями и значительной литофациальной разностью с большим участием эвапоритов, особенно самых древних каменных солей (фиг. 3). Вдоль сброса Адлер существовала узкая, пониженная зона имеющая характер впадины, которая может быть вводит чехштейновые отложения по впадину Ронне.

В циклотемме PZ2 произошло значительное уменьшение дальности моря. В главном доломите (Ca2) весь блок L и северную часть блока К занимала обширная карбонатная платформа (фиг. 5), отделенная узким ревальским заливом от платформы Камея. Изменчивость мощности и фации главного доломита будет здесь не меньше чем на материке. Более древние каменные соли, не очень большой мощности, находятся только в южной части акватории (фиг. 4).

Циклотемма PZ3 характеризуется трансгрессивной последовательностью и большой к северо-западу дальностью эвапоритов на блоке К (фиг. 6). Первичная дальность этой циклотеммы была вероятно более широкая чем PZ1.

Эвапориты циклотеммы PZ4, принадлежащие исключительно к субциклотемме PZ4a, встречаются только в южной части акватории. Зато здесь широко распространены красные алевролиты ревальской свиты, которые фациально соответствуют эвапоритам PZ4 (фиг. 7).

Расположение литофациальных зон и изменчивость мощности цехштейна выказывают четкую зональность. Она вытекает из расположения местных и региональных областей с разной субсиденцией, связанных с подвижностью тектонических блоков фундамента цехштейна, имеющих разный генезис. В северо-восточной части акватории преобладают направления СЗ—ЮВ, согласные с ходом дислокационной зоны Кошалина, представляющей северную часть зоны Т-Т (фиг. 1). В центральной части акватории направления изменяются на ЗСЗ—ВЮВ, согласно с отклоняющейся гранью докембрийской платформы. В центральной части блока К эти направления выказывает область уменьшенных мощностей цехштейна, особенно хорошо видна на фациальной карте PZ1 (фиг. 3), лежащая на продолжении сбросовой зоны Вик на территории Германской Демократической Республики.

В северо-западной части акватории изменения мощности и фации цехштейна были равнодействующей между направлениями СЗ—ЮВ и С—Ю. Это последнее направление вытекает из хода сброса Адлер, позднегерцинского возраста, будущего восточной границей континентальных территорий связанных с поднятиями Рингкэбинг—Фын и Арконы. Цехштейн выказывает большую дифференциацию мощностей и фаций. Она может быть большая чем на представленных картах.

Ryszard WAGNER

ZECHSTEIN IN THE WESTERN PART OF THE POLISH BALTIC AREA

S u m m a r y

Drilling operations and seismic survey have allowed to general exploration of extent, facies and stratigraphy of Zechstein.

The boundaries of the Zechstein Basin composing a bay here were formed by differentiated subsidence of tectonic blocks of the basement of various genesis. The north-eastern boundary runs along the Koszalin Dislocation Zone (Fig. 1), forming the northern section of the Teisseyre-Tornquist Lineament (the T-T Zone). The Zechstein Basin limits the Late Hercynian Adler Fault in the west. Between these zones, over lowered tectonic blocks K and L, a wide bay extending far northwestward was formed. Zechstein perhaps is present in the Rønne Graben near Bornholm and the possibility of direct connection between the Polish Basin and Danish Basin should be considered again.

Zechstein comprises various Rotliegendes formations, and beyond their extent (north-eastern part) over various stratigraphical units of Younger and Older Palaeozoic. The PZ1 cyclothem is developed in a fault lithostratigraphical profile (Fig. 2). It characterizes with relatively large thicknesses and high lithofacial differentiation with a high fraction of evaporites, especially the oldest rock salts (Fig. 3). Along the Adler Fault there was a narrow, lowered zone of the nature of a graben that perhaps introduced Zechstein into the Rønne Graben.

Considerable decreasing of marine extent took place in the PZ2 cyclothem. In Main Dolomite (Ca2) the whole block L and the northern part of block K took up a wide carbonate platform (Fig. 5), separated with the narrow Rewal Bay from the unique Kamień Platform. Variability in thickness and Main Dolomite facies is not less here than in the land area. The older rock salts with not too much thickness occur only in the southern part (Fig. 4).

The PZ3 cyclothem characterizes transgressive overlap and far northwestward extent of evaporites over the block K (Fig. 6). A primary extent of this cyclothem was likely wider than of PZ1.

The PZ4 cyclothem evaporites belonging only the subcyclothem PZ4a occur only in the southern part. While red siltstones of the Rewal Formation (a facial homologue of evaporites PZ4) – Fig. 7 – are widely spread.

A set of lithofacial zones and variability of Zechstein thickness are distinctly zonal due to a set of local and regional areas with various subsidence connected with mobility of various genesis tectonic blocks of the Zechstein basement. NW – SE directions dominated in the north-eastern part according to the run of the Koszalin Dislocation Zone forming the northern part of the T-T Zone (Fig. 1). In the central part, directions change into WNW – ESE according to the Precambrian Platform edge deviated in this direction. In the central part of block K the area of decreasing Zechstein thickness shows these directions, clearly seen on the facial map PZ1 (Fig. 3). The area occurs in extension of the Wiek Fault Zone (GDR). In the north-western part changes of the Zechstein thickness and facies were resultant between NW – SE and N – S directions. This latter direction results in the run of the Late Hercynian Adler Fault that forms the eastern boundary of the land areas, connected with the Ringkøbing – Fyn and Arcona Elevations. Zechstein shows high diversification in thickness and facies. Actually it may be higher than it is presented on maps.