

przegląd GEOLOGICZNY

Numer 5-6 (445-446)
MAJ-CZERWIEC 1990
ROK XXXVIII

ORGAN PAŃSTWOWEJ SŁUŻBY GEOLOGICZNEJ

WŁADYSŁAW POŻARYSKI, ANDRZEJ WITKOWSKI

Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa

BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU POŁUDNIOWOBAŁTYCKIEGO (BEZ KENOZOIKU)

UKD 551.24+551.7(261.24-13)

Postęp uzyskany w rozpoznaniu głębokiej budowy geologicznej południowego Bałtyku od czasu odbytego w Cetniewie w 1972 r. 44 Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego jest ogromny, głównie dzięki przeprowadzonym w obrębie akwenu i w strefie lądowej badaniom sejsmicznym i wiertniczym prowadzonym dla określenia perspektyw poszukiwań złóż węglowodorów.

W akwenie morskim, od 1975 r., badania wykonane zostały przez międzynarodową (Polska, NRD, ZSRR) organizację „Petrobałtyk”, a w strefie lądowej przez Państwowy Instytut Geologiczny i Polskie Górnictwo Naftowe i Gazownictwo.

Wyniki badań były przedstawione na sympozjach naukowych (Kraków 1984, Gdańsk 1985, 1988) i publikowane w wydawnictwach krajowych. Obszerny spis literatury dotyczącej geologii Bałtyku południowego jest opublikowany w pracach R. Dadleza (8), W. Pożaryskiego (16-18) i A. Witkowskiego (27, 28).

POŁOŻENIE TEKTONICZNE NA TLE EUROPY ŚRODKOWEJ

Akwen Bałtyku południowego leży na granicy wielkich jednostek tektonicznych: starej platformy wschodnioeuropejskiej powstałej w późnym proterozoiku i młodej z fundamentem w postaci orogenu kaledońskiego (18). Granica między tymi jednostkami wytworzyła się na skutek ruchu przesuwczego zapoczątkowanego w późnym ordowiku, odcinającego i przesuwającego ku SE południowo-zachodni narożnik platformy. Część akwenu należąca do starej platformy znajduje się między dwoma jej elewacjami: tarczą bałtycką i anteklizą mazursko-białoruską i nosi nazwę syneklizy bałtyckiej uformowanej synorogenicznymi ruchami kaledońskimi. Synekliza uzyskała ostateczną formę strukturalną w epoce tektonicznej waryscyjskiej. Na początku epoki alpejskiej, w permie powstała na jej południowym skłonie drugorzędna synekliza perybałtycka (5, 27).

Część zachodnią akwenu, rozwiniętą na orogene kaledońskim w obrębie Polski, zajmuje Zatoka Pomors-

ka. Jest to orogen przesuwczy złożony z terranów (8, 16-18). Na tym akwenie i sąsiednim obszarze lądowym oraz na Rugii jest to terran pomorski (18) miogeosynkinalny sfałdowany w polifazie takońskiej.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Najstarszymi utworami pokryw osadowej są zachowane na wyspie Gotska Sandon piaskowce jotnickie. Młodsze utwory wieku wend-kambry dolny stanowią różnoziarniste osady piaszczysto-żwirowe i mułowcowo-ilaste znane z odsłoneń Bornholmu (piaskowce Nexo) oraz otworów wiertniczych z akwenu morskiego i wyniesienia Łeby, gdzie określone są mianem formacji żarnowieckiej. Jak wykazały badania sedimentologiczne (12, 13), są to utwory stożków napływowych i rzek roztokowych, grubość ich zmienia się od kilku metrów na wschodzie do ponad 140 m na wyniesieniu Łeby (Smołdzino 1). Przechodzą one stopniowo w morskie osady kambry dolnego i środkowego o miąższości do kilkuset metrów, wykształcone w litofacji klastycznej, z przewagą skał piaszczystych. Osady kambry górnego i tremadoku — rozwinięte są w tej samej litofacji węglanowo-ilastej, a grubość ich waha się od kilku do kilkunastu metrów.

Na całym obszarze południowego Bałtyku i w strefie przybrzeżnej zaznacza się wyraźna luka przedarenicka, utwory arenigu leżą bądź na zredukowanym tremadoku lub kambrze górnym, a we wschodniej części obszaru nawet na osadach kambry środkowego (21, 26) lub dolnego (struktura Zaremby, Żelazna Góra).

Osady platformowe ordowiku post-tremadockiego rozpoczynają nowy cykl sedimentacyjny trwający do końca syluru — dewonu dolnego. Są to głównie utwory ilaste i węglanowo-ilaste, jedynie w części północno-wschodniej dominuje litofacja węglanowa (wapienie masywne i organiczne, margle, podrzędnie ilowce) określone mianem facji szwedzko-łotewskiej (27, 28). W górnej części osadów ordowiku powszechne są wkładki bentonitów, miąższość osadów ordowiku jest niewielka — od kilkudziesięciu do 200 m w rejonie Jełgawy (27). Znacznie

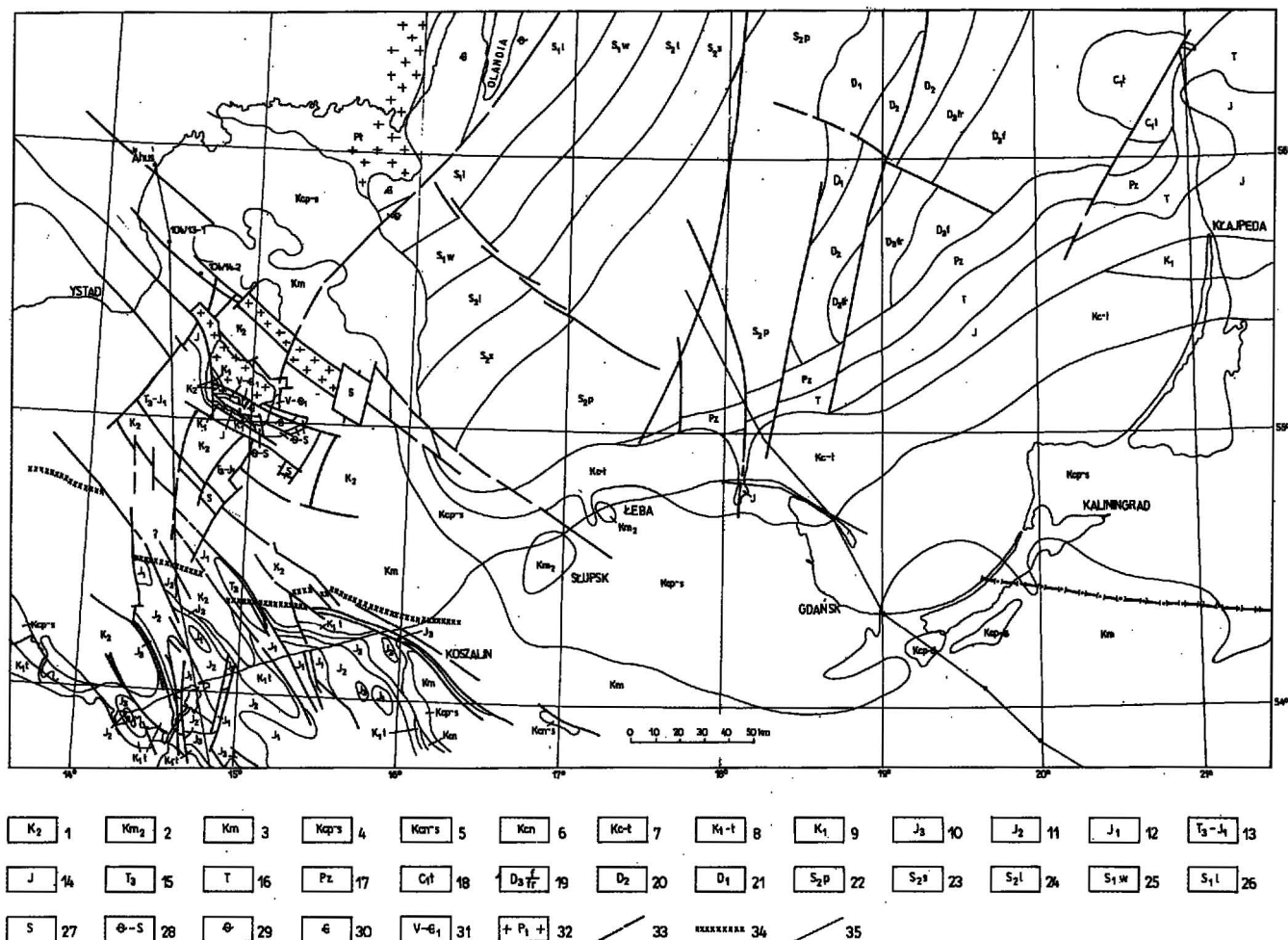
większa jest miąższość utworów syluru — wynosi ona od kilkuset metrów w części wschodniej — do ponad 3000 m w zachodniej części wyniesienia Łeby. Podobnie jak w ordowiku, w rejonie Olandii, Gotlandii i Łotwy dominuje litofacja węglanowa, a lokalnie są rozwinięte struktury rafowe.

Na Pomorzu Zachodnim w obrębie akwenu Bałtyku na zachód od strefy Koszalina—Chojnic, występują sfałdowane utwory ordowiku — syluru, znaczące wschodni zasięg kaledonidów. Miąższość tych utworów wynosi kilka tysięcy metrów. Są to głównie mułowce i ilowce z podrzędnymi wkładkami piaszczystymi i pyroklastycznymi (6).

Na wschodzie, na północ od Władysławowa w obrębie

akwenu występują znane z Republik Nadbałtyckich Związku Radzieckiego utwory dewonu dolnego, środkowego i górnego, wykształcone w litofacji klastycznej, ewaporatowej i węglanowej. Stwierdzona miąższość tych osadów przekracza 600 m. Devon znacznie pełniej rozwinięty jest na Pomorzu Zachodnim i w zachodniej części akwenu; gdzie grubość jego osadów często przekracza 2000 m (6).

Podobne jest rozprzestrzenienie utworów karbonu — na wschodzie w niecce litewsko-łotewskiej zachowały się tylko niewielkie (do 100 m) miąższości najstarszych osadów dinantu, natomiast na zachodzie, gdzie występują utwory dinantu i silezu, zmienna grubość węglano-



Ryc. 1. Mapa geologiczna Bałtyku południowego bez utworów kenozoiku (z uwzględnieniem opracowań: 6, 8, 11, 20, 24, 26, 27, 28)

1 — kreda górna, 2 — mastrycht górny, 3 — mastrycht, 4 — santon—kampan, 5 — koniak, 6 — koniak—santon, 7 — cenoman—turon, 8 — kreda dolna—turon, 9 — kreda dolna, 10 — jura górna, 11 — jura środkowa, 12 — jura dolna, 13 — trias górny—jura dolna, 14 — jura, 15 — trias górny, 16 — trias, 17 — cechsztyń, 18 — karbon dolny—turnej, 19 — dewon górny, 20 — dewon środkowy, 21 — dewon dolny, 22 — sylur górny — podlasie, 23 — sylur górny—siedlce, 24 — sylur górny—ludlow, 25 — sylur dolny—wenlok, 26 — sylur dolny—landower, 27 — sylur, 28 — ordowik—sylur, 29 — ordowik, 30 — kambr, 31 — wend—kambr dolny, 32 — proterozoik—fundament krystaliczny, 33 — uskoki, 34 — SW krawędź platformy wschodnioeuropejskiej głównie na podstawie badań sejsmiki refleksyjnej, 35 — linie przekrojów geologicznych

Fig. 1. Pre-Cainozoic Geological Map of the South Baltic Sea (after 6, 8, 11, 20, 24, 26, 27, 28, modified)

1 — Upper Cretaceous, 2 — Upper Maastrichtian, 3 — Maastrichtian, 4 — Santonian—Campanian, 5 — Coniacian, 6 — Coniacian—Santonian, 7 — Cenomanian—Turonian, 8 — Lower Cretaceous—Turonian, 9 — Lower Cretaceous, 10 — Upper Jurassic, 11 — Middle Jurassic, 12 — Lower Jurassic, 13 — Upper Triassic—Lower Jurassic, 14 — Jurassic, 15 — Upper Triassic, 16 — Triassic, 17 — Zechstein, 18 — Lower Carboniferous—Tournaisian, 19 — Upper Devonian, 20 — Middle Devonian, 21 — Lower Devonian, 22 — Upper Silurian—Podlas, 23 — Upper Silurian—Siedlce, 24 — Upper Silurian—Ludlovian, 25 — Lower Silurian—Wenlocian, 26 — Lower Silurian—Llandoveryan, 27 — Silurian, 28 — Ordovician—Silurian, 29 — Ordovician, 30 — Cambrian, 31 — Vendian—Lower Cambrian, 32 — Proterozoic—crystalline basement, 33 — faults, 34 — SW edge of the East European Platform — mainly based on seismic reflection data, 35 — cross-sections

wo-klastycznych i klastycznych osadów karbonu dochodzi do ok. 2500 m (6).

Utwory permu dolnego — w części zachodniej są reprezentowane przez mięjsze kompleksy skał wulkanicznych, o grubości dochodzącej lokalnie do 800 m (ryc. 4) i klastycznej serii osadowej czerwonego spagowca tej samej miąższości w części lądowej (6, 9). W obrębie akwenu utwory te ulegają znacznemu wyklinowaniu, a na wschód od strefy Koszalina występują jedynie fragmentarycznie. Bardziej szeroki jest zasięg ewaporatowych osadów cechsztynu (ryc. 1), którego litofacie salinarne są związane głównie z młodszymi cyklotemami. Miąższość tych utworów nie przekracza kilkuset metrów. Większość obszaru południowego Bałtyku jest pozbawiona osadów permu (27, 28).

Utwory cechsztynu są zróżnicowane w zachodniej i wschodniej części obszaru. Na Pomorzu Zachodnim i w Zatoce Pomorskiej wykształcone są na ogół w pełnym rozwoju 4 cyklotemów, a miąższość ich dochodzi w obrębie poduszek solnych do 1800 m. Dominują litofacie chlorkowo-siarczanowe, podrzędnie (wapien cechsztyński PZ_1 , dolomit główny PZ_2 i dolomit płytowy PZ_3) jest reprezentowana litofacja węglanowa, przy czym miąższość najważniejszego poziomu — dolomitu głównego wynosi maksymalnie kilkadziesiąt metrów (6).

We wschodniej części Bałtyku południowego, znajdującej się w obrębie platformy prekambryjskiej, grubość osadów cechsztynu jest znacznie mniejsza; na wyniesieniu Łeby nie przekracza 500 m, brak jest utworów cyklotemu PZ_4 , przy czym dalej w kierunku wschodnim na obszarze Republik Nadbałtyckich ZSRR brak jest również cyklotemu PZ_3 . Stwierdzony otworami wiertniczymi zasięg utworów cechsztynu w obrębie akwenu jest mniejszy niż dotychczas przyjmowano.

Analogicznie zróżnicowane są osady mezozoiku; znacznie pełniej są one wykształcone w zachodniej części Pomorza i Bałtyku południowego, natomiast w obszarze wschodnim występujące osady są silnie zredukowane i jest brak wielu pięter (27, 28).

Najpowszechniejsze są utwory triasu dolnego, a zwłaszcza pstrego piaskowca dolnego i środkowego pokrywające ten region powłoką o zmiennej miąższości (od ponad 750 m na zachodzie do 200 m na wschodzie). Są to osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste o charakterystycznym zabarwieniu. Utwory triasu środkowego wykształcone w litofacji węglanowej i węglanowo-ilastej wyklinowują się w kierunku północno-wschodnim i nie występują w północnej części wyniesienia Łeby, a osady triasu górnego w tym obszarze są silnie zredukowane i reprezentowane przez piaskowce i ilowce z przewarstwieniami skał węglanowych należące do serii lęborskiej, grubość ich wynosi od kilkudziesięciu do 150 m. Na Pomorzu Zachodnim trias górny jest reprezentowany przez osady retyku i kajpru w pełniejszym wykształceniu, lecz i tu zdarzają się redukcje; miąższość dochodzi do 700 m (6, 25).

Występujące na Bornholmie osady triasu górnego są piaszczysto-ilaste, pstre, w dolnej części arkozowe o grubości do 70 m (11); w rozwinętych wokół Bornholmu rowach, miąższość ta jest znacznie większa (26).

Osady jury na zachodzie są reprezentowane przez wszystkie trzy oddziały, przy czym na podkreślenie zasługuje znaczna miąższość (do 1000 m) utworów klastycznych jury dolnej świadcząca o intensywnej subsydencji kompensowanej sedimentacją w tym okresie. Maksymalna grubość osadów środkowojurajskich jest o połowę mniejsza — dominują litofacie klastyczne, dopiero w jurze górnej nastąpił większy rozwój litofacji

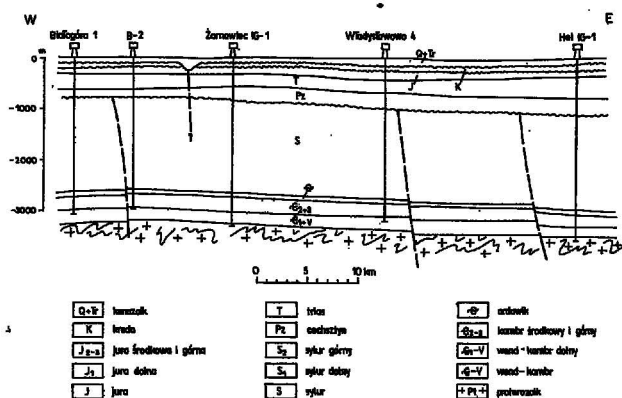
węglanowych i węglanowo-ilastych, a ich zachowana grubość nie przekracza pojedynczych setek metrów (6).

Na wyniesieniu Łeby osady jurajskie są silnie zredukowane, brak jest utworów lądu (ryc. 2), a profil rozpoczyna się młodszymi (baton) osadami jury środkowej wykształconej w litofacji mułowcowo-piaszczystej, podrzędnie marglistej (kelowej).

Część obszaru jest pozbawiona utworów jury górnej (Żarnowiec), a zachowane osady reprezentują głównie utwory oksfordu wykształcone w litofacji wapieni piaszczystych i oolitowych oraz mułowców marglistych o miąższości dochodzącej do 120 m. Na Bornholmie zachowane są jedynie zredukowane osady jury dolnej i środkowej (brak pliensbachu górnego, aalenu i kelowej), są to głównie osady śródlądowe z wkładkami węgla, o grubości do 700 m (11).

Osady kredy dolnej znane są z Pomorza Zachodniego i wyspy Bornholm, brak jest ich na wyniesieniu Łeby i we wschodniej części Bałtyku południowego. Na Pomorzu są to klastyczne osady walanżynu — albu środkowego o miąższości do 100 m, obecnie brak jest tu najstarszych osadów beriasu znanych z niecki szczecińskiej i rejonu Kcyni. W części dolnej (walanżyn — hoteryw) przeważa litofacja mułowcowo-ilasta, podrzędnie wapienno-piaszczysta i piaszczysta, a w części górnej (barrem — alb śr.) litofacja piaszczysta i piaszczysto-mułowcowa (6). Na Bornholmie osady kredy dolnej są wykształcone w litofacji piaszczysto-mułowcowo-ilastej powstałe początkowo w środowisku śródlądowym (wkładki węgla) a następnie przybrzeżnym i lagunowym. Wyróżniono tu 3 formacje skalne powstałe w czasie beriasu — walanżynu. Maksymalna miąższość zachowanych osadów nie przekracza 250 m (11).

Najpowszechniejszymi są osady kredy górnej przekraczająco leżące nie tylko na utworach starszego mezo-



Ryc. 2. Przekrój geologiczny przez północną część wyniesienia Łeby

1 — kenozoik, 2 — kreda, 3 — jura środkowa i górna, 4 — jura dolna, 5 — jura, 6 — trias, 7 — cechsztyń, 8 — sylur górny, 9 — sylur dolny, 10 — ordowik, 11 — kambryj, 12 — kambryj środkowy i górny, 13 — wend-kambryj dolny, 14 — wend-kambryj, 15 — proterozoik — fundament krystaliczny

Fig. 2. Geological section along northern part of the Leba Elevation

1 — Cainozoic, 2 — Cretaceous, 3 — Middle and Upper Jurassic, 4 — Lower Jurassic, 5 — Jurassic, 6 — Triassic, 7 — Zechstein, 8 — Upper Silurian, 9 — Lower Silurian, 10 — Silurian, 11 — Ordovician, 12 — Middle and Upper Cambrian, 13 — Vendian — Lower Cambrian, 14 — Vendian — Cambrian, 15 — Proterozoic — crystalline basement

zoiku, lecz również pokrywające utwory paleozoiku i fundamentu krystalicznego w rejonie zatoki Hanö i Bornholmu (11, 26), gdzie występują piaskowce glaukonitowe, wapienie i margle piaszczyste wieku alb – santon o grubości 250–300 m w rowach otaczających Bornholm (26). W zatoce Hanö są to utwory cenomanu – mastrychtu o miąższości ponad 450 m wykształcone w litofacji piaszczystej (dół) i węglanowo-marglistej, podrzędnie piaszczystej (góra). Na wyniesieniu Łeby pokrywa górnokredowa jest złożona głównie z piaszczystych osadów glaukonitowych cenomanu i turonu o miąższości od kilkudziesięciu do 250 m. Piaszczyste osady powstały z materiału skandynawskiego dostarczanego z północnego wschodu z rejonu Zatoki Botnickiej (15). Młodsze osady kredy górnej są znane z rejonu Zatoki Gdańskiej, gdzie występują utwory cenomanu – mastrychtu o grubości ponad 400 m; przeważają tu mułowce, piaskowce i gęzy wapniste.

W zachodniej części Pomorza profil osadów kredy górnej jest bardziej pełny, występują węglanowe i klasyczne osady albu – cenomanu oraz marglisto-mułowcowo-węglanowe utwory turonu – mastrychtu. Zróżnicowanie subsydencji w tej części bruzdy duńsko-polskiej rozpoczęte w końcu turonu zakończyło się fazą inwersji w końcu mastrychtu (6).

TEKTONIKA

Platforma wschodnioeuropejska. Pokrywa osadowa syneklizy bałtyckiej została ukształtowana głównie w kaledońskim i waryscyjskim cyklu tektonicznym, znacznie mniejszy wpływ wywarły deformacje epok prebajkalskiej, bajkalskiej i alpejskiej.

Zasięg utworów młodobajkalskiego kompleksu strukturalno-tektonicznego jest niewielki, ograniczony do wschodniej części Litewskiej i Łotewskiej SRR (3). Poza tym obszarem, aż po krawędź platformy bezpośrednio na podłożu krystalicznym występują utwory wendyjsko-staropaleozoiczne kaledońskiego kompleksu strukturalno-tektonicznego. Kompleks waryscyjski jest zachowany tylko we wschodniej i południowej części obszaru, a utwory kompleksu alpejskiego są ograniczone do strefy zatoki Hanö, Bornholmu i południowej części akwenu (ryc. 1).

Na podstawie kryteriów sedimentologicznych (12, 13) w obrębie kompleksu kaledońskiego wyróżniono (27) trzy piętra strukturalne:

- wendyjsko – środkowokambryjskie,
- górnokambryjskie – tremadockie,
- arenidzko-żedyńskie.

Kształtowanie syneklizy, rozpoczęte subsydencją kambryjską zostało zahamowane w ordowiku, kiedy nastąpiła zmiana planu strukturalnego; potężna subsydencja sylurska w zasadzie ponownie odbywała się według planu przedarenidzkiego.

Strukturalno-sedymencyjny obraz kambru na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej Bałtyku południowego wskazuje, że osie synekliz były mniej więcej prostopadłe do jej obecnej krawędzi. Dominowały kierunki NW – SE i NWN – SES. Kierunki te w ordowiku zasadniczo się zmieniły na WSW – ENE (26). Było to najprawdopodobniej wywołane zdyslokowaniem brzeżnej części platformy przez uskoki komplementarne ruchowi przesuwczemu sinistralnemu, związanemu z rotacją Gondwany w fazach takonów. Można przypuszczać, że na północy między Sambią i Bornholmem istnieją struktury typu pull apart.

Uformowanie syneklizy bałtyckiej nastąpiło w końcu

epoki kaledońskiej, głównie jednak w epoce waryscyjskiej, po wypiętrzeniu wyniesienia mazursko-białoruskiego.

Po ruchach waryscyjskich na obszarze południowego skrzydła syneklizy bałtyckiej powstała równoległa do niej synekliza perybałtycka (5). Jej oś jest przesunięta w stosunku do pierwszej o nieco ponad 100 km ku południowemu wschodowi (ryc. 3). Wzdłuż tej osi następowała subsydencja w permie i triasie, zanikająca w jurze (29). W osi syneklizy, w cechsztyńskich osadziły się ewaporaty (9, 25).

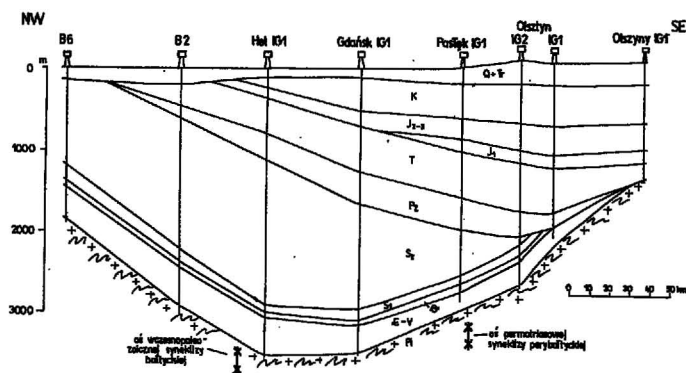
Na pozostałym obszarze subsydencja w czasie mezozoiku była niewielka, tylko w lokalnych rowach na wschodzie na obszarze Litewskiej SRR grubość osadów dochodzi do 1500 m (24, 27).

Synekliza bałtycka pocięta jest wieloma uskokami i rozłamami głębokimi powstałymi głównie w epoce kaledońskiej i waryscyjskiej. Jedynie na Litwie i w rejonie Bornholmu są udokumentowane liczne uskoki z epoki alpejskiej, spowodowane głównie inwersją laramijską.

Platforma epikaledońska – obszar Zatoki Pomorskiej. Krawędź platformy wschodnioeuropejskiej jest wyznaczona w Zatoce Pomorskiej na podstawie wyników badań sejsmicznych refleksyjnych oraz nielicznych wierceń. Ścisłej ustalonej ona została na Pomorzu gdzie wiercenia są liczne i gdzie definiują ją wyniki sejsmiki refrakcyjnej (7, 16, 18, 22).

Sejsmika refleksyjna nie daje tak ścisłych danych jak refrakcja. Wnioski przeprowadza się na podstawie zaniku podwójnego poziomu refleksyjnego, ciągłego na starej platformie a przypisywanego bądź warstwom ordowiku, bądź powierzchni podłoża krystalicznego (8). Bez względu na to, którą z tych interpretacji przyjmujemy, granica zasięgu tego poziomu refleksyjnego będzie traktowana jako granica starej platformy (8, 16, 18, 27).

Tektonika kaledonidów pomorskich jest trudna do sprecyzowania wobec silnego zaburzenia tych struktur przez ruchy epoki waryscyjskiej a częściowo i alpejskiej. Brak jest kryteriów dla ustalenia uskoków przedewonńskich prócz uskoku przesuwczego krawędzi platformy. Jak wynika z opracowań W. Pożaryskiego (16, 18) terrany pomorskie były fałdowane z końcem ordowiku a dofałdowane na skutek transpresji w trakcie wtórnego dosunięcia i ostatecznego dokowania terranów w dolnym sylurze (ryc. 4). Kaledonidy pomorskie były różnie interpretowane. Stosowano dla nich jak wylicza R. Dadlez (7) różne modele: J. Znosko (30) widzi je jako klasyczny orogen geosynklinalny, H.J. Zwart, U.F. Dornsiepen (31),



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez syneklizę bałtycką i perybałtycką; objaśnienia jak na ryc. 2

Fig. 3. Geological section across the Baltic and Peribaltic Synclises; explanations as in fig. 2

W. Pożaryski, Z. Kotański (19) i inni, widzą tu rów synsedymantacyjny (aulakogen) sfałdowany przez transpresję; A. Berthelsen (1) stosuje model nasuniętego na przedpole osadu przyzmy klastycznych oceanu epikadomijńskiego. Inną koncepcję przedstawili W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski i H. Tomczyk (4) widząc genezę kaledonidów niemiecko-polskich związaną z wielkoskalowym przesunięciem terranów z okolic Appalachów do Polski. W cytowanej pracy R. Dadlez (8) proponuje model skośnej kolizji. Widzi on dosunięcie połączone z transpresją mikrokontynentów i allochtonicznych terranów do krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego.

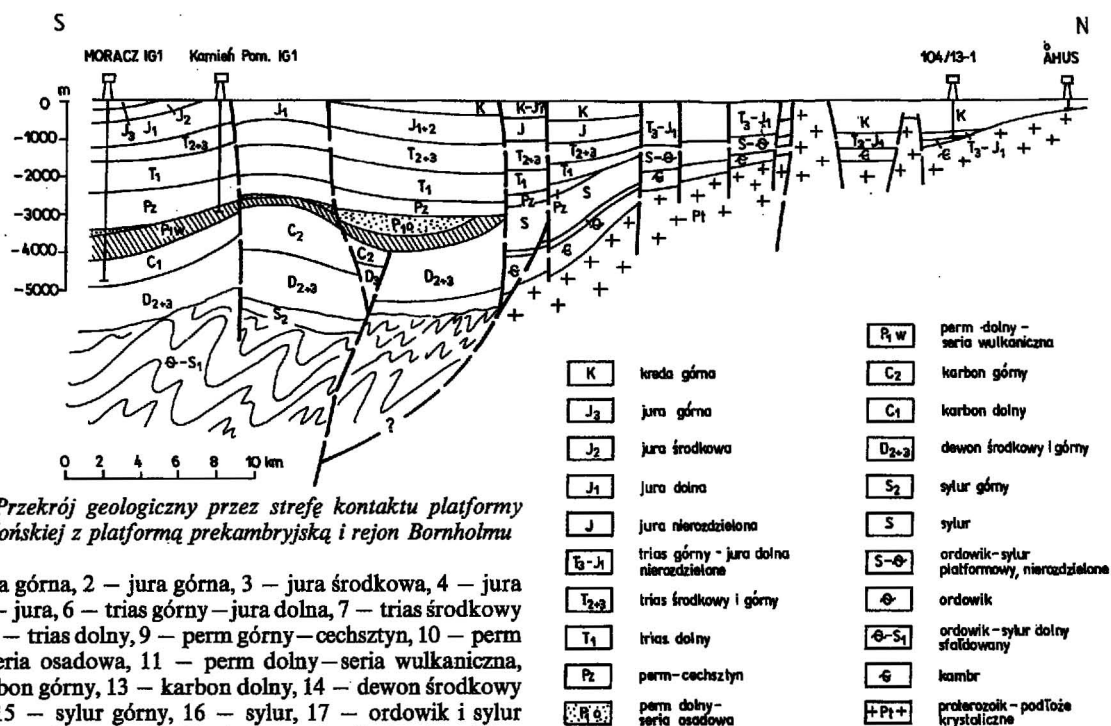
Jednocześnie W. Pożaryski (18) przedstawia model orogenu przesuwczego, który różni się w zasadzie od powyższego (8), przyjmując ścięcie, znacznie dłuższy transport i przetasowanie terranów, co lepiej tłumaczy powstanie krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej skośnie ścinającej jej struktury. W pracy tej udowadnia on też różnorodność wykształcenia poszczególnych terranów na przestrzeni od Morza Północnego do Karpat, co wyklucza interpretację wyżej wymienionych stabilnych modeli. Przedstawiony pogląd potwierdzają również wyniki badań tektonicznych na Rugii (10).

Dewon i karbon stanowią łącznie z osadami górnego syluru, którego dotychczas w Zatoce Pomorskiej na przedpolu starej platformy nie stwierdzono, paleozoiczną pokrywę platformową. Sedymencja była tu przerywana kilkoma okresami erozji spowodowanej ruchami blokowymi w dolnym dewonie oraz w namurze i najniższym westfalu (6).

Pod koniec karbonu nastąpiła główna przebudowa strukturalna, którą wiąże się z wielkoskalowymi zmiana-

mi układu pęknięć i przesunięć w skorupie Europy na skutek naprężeń powstałych, jak napisał P. Ziegler (29) za F. Arthaudem i P. Motte — w związku z kompresją wywołaną orogenezą Appalachów i Uralu. Powstały strefy dyslokacyjne o kierunku NWN dzielące cały układ na trzy bloki (8): Kamienia Pomorskiego, Gryfic i Kołobrzegu, na których R. Dadlez (8) wyróżnił system dyslokacji prawdopodobnie pierwotnie kaledonidzkiej o kierunku WNW—ESE równoległym do krawędzi starej platformy. Kierunki te zaznaczają się w obrazie sejsmiki refleksyjnej w poziomach dewońskich i karbońskich. Dominują jednak dyslokacje o kierunku NWN—SES.

W permie, triasie, jurze i kredzie osady analogiczne jak na Pomorzu przykrywają przekraczając ku północy obszar orogenu kaledonidzkiego. Osady permio-mezozoiku są tu związane z sedymencją w aulakogenie środkowopolskim wkraczającym do Zatoki Pomorskiej; cienieją one w miejscu gdzie aulakogen trafia na krawędź starej platformy. W związku z tym rowy kimeryjskie związane genetycznie z subsydują aulakogenu na Pomorzu Zachodnim i w Zatoce Pomorskiej skracają z NW na N i NEN obejmując od północy obszar zapadliska. Są to rowy: Błotna, Trzebieszowa-Kopalina, Rewal — morze i inne (8). Wypełniają je znacznej miąższości osady triasu i jury dolnej. Powstanie rowu synsedymantacyjnego środkowopolskiego miało miejsce w wyniku ruchów tensyjnych skierowanych ku południowi w Tetydzie głównie w triasie i jurze, a nie ruchów ku zachodowi, wywołanych otwieraniem się północnego Atlantyku (8), które miały wpływ tylko na region położony bliżej basenu Morza Północnego i rozpoczęły się nie wcześniej niż w jurze środkowej. Był to ruch całego bloku młodej platformy ku



Ryc. 4. Przekrój geologiczny przez strefę kontaktu platformy epikaledonidzkiej z platformą prekambryjską i rejon Bornholmu

1 — kreda górna, 2 — jura górna, 3 — jura środkowa, 4 — jura dolna, 5 — jura, 6 — trias górny — jura dolna, 7 — trias środkowy i górny, 8 — trias dolny, 9 — perm górny — cechsztyń, 10 — perm dolny — seria osadowa, 11 — perm dolny — seria wulkaniczna, 12 — karbon górny, 13 — karbon dolny, 14 — dewon środkowy i górny, 15 — sylur górny, 16 — sylur, 17 — ordowik i sylur platformowy, 18 — ordowik, 19 — ordowik i sylur dolny sfałdowany, 20 — kambry, 21 — proterozoik — podłoże krystaliczne

Fig. 4. Geological section across the border Zone of the Epikaledonian—Precambrian Platforms and the vicinity of Bornholm

1 — Upper Cretaceous, 2 — Upper Jurassic, 3 — Middle Jurassic, 4 — Lower Jurassic, 5 — Jurassic, 6 — Upper Triassic—Lower Jurassic, 7 — Middle and Upper Triassic,

8 — Lower Triassic, 9 — Upper Permian—Zechstein, 10 — Lower Permian—sedimentary complex, 11 — Lower Permian—volcanic complex, 12 — Upper Carboniferous, 13 — Lower Carboniferous, 14 — Middle and Upper Devonian, 15 — Upper Silurian, 16 — Silurian, 17 — Ordovician and Silurian on the Precambrian Platform, 18 — Ordovician, 19 — Ordovician and Lower Silurian folded, 20 — Cambrian, 21 — Proterozoic—crystalline basement

południowi. Objął on też część obniżoną platformy wschodnioeuropejskiej — obszar basenu duńskiego i Skanie. W związku z tym na północno-wschodniej krawędzi tego bloku powstał układ uskoków dekstralnych rzutowo-przesuwowych, małoskalowych zwany strefą Tornquista. Jest ona przełamana w rejonie Bornholmu i na północ od niego nosi nazwę strefy Sorgenfreia — a na południe Teisseyre'a-Tornquista (2, 16). Strefa ta czynna była od górnego karbonu do kredy dwukrotnie zmieniając kierunek przesuwów.

W kredzie górnej i paleocenie następuje proces odwrotny — dźwiganie aulakogenu środkowopolskiego, który wygasa w strefie kontaktu platform. Dźwiganie to wywołane jest — jak zgodnie wypowiedzieli się W. Pożaryski i inni (21), R.M. Pegrum (14), R. Dadlez (8) — kompresją geosynkliny Tetydy, wywołującą ruch całego bloku młodej platformy ku NW. Wtedy krawędź starej platformy spowodowała wyhamowanie dekstralnego ruchu przesuwczego zamykając od północy (21) inwersję w aulakogenie środkowopolskim. Taki hamujący wpływ musiała mieć również nieciągłość w podłożu ograniczająca od północy masyw północnoniemiecki zdefiniowany przez D. Franke i in. (10). Na jego północnym brzegu powstał laramijski wał Grimmer.

Ruchy przesuwcze sinistralne w obrębie strefy Tornquista — jak to wynika z analizy przemieszczeń odcinków wczesnopaleozoicznej krawędzi starej platformy w Zatoce Pomorskiej nie mogły mieć przesunięć większych niż 30 km. Ruchy przesuwcze późnomezozoiczne na północ od krawędzi starej platformy wywołały powstanie suplementarnych rowów typu pull apart (rowy Rönne i Arnager). Na południe od tej krawędzi starej platformy, która stanowiła masę oporową, nastąpiło częściowe wygasanie ruchu rejestrowane strukturą kompensacyjną typu „koński ogon” (horse tail) w formie asymetrycznych, pchniętych ku NWN półrzębów rejonu Koszalin — Kołobrzeg (17).

LITERATURA

- Berthelsen A. — EGT, 1984. First Workshop, Northern segment, Eur. Sc. Foun. s. 125—142.
- Berthelsen A. et al. — Tectonophysics. 1988 vol. 150 nr 3 s. 253—348.
- Brangulis A.P. — Wiend i kiembrij Łotwy. Ryga, 1985.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. — Prz. Geol., 1981 nr 8 s. 385—397.
- Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika. Wyd. Geol., 1974.
- Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża — Pr. Inst. Geol., 1982 t. 119.
- Dadlez R. — Kwart. Geol., 1978 nr 2 s. 269—301.
- Dadlez R. — Tektonika południowego Bałtyku. Kwart. Geol., 1990 nr 1—2 (w druku).
- Depowski S. (red.) i in. — Atlas litofacjalno-paleogeograficzny permu. Wyd. Geol., 1978.
- Franke D., Hoffman N., Kamps J. — Zeit. f. Angew. Geol., 1989 vol. 35 s. 289—296.
- Gravesen P., Fleming R., Surlyk F. — Geol. Survey of Den., 1982 ser. B nr 7 s. 4—51.
- Jaworowski K. — Prz. Geol., 1982 nr 5 s. 220—224.
- Jaworowski K. — Prof. Gł. Otw. Wiert. Inst. Geol., 1986. t. 63 s. 129—143.

- Pegrum R.M. — Norsk. Geol. Tid., 1984 vol. 64 s. 39—68.
- Pożaryski W. — Pr. Inst. Geol., 1960 t. 30 cz. s. 377—440.
- Pożaryski W. — Prz. Geol., 1986 nr 3 s. 117—127.
- Pożaryski W. — Studia i mat. oceanologiczne, 1989 t. 56 s. 25—31.
- Pożaryski W. — Prz. Geol., 1990 nr 1 s. 1—9.
- Pożaryski W., Kotański Z. — Z. d. Deutsch. Geol. Ges., 1978 vol. 129 s. 391—402.
- Pożaryski W. (red.) i in. — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych. Wyd. Geol., 1979.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. — Kwart. Geol., 1979 t. 2 s. 271—290.
- Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W. — Prz. Geol., 1982 nr 12 s. 658—666.
- Stolarczyk F. — Acta Geol. Pol., 1979 nr 4 s. 519—558.
- Suveizdis P. i in. — Tektonika Pribaltiki. Wilno, 1979.
- Szyperko-Śliwczyńska A. — Pr. Inst. Geol., 1979 t. 91 s. 5—64.
- Vejback O.V. — DGU Serie A., 1985 nr 8 s. 3—27.
- Witkowski A. — Prz. Geol., 1989 nr 3 s. 117—125.
- Witkowski A. (red.) i in. — Atlas geologiczno-strukturalny południowego Bałtyku. Wyd. Geol., 1979.
- Ziegler P.A. — Geological Atlas of Western and Central Europe. Haga 1982.
- Znosko J. — Bull. Pol. Ac. Sc. Earth Sc., 1985 nr 1—2 s. 25—30.
- Zwart H.J., Dornsiepen U.F. — Geol. Mijno., 1978 vol. 57 s. 627—654.

SUMMARY

New seismic and wells carried on by "Petrobaltic" in the South Baltic Sea as well as by both State Geological Institute and Oil-Gas Enterprise on shore in the eighties resulted in data processing recognition of subsurface geology of relevant areas.

The South Baltic is located on the border zone of both East European and Central European Platforms which differ in paleotectonic evolution during Paleozoic and Mesozoic. On the East European Platform prevail Lower Paleozoic sediments among which the Silurian reach up to 3000 m. Considerable areas lacked Upper Paleozoic rocks removed by epigenetic erosion. They are preserved only in the eastern part of the South Baltic Sea as well as in the Soviet Baltic Republics, excluding Permian (mainly Zechstein) sediments occurred along near coast offshore belt. Mesozoic cover is severely reduced, the most common are Upper Cretaceous sediments.

The present tectonic framework of the Baltic Syncline between Baltic Shield and Mazury — Byelorussia Massif is due to Caledonian and Variscian deformation. On the southern slope of this structure the younger, Peribaltic Syncline filled up by Zechstein — Triassic sediments can be distinguish.

On the western, lower part of the Platform, the systems of NW—SE strike-slip and thrust faults were imposed which consist the Teisseyre-Tornquist and Teis-

seyre-Sorgenfrei Zones. These systems founded at Carboniferous were most active during Jurassic and Cretaceous as result of the tension in Tethys realm.

On the Central European Epicaledonian Platform the strike — slip orogen of Pomerania terran has been identified. This terran consists of Ordovician — Lower Silurian sediments (shales and mudstones with few intercalations of pyroclastics) up to few thousands meter thick folded during the Taconian tectonic polyphase. They are overlayed by Devonian — Carboniferous rocks of variable thickness. Their framework has got block pattern during Varissian tectonic epoch.

The volcanic formation of Lower Permian up to 800 m thick covers large parts of both Western Pomerania and The South Baltic Sea areas. Sedimentary Rotliegendes varies from few up to 600 m and wedges northward. Zechstein consists of evaporites (salt, anhydrites, few layers of limestone) locally deformed by salt tectonics into pillow structures up to 1800 m thick.

The thickness of Mesozoic sediments is larger then on East European Platform, it reaches up to few thousands meter in the Central Polish Aulacogen. The present structural framework of the Mesozoic cover in the Epicaledonian Platform was formed by post Cretaceous inversion due to compression of the Tethys geosyncline.

Translated by A. Witkowski

РЕЗЮМЕ

В восьмидесятых годах, благодаря сейсмическим и буровым работам „Петробалта”, а на суше работам Государственного геологического института и Нефтяной промышленности, произошел существенный прогресс в изучении глубинной геологии южной части Балтийского моря.

Южная Балтика находится между Восточно-Европейской и Центральнo-Европейской платформами, которые в палеозое и мезозое имели разное палеотектоническое развитие. В Восточно-Европейской платформе преобладают древнепалеозойские отложения, в частности широко распространены осадки силура мощностью до 3000 м. Осадки верхнего палеозоя из большинства областей платформы удалены эпигенетической эрозией и

остались только в восточной части акватории и Прибалтийских республиках Советского Союза — кроме цехштейна, который сохранен тоже на юге. Мезозой очень сокращен, отсутствуют осадки многих ярусов — лишь осадки верхнего мела сравнительно широко распространены.

Осадочный чехол между Балтийским щитом и Мазурско-Белорусским массивом в итоге каледонских и варисских движений сформировал Балтийскую синеклизу. На ее южном крыле находится возникшая в альпийской тектонической эпохе, второстепенная структура — Прибалтийская синеклиза, заполненная осадками цехштейна и триаса.

В западной, погруженной части платформы в каменноугольное время возникла сдвигово-сбросовая система, образующая зоны Тейссера-Горнквиста и Соргенфрая-Торнквиста. Эта система в связи с тензией Тетиса развивалась главным образом в триасе и юре.

На эпикаледонской Центральнo-Европейской платформе обнаружен сдвиговый эроген Поморского террана, который построен мощными в несколько тысяч метров, складчатыми отложениями ордовика — нижнего силура представленными аргиллитами и алевролитами с прослойками пирокластов, смятыми в таконской полифазе каледонид. Этот эроген покрыт блоками девонских и карбонских образований изменчивой мощности, деформированных варисскими движениями. Локально известны покровы нижнепермских вулканитов мощностью до 800 м. Осадки красного лежаия изменчивы, мощностью не больше нескольких сот метров, сокращающийся к северу.

Цехштейновый покров сложен эвапоритами (солями и ангидритами с единичными пластами известняков), которых мощность в зонах соляной тектоники достигает 1800 м.

Мощность осадков мезозоя значительно больше чем на Восточно-Европейской платформе. — в Среднепольском авлакогене достигает она несколько тысяч метров.

Современный структурный облик эпикаледонской платформы получен в итоге послемеловой инверсии, вызванной компрессией геосинклинали Тетиса.

Перевод: А. Витковски