

Ryszard DADLEZ, Stefan MLYNARSKI

Wgłębna budowa geologiczna podłoża Bałtyku na wschód od ujścia Odry

WSTĘP

Polska zapoczątkowała badania geofizyczne na morzu pracami sejsmicznymi, wykonanymi w 1964 r. przez radziecką grupę badawczą. Wykonano wówczas prace o charakterze regionalnym wzdłuż całego polskiego wybrzeża Bałtyku o łącznej długości przekrojów około 2000 km. W 1965 r. wykonane zostały przekroje zagęszczające siatkę z 1964 r. w zachodniej części polskiego akwenu Bałtyku o łącznej długości przekrojów około 1000 km.

Niniejszy artykuł referuje wyniki badań w obszarze zachodnim głównie z punktu widzenia strukturalno-tektonicznego. Oparty jest on na materiałach źródłowych zaczerpniętych ze sprawozdania grupy radzieckiej, którego autorami są: E. M. Bucnewij, E. W. Bujwolenko, G. P. Martynowa, L. A. Umańskij oraz jako geolog konsultant — W. A. Lewczenko. Z materiałów tych wykorzystano przede wszystkim przekroje czasowe, natomiast interpretację geologiczną przekrojów, schematy izochron, ujęcia strukturalne wykonano niezależnie i częściowo w innym zakresie niż w sprawozdaniu radzieckim. Materiały ze wstępnego opracowania badań z 1965 r. uwzględniono głównie dla powiązania i kontroli elementów tektonicznych wykrytych przy pomocy zdjęć z 1964 r. Nie wykonano ich pełnej interpretacji geologicznej.

Wyniki prac na morzu powiązано, na ile to tylko było możliwe, z wynikami prac sejsmicznych na wybrzeżu. W tym zakresie wykorzystano wszystkie sprawozdania z prac sejsmicznych P.P.G., wykonywanych w latach 1962—65 przez T. Białka i W. Kuliga.

W części ilustracyjnej podano szkice głównych elementów strukturalnych zbadanego obszaru (fig. 6 i 7), przekrój czterokrotnie przewyższony przeprowadzony na lądzie wzdłuż wybrzeża w bezpośrednim jego pobliżu (fig. 1), przekroje morskie podłużne (fig. 2—4) leżące w odległości średniej ok. 10 km, ok. 25 km i ok. 40 km od wybrzeża, oraz przekrój poprzeczny (fig. 5) biegnący wzdłuż antykliny kamieńskiej (przewyższenie pięciokrotne).

METODYKA BADAŃ

Badania wykonane w 1964 i 1965 r. polegały na ciągłym profilowaniu refleksyjnym przy zastosowaniu rozstawów środkowych, z wzajemnymi odległościami między punktami strzałowymi 400÷420 m. Hydrofony łącznie z kablami umieszczone były w osłonie plastikowej, a całość rozstawu zanurzona w wodzie. Stosowano grupowanie hydrofonów po 20 na kanał. Odległości między hydrofonami w grupach wynosiły 1,5 m, a między środkami grup 33,3 m. W środku rozstawu, dla uniknięcia zakłóceń, stosowano pomiędzy grupami hydrofonów odległość = 60 m. Rejestracja prowadzona była na aparaturze 24-kanałowej, produkcji radzieckiej MSS-58, z zapisem optycznym.

W 1965 r. w celach doświadczalnych równolegle prowadzono rejestrację na aparaturze z zapisem magnetycznym. Interpretację wyników przeprowadzono jednak w oparciu o rejestracje uzyskane na aparaturze z zapisem oscylograficznym.

Wzbudzenie energii odbywało się w wodzie na głębokości 1,5÷2 m, przy czym zapuszczanie ładunków przeprowadzano z platformy umocowanej do statku pomiarowego. Ładunek ześlizgiwał się po specjalnym kablu, a odpalenie następowało automatycznie w środku rozstawu, z pewnym opóźnieniem, po opuszczeniu ładunku z kabla. Średnia waga ładunku wynosiła 12 kg. Całość pomiarów odbywała się podczas ruchu statku.

JAKOŚĆ MATERIAŁÓW SEJSMICZNYCH

Materiałem podstawowym, który poddany został analizie, są przekroje sejsmiczne czasowe. Na podstawie przekrojów czasowych skonstruowano schematy czasowe dla horyzontu cechsztyńskiego i horyzontów płycej zalegających.

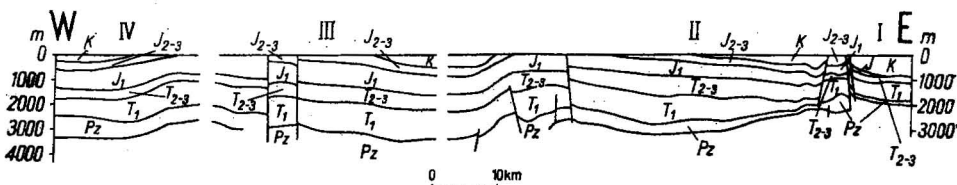


Fig. 1. Przekrój geologiczny lądowy wzdłuż wybrzeża Bałtyku zestawiony na podstawie materiałów sejsmicznych i wiertniczych.

Continental geological cross section along the Baltic sea shore compiled according to seismic and drilling materials

Pz — cechsztyń; T₁ — trias dolny; T₂₋₃ — trias środkowy i górny; J₁ — jura dolna; J₂₋₃ — jura środkowa i górna; K — kreda
Pz — Zechstein; T₁ — Lower Triassic; T₂₋₃ — Middle Triassic and Upper Triassic; J₁ — Lower Jurassic; J₂₋₃ — Middle Jurassic and Upper Jurassic; K — Cretaceous

Na całym obszarze refleksy rejestrują się do czasu około 3,0 sek., a na niektórych odcinkach nawet i głębiej; odpowiadają one różnym poziomom stratygraficznym. Najwyraźniej wydziela się na sejsmogramach horyzont F wiązany z utworami cechsztynu. Refleksy tego horyzontu są na ogół wyraźne, dają się wydzielać na podstawie dynamiki zapisu. Poza tym refleksy te charakteryzują się licznymi interferencjami oraz zani-

kiem faz, w miejsce których pojawiają się nowe. Fakt ten utrudnia w pewnym stopniu korelację tego horyzontu. Istnieje jednak możliwość skonstruowania schematu poziomu F dla całego rozpatrywanego obszaru.

Na niektórych przekrojach, głównie we wschodniej części obszaru uzyskano słabe wyniki. Dotyczy to bloków obciętych strefami uskokoowymi, gdzie wyniki na przekrojach są słabe, a nie można (na skutek dyslokacji) dowiązać się do materiałów pewniejszych.

Horyzont F można uważać za najgłębszy poziom dający się śledzić w sposób ciągły. Głębsze refleksy występują tylko miejscami i brak jest materiałów pozwalających na określenie, czy nie należą one do refleksów wielokrotnych.

Powyżej horyzontu F rejestrują się płytsze poziomy. Korelują się one na większych odcinkach i generalnie wskazują na spłylenie się, wyklinowywanie i redukcję miąższości w kierunku północnym. Spośród tych horyzontów wyraźniej wydzielają się poziomy B i C. Cechy dynamiczne tych horyzontów nie są tak wyraźne jak w przypadku poziomu F, można je jednak wydzielić, szczególnie w rejonach o spokojniejszej budowie, gdzie są śledzone w sposób ciągły.

Ogólnie można stwierdzić, że cały obszar na zachód od koszalińskiej strefy dyslokacyjnej charakteryzuje się dobrą jakością materiałów sejsmicznych.

ZAGADNIENIE PRĘDKOŚCI ŚREDNICH

Przedstawiona w pracy interpretacja głębokości na przekrojach (fig. 2—5) jest tymczasowa, oparta na danych ze sprawozdania grupy radzieckiej. Przyjęto jedynie dwie krzywe prędkości średnich dla całego obszaru prac morskich. Jedna krzywa zastosowana została dla obszaru zachodniego, a druga — dla wschodniego. Jako linię podziału przyjęto przedłużenie koszalińskiej strefy dyslokacyjnej. Zastosowane do interpretacji głębokościowej krzywe prędkości średnich przyjęto jako uśrednione z krzywych karotaży sejsmicznych, wykonanych w wierceniach znajdujących się na lądzie w pobliżu linii brzegowej. Dla obszaru zachodniego wykorzystano sejsmokarotaże z otworów wykonanych w rejonie Kamienia Pomorskiego, Mechowa, Jarkowa i Grzybowa.

Takie rozwiązanie zagadnienia prędkości średnich musi być traktowane w obecnej chwili jako pierwsze przybliżenie interpretacji głębokościowej. Wyniki interpretacji głębokościowej prac sejsmicznych na morzu nie mogą być w tej sytuacji w sposób bezpośredni zestawione z interpretacją głębokościową na lądzie. W szczególności dotyczy to obszaru, gdzie występują takie jednostki, jak synklina trzebiatowska o amplitudzie (w horyzoncie F) rzędu 0,8÷1,0 sek. Należy się liczyć z tym, że przedstawiona interpretacja głębokości na przekrojach sejsmiki morskiej (fig. 2—5) w stosunku do stanu faktycznego wykazuje w synklinach głębokości przewyższone. Faktyczne amplitudy występujących struktur mogą być nieco mniejsze od przedstawionych na przekrojach (np. w synklinie trzebiatowskiej, na fig. 2, poziom F leży zapewne płycej o około 600 m). Ta sama uwaga dotyczyć będzie również strefy dyslokacyjnej koszalińskiej. W związku ze skokową zmianą prędkości średniej amplituda uskoku ulega zwiększeniu tylko wskutek przyjęcia różnych krzywych

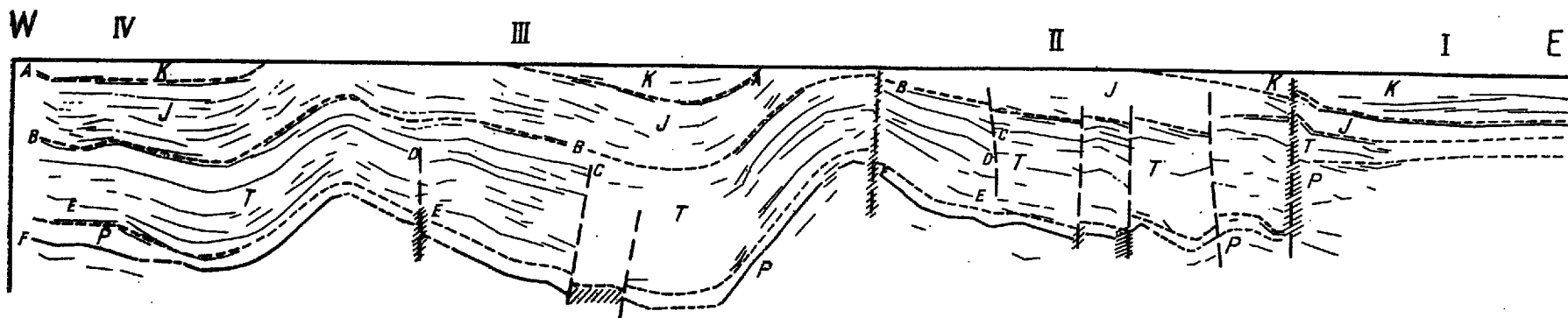


Fig. 2

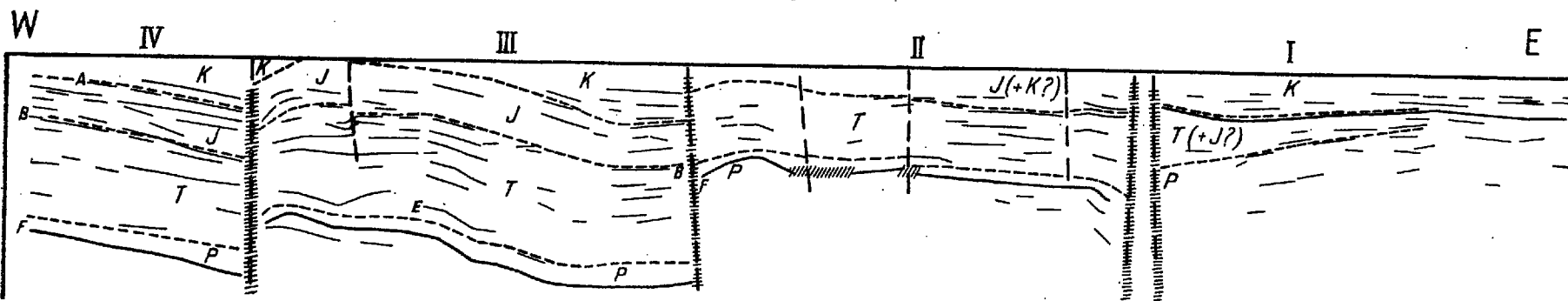


Fig. 3

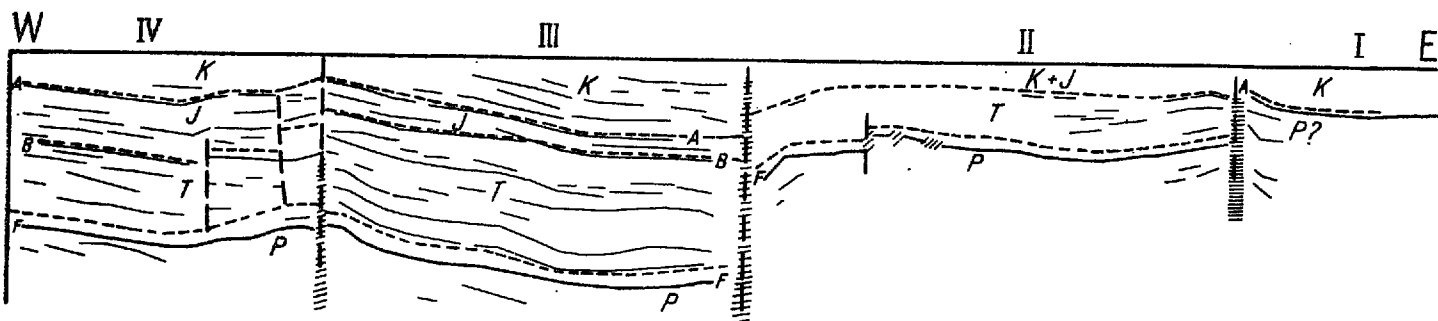


Fig. 4

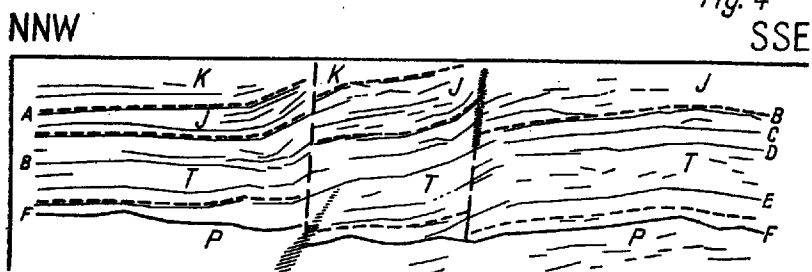


Fig. 5

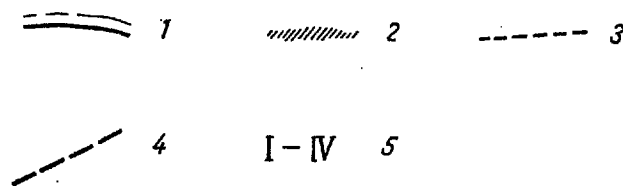


Fig. 2—5. Przekroje sejsmiczno-geologiczne morskie

Marine seismic-geological cross sections

1 — refleksy sejsmiczne; A—F oznaczenia horyzontów; 2 — strefy nieciągłości sejsmicznych; 3 — granice geologiczne: P — perm., T — trias, J — jura, K — kreda; 4 — uskoki; 5 — główne jednostki strukturalne: I — blok Darłowa, II — blok Kołobrzegu, III — blok Gryficy, IV — blok Wolina
 1 — seismic reflexes; A—F — symbols of horizons; 2 — zones of seismic discontinuity; 3 — geological boundaries: P — Permian, T — Triassic, J — Jurassic, K — Cretaceous; 4 — faults; 5 — main structural units: I — Darłowo block, II — Kołobrzeg block, III — Gryfice block, IV — Wolin block

prędkości średnich dla części wschodniej i zachodniej. I tak przy czasie 1,0 sek. zwiększa się ona o około 200 m, a przy czasie 1,4 sek. o około 400 m. Dla horyzontów podcechsztyńskich różnice te są odpowiednio większe i wynoszą przy 1,6 sek. około 400 m, przy 2,6 sek. około 800 m, a przy 3,0 sek. już około 1000 m.

W tej sytuacji zdecydowaliśmy się zasadniczą interpretację i zobrażowanie wyników prac sejsmiki morskiej oprzeć o materiały czasowe. Również wartości amplitud elementów strukturalnych, a nawet miąższości podawane są zasadniczo w jednostkach czasu przebiegu fal sejsmicznych. Przedstawienie schematów czasowych pozwala dodatkowo na powiązanie wyników uzyskanych na morzu z pracami na lądzie. Interpretację głębokościową, przedstawioną na załączonych przekrojach, należy traktować jako pierwsze przybliżenie, uwzględniając uwagi podane wyżej, które wynikają z przyjętego rozwiązania zagadnienia prędkości średnich.

INTERPRETACJA GEOLOGICZNA

TREŚĆ GEOLOGICZNA HORYZONTÓW SEJSMICZNYCH

Na przekrojach najbliższych brzegu (fig. 2) można prześledzić niemal wszystkie przewodnie horyzonty sejsmiczne znane z lądu i określone tam geologicznie przy pomocy głębokich wierceń (R. Dadlez, 1965). Najgłębszy ciągły horyzont (F) pochodzi od cechsztynu. Cała strefa przybrzeżna leży zapewne na północ od tzw. II pasa wyklinowań horyzontów sejsmicznych. Wobec tego horyzont F w tej strefie odpowiada znanemu z lądu kilkufazowemu horyzontowi, który pochodzi z grubsza od kompleksów węglanowo-anhydrytowych cyklotemów Z3 i Z2. Nad tym horyzontem spoczywa około 100÷200 m utworów cyklotemów młodszych, a pod nim około 200÷300 m utworów cyklotemu Z1. Horyzont, o którym mowa, leży więc mniej więcej w 1/3 miąższości cechsztynu, licząc od góry.

Ponad horyzontem F śledzi się na przekrojach przybrzeżnych następujące wyższe horyzonty: E — związany ze stropem serii ilastej najniższego pstrego piaskowca, D — związany z wapieniem muszlowym, C i B — związane z górnym kajprem i retykiem, oraz A — związany ze stropem górnej jury. Żaden z tych horyzontów nie wyróżnia się dynamicznie, ale można je zidentyfikować z dużą wiarogodnością przy porównaniu przekrojów czasowych morskich z lądowymi.

W miarę oddalania się od wybrzeża pogarszają się możliwości korelacji, a to głównie z dwóch powodów: po pierwsze — ogólnie pogarszają się wyniki (zmniejsza się ilość refleksów), po drugie — trasy przekrojów południkowych, wiążących, poprowadzone są niezbyt fortunnie, ponieważ przecinają skośnie generalne strefy dyslokacyjne.

Horyzont F śledzony jest bez większych przerw na całym badanym obszarze i na prawie całym obszarze zdaje się reprezentować cechsztyń. Tylko w północnej części bloku kołobrzeskiego, sądząc po cechach dynamicznych, wykazuje on zbieżność z platformowym horyzontem A, a więc może reprezentować strop starszego paleozoiku.

Z pozostałych powierzchni odbijających na największych obszarach występuje zespół horyzontów B i C. Jest to zrozumiałe zważywszy, że

jest on granicą między głównie piaszczystym kompleksem liasu i głównie ilastym kompleksem triasu. Horyzont D jest mniej trwały — może to być wynikiem zmian facjalnych wapienia muszlowego, zaniku osadów wapiennych w tym odcinku. W północnej części obszaru zanika również horyzont E. Horyzont A wydziela się dobrze w synklinach Wiśłki i Trzebiatowa. Na zboczach antyklin, a ku północy również na ich sklepieniach, mimo prawdopodobnej obecności kredy nie występuje horyzont A. Powłoka kredy jest tu zbyt cienka, by jej spąg, leżący w granicach czasów przebiegu do 400 milisek., mógł dawać refleksy.

ELEMENTY STRUKTURALNE

Przeprowadzone prace sejsmiczne pozwoliły nie tylko prześledzić przedłużenie w morze poszczególnych elementów strukturalnych znanych z lądu, lecz także wnikać głębiej w charakter tych elementów. Ogólnie trzeba stwierdzić, że im dalej na północ, tym silniej ujawnia się blokowa budowa obszaru i tym większego znaczenia nabierają dyslokacje nieciągłe.

Wydzielić można trzy główne strefy uskokowe lub uskokowo-fleksuralne, oddzielające od siebie cztery bloki (fig. 6).

Strefa uskokowa Koszalina (A) jest elementem złożonym z kilku równoległych pęknięć. Ogranicza ona od SW, przynajmniej w rejonie wybrzeża, obszar o typowej budowie płytowej (zewnątrzną część wyniesienia Łeby), który nazwano blokiem Darłowa (I). Kierunek strefy w pobliżu wybrzeża jest N 70—80° W, dalej skręca on na bardziej południkowy N 50—60° W. Na wybrzeżu odstęp między ograniczającymi ją uskokami wynosi około 4 km, w odległości około 25 km od brzegu zwiększa się do 11 km. Zrzucone jest skrzydło zachodnie.

Amplituda zrzutu jest trudna do precyzyjnego określenia, ponieważ horyzont przewodni po stronie wschodniej (horyzont A) nie jest zapewne równoległy do horyzontem po stronie zachodniej strefy (horyzont F). Utrudnienie stanowi ponadto znaczna szerokość strefy i słabe wyniki sejsmiczne, zwłaszcza w rejonach oddalonych od brzegu. Pamiętając o tych poprawkach można w każdym razie stwierdzić, że amplituda w miarę posuwania się ku NW początkowo nasila się, od 200 milisek. — w rejonie wybrzeża (fig. 1) do 400 milisek. — w odległości około 15 km od wybrzeża (fig. 2), a następnie maleje do 350 milisek. (fig. 3 i 4).

Strefa fleksuralno-uskokowa Trzebiatowa (B), zrzucająca skrzydło zachodnie, ma dość stały kierunek około N 35° — 45° W. Na lądzie odznacza się ona stopniowym wzrostem amplitudy w miarę posuwania się ku NW. W odległości około 20 km od wybrzeża, w głębi lądu, amplituda jej wynosi 500 milisek., a w sąsiedztwie miasta Trzebiatowa 700 milisek. W miarę posuwania się ku północy od wybrzeża amplituda fleksury konsekwentnie wzrasta do 800 milisek., a następnie do 1050 milisek. (fig. 2). Dalej ku NW następuje przełamanie warstw, fleksura przechodzi w uskok, którego amplituda (fig. 3 i 4) utrzymuje się w dość stałych granicach 900÷950 milisek.

Blok zawarty między obiema dotąd omówionymi strefami dyslokacyjnymi nazwany został blokiem Kołobrzegu (II). Jak wiadomo, w obszarze lądowym rozwinięta jest na tym bloku antyklina Kołobrzegu, której skrzydło wschodnie ma charakter pozorny (R. Dadlez, 1965), po-

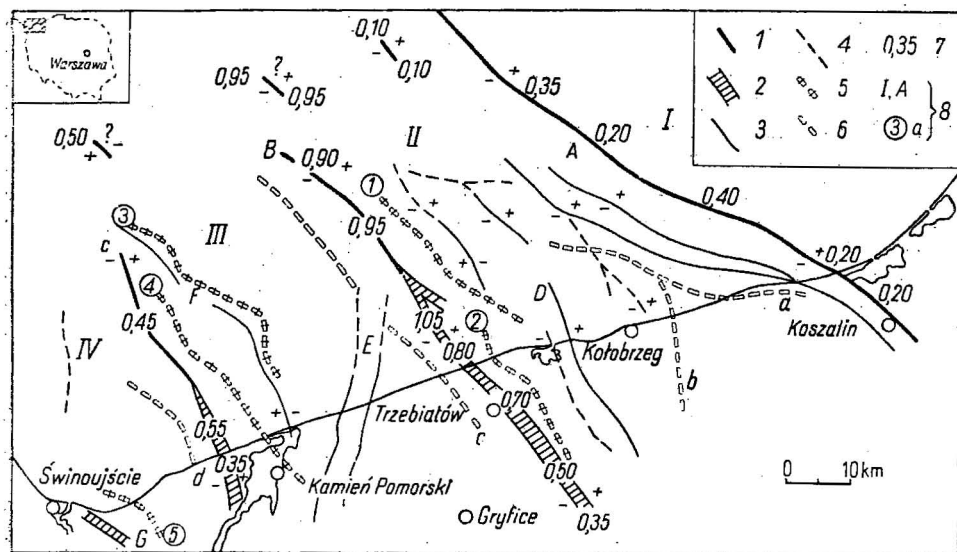


Fig. 6. Szkic strukturalny obszaru badań
Structural sketch of the area in study

1 — główne strefy uskawkowe; 2 — główne strefy fleksurowe; 3 — podrzędne strefy uskawkowe obejmujące cały płaszcz permo-mezozoiczny; 4 — podrzędne strefy uskawkowe obejmujące głównie cechsztyń; 5 — osie antyklin; 6 — osie synklin; 7 — amplituda stref dyslokacyjnych w sekundach; 8 — główne jednostki strukturalne: bloki: I — Darłowa, II — Kołobrzegu, III — Gryficy, IV — Wolina; strefy dyslokacyjne: A — Koszalińska, B — Trzebiatowska, C — Kamienia, D — Nowogardka, E — Trzebieszowa-Koplińska, F — Kamień — wschód; G — Świnoujście; antykliny: 1 — Kołobrzeg — morze, 2 — Kołobrzegu, 3 — Kamień — morze, 4 — Kamienia, 5 — Międzyzdrojów; synkliny: a — Sarbinowa, b — Dygowa, c — Trzebiatowska, d — Wisetki

1 — main fault zones, 2 — main flexure zones, 3 — subordinate fault zones embracing entire Permo-Mesozoic mantle, 4 — subordinate faults zones embracing mainly Zechstein, 5 — axes of anticlines, 6 — axes of synclines, 7 — amplitude of dislocation zones in seconds, 8 — main structural units: I — Darłowo block, II — Kołobrzeg block, III — Gryfice block, IV — Wolin block; dislocation zones: A — Koszalin dislocation zone, B — Trzebiatów dislocation zone, C — Kamień dislocation zone, D — Nowogard dislocation zone, E — Trzebieszów-Koplino dislocation zone, F — Kamień (eastern) dislocation zone, G — Świnoujście dislocation zone; anticlines: 1 — Kołobrzeg anticline (sea), 2 — Kołobrzeg anticline, 3 — Kamień anticline (sea), 4 — Kamień anticline, 5 — Międzyzdroje anticline; synclines: 3 — Sarbinowo syncline, b — Dygowo syncline, c — Trzebiatów syncline, d — Wisetka syncline

wstały wskutek przyrostu miąższości mezozoiku w kierunku zachodnim (fig. 1). Skrzydło to rozwinięte jest na monoklinalnie lub nawet synklynalnie ułożonym cechsztyń. Na profilach lądowych leżących nad samym brzegiem morza (fig. 1) przegub antyklynalny, który na SE od Trzebiatowa przylegał bezpośrednio od wschodu do fleksury trzebiatowskiej, nie zaznacza się wyraźnie i przybiera formę tarasowatego rozpiaszczenia. Na wschód od niego pojawia się natomiast strefa uskawkowa Nowogardka (D) połączona zapewne z lokalnym spiętrzeniem warstw. Kulminacja antykliny Kołobrzegu przesuwają się w rejonie nadbrzeżnym na tę właśnie strefę. Dalej ku wschodowi zaznaczają się przesunięte względem siebie o ponad 20 km cechsztyńska synklina Dygowa (b) i kredowo-jurajska synklina Sarbinowa (a). Ta ostatnia przylega bezpośrednio do strefy koszalińskiej i jest z nią na pewno związana genetycznie.

Podobny, nawet w szczegółach, układ bloku kołobrzegskiego zarysowuje się na przekrojach morskich w pobliżu wybrzeża (fig. 2) z tym tyl-

ko, że trudno jest sprecyzować przedłużenie sykliny Sarbinowa. Im dalej jednak posuwamy się w morze ku północy, tym bardziej na jaw wychodzi blokowy charakter jednostki, aż wreszcie w północnej części (fig. 3 i 4) jest to wręcz prawie płaski stopień obcięty z obu stron uskoki. Ponieważ równocześnie, jak wspomniano, maleje ku północy amplituda uskoku koszalińskiego, a pozostaje bez zmian amplituda uskoku trzebiatowskiego, blok Kołobrzegu w swej północnej części ujawnia wyraźny związek z obszarem płytowym (blokiem Darłowa) jako jego zewnętrzny stopień. Wydaje się, że jest to jeden z najistotniejszych faktów wykrytych przez morskie zdjęcia sejsmiczne. Blok Kołobrzegu, podnoszący się jako całość ku NW, wrasta w obszar platformowy. W przeciwnym kierunku obniża się i niejako „rozpływa” pod coraz grubszym płaszczem osadów permomezozoiku.

W obrębie bloku kołobrzeskiego stwierdzono szereg mniejszych uskoków, jednak ich wiązanie wzajemne jest utrudnione. Szczególnie przy przejściu z przekrojów podłużnych na poprzeczne występują niczym nie usprawiedliwione przesunięcia, być może, jest to rezultat niedokładności lokacyjnych. Przy zachodniej krawędzi bloku wykształcona jest antyklina nazwana antyklina Kołobrzeg — morze (1). Jakkolwiek jej położenie jest analogiczne do położenia przegubu antykliny kołobrzeskiej (2), nie wydają się one być ze sobą związane ani przestrzennie, ani genetycznie.

Strefa fleksuralno-dyslokacyjna Kamienia (C) została na lądzie wykryta stosunkowo niedawno. Ciągnie się ona niemal południkowo we wschodniej części wyspy Wolin — zrzucając kompleks permomezozoiczny ku zachodowi. Jej dalsze południowe przedłużenie jest obecnie przedmiotem badań. W miarę przesuwania się ku północy zachowuje się ona podobnie jak strefa trzebiatowska. W rejonie wybrzeża (fig. 2) jest to fleksura o kierunku N 25° — 30° W i amplitudzie 350–550 milisek. Dalej ku północy (fig. 3) przeradza się ona w uskoki o amplitudzie 450 milisek. Dalsze jej przedłużenie ku północy nie jest jasne z uwagi na skomplikowany obraz strukturalny oraz możliwe niedokładności lokacyjne. Uwzględniając wszystkie zastrzeżenia można sformułować przypuszczenie, że strefa kamieńska zmienia ku N kierunek na bardziej południkowy N 15° W, jak również zmienia kierunek zrzutu na wschodni.

Blok ograniczony strefami dyslokacyjnymi Kamienia i Trzebiatowa nazwany został blokiem Gryfic (III). Na lądzie rozwinięte są na tym bloku dwie strukturalne jednostki mezozoiczne. Asymetryczna synklina trzebiatowska wynurza się stosunkowo szybko ku SE, ale „wynurzenie” to jest prawie wyłącznie skutkiem wzrostu miąższości serii permomezozoicznych w tym kierunku (R. Dadlez, 1965). Jej południowo-wschodnia peryklina jest więc typową perykliną pozorną. Przylegająca do synkliny trzebiatowskiej antyklina kamieńska powstała na miejscu osiowej części basenu jurajskiego. Stosunkowo niewielka amplituda dźwignięcia kompleksu cechsztyńskiego została tu zatem spotęgowana przez przyrost miąższości jury. Południowe skrzydło tej jednostki nie jest jeszcze dobrze zbadane. Jest ono niewątpliwie związane z jeszcze jednym przegięciem fleksuralnym, zapewne powstałym na starszych założeniach (granica z niecką szczecińską).

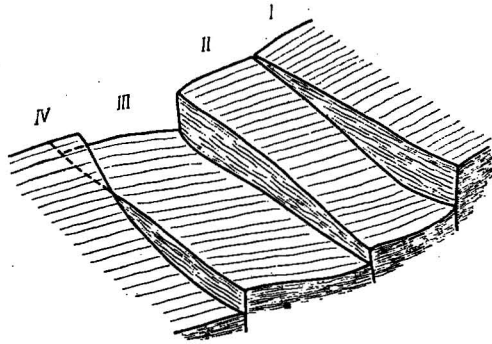
Synklinę trzebiatowską (C) i antyklinę kamińską (4) można bezbłędnie zidentyfikować na najbliższych wybrzeża przekrojach sejsmicznych (fig. 2). Antyklina kamińska jako jedyna w obszarze morskim ujawnia brachyantyklinalne zamknięcie od północy. Dalej ku północy (fig. 3 i 4) wychodzi znowu na jaw blokowy charakter budowy z tym, że jest to blok o wydatnym nachyleniu warstw w kierunku wschodnim. Jednocześnie jest to blok najsilniej obniżony, zwłaszcza w części wschodniej. Z nią związane jest przedłużenie synkliny trzebiatowskiej, zaś z poddartą krawędzią zachodnią — przedłużenie antykliny kamińskiej.

Fig. 7. Schemat układu bloków w podłożu cechsztynu

Scheme of block system in the Zechstein substratum.

I — blok Darłowa, II — blok Kołobrzegu, III — blok Gryfic, IV — blok Wolina

I — Darłowo block, II — Kołobrzeg block, III — Gryfice block, IV — Wolin block



Znana z ładu (R. Dadlez, 1965) podwójna strefa uskokowa Koplina — Trzebieszowa (E) przebiega skośnie do rozciągłości wschodniego skrzydła antykliny kamińskiej i wygasa w odległości niecałych 20 km na północ od wybrzeża, w centrum synkliny trzebiatowskiej (fig. 6). Obserwowane na łądzie tarasowate rozplaszczanie tegoż wschodniego skrzydła wysklepia się dalej ku NW, tworząc ciąg antykliny Kamień — morze (3), od zachodu zazwyczaj obcięty uskokiem (F) o niewielkiej amplitudzie.

Blok, którego wschodnią granicę stanowi dyslokacyjna strefa Kamienia, nazwano blokiem Wolina (IV). W południowej części jest on nachylony ku NE, w północnej — raczej płaski. Na wschodniej części bloku rozwinięta jest synklina Wiśłki (d) o osi różnie położonej w różnych formacjach. Południowo-zachodnia granica bloku nie została uchwycona zdjęciem morskim. Sądząc po fragmentarycznych danych w zachodniej części wyspy Wolin stanowi ją kolejna strefa fleksuralna Swinoujścia G), zrzucająca skrzydło południowo-zachodnie. Zdaje się ona bieć wzdłuż południowego brzegu wyspy Wolin i przechodzić dalej w strefę ograniczającą od NW wał pomorski. U zbiegu tej strefy ze strefą fleksuralną Kamienia i z podwójnym uskokiem Trzebieszowa — Koplina znajduje się skomplikowany węzeł tektoniczny okolic miejscowości Wolin — Wysoka Kamińska. Na SW krawędzi bloku Wolina, bezpośrednio przy fleksurze Swinoujścia, rozwinięta jest słabo dotąd zbadana antyklina Międzyzdrojów (5).

Z powyższej charakterystyki wyłania się ogólny obraz przypuszczalnego ułożenia podłoża pokrywy permomezozoicznej, widoczny dobrze np. na fig. 3. Jest to kilka schodowato ułożonych bloków, obniżających się ku południowemu zachodowi (fig. 7). Powierzchnie poszczególnych bloków są nachylone w złożony sposób, głównie w kierunku południowym,

podrzędnie ku wschodowi. Ruchy pionowe tych bloków były w przeszłości przyczyną zarówno zmian miąższości poszczególnych serii płaszczu permomezozoicznego, jak i tektonicznych deformacji w tym płaszczu. Te ostatnie odpowiadają najlepiej pojęciom form wałokształtnych i plakantyklin wg N. S. Szatskiego (*vide* A. Bogdanow, M. Muratow, W. Chain, 1963).

SERIE STRATYGRAFICZNE

Jest oczywiste, że przy braku bezpośrednich danych geologiczno-wiertniczych z akwenu morskiego, możliwości rozważań na temat przypuszczalnego profilu geologicznego są bardzo ograniczone i oparte na danych z okalających lądów. Samo zdjęcie sejsmiczne dostarcza danych co do ogólnych tendencji zmian miąższości poszczególnych serii, przy uwzględnieniu wszelkich zastrzeżeń co do stratygraficznej identyfikacji horyzontów sejsmicznych.

Jedno z ważnych zagadnień stawianych do rozstrzygnięcia przed sejsmiką morską, jakim było śledzenie zasięgu basenu cechsztyńskiego i stref facjalnych cechsztynu, pozostało właściwie nie rozwiązane. Z samego charakteru horyzontu F nie sposób jest wyciągnąć wniosków w tym zakresie. Wydaje się, jak to już wspomniano, że może brakować cechsztynu w północnej części bloku Kołobrzegu. Nie jest więc jasne czy obszar zredukowanego rozwoju lub nawet braku cechsztynu w północnej Rugii (E. Münzberger, U. Rost, J. Wirth, 1966) łączy się bezpośrednio w kierunku równoleżnikowym z takim samym obszarem zachodniej części wyniesienia Łeby (R. Dadlez, 1965). Z najnowszych danych z terenu Danii (T. Sorgenfrei, A. Buch, 1964) wynika, że północnorugijski obszar progowy przedłuża się ku WNW na Falster i południową Zelandię. Oddziela on od siebie dwa baseny cechsztyńskie: południowojużlandzki i północnozelandzki. Zagadnienie sprowadza się więc do tego, czy wspomniany obszar progowy ciągnął się również dalej ku wschodowi, czy też był przełamany na linii bloku trzebiatowskiego i istniało połączenie między basenem północnozelandzkim, a zachodniopomorskim. Więcej danych zdaje się przemawiać za pierwszą ewentualnością.

Serie triasu i jury na ogół wyraźnie cienieją w kierunku północnym. Na bloku Wolina i na jego pograniczu z blokiem Gryfic, na odcinku 50 km, odstęp między horyzontami B i F maleje z 900÷750 milisek. do 550 milisek. (fig. 5). Równa się to orientacyjnie redukcji miąższości triasu do około 1000 m (w otworze Kamień Pomorski liczy on wraz z retykiem blisko 1400 m). Podobnie na bloku kołobrzeskim, na odcinku 35 km, tenże odstęp maleje z 950 milisek. do 550 milisek. W tym przypadku można się liczyć z redukcją triasu do około 700 m (w otworze Grzybowo liczy on wraz z retykiem prawie 1600 m).

Mniej oczywista jest sytuacja na bloku Gryfic. Wydaje się, że redukcja jest tu stosunkowo mała. Omawiany interwał wynosi 900÷1000 milisek. w części południowej, 800÷900 milisek. — w części północnej. Trias na bloku Gryfic, można sądzić, nieznacznie więc cienieje ku N, a basen polski mógł tą drogą łączyć się z basenem wysp duńskich, gdzie w Slagelse trias osiąga 1100 m miąższości (T. Sorgenfrei, A. Buch, 1964).

Seria jury cienieje dość równomiernie w kierunku północnym. Redukcja wyraża się wartościami od około 700÷800 milisek. w części południowej do około 200÷500 milisek. w części północnej. Wydaje się, że w tym ostatnim obszarze redukcja występuje również w kierunku wschodnim, tzn. że na bloku Wolina jura jest grubsza niż na bloku Gryfic.

Redukcję jury zinterpretowano częściowo jako rezultat niezgodnego ułożenia na niej kompleksu kredowego. Przypuszczać należy, sądząc po danych z sąsiednich obszarów lądowych, że tylko na północnym krańcu bloków Wolina i Gryfic kreda leży wprost na liasie. Dalej ku S profil jury uzupełnia się kolejno doggerem i malmem. Wyjątkiem jest kulminacyjna część antykliny kamieńskiej, w której lias bez przykrycia kredowego występuje bezpośrednio pod czwartorzędem.

Przyjęto regionalny wzrost miąższości kredy ku północy, pomimo braku bezpośrednich dowodów sejsmicznych, z wyjątkiem bloku Wolina, biorąc m.in. za punkt wyjścia profile znane z Rugii, Skanii i Bornholmu. Maksymalne miąższości kredy stwierdza się po zachodniej stronie uskoku obcinającego poszczególne bloki (fig. 3): przy uskoku kamieńskim spąg kredy określa się na 700 milisek., przy uskoku trzebiatowskim — na 900 milisek.

Brak jest wszelkich danych co do jury i kredy w granicach bloku kołobrzeskiego. Wydaje się, że nigdzie, być może z wyjątkiem skrawka północnego, trias nie wychodzi na powierzchnię podkenozoiczną. Trudno jednak powiedzieć, czy nadkład jego stanowią utwory jury i kredy czy też tylko jednej z tych formacji.

ZWIĄZKI Z TERENAMI SĄSIEDNIMI

Interpretacja przedłużenia omówionych poprzednio elementów strukturalnych ku północy i zachodowi pozostaje nadal w sferze hipotez z braku danych sejsmicznych z pozostałych części akwenu zachodniego Bałtyku. Północna granica zbadanego obszaru znajduje się w odległości około 40 km od Bornholmu, około 30 km od Rugii i około 90 km od Skanii.

Ogólny kierunek dyslokacyjny strefy Koszalina wskazuje, że Bornholm znajduje się na północny wschód od domniemanego przedłużenia tej strefy. Można jedynie przypuszczać, że uskoki zrzucające południowo-zachodnią część wyspy mogą należeć do systemu uskoku związanych bezpośrednio z tą strefą. Sugeruje to stwierdzony na wyspie profil mezozoiku (H. Gry, 1960) o znacznej miąższości (np. ponad 700 m jury), obejmujący kajper, lias, dolną i górną kredę. Jest to profil właściwy dla bloku Kołobrzegu ewentualnie dla zewnętrznej krawędzi bloku Darłowa.

Do strefy dyslokacyjnej trzebiatowskiej przylega bezpośrednio od SW pas największych miąższości kredy. Pod tym względem analogiczny jest obszar południowo-zachodniej Skanii i północno-wschodniej Zelandii. W otworze Höllviken II, na SW cyplu Skanii (F. Brotzen, 1945) przebito blisko 1245 m kredy. W otworze Lavö 1 na NE Zelandii (T. Sorgenfrei, A. Buch, 1964) przebito 2069 m kredy. Z tych względów strefę dyslokacyjną trzebiatowską można wiązać z systemem uskoku ogra-

niczających od SW zewnętrzne horsty prekambryjskie Skanii: Kullaberg i Romeleasen.

Dyslokacyjna strefa kamińska wydaje się omijać Rugię od NE i nie mieć bezpośredniego związku z uskokami odcinającymi północną część tej wyspy. Przemawia za tym zbieżność profilów permomezozoiku w północnej części Rugii (H. Kölbl, 1959; K. H. Albrecht, K. Goldbecher, 1964) i w północnej części bloku Wolina (zredukowany trias, zredukowana jura ograniczona do liasu, kreda o miąższości 500–800 m).

Poprzednio przypuszczano (H. Kölbl, 1956, 1959), że tzw. wał Grimmen w północnej Meklemburgii łączy się pod wodami Bałtyku z antyklina Kamienia. Morskie badania sejsmiczne wykazały, że obie te permomezozoiczne jednostki nie mają ze sobą żadnego związku, tak jak sądził zresztą wcześniej W. Pożaryski (1957). Może się natomiast przedłużać na teren NRD antyklina Międzyzdrojów, na SW krawędzi bloku Wolina.

Wszystkie omówione strefy dyslokacyjne naruszają cały płaszcz permomezozoiczny, odnowione więc zostały, i to bardzo intensywnie, po górnej kredzie. Ich założenia są jednak na pewno starsze. Świadczy o tym np. znaczny wpływ strefy koszalińskiej na układ basenów sedymentacyjnych w permomezozoiku oraz fakt, że w jej zasięgu następuje duży zrzut utworów przedpermowych (kontakt syluru lub ordowiku z dewonem i karbonem). Podobnie po obu stronach strefy trzebiatowskiej możliwe są znaczne różnice w profilu podłoża permu. Nie wiadomo, jaki jest stosunek tych stref nieciągłości do przebiegu hipotetycznego pasma kaledońskiego (J. Znosko, 1962, 1965; H. Kölbl, 1963; W. Pożaryski, 1964). W ostatnich latach nawiercono na północnej Rugii (Arkona) oraz w rejonie Koszalina silnie zaangażowane tektonicznie łupki graptolitowe ordowiku. W materiałach z badań sejsmicznych morskich jedynym śladem możliwych powiązań między tymi obszarami jest prawie równoleżnikowy kierunek niektórych stref uskokowych, oddzielających część północną bloku kołobrzесьkiego. Być może, iż zostały one znacznie słabiej odnowione w permomezozoiku i w ten sposób zamaskowane pośród uskoków i fleksur o kierunku NW—SE, podczas gdy w istocie reprezentują ważniejsze od tych ostatnich linie tektoniczne podłoża precechsztyńskiego.

Zakład Geologii Niżu
i Zakład Geofizyki Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 17 czerwca 1966 r.

PIŚMIENNICTWO

- ALBRECHT K. H., GOLDBECHER K. (1964) — Neue Aufschlüsse des Rotliegenden im Norddeutschen Flachland. *Z. ang. Geol.*, **10**, p. 244–248, nr 5.
- BOGDANOW A., MURATOW M., CHAIN W. (1963) — Eléments structuraux de la croute terrestre. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, **1**, nr 4, p. 263–285.
- BROTZEN F. (1945) — De geologiska resultaten fran borrhingarna vid Höllviken. Del I Kritan. *Sver. Geol. Unders. Årsb.* **38**, [C], p. 1–64, Nr 465.

- DADLEZ R. (1965) — Stan znajomości pokrywy permomezozoicznej na Pomorzu Zachodnim i obszarach sąsiednich. *Prz., geol.*, 13, p. 14—21, nr 1. Warszawa.
- GRY H. (1960) — Geology of Bornholm. Guide to excursion nr A 45 and C 40. *Int. Geol. Congr. XXI Session.*
- KÖLBEL H. (1956) — Die bisherigen Ergebnisse der erdölgeologischen Erforschung Nordostdeutschlands. *Z. ang. Geol.*, 2, p. 12—16, nr 1.
- KÖLBEL H. (1959) — Stand und Ergebnisse der Kartierung des tieferen Untergrundes Nordostdeutschlands und angrenzender Gebiete. *Ber. Geol. Ges.*, 4, p. 115—159, nr 2—3.
- KÖLBEL H. (1963) — Der Grundgerirgsbau Nordostdeutschlands im Gesamtrahmen der benachbarten Gebiete. *Geologie*, 12, p. 674—682, nr 6.
- MÜNZBERGER E., ROST U., WIRTH J. (1966) — Vergleichende Darstellung der Sedimentationsverhältnisse des Zechsteins von Thüringen mit denen des Nordostdeutschen Flachlandes. *Ber. deutsch. Ges. Geol. Wiss. A Geol. Pal.*, 11, nr 1/2, p. 161—174. Berlin.
- POŻARYSKI W. (1957) — Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. *Kwart. geol.*, 1, p. 7—24, nr 1. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1964) — Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. geol.*, 8, p. 1—37, nr 1. Warszawa.
- SORGENFREI T., BUCH A. (1964) — Deep tests in Denmark 1935—1959. *Danm. Geol. Unders. III Ser.* p. 1—146, nr 36.
- ZNOSKO J. (1962) — Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpaciej Polski. *Kwart. geol.*, 6, p. 485—510, nr 3. Warszawa.
- ZNOSKO J. (1965) — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 188. Warszawa.

Автор ДАДЛЕЗ, Стефан МЛЫНАРСКИ

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ ДНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ К ВОСТОКУ ОТ УСТЬЯ Р. ОДРЫ

Резюме

В работе обсуждаются результаты сейсмических исследований на море, проведенных в период с 1964 по 1965 гг. в юго-западной части Балтийского моря, между устьем р. Одры и меридианом г. Кошалина (фиг. 6). Эти исследования осуществлялись Советской сейсмической группой с помощью метода отраженных волн. Хорошие результаты были получены в пермо-мезозойской толще. Самый глубокий горизонт, обозначаемый буквой F, характеризуется временами до 2,2 сек. и связывается с породами пехштейна.

Из-за отсутствия комплексного изучения средних скоростей на суше и на море, необходимо было проанализировать, в основном, временные карты и разрезы. Глубинная интерпретация (фиг. 2—5), особенно в синклинальных структурах, может содержать большие неточности.

Главные структурные единицы, выявленные на суше (фиг. 1 и 6) продолжают на территорию Балтийского моря. Кошалинская зона дислокаций связывается с юго-западными сбросами о. Борняльма, Тшебятковская зона дислокаций — со сбросами, органичивающими

с юго-запада внешние докембрийские горсты Сконе. Каменная зона дислокаций продолжается к северо-северо-западу и как будто не имеет связи со сбросами северной части о. Рюген (фиг. 6).

Район проявляет глыбовое глубинное строение, обусловленное указанными сбросово-флексурными зонами (фиг. 3, 4 и 6 — Дарловская, Колобжегская, Грифицкая и Волинская глыбы — I—IV). Глыбы ступенчато опускаются к юго-западу, причем Колобжегская глыба проявляет на севере резкую связь с платформенной областью Дарловской глыбы (фиг. 7). Вертикальные движения этих глыб привели как к изменениям мощности пермомезозойских пород, так и к тектоническим деформациям этих толщ. В результате этого образовались насаженные антиклинальные формы типа валов и плакантиклиналей (фиг. 1 и 2). Мезозойская Каменная антиклиналь — северо-западное ответвление Поморского вала — не имеет никакой связи с валом Гримен Северо-Восточной Германии.

Указанные главные сбросово-флексурные зоны были обновлены после верхнемелового времени, тем не менее должны были играть важную роль также в предыдущие периоды. Об этом говорят, например, фациальные соотношения в отложениях цехштейна по обеим сторонам Кошалинской зоны, контакт молодых и древних палеозойских отложений вдоль этой зоны и предполагаемая граница нижней перми с девонем и карбоном вдоль Тшебятговской зоны. Неясен вопрос связей между северной частью о. Рюген и районом Кошалина. В этих районах вскрыты сильно тектонически нарушенные граптолитовые сланцы ордовика (гипотетическая каледонская цепь). Единственным проявлением этих связей может являться почти широтное направление некоторых сбросовых зон, отделяющих северную часть Колобжегской глыбы.

Не выяснен вопрос сообщения цехштейновых бассейнов Северной Дании и Западного Поморья. Тем не менее кажется, что они отделялись широтным горбом по линии мыс Аркона — гор. Дарлово. К северу триасовые и юрские породы, как правило, выклиниваются, причем отложения мела в этом же направлении залегают, вероятно, на все более древних звеньях юры. Мощность меловых отложений увеличивается к северу и к западу от Тшебятговского сброса достигает максимально значения — 1500 м.

Ryszard DADLEZ, Stefan MŁYNARSKI

DEEP GEOLOGICAL STRUCTURE OF THE BALTIC SEA SUBSTRATUM EAST OF THE Odra RIVER MOUTH

Summary

The results of the seismic surveys made in 1964—1965 at sea within the south-western part of the Baltic basin, between the Odra River mouth and the meridian of Koszalin (Fig. 6), are discussed. The surveys were conducted by the Soviet seismic crew using reflexion method. Good results were obtained in the Permo-Mesozoic series. The deepest horizon (marked here with a letter F) occurs within the time extents up to 2,2 sec. It is thought to belong to the Zechstein.

Lack of any complex elaboration of mean velocities on land and at sea has forced to analyse mainly time cross sections and time maps. Depth interpretation (Figs. 2—5) can be charged with a great error, mainly in synclines.

The main structural units ascertained on land (Figs. 1 and 6) continue in the Baltic sea area. Dislocation zone of Koszalin is thought to be related to the south-western faults of Bornholm, that of Trzebiatów — to the faults bounding from SW the external Pre-Cambrian horsts of Scania.

Dislocation zone of Kamień prolongs in turn towards NNW and does not seem to be related to the faults of northern Rügen (Fig. 6).

The area reveals here a deep block structure conditioned by the fault-flexural zones mentioned above (Figs. 3, 4, and 6 — blocks of Darłowo, Kołobrzeg, Gryfice and Wolin — I—IV). The blocks sink in a step-like manner towards SW, the block of Kołobrzeg showing in the north a strong relation with the platform area of the block of Darłowo (Fig. 7). Vertical movements of these blocks were responsible for the changes in thickness of the Permo-Mesozoic series and the tectonic deformations of this series. As a result of this, some anticlinal forms of swell and plac-anticline types were produced (Figs. 1 and 2). The Mesozoic anticline of Kamień — a north-western branch of the Pomeranian swell — bears no relation to the Grimmen swell of the north-western area of Germany. After the Upper Cretaceous time, the main fault-flexural zones discussed above were rejuvenated, although in the previous periods they must have played a considerable role, as well. This f. ex. is proved by the facial relations existing in the Zechstein on either side of the Koszalin zone, as well as by a contact of the younger and older Palaeozoic along this zone, and the estimated contact of the Lower Permian with the Devonian and Carboniferous along the Trzebiatów zone. The problem of the relations between the northern Rügen, and the region of Koszalin has not so far been explained. In both areas, graptolite schists of Ordovician age (hypothetical Caledonian ridge), strongly displaced tectonically, were encountered by drillings.

An almost west-easterly trend of some fault zones that separate the northern part of the block of Kołobrzeg, can be regarded here as the only trace of these relations.

The problem of connections between the Zechstein basins of northern Denmark and of West Pomerania is not cleared up, at present. It appears, however, that these were separated by a hump running in a west-east direction along the line Arkona-Darłowo. As a rule, the Triassic and Jurassic series thin out towards the north, and, in this direction, the Cretaceous deposits probably rest on older and older Jurassic members. The Cretaceous series thicken towards the north to reach, west of the Trzebiatów fault, their maximum thickness, amounting here to 1500 metres.