

INTERPRETACJA GEOLOGICZNA WYNIKÓW GŁĘBOKICH SONDOWAŃ SEJSMICZNYCH NA VII PROFILU MIĘDZYNARODOWYM

UKD 551.14/.15:550.62/.642:550.834.32.05:551.242.5 + 551.243:551.736 (438 profil Śnieżka — Rawicz — Toruń)

Profil VII przecina na terenie Polski obszar młodej platformy paleozoicznej i brzeg starej platformy europejskiej*. Jest to pierwszy, przecinający ca-

*) Stosowanie terminu „platforma wschodnioeuropejska” musi być zaniechane, ze względu na bardzo różne znaczenie, w jakim ten termin jest używany. Według Bogdanowa i Szatskiego (3) obejmuje on północną Polskę, północne NRD i RFN, całą Danię i część Morza Północnego. Według innych (14) granica zachodzenia platformy przebiega po wschodniej stronie: Wysp Duńskich, NRD i NW Polski. Pojęcie „platforma prekambryjska” w odniesieniu do Europy jest używane w tych samych znaczeniach, co termin „platforma wschodnioeuropejska”. Tu, w stosowanym znaczeniu, terminu „stara platforma europejska” używa Chain i Slavin (5), Chain (4) oraz Książkiewicz, Oberc, Pożaryski (Geology of Poland. The Tectonics. Vol. IV, Wyd. Geol. w druku).

łą Polskę, przekrój przez skorupę Ziemi na obszarze pozaalpejskim. W odnośnych publikacjach (10—12) podano już obok interpretacji geofizycznej pierwsze wnioski geologiczne.

Korelacja danych ze spągu skorupy z danymi geologicznymi i geofizycznymi powierzchniowymi oraz przypowierzchniowymi na tym profilu stanowi ważny etap w postępie badań tektonicznych Środkowej Europy. Pewne zagadnienia, jak np. wyznaczenie przebiegu krawędzi cokołu gotyjskiego, zostały definitywnie rozstrzygnięte; inne (np. genezy rowów kimeryjskich) zostały podbudowane nowymi danymi. Otworzyły się również zupełnie nowe problemy, jak istnienie strefy ryftowej. Dwudzielnosc charakteru geologicznego obszaru przecinanego przez profil VII zo-

stała potwierdzona w zróżnicowaniu modelu fizycznego skorupy, który szczegółowo omówiono w pierwszym, geofizycznym artykule (12).

Południowo-zachodnia część profilu przecina sudecki orogen warszawski.

OBSZAR OROGENU WARYSZYJSKIEGO (BLOKI A, B, C, D)

Ma on dość jednolitą głębokość spągu skorupy wahającą się od 30 do 36 km. Jej grubość, bez płaszcza powaryscyjskich osadów nieskonsolidowanych, maleje ku peryferii orogenu. Jest to zgodne z faktem grubienia skorupy w częściach korzeniowych.

Morfologia powierzchni Moho narzuca podział na trzy odcinki: południowy (bloki A i B) środkowy (blok C) północny (blok D). Dzielące je uskoki zrzucają skrzydła północne, a powierzchnia Moho na każdym z odcinków pochylona jest ku SW, tj. ku wnętrzu orogenu waryszyjskiego. Jest to więc układ bloków antytetycznych. Przechodząc do omówienia tektoniki tych odcinków należy zaznaczyć, że dla odcinków ABC uwzględniono opracowania J. Oberca (21).

Odcinek południowy stanowi właściwe Sudety — blok A i blok przedsudecki — B. Rozdziela je uskoki brzeżny sudecki. Jest to w Moho uskoki odwrócony z podniesionym skrzydłem NE. Publikowane przekroje przez górne piętra skorupy wykazują zgodność jej ze spągami.

Przekrój VII przecina wielkie intruzje granitowe Karkonoszy i Strzegomia oraz fałdy starowaryscyjskie strefy Gór Kaczawskich. Należą one do strefy zachodniosudeckiej czyli lugijskiej, która ku W i E wiąże się ze strefą moldanubską i saskoturynską Waryscydów. Charakteryzuje się ona dużym stopniem nasycenia intruzjami magmowymi i słabym metamorfizmem osadów geosynkliny kaledońskiej oraz waryszyjskiej, a silnym lokalnie dla bajkalskiej. Łączy się z tym model fizyczny skorupy, który wykazuje prawie całkowity brak rozczłonkowania prędkościowego w suprastrukturze i stosunkowo dużymi prędkościami fal refrakcyjnych. Wiąże się to z silnym i głęboko sięgającym zdyfuzowaniem i poprzecinaniem intruzjami magmowymi, głównie waryszyjskimi oraz wysokim stopniem konsolidacji wyrażonym metamorfizmem epi- i mezozonalnym.

Jest to w zasadzie strefa internidów orogenu, pod nią korzeń osiąga w powierzchni Moho maksymalną dla Waryscydów głębokość 36 km przy słabo rozwiniętej pokrywie platformowej. Jeszcze większą głębokość osiąga on pod Masywem Czeskim, stanowiącym masyw śródgórski, natomiast pod Turynią, stanowiącą (17) zachodnie przedłużenie strefy lużyckiej, Moho sięga do głębokości około 30 km, odpowiadając ściśle blokowi B na profilu VII (2). Waryscydy, między Odrą a Renem, nie mają jeszcze dobrze zbadanej powierzchni Moho. Publikowane dane (9, 8) wskazują, iż wahania tej głębokości nie są duże, poza masywami wewnętrznymi, i są one bliskie wartości 30 km. Nie pozwala to na przeprowadzenie na ich podstawie strefowości i analogii tektonicznych części orogenu.

Strefa dyslokacyjna Odry składa się z dwóch uskóków obejmujących pas szerokości od 9 do 13 km. Leży on na przedłużeniu waryszyjskiej strefy metamorficznej środkowoniemieckiej (17); w Polsce zwany jest metamorfikiem środkowej Odry. W suprastrukturze ograniczają go dwa uskoki: śląsko-lubuski (od NE) i środkowej Odry (od SW); najprawdopodobniej wiązać je należy z dyslokacjami stwierdzonymi w powierzchni Moho. Strefę tę tworzą utwory starsze od odsłaniających się w otoczeniu tej jednostki. Są to młodoproterozoiczne skały o różnym stopniu zmetamorfizowania, z intruzjami granitoidów. Jest to więc strefa podniesiona w stosunku do otoczenia. Ścisła interpretacja strukturalna tej strefy w profilu VII nie jest na razie możliwa i podana tu jest alternatywnie na przekroju (ryc. 2). Ważnym elementem w jego konstrukcji są przebiegające w jej obrębie anomalie magnetyczne, których interpretację podaje A. Dąbrowski (6).

Synklinorium Rawicza i jednostka Leszna orogenu waryszyjskiego (blok C); należy do tego bloku również poprzednio opisana strefa dyslokacyjna Odry. Charakteryzuje się on obecnością wyraźnie określonej strefy przejściowej między skorupą a górnym płaszczem Ziemi. Drugą cechą charakterystyczną jest prawdopodobne występowanie w modelu fizycznym skorupy tego bloku strefy obniżonych prędkości fal sejsmicznych w górnej części litosfery, na głębokości 8–21 km. Poza tym powierzchnia Moho jest tu nieco głębiej położona niż na bloku B. Dalszą cechą, zasługującą na podkreślenie, jest malejąca na boki miąższość warstwy przejściowej w części spągowej skorupy, tworzącej charakterystyczną „poduszkę”.

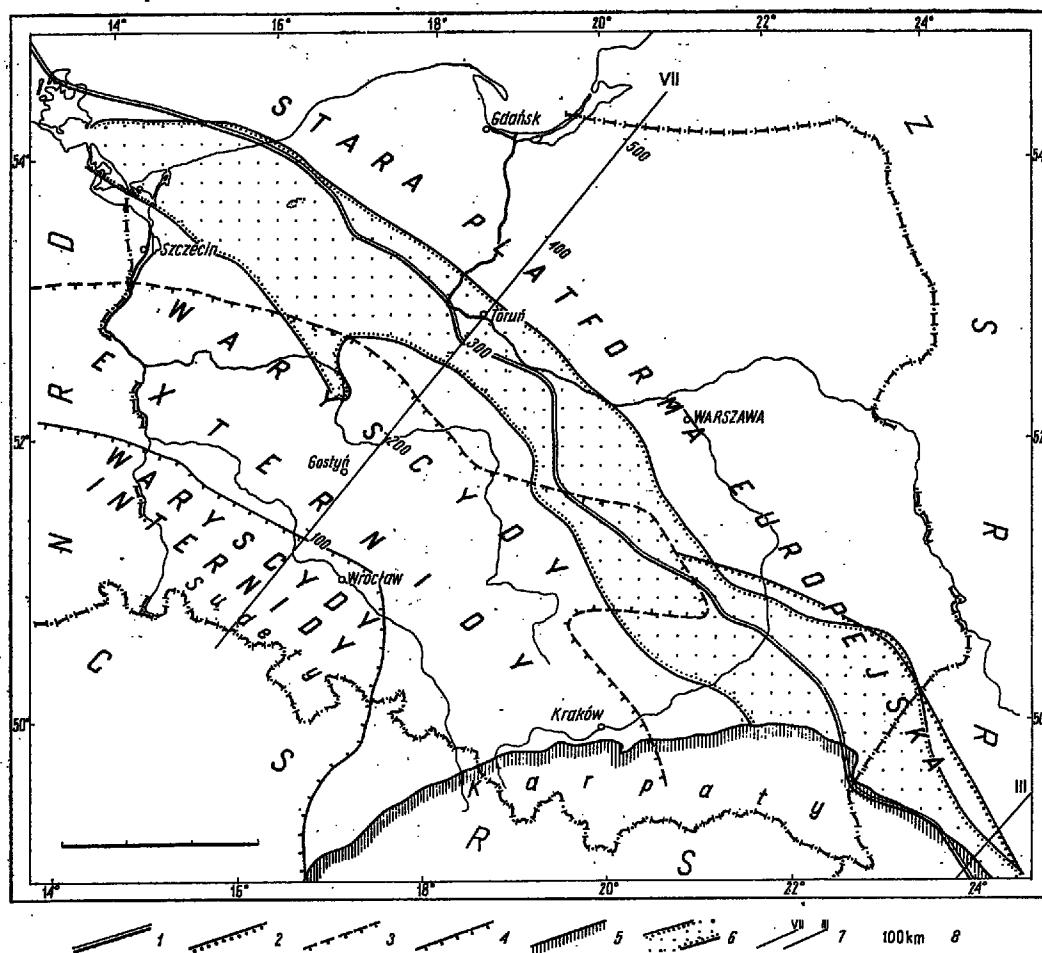
Blok C leży w strefie renoherceyńskiej orogenu waryszyjskiego. Z porównania z obszarem nadreńskim, gdzie strefa ta jest najlepiej zbadana, wynika że model fizyczny bloku C ma największe analogie z depresją tektoniczną Hesji, stanowiącej transversalnie biegnący blok obniżony tej strefy. Tam również, jak i na bloku C, skały kompleksu fałdowego, młodowaryscyjskiego przykryte są pokrywą skał mezozoicznych i trzeciorzędowych. Jest to więc blok wtórnie obniżony. Analogia fizyczna wynika z danych zawartych w pracy P. Giese'a, A. Steina (9), omawiającej wyniki pomiarów głębokiej sejsmiki między Alpami a Morzem Północnym. Zwracają oni uwagę, iż przy kształtowaniu tego typu budowy skorupy ważnym czynnikiem był podwyższony stopień geotermiczny. Zgodnie z pracą J. Majorowicza (10) strumień ciepły jest na bloku C wyższy niż na blokach otaczających, na których brak jest również wyżej wymienionych cech fizycznych.

Porównanie z modelem fizycznym skorupy Alp potwierdza postulowaną pozycję geotektoniczną bloku C, mianowicie uważa się, że stanowi on externidy waryszyjskie. Jak wynika z pracy P. Giese'a i in. (8) zewnętrzne strefy Alp Zachodnich — Helwetydy i Penninidy charakteryzują się dużą głębokością Moho i występowaniem strefy fal małych prędkości (5,5 km/s) w przedziale głębokościowym 10–30 km. Natomiast wewnętrzna część Alp, ukryta pod zapadliskiem Padu, nie posiada tych cech, a Moho przypada na znacznie mniejszą głębokość. Również i externidy karpackie (strefa fliszowa) odznaczają się głębokim położeniem Moho (3). W analogicznym położeniu tektonicznym warstwy małych prędkości występują również w Kaledonidach Norwegii (15). Trudności interpretacji przez analogię wynikają w tym przypadku z faktu, że ostatnie ruchy konsolidujące orogen Waryscydów miały miejsce 295 mln lat temu, gdy orogeny alpejskie środkowej Europy są świeże, ponieważ ukształtowały się ostatecznie około 25 mln lat temu.

Przechodząc do interpretacji szczegółów strukturalnych stwierdzić należy, że pozornie istnieje niezgodność planu budowy suprastruktury i infrastruktury skorupy w rejonie dyslokacji Odry. Zgodnie z poglądami J. Oberca (wyżej cytowane prace) ma tu miejsce nasunięcie metamorfiku środkowej Odry na strukturę bloku B i synklinorium Rawicza na metamorfik Odry, a więc ruch ku SW. W dolnej części skorupy mamy natomiast wyraźne zrzucenie północno-wschodnich odcinków powierzchni Moho. Można to tylko wyjaśnić przyjmując kompresję skorupy w strefie dyslokacji Odry.

Między Rawiczem a Gostyniem znana jest elewacja strukturalna zwana jednostką Leszna. Pod pokrywą górnopiermską, nie przykryty kompleksem waryszyjskim, występuje kompleks bajkalski (małopolski) utworzony ze skał epimetamorficznych. Dyslokacje w Moho, widoczne między Rawiczem a Gostyniem, ograniczałyby ją od NE.

Na N od elewacji Leszna blok C charakteryzuje się cieniem strefy przejściowej między skorupą a górnym płaszczem Ziemi. Kompleks waryszyjski, tak jak i w synklinorium Rawicza, jest utworzony na powierzchni z najmłodszych dolnokarbońskich skał facji geosynkinalnej — kulmu. Są one silnie sfaldowane i słabo stektonizowane.



Ryc. 1. Profile głębokie sondowań sejsmicznych (DSS) na tle tektoniki Polski i jej otoczenia.

1 — granice cokołu starej platformy europejskiej, 2 — granice małopolskiego orogenu bałkańskiego, 3 — granice internidów warwieskich, 4 — granica orogenu warwieskiego, 5 — granice orogenu alpejskiego (Karpaty), 6 — aulakogen środkowopolski, 7 — profile międzynarodowe DSS.

Strefa brzeżna orogenu warwieskiego (blok D) — cechy dolnej części skorupy na tym bloku nie wykazują „rozmycia” w przeciwieństwie do bloku B, a Moho jest położone niżej — o około 3 km. Rozgranicza te bloki uskoki Dolska. Kierunek uskoku w Moho jest WNW—ESE. Elementy strukturalne, suprakrustalne pokrywają się częściowo z przebiegiem uskoku; mianowicie biegnie nad nim strefa podwyższonego gradientu (skarpy) w spągowej powierzchni górnego permu, mająca kierunek WNW—ESE. Interwał głębokościowy wynosi około 800 m, wskazuje to na fakt, iż uskoki powstały przed osadzaniem się górnego permu, w czasie ruchów warwieskich, przypuszczalnie młodowarwieskich i uległy odmłodzeniu. Uskok ten jest zgodny również z regionalnym gradientem grawimetrycznym, skierowanym w tym samym kierunku, co i wyżej wspomniany.

Jak wynika z wierceń w SW części bloku, pod pokrywą platformową permu występuje kompleks fałdowy młodowarwieski, taki jak i na bloku C. Ściśle przebieg granicy zewnętrznej tych fałdowań nie może być ustalony na podstawie wyników wierceń w tym regionie. Z danych z wierceń regionów sąsiednich oraz z płytkiej sejsmiki refrakcyjnej i struktury pokryw platformowej wynika, że najprawdopodobniej przebiega ona w NE części bloku D. Brzeg orogenu przypadałby wówczas na strefę zakłóceń powierzchni Moho i fragmentów wyżej leżących granic sejsmicznych w dolnej części skorupy w okolicach Wrześni. Te zakłócenia zostały ostatnio wy-

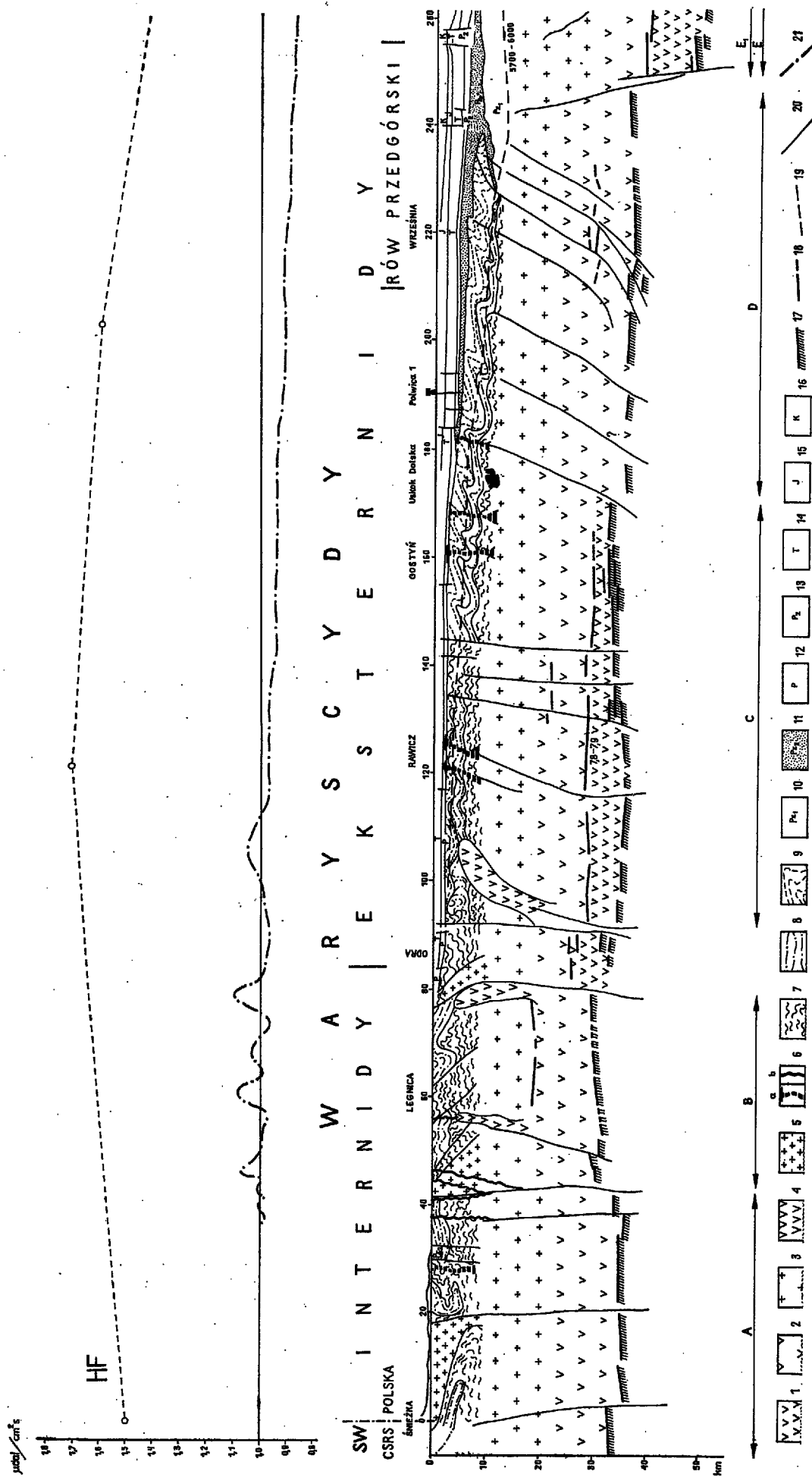
Fig. 1. Profiles of deep seismic soundings (DSS) on the background of the tectonics of Poland and adjoining areas.

1 — margin of the socle of Old European Platform, 2 — boundaries of Małopolski Balkanian orogen, 3 — boundaries of Variscan internides, 4 — boundary of Variscan orogen, 5 — boundary of Alpine (Carpathian) orogen, 6 — Mid-Polish aulacogen, 7 — international DSS profiles.

kryte w okolicy Obornik na profilu LT 2 wykonanym w 1974—75 r., 60 km na NW od VII. W tym więc kierunku biegnie czoło Warwiesców zgodnie z wcześniejszymi poglądami autora (23). Nie należy się tu liczyć z poważniejszym nasunięciem płaszczwinowym kompleksu orogenicznego na podłoże platformowe, jak wskazuje na to charakter brzegu Hercynidów w Europie Zachodniej.

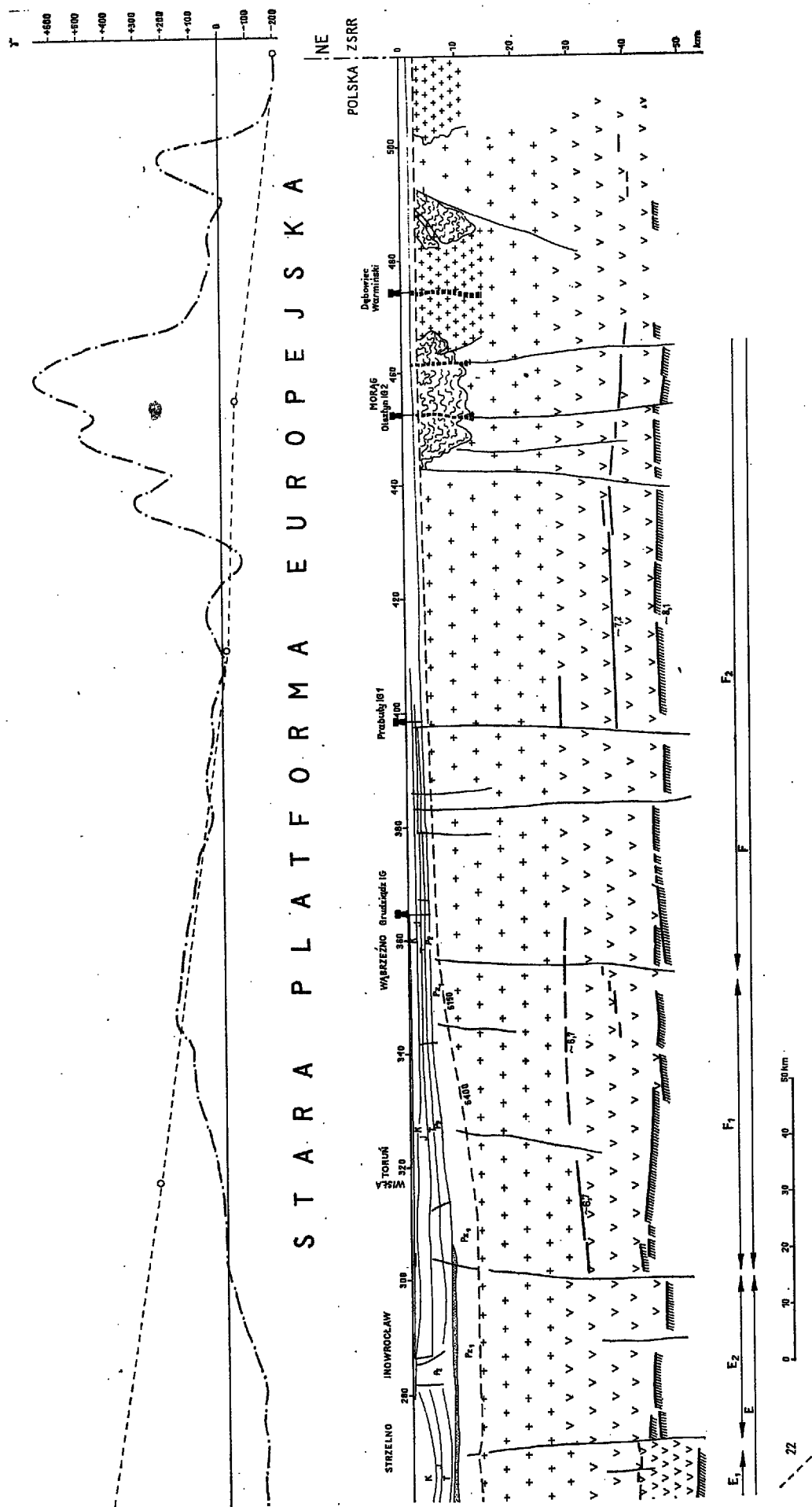
W modelu fizycznym górnej części skorupy tego bloku wyróżniono, do głębokości około 8000 m, trzy granice sejsmiczne o prędkościach granicznych fal refrakcyjnych mniejszych od 6,0 km/s. Ponieważ osady górnego permu sięgają do głębokości zmiennej 2,5—5 m, więc dużą miąższość osiągać tu muszą osady masy warwieskiej (górny karbon — dolny perm).

Analizując przebieg profilu VII przez brzeg zewnętrzny orogenu warwieskiego należy uwzględnić to, że morfologia powierzchni Moho tego brzegu została w alpejskiej epoce tektonicznej zmodyfikowana przez powstanie przegłębienia perykratonicznego (aulakogenu i syneklizy środkowopolskiej — Pożaryski, 24). Można wykonać rekonstrukcję tej powierzchni, odpowiadającą zakończeniu warwieskiego cyklu tektonicznego, przez odjęcie powaryjskiej subsydencji (ryc. 3). Jak wynika z przebiegu Moho w tym czasie powierzchnia ta wyraźnie podnosiła się w czoło orogenu, co jest regułą szczególnie wyraźnie obserwowaną na północnej granicy Alpidów w Europie.



Ryc. 2. Przekrój geologiczny na profilu VII, opracowany na podstawie wyników głębokich sondowań przeprowadzonych przez Gutercha i współpracowników oraz prac: Kubiński, Ryka, Znosko (1973), Marek, Raczyńska (1974), Oberc (1972), Pożaryski (1973), Skorupa (1974) i in. Profil anomalii składowej pionowej magnetyzmu opracowano na podstawie prac: A. Dąbrowski, K. Karaczun (1956); dane HF wg J. Majorowicza (1973).

Fig. 2. Geological cross-section along the international profile VII, based on results of deep seismic soundings carried out by Guterch and his team as well as on works by Kubiński, Ryka and Znosko (1973), Marek and Raczyńska (1974), Oberc (1972), Pożaryski (1973), Skorupa (1974) and others. Profile of vertical component anomaly of magnetism compiled on the basis of results of Dąbrowski and Karaczun (1956); data HF after Majorowicz (1973).



1 — strefa przejściowa między skorupą a górnym płaszczem Ziemi, 2 — warstwa bazaltowa skorupy, 3 — warstwa granitowo-gnejsowa skorupy, 4 — intruzje magmy zasadowej w górnej części skorupy, 5 — granitoidy intruzyjne, 6a — intruzje wazyjskie, subsekwentne, przeważnie kwaśne, 6b — intruzje trziedorzące magmy bazaltowej, 7 — proterozoiczne skały metamorficzne, 8 — skały metamorficzne i osadowe pióra kaledonidzkiego i starowazyjskiego, 9 — skały pleistoceniczne i osadowe paleozoiczne przedgórnokarbońskie, 10 — skały osadowe paleozoiczne przedgórnokarbońskie, 11 — molasa wazyjska (karbon górny i perm dolny), 12 — perm (na SW od usłoku Dolaska), 13 — perm górny (na NE od usłoku Dolaska), 14 — trias, 15 — jura, 16 — kreda, 17 — granice Moho, 18 — granice sejsmiczne w dolnej części skorupy, 19 — granice sejsmiczne w górnej części skorupy odpowiadające powierzchni skonsolidowania (na blokach C, D, E, F1 mniej pewnie), liczy oznaczają prędkość graniczną w 10³ m/s, 20 — dyaloacje, 21 — wartości pola magnetycznego pionowej "Z", 22 — wartość gradientu geotermicznego.

1 — transitional zone between Earth crust and upper mantle, 2 — basaltic layer of the crust, 3 — granitic-gneiss layer of the crust, 4 — basic igneous intrusions in upper part of the crust, 5 — intrusive granitoids, 6a — Variscan sub-sequent, mostly acid intrusions, 6b — Tertiary basaltic intrusions, 7 — Proterozoic metamorphic rocks, 8 — metamorphic and sedimentary rocks of Caledonian and Early Variscan stages, 9 — rocks of Late Variscan stage, 10 — Paleozoic, pre-Late Carboniferous sedimentary rocks outside the area of Paleozoic orogeny, 11 — Variscan molasse (Upper Carboniferous and Lower Carboniferous), 12 — Permian to SW of Dolako fault, 13 — Upper Permian to NE of Dolako fault, 14 — Triassic, 15 — Jurassic, 16 — Cretaceous, 17 — M-surfaces, 18 — seismic boundaries in lower part of the crust, 19 — seismic boundaries in upper part of the crust, corresponding to consolidation surface (less reliable in the case of blocks C, D, E and F1), numbers represent boundary velocities in 10³ m/sec, 20 — dislocations, 21 — values of vertical component "Z" of magnetic field, 22 — values of geothermal gradient.



Ryc. 3. Położenie powierzchni Moho na profilu VII po odjęciu subsydencji powaryscyjskiej.

Fig. 3. Position of M-surface along the international profile VII after subtraction of post-Variscan subsidence.

STREFA TORQUISTA-TEISSEYRE'A (BLOKI E_1 i E_2)

Odcinek profilu, przylegający do cokołu starej platformy, ma formę tektonicznego rowu. Jest on podzielony na dwa bloki E_1 i E_2 , z których E_1 jest znacznie bardziej zrzucony, a Moho osiąga tu głębokość maksymalną. Wyżej wspomniany dodatkowy profil LT 2 pozwala na ściśle wyznaczenie kierunku rowu, który przypada między kierunkami: NNW—SSE i NW—SE. Rów nieznacznie rozszerza się ku NNW. Na zbadanym odcinku biegnie on ściśle zgodnie z płaską, ale wyraźną ujemną anomalią magnetyczną obrzeżającą krawędź cokołu gotyjskiego. Jeżeli na tej podstawie można przypuścić, że i w dalszych przedłużeniach biegnie on na obszarze tej anomalii, to w kierunku zachodnim skręcałby na WNW i biegi zgodnie z waryscyjską depresją strukturalną w okolicy Wałcza, prawdopodobnie wypełnioną górnym karbonem. W drugą stronę — z kierunku SE skręcałby rów pod Mogilnem na ESE, łącząc się w dolnym przedłużeniu z zapadliskiem podlaskim.

W interpretacji geofizycznej odcinki E_1 i E_2 są utożsamiane ze strukturą charakterystyczną dla intrakontynentalnych systemów ryftowych. Czas powstania ryftu nie może być ściśle określony. Położenie rowu między czołem Waryscydw i krawędzią stabilnego obszaru starej platformy może wskazywać na genetyczny i czasowy związek jego z zapadliskiem przedgórskim Waryscydw.

Pozostaje również nierozstrzygnięty problem charakterystyki kompleksów skonsolidowanych na blokach E_1 i E_2 . Według jednych (36) miałyby tu występować Kaledonidy, według innych (23) konsolidacja tych kompleksów dokonała się wcześniej. Pewne światło rzuca tu charakterystyka modelowo-fizyczna struktury skorupy (12); wynika z niej, że do głębokości około 12 km występują skały o stosunkowo niskiej prędkości fal refrakcyjnych (3–5,5 km/s.). Odpowiadają więc one nieskonsolidowanym skałom osadowym. Poniżej występuje od razu duża prędkość (6, 3), odpowiadająca skałom magmowym lub zmetamorfizowanym w najgłębszym pięttrze przemian metamorficznych. Ten duży kontrast prędkościowy cechuje model skorupy starych platform o dużym interwale czasowym, między początkiem tworzenia się pokrywy a konsolidacją cokołu.

Jak wynika z analogii rozwoju paleogeograficznego w paleozoiku, na bloku E_1 i E_2 , nie ma miejsca na większy hiatus, natomiast może on występować na schyłku proterozoiku, jak to ma miejsce na brzegu platformy, gdzie przerwa obejmuje dalsland i eokambr, czyli prawie pół miliarda lat. Konsolidacja podłoża pokrywy osadowej na omawianych blokach nastąpiła więc najprawdopodobniej w orogenezie dalslandzkiej lub starobajkalskiej. Tęgo samego pochodzenia jest i konsolidacja skorupy w przylegającej do bloku E_1 części bloku D, która nie zaburzona silnymi ruchami pionowymi, jak bloki E_1 i E_2 ma Moho na głębokości 35 km. Odejmując subsydencję powaryscyjską można przypuszczać, że było ono przed 300 mln lat temu położone na głębokości 30 km.

Będzie to miało znaczenie dla porównania tych danych z położeniem Moho na całym obszarze Europy, leżącym między granicą orogenu waryscyjskiego a krawędzią starej platformy europejskiej, którego głębokość wynosi dla Kaledonidów: Norwegia (25) 26–30 km, Szkocja i morze między Szkocją i Norwegią (34) 27–32 km; dla Bajkalidów: Polska na terenie niecki miechowskiej na E od Krakowa 32 km (10); dla konsolidacji bajkalskiej lub dalslandzkiej: Dania (13) 29 km, NRD część NW (16) 31–33 km.

Jak wynika z informacji zawartych w pracy Giese'a et al. (8) cały obszar kontynentu poza starą platformą, na której skorupa powstała lub została zregenerowana w orogenezach pogotyjskich, lecz przedalpejskich, oprócz masów stanowiących prawdopodobnie jej fragmenty przetrwał, ma charakterystyczną jednolitą głębokość Moho, co ściśle zgadza się z danymi na profilu VII.

OBSZAR STAREJ PLATFORMY EUROPEJSKIEJ — BLOKI F_1 i F_2

Dzieli się on wyraźnie na dwa bloki, z których jeden (F_2) można uznać za typowy dla starej platformy, a drugi (F_1) ma już cechy zmian, którym podlegał cokol na jej brzegu. Jak już wspomniano, w części fizycznej bloki F_1 i F_2 mają specyficzny obraz falowy, charakterystyczny dla innych, lepiej zbadanych terenów starej platformy europejskiej. Granica ich pokrywa się z zasięgiem charakterystycznych dla tej platformy cech pola magnetycznego, o którym od dawna już pisano (6, 27, 28, 26, 23). W tej ostatniej pracy (23) postawiono tezę, iż krawędź cokołu przypada ściśle na północno-wschodnią granicę obszaru bezgradientowego pola magnetycznego Polski, co zostało potwierdzone najnowszymi wynikami. Decydujące było tu stwierdzenie granicy między blokami E i F na profilu LT 2. Linia łącząca w planie punkty dyslokacji granicznych w LT 2 i VII biegnie 8 km na E od Inowrocławia, po wschodniej stronie Bydgoszczy i dalej przez Koronowo. Dokładnie leży ona na granicy obszaru bezgradientowego. Z krzywej przebiegu natężenia składowej pionowej magnetyzmu ziemskiego, opartej na badaniach Karaczuna, wynika że blok F_1 pokrywa się ściśle z pasem gradientowym ograniczającym obszar silnych anomalii.

Mobilny, brzeżny blok starej platformy (F_1) oddziela od F_2 dyslokacja Wąbrzeńska, która nie ma wyraźnego charakteru uskokowego w powierzchni Moho. Zaznacza się ona jednak we wszystkich wyżej położonych granicach sejsmicznych, oprócz płytkiej refleksji. Od tej strefy następuje ku SW nagłe grubienie powaryscyjskiej pokrywy osadowej, tak że można uznać ją za strefę graniczną aulakogenu środkowopolskiego permo-mezozoicznego (24).

W skład pokrywy osadowej (jak wynika z wierceń i płytkiej sejsmiki refleksyjnej) wchodzi osady paleozoiczne oraz mezozoiczne. Blok ten ulegał ciąglemu pochylaniu z najsilniejszym pogrążeniem w części SW, być może spowodowało to w tej części ściśnienie warstwy bazaltowej wskutek różnych procesów fizycznych, jak np.: transformacje fazowe,

które mogły spowodować względne podniesienie granicy Moho i ściśnienie od dołu skorupy, wynoszące dla tego bloku około 9 km. Te cechy odcinka brzeżnego cokołu starej platformy mogłyby być i też przykładem występowania erozji podskorupowej — tórą R. W. Bemmelen (1) stara się tłumaczyć ściśnienie skorupy kontynentalnej. Wniosek ten zgodny jest z wydzieloną w ramach bloku F₁ regionalną, silną anomalią grawimetryczną ujemną.

Stabilny blok starej platformy — F₂. Jak wynika z prac S. Kubickiego, W. Ryki i J. Znoski (18) profil przecina tu obszary trzech kompleksów karelskich (svekofeńskich) i prekarelskich. Odcinek profilu między 970 km i granicą leży na obszarze mazurskiego kompleksu tektonicznego, stanowiącego partię korzeniowe orogenu młodokarelskiego z intruzjami wczesnogotyjskimi typu rapakiwi. Informacje o strukturze dolnej skorupy są tu dotychczas fragmentaryczne.

Miedzy pikietami 435 i 470 km profil przecina orogen wczesnokarelski, nazywany przez wyżej wymienionych badaczy kompleksem ciechanowskim. Głębokość, do jakiej sięgają sfałdowane skały metamorficzne, została przyjęta na około 10 km, zgodnie z obserwacjami poczynionymi na Ukrainie (30). W syntetycznej pracy (32), o wynikach głębokich sondowań na Ukrainie, scharakteryzowane są typowe przekroje przez skorupę ziemską na starej platformie. Wynika z nich, że stare orogeny mają zachowane korzenie. Skorupa jest pod nimi zgrubiona o 10 do 20 km, w stosunku do otoczenia. Powierzchnia Moho jest pod nimi rozbita na krótkie elementy, nieco przesuwane wzajemnie. Ten charakter powierzchni Moho daje się stwierdzić i pod kompleksem ciechanowskim. Wyraźnie zaznacza się rozczłonkowanie Moho i wyżej leżącej granicy sejsmicznej o prędkości 7,2 km/s pod orogenem, w stosunku do regularnie biegnących tych granic na odcinku przyległym od SW, który stanowi stary masyw granitoidowy prekarelski. Obniżenie Moho pod orogenem jest wyraźne, ale niewielkie — maksymalnie 3 km.

Na W od omawianego odcinka położony obszar masywu granitoidowego, nazwany obszarem kompleksu dobrzyńskiego, sięga do granic starej platformy na przekroju. Jest to prawdopodobnie fundament osadów geosynklin karelskich, w dużym stopniu zhomogenizowany przez granityzację.

Wymienione odcinki z wyjątkiem brzeżnego bloku F₁, a więc między 350 km i granicą państwa, mają stosunkowo stałą głębokość Moho wynoszącą średnio 45 km, a zatem prawie równą centrum tarczy bałtyckiej (25), gdzie wahania głębokości są również niewielkie. Odpowiada ona także średniej głębokości Moho na tarczy ukraińskiej, gdzie waha się ona od 30 do 54 km.

Na odcinku tym na uwagę zasługują strefy dyslokacyjne pod Prabutami, tworzące rów tektoniczny w obrębie Moho. Przypada on ściśle na rów w pokrywie osadowej, który powstał w starszym mezozoiku, a ostatecznie uformował się w dolnej kredzie. Należy on do systemu rowów kimeryjskich, wytworzonych w związku z subsydencją przegiębienia perykratonicznego (22). Zależność występowania rowów w pokrywie osadowej i pod nią w powierzchni Moho tłumaczy się faktem, że cała skorupa brała udział w ruchach pionowych, a rów przypadał w strefie zawiasowej w miejscu, gdzie ruchy pionowe brzegu platformy zanikały i musiały, w związku z tym, powstawać naprężenia z udziałem składowej poziomej, prowadzące do tworzenia się rowów grawitacyjnych. Wszystkie te odkształcenia miały w tej części platformy bardzo małe amplitudy cechujące stabilny blok (F₂). W suprastrukturze charakteryzuje się on małymi miąższościami pokrywy osadowej i dużym kontrastem prędkościowym fali refrakcyjnej na dolnej granicy pokrywy.

WNIOSKI

1. Wyniki profilu VII potwierdziły przypuszczenie, że grubość skorupy osiąga duże wielkości pod starą platformą europejską, a maleje pod orogenem waryscyjskim.

2. Po odjęciu subsydencji powaryscyjskiej pozostaje najcięższa skorupa na kontakcie waryscyjskiego orogenu i starej platformy, z wyjątkiem dzielącej je strefy ryftowej.

3. Model fizyczny skorupy jest różny dla wewnętrznej części Waryscydów (internidy — bloki A, B) i zewnętrznej (externidy — bloki C i częściowo D). Ta dwudzielność oraz analogie z modelem Alpidów dodały nowych argumentów dla ustalenia modelu geologicznego Waryscydów sudeckich.

3. Powstał nowy problem struktury, podobnej do intrakontynentalnych struktur ryftowych, położonej na profilu VII na brzegu starej platformy.

Wyrażam podziękowanie kolegom: J. Obercowi i Z. Kosińskiemu za przejrzanie rękopisu i poczynienie uwag.

LITERATURA

1. Van Bemmelen R. W. — Geodynamic models for the Alpine type of orogeny (Test — Case III; the Alps in central Europe). *Tectonophysics*. 1973, nr 1/2.
2. Beránek A. B. et al. — The results of the measurements along the international profiles. In: "The crustal structure of central and south-eastern Europe based on the results of explosion seismology". *Hungarian Geoph. Inst.*, 1972.
3. Bogdanoff A. A., Mouratov M. V., Schatsky N. S. — *Tectonique de l'Europe*. Wyd. „Nauka”, Moskwa, 1964.
4. Chain W. J. — *Geotektonika ogólna*. Wyd. Geol. Warszawa, 1974.
5. Chain V. J., Slavina V. J. — An outline tectonic description of central and south-eastern Europe. In: "The crustal structure of central and south-eastern Europe based on the results of explosion seismology". *Hungarian Geoph. Inst.*, 1972.
6. Dąbrowski A. — Skały czynne magnetycznie na obszarze przed-sudeckim. *Kwart. geol.*, 1969, nr 4.
7. Dadlez R., Marek S. — Postępy w rozpoznaniu i kartograficznym odwzorowaniu zagadnień tektoniki permo-mezozoiku na Niżu Polskim. *Prz. geol.* 1973, nr 11.
8. Giese P., Morelli C., Steinmetz L. — Main features of crustal structure in western and southern Europe based on data of explosion seismology. *Tectonophysics*. 1973, nr 1—4.
9. Giese P., Stein A. — Versuch einer einheitlichen Auswertung tiefsensischer Messungen aus dem Bereich zwischen der Nordsee und den Alpen. *Zeitschr. f. Geophys.* 1971, nr 2.
10. Guterch A. — Geophysical characteristics of deep structure of the earth crust in Poland. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, 1968, nr 3—4.
11. Guterch A., Materzok R., Pajchel J. — Preliminary results of deep seismic soundings on the southern part of International Profile VII. *Mat. Pr. Inst. Geof. PAN*, 1973, nr 60.
12. Guterch A., Materzok R., Pajchel J., Perchuc E. — Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. *Prz. geol.* 1975, nr 4.
13. Hjelme J. — Review of seismic soundings of the crust below Denmark. W: A. Vogel (Editor) *Deep seismic sounding in Northern Europe*. University Uppsala, 1971.
14. Janszyn A. L. i in. — *Tektonika Jewrazji*. Wyd. „Nauka”, Moskwa, 1966.
15. Kanestrom R. — Seismic investigations of the crust and upper mantle in Norway. W: A. Vogel (Editor) *Deep seismic sounding in Northern Europe*. University Uppsala, 1971.

16. Knothe C., Walther K. F. — Deep seismic sounding in the German Democratic Republic. Ibidem.
17. Kölbel H. — Regionalgeologische Stellung der DDR im Rahmen Mitteleuropas. W: Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Bd 1, Akademie-Verlag, 1968.
18. Kubicki S., Ryka W., Znosko J. — Tektonika. W: A. Łaszewicz (red.), Skąły platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol., 1973, t. 68.
19. Majorowicz J. — Heat flow in Poland and its relation to the geological structure. Geothermics, 1973, nr 1.
20. Marek S., Raczyńska A. — Lokalne formy strukturalne Polski środkowej. W: W. Pożaryski (red.), Budowa Geologiczna Polski. Tektonika. Inst. Geol. 1974.
21. Oberc J. — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, część 2, Sudety i obszary przyległe. Inst. Geol., 1972.
22. Pożaryski W. — Rowy tektoniczne kimeryjskie na tle ewolucji strukturalnej Niżu Polskiego. Kwart. geol., 1970, nr 2.
23. Pożaryski W. — Main Pre-Alpine tectonics elements of Poland. Mater. Pr. Inst. Geof. PAN, 1973, nr 60.
24. Pożaryski W. — Geology of Poland, IV, Tectonics — the older Alpine (Laramide, epoch in the platform development east of the Fore-Sudetic and Silesia-Cracow monoclines). Inst. Geol., 1975.
25. Sellevoll M. A. — Mohorovičić discontinuity beneath Fennoscandia and adjacent parts of the Norwegian Sea and the North Sea. Tectonophysics, 1973, nr 1-4.
26. Simonenko T. — Relation of magnetic anomalies to topography and geology in the USSR. In: Pembroke J. Hart (Editor), The Earth's Crust and Upper Mantle. Geof. Mon., 1969, nr 13.
27. Skorupa J. — Morfologia podłoża magnetycznego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. Biul. Inst. Geol. 1959, nr 160.
28. Skorupa J. — Résultats géologiques des recherches géophysiques en nord-est de la Pologne. Report XXI. Sess. Norden Intern. Geol. Congr., Part. II; 1960.
29. Skorupa J. — Mapa sejsmiczna Polski. Wyniki regionalnych prac refrakcyjnych prowadzonych w związku z rozpoznaniem głębokiego podłoża. Inst. Geol. Warszawa, 1974.
30. Sollogub V. B., Chekunow A. V. — The results of DSS measurements in the cooperating countries. The Ukrainian Soviet Socialist Republic. In: „The crustal structure of central and south-eastern Europe based on the results of explosion seismology”. Hungarian Geoph. Inst., 1972.
31. Sollogub V. B., et al. — New DSS data on the crustal structure of the Baltic and Ukrainian Shields. Tectonophysics, 1973, nr 1-4.
32. Sollogub V. B., Prosen D., and coworkers — Crustal structure of central and south-eastern Europe by data of explosion seismology. Ibidem.
33. Subbotin S. J., Sollogub V. B., Khain V. Ye., Slavin V. J., Chekunow A. V. — Some remarks concerning the structure and evolution of the Earth's crust. In: „The crustal structure of central and south-eastern Europe based on the results of explosion seismology. Hungarian Geoph. Inst. 1972.
34. Uchman J. — Results of deep seismic soundings along International Profile V. Mater. Pr. Inst. Geof. PAN, 1973, nr 60.
35. Willmore P. L. — Crustal structure in the region of the British Isles. Tectonophysics, 1973, nr 1-4.
36. Znosko J. — Jednostki tektoniczne Polski na tle tektoniki Europy. Biul. Inst. Geol. 1970, nr 265.

SUMMARY

The international profile VII intersects one of the most important tectonic lines of Europe — the contact between the Old European Platform and Variscan (Hercynian) orogen. In Poland the profile intersects two zones of the orogen — external and internal, corresponding to the Saxo-Thuringian and Rheno-Hercynian zones from the area of Germany. A marked difference in the character of lower part of Earth crust of these zones was noted. The internal zone is characterized by more homogenized physical model of the crust, which is related to intense translocations of magma in infra- and supra-structures. In turn, the external zone is characterized by the development of a transitional zone at the boundary between the Earth crust and upper mantle, as well as by a zone of reduced velocities (low velocity channel) marked in granitic-gneiss layer of the crust, which is accompanied by an increase of thermal gradient. Such characteristics seems to be typical of external zones of other European orogens.

The externides and internides of the Variscan orogen are separated by fault zone with large amplitude of downthrust. The nature of this zone suggests overthrust of the internides on externides. Block F₁ situated between the Variscan orogen and Old European Platform, appears to be depressed. Maximum subsidence took here place in post-Variscan, and possibly pre-Variscan and post-Baikalian times.

The physical model of the crust of Old European Platform appears to be analogous to that of Variscan internides. Marginal block F₁ is characterized by the crust thinning out towards the periphery of the platform, i.e. towards the area of remarkable subsidence in the Phanerozoic times, presumably related to subcrustal corrosion. The development of the Mid-Polish aulacogen at the margin of the platform during the Mesozoic appears related to these phenomena.

The block F, corresponding to the Old Platform, markedly differs from the areas of post-Gothian geosynclines in the character of Earth crust structure. Coincidence of boundaries of the blocks with boundaries of units characterized by homogeneous magnetic field seems to support the rift origin of the margin of the Old Platform, related to break down and translocations of pracontinents, previously suggested by the present author.

РЕЗЮМЕ

Международный сейсмический профиль VII пересекает одну из важнейших тектонических линий Европы — контакт древней платформы с герцинской складчатой областью. На территории Польши профиль пересекает две герцинских зоны: внутреннюю, эквивалентную саксонско-тюрингенской зоне в Германии, и внешнюю, соответствующую рейн-герцинской зоне. Проявляется четкое различие в строении нижней части коры в пределах этих зон. Внутренняя зона обладает более гомогенизированной физической моделью коры, что обусловлено интенсивными магматическими процессами в пределах инфра- и суперструктуры.

Во внешней зоне наблюдается переходный интервал на рубеже коры и верхней мантии Земли и зона пониженных скоростей в гранит-гнейсовом слое коры. С этим связано отчетливое повышение термического градиента. Такие условия очевидно наблюдаются и во внешних зонах других складчатых областей Европы.

Внутренняя зона отделяется от внешней сбросовой зоной большой амплитуды. Характер этой тектонической линии заставляет предполагать, что по плоскости сброса внутренняя зона надвинута на внешнюю. Блок F, расположенный между гер-

цинским орогеном и древней платформой, погружен по отношению к смежным участкам. Максимальное погружение на площади этого блока происходило в послегерцинское время, а также, вероятно, в догерцинское, но послебайкальское время.

Древняя европейская платформа характеризуется такими же физическими параметрами, как и внутренняя герцинская зона. Краевой блок F_1 , характеризуется уменьшением мощности коры по направлению к периферии платформы, где в фанерозое происходило значительное погружение, вероятно обусловленное подкоровой эрозией. С этим

связано также образование в мезозое Среднепольского авлакогена на краю платформы.

Кора в пределах блока F отчетливо отличается своим строением и напоминает древнюю платформу в отношении площади проявления послеготтских геосинклиналей. Совпадение границ блоков с границей элементов, характеризующихся одинаковым магнитным полем, подтверждает предположение автора о рифтовом происхождении края фундамента древней платформы, связанном с разломом и раздвиганием пракоинентов.