

TEKTONIKA I EWOLUCJA PALEOTEKTONICZNA PALEOZOIKU PODPERMSKIEGO MIEDZY KOSZALINEM I TORUNIEM (POMORZE)

UKD 551.243 + 551.248.1 : 551.733/735.9 : 550.834.3(438-16 Koszalin-Toruń)

Tektonika paleozoiku podpermskiego w strefie kontaktu platform między Koszalinem i Toruniem była tematem licznych opracowań (por. 23, 24, 4). Ostatnio przeanalizowaliśmy ponownie budowę tektoniczną paleozoiku podpermskiego w tej strefie, uwzględniając przy tym najnowsze opracowania na ten temat (14, 18). W swych badaniach oparliśmy się głównie na wynikach głębokich wierceń i profilowań refrakcyjnych. Bardzo pomocne okazały się tu wyniki rewizji stratygrafii dewonu i karbonu z wierceń na obszarze Pomorza, wykonane w ramach wspomnianych opracowań przez L. Miłaczewskiego i A.M. Żelichowskiego.

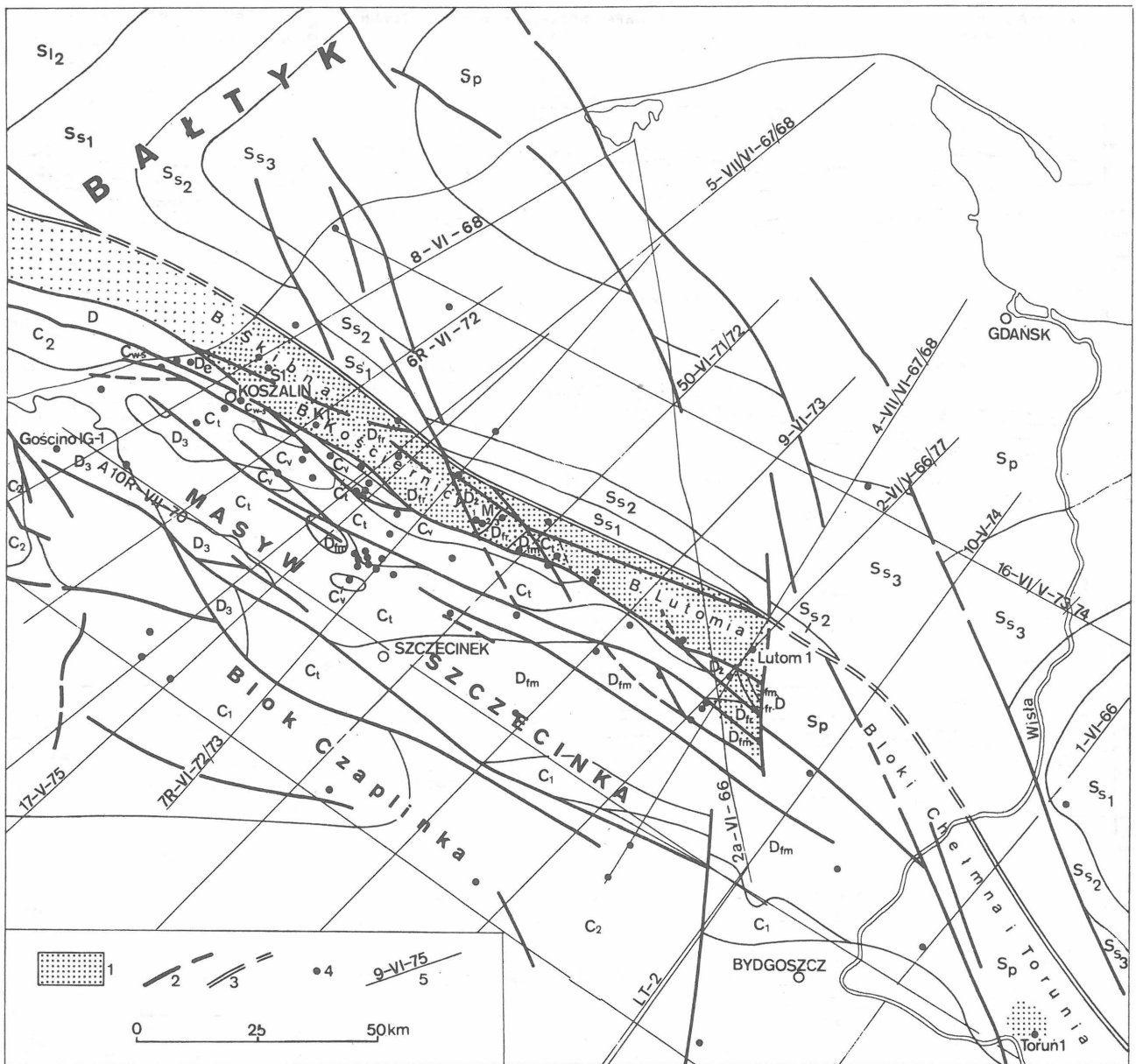
Spośród otworów odwierconych na rozważanym obszarze, w 67 nawiercono karbon, w 48 – dewon, w 46 – sylur i ordowik, w 8 – kambr, a w 7 – podłoże. Dane z tych otworów wykorzystano przy interpretacji geologicznej profilów refrakcyjnych oraz konstrukcji map: strukturalnej i odkrytej. Zagęszczenie profilów refrakcyjnych jest dość znaczne, gdyż na 230-kilometrowym odcinku strefy kontaktu platform jest 13 profilów poprzecznych do tej strefy, a 2 profile wiążące, przebiegające równoległe do niej, usytuowane w odległości ok. 80 km od siebie. Opracowanie zbiorcze danych refrakcyjnych wykonał na początku lat siedemdziesiątych J. Skorupa (22), a w latach 1978–1980 A. Wojas z współpracownikami przeprowadzili reinterpretację tych profilów (26).

Powyższe dane wykazały, że na obszarze starej platformy najwyraźniej zaznacza się horyzont o V_{gr} ponad 6000 m/s, odpowiadający powierzchni podłoża skonsolidowanego. Z analizy uwzględniającej wyniki głębokich wierceń okazuje się jednak, że ten horyzont lokalnie przeskakuje z powierzchni podłoża skonsolidowanego na śródkambryjską lub ordowicką czy nawet śródsylurską. Na przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej żadne z wierceń nie doszło do horyzontu o dużych prędkościach,

który odpowiadałby powierzchni podłoża skonsolidowanego. Horyzont ten, najmniej czytelny w pobliżu strefy kontaktu platform (co łączy się z obserwowanym na kilku przekrojach spadkiem jego V_{gr} do poniżej 6000 m/s), staje się dość ciągły na obszarze masywu Szczecinka i dalej ku SW.

Na przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej sprawa wieku skał, którym odpowiada ten horyzont o dużych prędkościach, pozostaje dotąd otwarta. Dane wiertnicze wskazują, że horyzont ten przebiega pod zaburzonymi, lecz niezmetamorfizowanymi seriami ordowiku i niższego syluru, a rejestrowane prędkości świadczą, że występuje tu także powierzchnia podłoża skonsolidowanego, tj. o co najmniej wyraźnym stopniu metamorfizmu. Z ogólnych rozważań tektonicznych wynika, że mogłaby to być powierzchnia kadomidów lub grampianidów. Najnowsze wyniki datowań radiometrycznych skał podłoża z przedpola wyniesienia Ringkobing–Fionia (6, 27, 28) wskazują, że doszło tam do nałożenia metamorfizmu skandynawskiego (ok. $415 \pm$ Ma) na grampiański (ok. 500 Ma), sugerując tym samym możliwość kontynuowania się osadów podległych sfałdowaniu i metamorfizmowi w polifazie grampiańskiej od Morza Czarnego po przedpole tego wyniesienia, czyli przez analizowany obszar. Należy jednak zauważyć, że pozostaje dotychczas do rozwiązania problem wieku konsolidacji podłoża na obszarze Łysogór i bezpośrednio na północ od tego pasma.

Nad tym horyzontem o V_{gr} ponad 6000 m/s zaznacza się wyraźnie, zwłaszcza na obszarze masywu Szczecinka, jeden stały horyzont o V_{gr} od 5650 do ok. 6000 m/s. Horyzont ten, śledzony przeważnie na głęb. 4800–6000 m, traci swą jednolitość i jego zapis staje się fragmentaryczny na NE od tego masywu. Blok Czaplinka, położony na SW od masywu Szczecinka, nie wykazuje tak wyraźnego i jednolitego horyzontu o zbliżonych prędkościach gra-



Ryc. 1. Mapa geologiczna strefy kontaktu platform między Koszalinem a Toruniem bez kenozoiku i permomezozoiku (według W. Pożaryskiego i in. w: 14 oraz Mapy geologicznej Polski i krajów ościennych, bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permiańskich, 1:1 000 000, Wyd. Geol., w druku).

1 – zaburzony starszy paleozoik (rzadkie kropki – zaburzony starszy paleozoik na obszarze Bałtyku), 2 – głębokie rozłamy, 3 – dyslokacje brzegu platformy – zewnętrzne rozłamy wczesnopaleozoicznej strefy przesuwczej (2, 16), 4 – wiercenia, 5 – linie profilów refrakcyjnych i GSS, Sl₂ – górny landower, Ss₁ – siedlce dolne, Ss₂ – siedlce środkowe, Ss₃ – siedlce górne, Sp – podlasie, D – dewon, De – eifel, Dz – żywet, Dfr – fran, Dfm – famen, C₁ – karbon dolny, Ct – turnej, Cv – wizen, C₂ – karbon górny, Cw-s – westfal–stefan

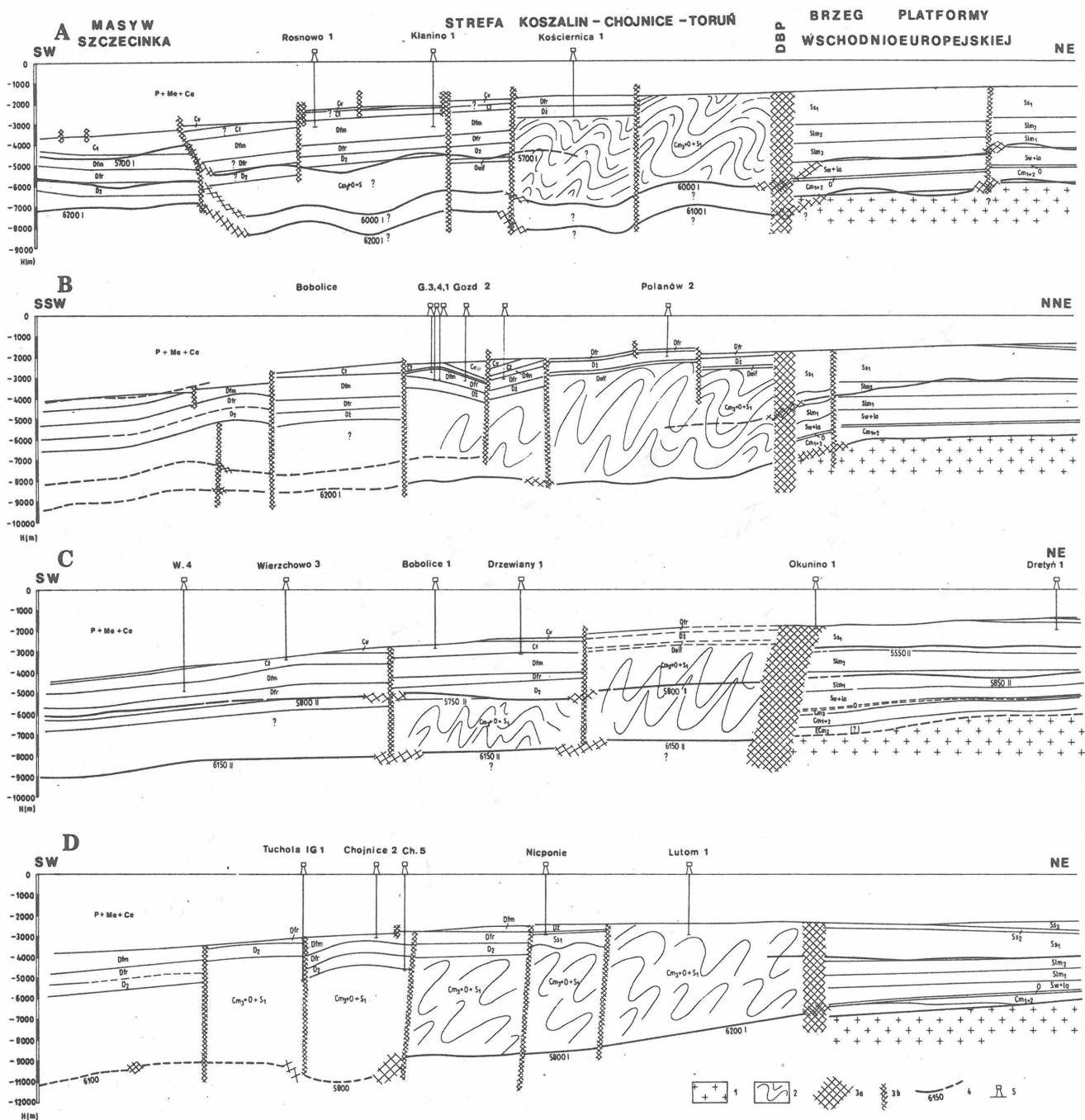
nicznych. Dane z otworu Człuchów IG 1 wykazują, że ten horyzont odpowiada granicy żywet–fran, a z analiz profilów kilkudziesięciu dalszych otworów (nie dochodzących do tego horyzontu, ale uzupełnionych ku dołowi na podstawie korelacji opracowanych dla karbonu przez A.M. Żelichowskiego i dla dewonu przez L. Miłaszewskiego; 14, 18) wynika, że ten horyzont utrzymuje się stale w pobliżu tej granicy na całym obszarze masywu Szczeci-

Fig. 1. Geological map of the contact zone of the platforms between Koszalin and Toruń, without the Cenozoic and Mesozoic (after W. Pożaryski and others in (14) and Geological Map of Poland and Adjoining Countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian formations, 1:1,000,000, Wyd. Geol., in press)

1 – disturbed Lower Paleozoic (loosely spaced dots – disturbed Lower Paleozoic in the Baltic), 2 – deep fractures, 3 – dislocations of the margin of the East-European Platform – external fractures of Early Paleozoic strike-slip zone (2, 16), 4 – boreholes, 5 – lines of refraction seismic profiles and DSS, Sl₂ – Upper Llandoveryan, Ss₁ – Lower Siedlce, Ss₂ – Middle Siedlce, Ss₃ – Upper Siedlce, Sp – Podlasie, D – Devonian, De – Eifelian, Dz – Givetian, Dfr – Frasnian, Dfm – Famennian, C₁ – Lower Carboniferous, Ct – Tournaisian, Cv – Viséan, C₂ – Upper Carboniferous, Cw-s – Westphalian – Stephanian.

cinka. To stwierdzenie pozwoliło na ściśle zinterpretowanie przekrojów geologiczno-sejsmicznych do dewonu środkowego włącznie.

Najwyższy horyzont refrakcyjny, o nieco mniejszych V_{gr}, przebiega w pobliżu spągu cechsztynu. Jest on rejestrowany na przeważającej części badanego obszaru, choć nie zawsze w sposób ciągły. Mimo to jego przydatność dla interpretacji budowy podpermskiej jest raczej nie-



Ryc. 2. Przekroje geologiczne paleozoiku podpermskiego na profilach refrakcyjnych zreinterpretowanych przez A. Wojasa i E. Haloń (26) (według W. Brochwicza-Lewińskiego, W. Pożaryskiego i H. Tomczyka w: 14).

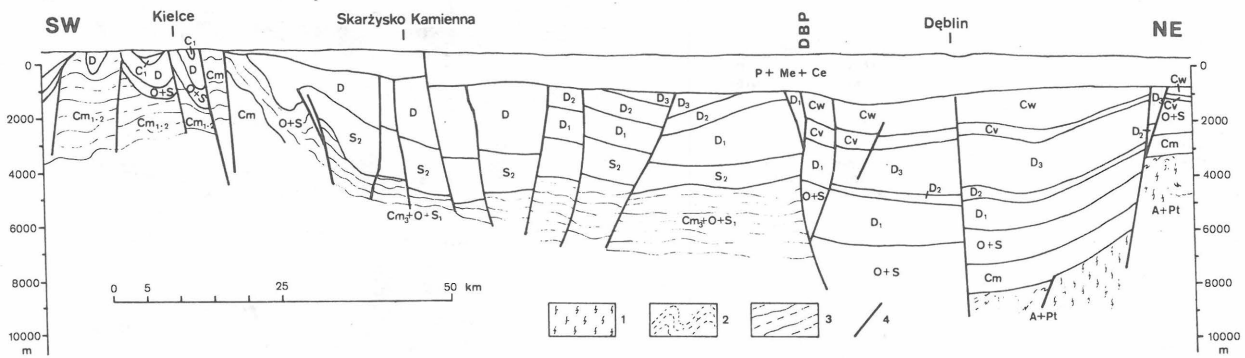
Fig. 2. Geological cross-sections through pre-Permian Paleozoic along refraction seismic profiles as interpreted by A. Wojas and E. Haloń (26) (after W. Brochwicz-Lewiński, W. Pożaryski and H. Tomczyk in: (14).

Profile refrakcyjne (lokalizacja jak na ryc. 1): A – 6R-VI-72, B – 17-V-75, C – 7R-VI-72/73, D – 2-VI/V-66-67. 1 – podłoże krystaliczne platformy wschodnioeuropejskiej, 2 – zaburzony starszy paleozoik, 3 – głębokie rozłamy: a – według danych refrakcyjnych (26), b – w interpretacji geologicznej (14), 4 – horyzont refrakcyjny i wartości Vgr, 5 – wiercenia. ECm₂ – eokambry górny, Cm₁₊₂ – kambry dolny i środkowy, Cm₃ – kambry górny, O – ordowik, S₁ – sylury dolny, Sw+la – landover i wenlok, Slm₁ – mielnik dolny, Slm₂ – mielnik górny, Ss₁ – siedlce dolne, Ss₂ – siedlce środkowe, Ss₃ – siedlce górne, D₂ – dewon środkowy, Deif – eifel, Dz – żywet, Dfr – fran, Dfm – famen, C₁ – karbon dolny, Ct – turnej, Cv – wizen, P+Me+Ce – permio-mezozoik i kenozoik, DBP – dyslokacje brzegu platformy wschodnioeuropejskiej.

Refraction seismic profiles (see Fig. 1 for location): A – 6R-VI-72, B – 17-V-75, C – 7R-VI-72/73, D – 2-VI-V-66-67. 1 – crystalline basement of the East-European Platform, 2 – disturbed Lower Paleozoic, 3 – deep crustal fractures: a – according to refraction seismic data (26), b – in geological interpretation (14), 4 – refraction horizon and Vgr values, 5 – boreholes. ECm₂ – Upper Eocambrian, Cm₁₊₂ – Lower and Middle Cambrian, Cm₃ – Upper Cambrian, O – Ordovician, S₁ – Lower Silurian, Sw+la – Llandovery and Wenlockian, Slm₁ – Lower Mielnik, Slm₂ – Upper Mielnik, Ss₁ – Lower Siedlce, Ss₂ – Middle Siedlce, Ss₃ – Upper Siedlce, D₂ – Middle Devonian, Deif – Eifelian, Dz – Givetian, Dfr – Frasnian, Dfm – Famennian, C₁ – Lower Carboniferous, Ct – Tournaisian, Cv – Viséan, P+Me+Ce – Permo-Mesozoic and Cenozoic, DBP – dislocations of the margin of the East-European Platform.

STREFA ŁYSOGÓRSKA

Rów Mazowiecko-Lubelski



Ryc. 3. Stosunek pokrywy górnosylursko-dewońsko-karbońskiej do podłoża na obszarze radomsko-lubelskim (fragment przekroju opracowanego przez W. Pożaryskiego, H. Tomczyka i A.M. Żelichowskiego do Mapy geologicznej Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000, Wydawnictwa Geol., w druku).

Fig. 3. The relation between the Upper Silurian-Devonian-Carboniferous cover and its basement in the Radom-Lublin (a fragment of cross-section compiled by W. Pożaryski, H. Tomczyk and A.M. Żelichowski for Geological Map of Poland and Adjoining Countries without Cenozoic, Mesozoic and Permian Formations, 1:1,000,000, Wydawnictwa Geol., in press).

1 – migmatyty i amfibolity, 2 – gnejsy i fyllity, 3 – zaburzone starszy paleozoik, 4 – rozłamy i uskoki, A + Pt – archaik i proterozoik, Cm – kambr, S – Sylur, S₂ – sylur górny, D – dewon, D₁ – dewon dolny, D₃ – dewon górny, C₁ – karbon dolny, Cv – wizen, Cw – westfal. Pozostałe objaśnienia jak na ryc. 2.

1 – migmatites and amphibolites, 2 – gneisses and phyllites, 3 – disturbed Lower Paleozoic, 4 – crustal fractures and faults, A + Pt – Archaic and Proterozoic, Cm – Cambrian, S – Silurian, S₂ – Upper Silurian, D – Devonian, D₁ – Lower Devonian, D₃ – Upper Devonian, C₁ – Lower Carboniferous, Cv – Visean, Cw – Westphalian; other explanations as given in Fig. 2.

wielka, gdyż powierzchnię spągową cechsztynu znacznie lepiej charakteryzuje przebieg horyzontu refleksyjnego Z1. Mapę strukturalną tego ostatniego opracował ostatnio S. Młynarski i W. Józwiak (13).

Horyzont żedyn-fran pozwolił na opracowanie mapy strukturalnej wewnątrz dewońskiej, która ukazała wyraźne rozbicie badanego obszaru na bloki oraz potwierdziła pokrywowy charakter dewonu i karbonu. Bloki wyróżnione na podstawie powierzchni śróddewońskiej okazują się ograniczone potężnymi strefami dyslokacyjnymi. Zaznaczają się tu uskoki przeddewońskie, bretońskie (z przełomu dewonu i karbonu) oraz późnowaryscyjskie (głównie z końca karbonu).

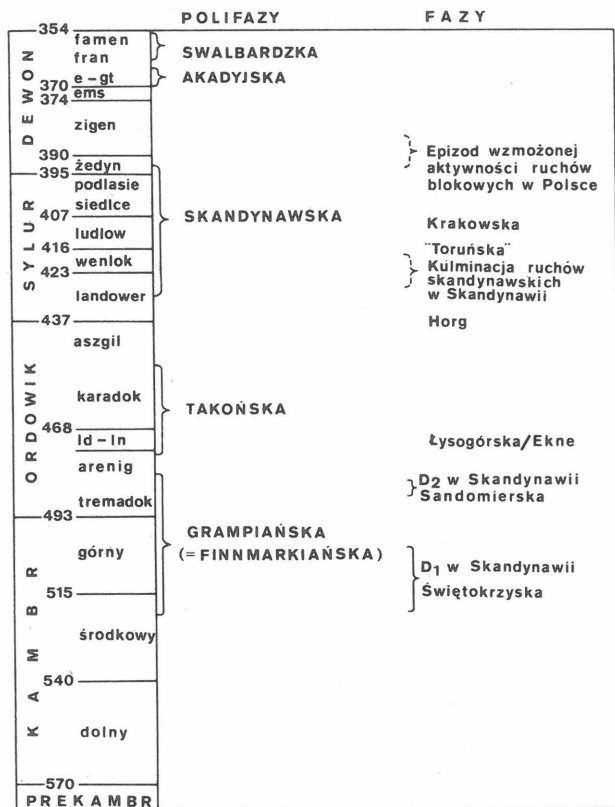
Analiza przeprowadzona przy wykorzystaniu danych refrakcyjnych i wiertniczych pozwoliła na prześledzenie przebiegu głównych stref dyslokacyjnych, jak również na określenie wielkości przesunięć pionowych. Zrzuty zaznaczające się w powierzchni spągowej cechsztynu dochodzą na badanym obszarze do 100–200 m, a w jednym wypadku do wartości dwukrotnie większych. Zrzuty uskoków przedcechsztyńskich są nieporównywalnie większe, od ok. 500 m do kilku kilometrów. Wynika z tego, że pocechsztyńskie ruchy blokowe nie miały większego wpływu na charakter strukturalny paleozoiku podpermskiego.

Starszy paleozoik platformy wschodnioeuropejskiej. W części obszaru usytuowanej w granicach platformy wschodnioeuropejskiej osady kambru, ordowiku i syluru stanowią pokrywę osadową cokołu epigotyjskiego. Wzdłuż przekroju podłużnego Darłowo-Bytów-Kościerzyna (ryc. 1) fundament krystaliczny występuje zwykle na głęb. 5000–5500 m i starszy paleozoik osiąga tu miąższość 3000–3500 m. Ku SW, tj. ku krawędzi platformy, miąższość starszego paleozoiku wzrasta o ok. 2000 m. Ten przyrost miąższości przypada głównie na osady wenloku i lundlowu, zaznaczając się silnie na północno-zachodnim odcinku badanej części strefy krawędziowej platformy niż na południowym wschodzie.

Na linii Darłowo-Kościerzyna podpermska powierzchnia erozyjna syluru jest utworzona w osadach dolnego podlasia (ryc. 1). Ku SW wychodzą na tę powierzchnię starsze osady – siedlce górne i środkowe, a przy samej krawędzi platformy – głównie osady siedlec dolnych.

Przedpole platformy wschodnioeuropejskiej. Kompleksy paleozoiczne przedpola różnią się od wyżej wspomnianych miąższościami, facją, stopniem zaangażowania tektonicznego, jak i stylem i kierunkami tektonicznymi oraz pojawieniem się pokrywy dewońsko-karbońskiej. Charakterystyczny jest tu pasowy układ bloków, ogólnie równoległy do krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Oprócz ewentualnego piętra grampiańskiego, na obszarze tym można wyróżnić 2 piętra strukturalne paleozoiku podpermskiego. Niższe z tych pięter tworzą silnie zaburzone serie ordowiku i dolnego syluru, a wyższe – górnego syluru, dewonu środkowego i górnego (a być może i dolnego; 14) oraz karbonu. Obecność górnego syluru stwierdzono tylko pod Chojnicami i w Toruniu.

Niższe piętro strukturalne można prześledzić w wierceńiach od okolic Sarbinowa i Darłowa na wybrzeżu Bałtyku po Toruń oraz dalej ku SE po okolice Biłgoraja (15) i okolice Lwowa (29, 30). Dotychczas stwierdzono, że obejmuje ono osady wyższego ordowiku i niższego syluru po wenlok. Nie rozstrzygnięto czy osady niższego ordowiku weszły w skład tego piętra, czy też zostały objęte przez ruchy wcześniejsze (grampiańskie lub takońskie – patrz niżej). Maksymalne miąższości tego piętra zdają się ograniczone do bloków występujących w bezpośrednim sąsiedztwie platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie dochodzą one do 5000–6000 m. Z przekrojów refrakcyjnych (ryc. 2) wynika, że na linii biegnącej w odległości od kilkunastu do 25 km na SW od krawędzi tej platformy miąższość tego piętra gwałtownie spada do ok. 3000 m i mniej. W połączeniu ze znikomą miąższością ordowiku w części brzeżnej platformy (15 i lit. cyt.), nadaje to wąskiej a długiej strefie zwiększonych miąższości ordowiku i niższego syluru charakter rowu synsedymantacyjnego (17),



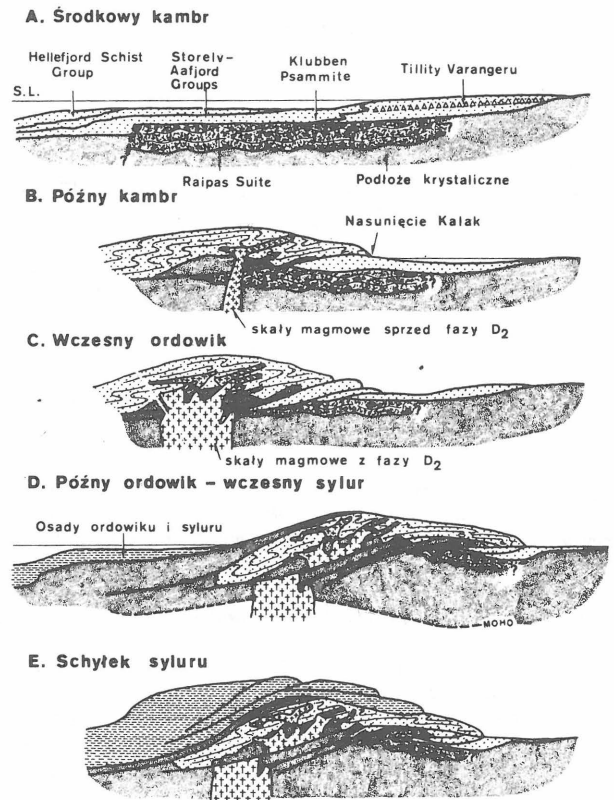
Ryc. 4. Pozycja faz kaledońskich wyróżnionych w Polsce w stosunku do polifaz i wybranych faz z obszarów głównych pasm kaledońskich (według 1-3, 7, 11, 14, 19-20).

Fig. 4. Position of Caledonian phases differentiated in Poland in relation to polyphases and selected phases from areas of major Caledonian foldbelts (after 1-3, 7, 11, 14, 19-20).

jeśli nie przyjmujemy tu ruchów przesuwczych.

Wiek zaburzeń czy fałdowań skał tego niższego piętra strukturalnego pozostaje dotychczas dyskusyjny. W jednej z ostatnich prac (2 - ryc. 5 i s. 393) uznaliśmy, że za zaburzenia te jest odpowiedzialna „faza toruńska”, datowana ogólnie na przełom wenloku i ludlowu, a tym samym na interwał polifazy skandynawskiej. Odmienne poglądy reprezentuje R. Dadlez (5), według którego za zaburzenia starszego paleozoiku w strefie od Rugii po Toruń są odpowiedzialne ruchy z końca syluru i wczesnego dewonu lub też posylurskie (5 - s. 276). Przypuszczamy, że profil wiercenia Toruń 1 nie jest najszcześniejszy dla proponowania nowej fazy. Należy jednak zauważyć, że w tej propozycji chodziło nam mniej o sam profil wiercenia, a bardziej o umieszczenie pewnych zjawisk tektonicznych w czasie i dlatego zdecydowaliśmy się na użycie stosowanej przez nas wówczas nazwy roboczej, zachowując przy tym cudzość (por. 2 - ryc. 5 i s. 393). Mimo to „faza toruńska” wydaje się obecnie bardziej prawdopodobna niż ruchy z przełomu syluru i dewonu.

Datowanie zaburzeń w strefie Rugia - Koszalin - Toruń jest dość trudne, głównie ze względu na znaczny zasięg luki, obejmującej na W i NW od Chojnic cały sylur i znaczną część dewonu. Jeśli pominiemy profil wiercenia Toruń 1 jako kontrowersyjny, za klucz do sprecyzowania wieku fałdowań w tej strefie mogą posłużyć profile wiercenia z obszarów położonych na SE od Torunia, tj. w kierunku kontynuowania się tej strefy zaburzeń kaledońskich (29). Optymalne okazują się tu profile z obszaru radomsko-



Ryc. 5. Schemat rozwoju tektonostratygicznego kaledonidów w rejonie Finnmark i North Troms, północna Norwegia (według B.A. Sturta i in., 1977). B - faza D₁, C - faza D₂ polifazy finnmarkiańskiej (= grampiańskiej), E - schyłek polifazy skandynawskiej. Korelacja z fazami tektonicznymi wyróżnionymi w Polsce - patrz ryc. 4.

Fig. 5. Diagrammatic profiles depicting the tectonostratigraphic evolution of the Caledonides of Finnmarkian and North Troms, northern Norway (after B.A. Sturt and others, 1977). B - phase D₁ of the Finnmarkian (= Grampian) polyphase, C - phase D₂ of the above polyphase. E - end of the Scandinavian polyphase. See Fig. 4. for correlation with tectonic phases differentiated in Poland.

-lubelskiego, na którym udowodniono i ogólnie przyjęto ciągłe przejście od najwyższego syluru do najniższego dewonu w dość monotonicznych fałdach morskich. Facje te utrzymywały się na tym obszarze do środkowego zigeny. Pod koniec zigeny doszło do całkowitego wysłodzenia zbiornika i ems wykształcił się już w facji oldredu. Osady te nie wykazują jakichś silniejszych zaburzeń syndementacyjnych, lecz raczej tendencję do ciągłości stratygraficznej (12) w rejonie Radomia, czyli na przedpolu platformy, a tym bardziej Lublina, na samej platformie.

To właśnie było naszą główną przesłanką w datowaniu zaburzeń niższych ogniw syluru i ordowiku na czas przed powstaniem tych osadów o charakterze pokrywowym (których nie należy mylić z emską „pokrywą”, wyróżnianą przez nas w stosunku do wczesnopaleozoicznej strefy przesuwczej; 2), obejmujących tu dolny dewon oraz osady młodsze i przynajmniej podlasie. Zasięg sylurskich ogniw tego piętra pokrywowego na przedpolu platformy przedstawił ostatnio H. Tomczyk i E. Tomczykowa (25 - ryc. 1), wykazując, że poza obszarem radomskim można się ich także spodziewać w rozległym pasie od okolic Kutna ku NW aż za Chojnice.

Ta ciągłość profilów najwyższego syluru i dolnego dewonu, stwierdzana zarówno na obszarze platformy, jak

i na jej przedpolu, oraz charakter najstarszych osadów dewonu w Górach Świętokrzyskich stały się ostatnio podstawą dla zdecydowanego zakwestionowania wszelkich ruchów orogenicznych na przedpolu platformy na przełomie syluru i dewonu przez J. Głazka i in. (8). Autorzy ci idą dalej, kwestionując również działalność wcześniejszych faz kaledońskich w Polsce i stwierdzając, że w południowej Polsce nie było żadnej wczesnopaleozoicznej geosynkliny między stabilną częścią starej platformy wschodnioeuropejskiej i wartyjską geosynkliną Sude-tów (8 – s. 247).

Wydaje się jednak, że w tej interpretacji nie doceniono stopnia zaburzenia tektonicznego oraz słabego – niemniej regionalnego – metamorfizmu skał kambryjskich i starszych na obszarze masywu małopolskiego. Cechy te umożliwiają bowiem traktowanie tego obszaru jako fragmentu wczesnokaledońskiego pasma fałdowego (por. 2 i niżej). W odniesieniu do młodszych zaburzeń kaledońskich, kwestią otwartą pozostaje zarówno ich charakter, jak i zasięg przestrzenny. Z dostępnych danych wynika, że zaburzenia te zaznaczają się na niezbyt wielką odległość od brzegu platformy wschodnioeuropejskiej, by wygasnąć na obszarze masywu małopolskiego (gdzie osady ordowiku i syluru tworzą płaty płasko zalegające na sfałdowanych starszych seriach) i pojawić się ponownie w strefie Kraków – Myszków.

Podobnie jest chyba w NW Polsce, gdyż osady z otworu Gościno IG 1, uważane za zmetamorfizowany eugeosynkinalny starszy paleozoik (23), okazują się dość wysokim dewonem (najprawdopodobniej warstwami przejściowymi między kompleksami VIII i IX, to jest żywetem i franem; według L. Miłaczewskiego – inf. ustna), a niskie wartości V_{gr} rejestrowane w sąsiedztwie (horyzont wysokich V_{gr} przebiega ok. 1,5 km poniżej głębokości występowania tych osadów na profilu S-VI-68) zdają się przeczyć zakładanemu tu metamorfizmowi. Można się już chyba pokusić o stwierdzenie, że późnokaledońskie zaburzenia zdają się być najlepiej wyrażone w pobliżu głównych stref rozłamowych. Towarzyszą one bowiem rozłomom brzegu platformy, strefy Kraków – Myszków, jak również i rozłomowi świętokrzyskiemu i nie jest też wykluczone, że i innym rozłomom na obszarze Niżu Polskiego. Powstanie zaburzeń serii ordowiku i syluru w strefie przyległej do brzegu platformy datujemy na okres późny wenlok – późne siedlce, z prawdopodobnym maksimum na przełomie wenloku i ludlowu i mamy nadzieję, że dalsze badania wykażą, czy profil otworu Toruń 1 jest tu charakterystyczny.

W korelacji zjawisk tektonicznych stwierdzonych w Polsce i w głównych pasmach kaledonidów (2) nie traktowaliśmy „fazy toruńskiej” jako odpowiednika, lecz jako jedną z faz przypadających na okres polifazy skandynawskiej. Jak już uprzednio próbowaliśmy to przedstawić, zaznacza się obecnie tendencja do wyróżniania w obrębie tektonicznej epoki kaledońskiej wielu polifaz (głównych faz, czy też *evrogenic events*): grampiańskiej (finnmorkiańskiej), takońskiej, skandynawskiej, akadyjskiej i swalbardzkiej. W przeszłości były one traktowane jako fazy, ale dalsze bardziej dokładne badania wykazują, że na obszarach typowych w ich obrębie można wyróżnić wiele maksimum deformacji. Te właśnie maksima uważa się obecnie za fazy, traktowane jako jednostki niższego rzędu polifaz. Zasięg czasowy polifaz okazuje się dość znaczny, dlatego też wylania się kwestia czy fazy wyróżniane na innych obszarach, a przypadające na przedział czasowy danej polifazy, należy traktować jako jej synonim, czy też odpowiednik którejś z faz składowych.

Problem ten ilustrowaliśmy uprzednio na przykładzie polifazy grampiańskiej (= finnmorkiańskiej), odpowiedzialnej m.in. za powstanie kaledonidów szkockich, czyli pasma typowego dla tej epoki tektonicznej. W obrębie polifazy grampiańskiej stwierdza się obecnie dwa maksima deformacji i działalności magmowej: starsze, D_1 , datowane na przełom kambru środkowego i późnego, oraz młodsze, D_2 , przypadające ogólnie na przełom tremadoku i arenigu. Te maksima świetnie korelują się z wyróżnianymi w naszym kraju fazami: świętokrzyską i sandomierską (które dotychczas pozostają tematem jakże ożywionej dyskusji), gdy fazę sardyjską można jedynie uznać za synonim powyższej polifazy, gdyż dostępne dane są zbyt skąpe aby stwierdzić, które z powyższych maksimum jest odpowiedzialne za powstanie niezgodności sardyjskiej.

W polifazie skandynawskiej polifazowy charakter stwierdzanych deformacji został już wykazany (20), a dalsze dyskusje koncentrują się głównie na ilości i rozkładzie w czasie maksimum deformacji, jakie można wyróżnić w czasie trwania tej polifazy. D. Roberts i D.G. Gee (19) i inni autorzy uważają, że ruchy tej polifazy kontynuowały się jeszcze we wczesnym dewonie, jednak już jako ruchy schyłkowe, gdyż ich kulminacja jest obecnie datowana na środkowy – późny sylur (19). Zasięg czasowy tej kulminacji ograniczają od góry późno- i poorogeniczne osady oldredu (20, 3), które okazały się starsze niż dotychczas przypuszczano (20). Początek sedimentacji oldredu zakładano dotychczas w Skandynawii na downton, bądź też i ludlow (21, 7), gdy z nowszych danych wynika, że zaczęła się ona w ludlowie, lub też nawet wenloku (1). Wynika z tego, że kulminacja ruchów skandynawskich przypadła po środkowym landowerze (koniec sedimentacji morskiej; 1) a przed ludlowem czy nawet środkowym wenlokiem. Wenlocki wiek najstarszych osadów oldredu w Skandynawii sugerowałby pewne opóźnienie ruchów „fazy toruńskiej” względem powyższej kulminacji, a ludlowski – że odpowiada ona jej schyłkowi.

Faza krakowska (10), datowana na środkowy ludlow, byłaby jeszcze bardziej opóźniona względem powyższej kulminacji. Ponieważ serie zaburzonego starszego paleozoiku kończą się w strefie Koszalin – Chojnice – Toruń osadami wenloku, a dotychczas brak dowodów na obecność ludlowu na tym obszarze, nie można wykluczyć wpływu ruchów także i tej fazy.

Biorąc pod uwagę kontynuowanie się ruchów skandynawskich jeszcze we wczesnym dewonie na obszarze Skandynawii, nie możemy zaprzeczyć, że jakaś faza lub też fazy mogły się odbyć na przełomie syluru i dewonu oraz we wczesnym dewonie. Ostatnie z głównych deformacji kaledońskich w paratektonicznych, niemetaficznych kaledonidach Wysp Brytyjskich są odnoszone na koniec syluru lub też na początek dewonu (ostatnio P.A. Ziegler uznał je za śróddowntońskie; 28), a w kaledonidach belgijskich – na wczesny żedyn (11). Jednakże, biorąc pod uwagę wspomnianą tendencję do ciągłości stratygraficznej i brak zaburzeń na pograniczu syluru i dewonu w rejonie radomsko-lubelskim, trudno zakładać ruchy fałdowe w tym czasie na przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce. Znacznie bardziej prawdopodobny wydaje się natomiast epizod wzmożonej aktywności ruchów blokowych w późnym żedynie lub zigenie, jaki postulował ostatnio L. Miłaczewski (14). Zgadamy się z tym autorem, że w strefie Koszalin – Chojnice – Toruń mogły istnieć osady najniższego syluru i że za ich brak jest odpowiedzialny właśnie ten epizod intensywnych ruchów wznoszących i związanej z nimi erozji. Epizod ten dokumentuje na obszarze radomsko-lubelskim luka stra-

tygraficzna, którą można korelować z luką znaną na Litwie i w Obwodzie Kaliningradzkim (14).

Osady występujące obecnie na bezpośrednim przedpolu platformy wschodnioeuropejskiej mogły także ulec pewnym deformacjom w trakcie ruchów śródordowickich, które jesteśmy skłonni odnosić do polifazy takońskiej. W czasie trwania tej polifazy mieszczą się: zarówno wyróżniana w naszym kraju faza łysogórska (23, 24), jak i dwie spośród trzech głównych faz deformacji fałdowych, wyróżnianych przez angielskich geologów w strefie Lake District (późnolanwirska i przedkaradocka; 9 – s. 90), jak również znacznie mniej dokładnie datowane zaburzenia w Walii i obszarach przyległych (środkowy lub późny ordowik), bardzo silne zaburzenia śródordowickie w Irlandii (M.D. Max, inf. ustna) oraz śródkaradockie zaburzenia w kaledonidach belgijskich (11). Należy także zwrócić uwagę na datowania radiometryczne, wskazujące na wyraźny epizod metamorfizmu sprzed ok. 450 mln lat na obszarze Morza Północnego i przedpolu wyniesienia Ringkobing – Fionia (6, 28).

Ruchy śródordowickie w kaledonidach niemetalicznych Wysp Brytyjskich były do niedawna utożsamiane z grampiańskimi (9 – s. 92 i inni). Gdy okazało się jednak, że te ostatnie wygasły w arenigu, wyłoniła się potrzeba oddzielnego potraktowania ruchów śródsylurskich. Czy nazwa ruchy takońskie jest niewłaściwa dla zjawisk tego wieku w Europie (5) – pozostaje sprawą otwartą. Nie należy jednak zapominać, jak łatwo przyjęły się w całej Europie laramidy. Jak zwykle chodzi bowiem o możliwość jak najlepszego porozumienia się.

Jak już wspomnieliśmy, zaburzone serie syluru dolnego i ordowiku są przykryte pokrywą górnosylursko-dewońsko-karbońską. Plan strukturalny tej pokrywy ma głównie wykształcenie waryscyjskie, lecz powtarza on starsze założenia. Charakteryzuje się on rozbitciem obszaru przedpola platformy na liczne bloki wydłużone w kierunku NW – SE, tj. równoległe do jej krawędzi. Pokrywa górnosylursko-dewońsko-karbońska decyduje tu o blokowym charakterze budowy strukturalnej. Lokalnie dochodzi ona do krawędzi platformy (bloki Miastka i Kościernicy), gdzie jest poprzerywana i cienka oraz silnie zdyslokowana, co nadaje jej charakter reliktu erozyjnego. Zachowana miąższość tej pokrywy stopniowo wzrasta ku SW i na Masywie Szczecinka pokrywa jest już ciągła i stosunkowo słabiej zdyslokowana. Przy brzegu Bałtyku na północnym zachodzie podnosi się ona jednak ponownie ku górze i cienieje. W tym też kierunku stwierdza się wyraźne cieniowanie sedymentacyjne dewonu górnego.

Obszar labilny o silnie zdyslokowanej i zerodowanej pokrywie dewońsko-karbońskiej i lokalnie górnosylurskiej, położony między krawędzią starej platformy i masywem Szczecinka pocięty gęstą siecią uskoków o kierunkach NW – SE i zbliżonych, stanowi strefę Koszalin – Chojnice lub Koszalin – Chojnice – Toruń. Nazwa ta jest stosowana często w literaturze i proponujemy ją zostawić, ściślej tylko precyzując wyżej omówiony jej przebieg i charakter tektoniczny. Badania wykazują, że strefa ta kontynuuje się po rejon Torunia (por. także 5) i dalej ku SE wzdłuż brzegu platformy. Strefa ta charakteryzuje się:

1) obecnością pokrywy górnosylursko-dewońsko-karbońskiej, z licznymi lukami stratygraficznymi (z których najwcześniejsza zaznaczyła się już we wczesnym dewonie) oraz wyraźnymi efektami waryscyjskich ruchów blokowych;

2) silnym zaburzeniem serii starszego syluru i ordowiku w wyniku ruchów związanych z polifazą skandynewską (faza „toruńska” i być może krakowska), powsta-

łymi przed osadzeniem się piętka pokrywowego, którego najstarsze osady są datowane na podlasie; nie jest wykluczone, że starsze utwory zostały tu także zaburzone przez ruchy śródordowickie (? faza łysogórska polifazy takońskiej);

3) wiek skonsolidowanego podłoża pozostaje dotychczas nie znany w tej strefie; może to być podłoże skonsolidowane w wyniku ruchów grampiańskich lub kadomij-skich.

Należy jeszcze zwrócić uwagę na wielokrotnie podnoszoną kwestię nasunięcia starszego paleozoiku na skraj platformy wschodnioeuropejskiej (por. 5). Wiąże się to z o wiele szerszym problemem charakteru kaledonidów środkowoeuropejskich, traktowanych przez wielu autorów jako odnoga geosynkliny kaledońskiej. Istnienie takiej odnogi jest jednak wyjątkowo trudne do wyjaśnienia w modelach tektoniki płyt. Przede wszystkim granica obszarów różniących się wiekiem konsolidacji, których kolizja byłaby odpowiedzialna za fałdowanie w tej odnodze, nie stanowi tu szwu wewnętrznego, lecz przebiega w bezpośredniej bliskości, jeśli nie wzdłuż czoła zaburzeń kaledońskich. Ten fakt był jedną z głównych przesłanek, na podstawie których przedstawiliśmy próbę wyjaśnienia kontaktu platform wschodnio- i środkowoeuropejskiej jako wyniku działalności wczesnopaleozoicznej lewostronnej strefy przesuwczej (2, 16). W tym modelu uskoki brzeżne platformy wschodnioeuropejskiej są interpretowane jako zewnętrzne rozłamy tej strefy, wzdłuż których doszło do odcięcia fragmentu tej platformy i wprowadzenia na jego miejsce części pasma fałdowego kaledonidów (możliwość lewostronnych ruchów przesuwczych wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej w ordowiku dopuszcza ostatnio i P.A. Ziegler; 28 – ryc. 3).

Warto zwrócić uwagę na fakt, że taka interpretacja nie wyklucza nasunięcia sfałdowanych serii staropaleozoicznych na przedpole. W naszym modelu (2, 16) takie nasunięcie mogło powstać na przełomie syluru i dewonu w wyniku rotacji Baltiki (ale wtedy byłoby to raczej podsuniecie serii platformowych pod sfałdowane serie z przedpola platformy), jak również w epoce waryscyjskiej, jako uboczny efekt kolizji w dość odległej od tej strefy geosynklinie, oraz na podobnej zasadzie w epoce alpejskiej w odniesieniu do odcinków strefy kontaktu platform usytuowanych w pobliżu czoła Karpat. Jednakże, takie nasunięcie czy podsuniecie pozostaje jeszcze do udowodnienia.

LITERATURA

1. Bassett M.G. – Silurian stratigraphy and facies development in Scandinavia. *Terra Cognita* 1981 no. 1.
2. Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. – Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.* 1981 nr 8.
3. Bryhni I., Naterstad J. et al. – Caledonides of southwestern Norway. *Terra Cognita* 1981 no. 1.
4. Dadlez R. – Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin – Chojnice. *Kwart. Geol.* 1978 nr 2.
5. Dadlez R. – W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń 1. *Prz. Geol.* 1982 nr 6.
6. Frost R.T.C., Fitch F.J., Miller J.A. – The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. [In:] *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe* Institute of Petroleum. London 1981.

7. Gee D.G., Wilson M.R. — The age of orogenic deformations in the Swedish Caledonides. *Am. J. Sci.* 1974 vol. 274. no. 1.
8. Głazek J., Karwowski Ł. et. al. — The early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geol. Pol.* 1981 vol. 31 no. 3–4.
9. Kelling G. — The paratectonic Caledonides of Mainland Basin. *Geol. Surv. Canada Paper* 78–13 1978.
10. Łydka K., Siedlecki S., Tomczyk H. — On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracow region. *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Géol. Géogr.* 1963 vol. 11 no. 2.
11. Michot P. — The Belgian Caledonides. *Terra Cognita* 1981 no. 1.
12. Miłaczewski L. — Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Pr. Inst. Geol.* 1981 t. 101.
13. Młynarski S., Józwiak W. — Głębokościowy szkic strukturalny granicy sejsmicznej Z_1 i Z'_1 , skala 1:200 000, ark. A i B. *Arch. Inst. Geol.* 1981.
14. Modliński Z. (red.) — Opracowanie geologiczno-geofizyczne strefy kontaktu platformy prekambryjskiej i paleozoicznej między Koszalinem i Bydgoszczą. *Arch. Inst. Geol.* 1981.
15. Modliński Z. — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.* 1982 t. 102.
16. Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H. — O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.* 1982 no. 11.
17. Pożaryski W., Kotański Z. — Baikalian, Caledonian and Variscan events in the forefield of the East-European Platform. *Z. Dt. Geol. Ges.* 1978 vol. 129.
18. Raczyńska A. (red.) — Analiza paleotektoniczna strefy wału pomorskiego. *Arch. Inst. Geol.* 1982.
19. Roberts D., Gee D.G. — Caledonian tectonics in Scandinavia. *Terra Cognita* 1981 no. 1.
20. Roberts D., Sturt B.A. — Caledonian deformation in Norway. *J. Geol. Soc. London* 1980 vol. 137 no. 3.
21. Siedlecka A., Siedlecki S. — A contribution to the geology of the Downtonian sedimentary rocks of Hitra. *Nor. Geol. Unders.* 1972 t. 274.
22. Skorupa J. — Mapa sejsmiczna Polski, 1:500 000. *Wyd. Geol.* 1974.
23. Tectonics, Geology of Poland. Vol. IV. *Publ. House Wydawnictwa Geologiczne, Warsaw* 1977.
24. Tektonika, Cz. 1. Niż Polski. *Budowa Geologiczna Polski. T. IV. Wyd. Geol.* 1974.
25. Tomczyk H., Tomczykowa E. — Korelacja biostratygraficzna syluru w Europie. *Prz. Geol.* 1981 nr 6.
26. Wojas A., Hałoń E. — Zbiorcza dokumentacja badań sejsmicznych refrakcyjnych. Temat: Pomorze Zachodnie (1967–77), reinterpretacja w latach 1979–1980. *Arch. Przed. Badań Geofiz. Warszawa* 1980.
27. Ziegler P.A. — Evolution of sedimentary basins in North–West Europe. [In:] *Petroleum geology of the continental shelf of North–West Europe. Inst. of Petroleum. London* 1981.
28. Ziegler P.A. — Geological atlas of western and central Europe. *Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V. The Hague* 1982.
29. Znosko J. — Problem kaledonidów i granicy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 1965 nr 188.
30. Znosko J. — Tectonic units of Poland against the background of the tectonics of Europe. [In:] *50th Anniversary Symposium of the Geol. Inst., Geol. Inst. Anniversary Bull.* 1975 no. 252.

SUMMARY

The tectonic structure of pre-Permian Paleozoic in the platform contact zone between Koszalin and Toruń was reanalysed mainly on the basis of data from deep drillings and refraction seismics surveys. In this area, Paleozoic complexes occurring in the foreland of the East-European Precambrian Platform differ from those of sedimentary cover of the latter in thickness, facies development, tectonic history as well as style and directions, and appearance of Upper Silurian–Devonian–Carboniferous cover. A special attention should be paid to band-like pattern of blocks, roughly parallel to margin of the East-European Platform. Besides eventual Grampian stage, here may be differentiated two structural stages of pre-Permian Paleozoic. Lower stage is built of strongly deformed Ordovician and Lower Silurian rocks, and the upper — of Upper Silurian, Devonian and Carboniferous ones. The lower stage appears the thickest (5000–6000 m thick) in blocks situated in direct foreland of the East-European Platform and refraction seismics data show (Fig. 2) that it suddenly thins out to about 3000 m or less at a line running about a dozen to 25 km SW of the platform margin. Together with negligible thickness of the Ordovician in marginal part of the East-European Platform (15) this gives the appearance of synsedimentary trough for the zone of increased thickness of the Ordovician and Lower Silurian (17).

The age of disturbances or foldings of rocks belonging to the lower structural stage remains the subject of discussions. However, in the light of the available data it may be stated that the peak of deformations dated at the turn of the Wenlockian and Ludlovian (2) seems more probable than any phase from the turn of the Silurian and Devonian or early Devonian (5). The Mid-Silurian and not younger age of these disturbances is primarily suggested by the continuity of sedimentation at the turn of the Silurian and Devonian, recorded in the Radom–Lublin sector of the contact zone of the East-European Precambrian and Mid-European Paleozoic Platforms (12), and cover character of Upper Silurian–Lower Devonian sequences in relation to disturbed Lower Silurian and older ones in the Radom region. Disturbances of the Lower Paleozoic in the foreland of the East-European Platform seem connected with deep crustal fractures of the strike-slip fault type and not the existence of Central-European branch of the Caledonian geosyncline (see also (8)). Such interpretation does not exclude overthrust of these disturbed series on the platform margin. However, such overthrust still remains to be proven.

In the Koszalin–Toruń zone, the Upper Silurian–Devonian–Carboniferous cover displays very clearly effects of Variscan block movements. Displacements traceable in basal surface of the Zechstein approach merely 100–200 m whilst those connected with pre-Zechstein block movements may range from about 500 m to some kilometers. Therefore, it should be stated that block movements acting here after the Early Permian did not exert any significant influence on structural character of pre-Permian Paleozoic.