

Ryszard DADLEZ

## Tektonika południowego Bałtyku\*

Tektonika zachodniej części polskiego sektora Bałtyku jest wynikiem kilkufazowych deformacji. Front fałdowań kaledońskich, na lądzie polskim związany ze strefą Teisseyre'a-Tornquista, na skraju akwenu oddziela się od niej, biegnąc ku WNW. Strefa T–T zmierza ku NW, będąc na tym odcinku odmłodzonym prekambryjskim rozłamem wewnątrzplatformowym. Deformacje kaledońskie mogły być rezultatem skośnej kolizji małych bloków skorupowych (terranoów?) pochodzenia bałtyckiego lub gondwańskiego z kratonem wschodnioeuropejskim. Podział obszaru na zuskokowane bloki dokonał się na przełomie karbonu i permu, zapewne również w warunkach transpresyjnych. Po wczesno-mezozoicznym okresie tensji i transtensji, związanej z otwieraniem północnego Atlantyku, niektóre uskoki zostały odmłodzone także w środowisku transpresyjnym. Udział składowej przesuwowej z biegiem czasu wyraźnie malał.

Pierwsze sejsmiczne badania refleksyjne w polskiej części akwenu Bałtyku zostały wykonane w latach 1964–1967 (R. Dadlez, S. Młynarski, 1967; R. Dadlez, 1974*b*). Mimo naówczas dostępnej, w dzisiejszym rozumieniu bardzo uproszczonej metodyki prac, w zachodniej części akwenu – będącej przedmiotem tego artykułu – uzyskano wiarygodne wyniki, do cechsztynu włącznie. Zostały wykryte nie tylko główne strefy uskokowe, dzielące obszar na 3 bloki: Wolina, Gryfic i Kołobrzegu, lecz także niektóre drugorzędne uskoki i większe podniesienia antyklinalne. Nie uzyskano wówczas jedynie żadnych informacji spod cechsztynu. Te podstawowe rysy budowy geologicznej zostały w pełni potwierdzone przez najnowsze badania.

W ostatnich latach obszar został pokryty gęstą siecią sejsmicznych profilów refleksyjnych w ramach badań W.O. Petrobaltic. Wykonano też pierwsze głębokie otwory wiertnicze. W powiązaniu z rozpoznaniem terenów sąsiednich (O.V. Vejbaek, 1985; Eugeno-S. Working Group, 1988; R.M. Pegrum, 1984*a*) pozwoliło to na ponowne przewartościowanie danych i zarysowanie szczegółowszego obrazu tektoniki podłoża kenozoiku w południowym Bałtyku.

\* Artykuły oznaczone gwiazdką zostały przedstawione na konferencji naukowej, która odbyła się w Gdyni w październiku 1988 r. z okazji jubileuszu W.O. Petrobaltic.

Akwen Bałtyku, zawarty między Rugią, Skanią, Bornholmem i zachodnim odcinkiem polskiego wybrzeża, jest niezwykle interesujący, a jednocześnie trudny do interpretacji, ponieważ nakładają się w nim na siebie efekty oddziaływania kilku epok diastroficznych. Najistotniejsze jest, że dochodzi na nim do oddzielenia frontu deformacji kaledońskich (CDF) od głównej strefy tektonicznej (lineamentu) Teisseyre'a-Tornquista (strefy T-T). Na lądowym obszarze Polski obydwa te elementy są ze sobą ściśle powiązane<sup>1</sup>. Rozdzielają się one na skraju akwenu (fig. 1): strefa T-T biegnie nadal w kierunku północno-zachodnim i przez Skanię, północną Jutlandię i Skagerrak dociera do miejsca połączenia rowów Viking i Centralnego na Morzu Północnym, a być może nawet do skraju współczesnego szelfu kontynentalnego koło Szetlandów (R.M. Pegrum, 1984a). Na całym tym odcinku strefa ta jest rozłamem wewnątrz platformy prekambryjskiej, oddzielającym od tarczy bałtyckiej zewnętrzny obszar platformy, na którym rozwinięte są: obniżony basen norwesko-duński i wypiętrzenie Ringkøbing—Fonia (RFH). Front deformacji kaledońskich od punktu rozwidlenia skręca w kierunku bardziej równoleżnikowym, omija od północy Rugię, a dalej ku zachodowi obrzeża od południa wypiętrzenie RFH (fig. 1 i 2).

O tym, że lineament T-T w swym skandynawskim odcinku jest rozłamem wewnątrzplatformowym wiedziano już od czasu (T. Sorgenfrei, A. Buch, 1964), gdy wiercenia w obszarze basenu duńskiego wykryły starszy paleozoik w platformowym rozwoju, a na wypiętrzeniu RFH natrafiły dość płytko na gnejsy podłoża krystalicznego, o datowaniu izotopowym 800—900 Ma. Jakiś czas potem (R.T.C. Frost i in., 1981; P.A. Ziegler, 1982) pod południową częścią Morza Północnego i w południowym obrzeżeniu wypiętrzenia RFH wykryto leżące pod dewonem, karbonem, permem lub mezozoikiem skały na ogół o słabym stopniu metamorfizmu wieku kaledońskiego. Strefa ich występowania wyznaczyła przypuszczalne połączenie kaledonidów skandynawskich z pasmem deformacji kaledońskich na Rugii i Pomorzu (fig. 1 i 2). Odcinek skandynawski strefy T-T jest uważany za stare pęknięcie prekambryjskie (J. Watson, 1976), później kilkakrotnie odnawiane. W. Pożaryski i in. (1982) sądzą jednak, że powstał on dopiero w hercyńskiej epoce diastroficznej, równocześnie z odmłodzeniem odcinka polskiego, wzdłuż którego doszło wcześniej, w epoce kaledońskiej, do wielkoskalowego ruchu przesuwczego.

Strefa brzeżna tarczy bałtyckiej w południowej Skandynawii była ostatnio przedmiotem badań skorupy ziemskiej w ramach projektu EUGENO-S. Autorzy sprawozdania z tych badań (*Eugeno-S...*, 1988) podkreślają, że deformacje skorupowe w tym obszarze są rozproszone w strefie szerokości 100—250 km, przy ogólnym ścienieniu skorupy, podczas gdy na obszarze Polski są one skupione w strefie węższej (50—90 km) o skorupie zgrubiałej (strefa T-T w drugim znaczeniu, patrz notka 1). Różnice przypisuje się dominacji naprężeń transtensyjno-tensyjnych w obszarze skandynawskim i całkowitemu zatarciu ich

<sup>1</sup> Pojęcie strefa T-T jest ostatnio rozumiane dwojako. Według ujęcia tradycyjnego jest to system wgłębnych rozłamów oddzielający stabilny kraton wschodniej Europy od bardziej ruchliwych obszarów środkowej i zachodniej Europy. Jest to zatem g r a n i c a dwóch bloków skorupy ziemskiej, uwidocznioma w swej długiej historii różnicami w facjach i miąższościach osadów oraz w stylu tektonicznym po obu jej stronach (R. Dadlez, 1982, 1987). Według rozszerzonego nowszego ujęcia jest to odrębny, wydłużony b l o k skorupy ziemskiej o anomalnie dużej grubości, przylegający od południowego zachodu do kratonu, a dalej ku SE biegnący nawet w jego obrębie (J. Znosko, 1979; A. Guterch i in., 1986). Autor opowiada się za pierwszym ujęciem. Niezależnie jednak od ujęcia, związek strefy T-T z frontem deformacji kaledońskich w zachodniej i środkowej Polsce nie ulega wątpliwości. Front ten jest równoznaczny albo z nią samą (w pierwszym znaczeniu), albo też z jej północno-wschodnim ograniczeniem (w drugim znaczeniu).

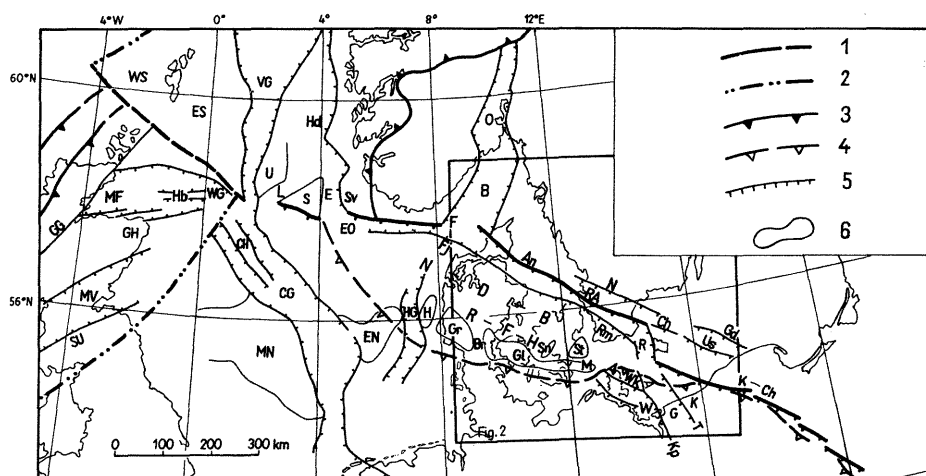


Fig. 1. Główne jednostki tektoniczne między Morzem Północnym a południowym Bałtykiem (według: P.A. Ziegler, 1982; R.M. Pegrum, 1984a; J. Bergström i in., 1982; O. Michelsen, C. Andersen, 1981 z modyfikacjami)

Main tectonic units, North Sea to Southern Baltic (after P.A. Ziegler, 1982; R.M. Pegrum, 1984a; J. Bergström et al., 1982; O. Michelsen, C. Andersen, 1981, modified)

1 – strefa Teisseyre'a-Tornquista; 2 – przypuszczalny ukryty szew oceanu Iapetus; 3 – front deformacji kaledońskich w Norwegii i Szkocji; 4 – front deformacji kaledońskich między Morzem Północnym a Polską; 5 – główne uskoki; 6 – granice niektórych bloków tektonicznych; A – uskoc Adler, An – uskoc Anholt, Ar – blok Arkony, B – niecka Bamble, Br – niecka Brande, CG – Rów Centralny Morza Północnego, CH – wypiętrzenie wewnętrzne Rowu Centralnego, Ch – zrąb Christiansö, E – basen Egersund, EN – wypiętrzenie wschodnie Morza Północnego, EO – basen zewnętrzny Egersund, ES – platforma wschodnioszetalndzka, F – basen Farsund, Fj – uskoc Fjerritslev, G – blok Gryfic, Gd – uskoc Gardna, GG – uskoc Great Glen, GH – wypiętrzenie Grampian, Gl – blok Glamsbjerg, Gr – blok Grindsted, H – blok Holmsland, Hb – zrąb Halibut, Hd – basen Horda, HG – rów Horn, K – blok Kołobrzegu, K-Ch – strefa Koszalina-Chojnic, Kp – uskoc Kamienia Pomorskiego, L – rów Ling, M – blok Moen, MF – basen Moray Firth, MN – wypiętrzenie środkowe Morza Północnego, MV – dolina Midland, N – uskoc Navlinge, NDB – basen norwesko-duński, O – rów Oslo, R – rów Rønne, RA – uskoc Ringsjö-Andrarum, RfH – wypiętrzenie Ringkøbing-Fionia, Rm – uskoc Romeleasen, S – wypiętrzenie Sele, Sn – blok Stignaes, St – blok Stevns, SU – południowe wyżyny Szkocji, Sv – platforma Stavanger, T – uskoc Trzebiatowa, U – zrąb Utsira, Us – uskoc Ustki, VG – rów Viking, W – blok Wolina, Wk – uskoc Wiek, WG – rów Witch Ground, WS – platforma zachodnioszetalndzka

1 – Teisseyre-Tornquist Zone, 2 – presumed cryptic Iapetus suture, 3 – Caledonian deformation front in Norway and Scotland, 4 – Caledonian deformation front between North Sea and Poland, 5 – major faults, 6 – boundaries of some tectonic blocks; A – Adler Fault, An – Anholt Fault, Ar – Arkona Block, B – Bamble Trough, Br – Brande Trough, CG – Central Graben, CH – Central Graben High, Ch – Christiansö Horst, E – Egersund Basin, EN – East North Sea High, EO – Outer Egersund Subbasin, ES – East Shetland Platform, F – Farsund Basin, Fj – Fjerritslev Fault, G – Gryfice Block, Gd – Gardno Fault, GG – Great Glen Fault, GH – Grampian High, Gl – Glamsbjerg Block, Gr – Grindsted Block, H – Holmsland Block, Hb – Halibut Horst, Hd – Horda Basin, HG – Horn Graben, K – Kołobrzeg Block, K-Ch – Koszalin-Chojnice Zone, Kp – Kamień Pomorski Fault, L – Ling Graben, M – Moen Block, MF – Moray Firth Basin, MN – Mid-North Sea High, MV – Midland Valley, N – Návlinge Fault, NDB – Norwegian-Danish Basin, O – Oslo Graben, R – Rønne Graben, RA – Ringsjö-Andrarum Fault, RfH – Ringkøbing-Fyn High, Rm – Romeleasen Fault, S – Sele High, Sn – Stignaes Block, St – Stevns Block, SU – Southern Uplands, Sv – Stavanger Platform, T – Trzebiatow Fault, U – Utsira High, Us – Ustka Fault, VG – Viking Graben, W – Wolin Block, Wk – Wiek Fault, WG – Witch Ground Graben, WS – West Shetland Platform

wpływów przez przeważające naprężenia transpresyjno-kompresyjne na obszarze polskim. Podobieństwo sprowadza się do zwiększonej mezozoicznej subsydencji i późnomezozoiczno-wczesnokenozoicznej inwersji w wąskim pasie wewnątrzplatformowego odcinka strefy T-T. Przy tym na znacznym odcinku inwersja nie jest związana z uskokami późnokarbońskimi (por. uskoc Anholt (An) i uskoc Fjerritslev (Fj, fig. 2), a więc odmłodzenie było późne. Ze względu na te różnice zaproponowano (Eugeno-S..., 1988), aby całość lineamentu między

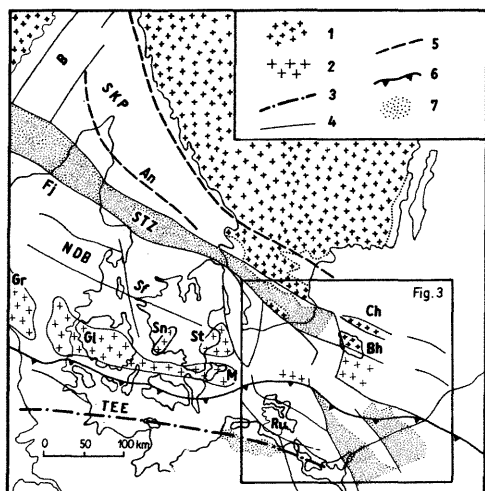


Fig. 2. Szkic tektoniczny południowo-zachodniego Bałtyku (głównie według: Eugeno-S..., 1988 i R.M. Pegrum, 1984b)

Tectonic sketch of the southern Baltic (mainly after Eugeno-S..., 1988 and R.M. Pegrum, 1984b)

1 – skały prekambryjskie na powierzchni, 2 – skały prekambryjskie na niewielkich głębokościach, 3 – uskoki transeuropejski, 4 – uskoki, 5 – uskoki późnokarbońskie w cieśninie Kattegat, 6 – front deformacji kaledońskich, 7 – obszary późnokredowej inwersji; Bh – Bornholm, Ru – Rugia, Sf – uskoki Silkeborg – Samsø, SKP – platforma Skagerrak – Kattegat, STZ – strefa Sorgenfrei'a-Tornquista; inne objaśnienia jak na fig. 1

1 – Precambrian rocks at the surface, 2 – Precambrian rocks at minor depths, 3 – Trans-European Fault, 4 – faults, 5 – Late Carboniferous faults in the Kattegat, 6 – Caledonian deformation front, 7 – areas of the Late Cretaceous inversion; Bh – Bornholm, Ru – Rügen, Sf – Silkeborg – Samsø Fault, SKP – Skagerrak – Kattegat Platform, STZ – Sorgenfrei-Tornquist Zone; other abbreviations as in Fig. 1

morzami Północnym i Czarnym nazywać strefą Tornquista, jego odcinek polski – strefą Teisseyre'a-Tornquista (TTZ), zaś skandynawski – strefą Sorgenfrei'a-Tornquista (STZ).

Najnowsze badania na Bałtyku pozwoliły na detalizację niektórych elementów strukturalnych, związanych ze wspomnianym rozdzieleniem strefy T-T i frontu deformacji kaledońskich. Pas tych deformacji został stwierdzony za pomocą wielu wierceń na polskim Pomorzu (R. Dadlez, 1974a, 1978) i w północnej części Rugii (D. Franke, 1967; W.W. Głuszko i in., 1974). Wszędzie tam silnie naruszone, sfałdowane łupki graptolitowe ordowiku lub syluru są przykryte niezgodnie osadami dewonu lub permu. Te dwa obszary wiąże ze sobą profil otworu w akwenu (blok Kołobrzegu – fig. 3), w którym stromo stojące łupki karadoku przykryte są dewonem. Na północno-wschodnim przedpołu strefy zdeformowanej stwierdzono na Pomorzu, na ugiętym brzegu platformy prekambryjskiej, niezdeformowane, bardzo grube serie starszego paleozoiku w rozwoju platformowym. Według danych z badań refrakcyjnych strop podłoża krystalicznego obniża się tu na krawędzi platformy do głębokości ok. 8000 m, przy czym może tu występować jej zewnętrzny, zuskokowany stopień przykryty nasuniętymi masami skał kaledońskich (J. Znosko, 1970; R. Dadlez, 1982). Przedłużenie tej obniżonej strefy krawędziowej platformy prekambryjskiej, potwierdzone też wynikami otworu wykonanego w akwenu w połowie drogi między Rugią a Bornholmem (fig. 3), znajdujemy w silnie obniżonych blokach na południe od Bornholmu (O.V. Vejbaek, 1985) oraz wspomnianym poprzednio podłożu basenu duńskiego (Zelandia, północna Jutlandia). Sejsmiczne zdjęcie refleksyjne w polskim akwenu ujawniło obecność głębokiego poziomu, który obniża się od około 7500 m przy strefie dyslokacyjnej Koszalina – Chojnic do około 11 000 m na południowym skraju obszaru swego występowania (fig. 5). Poziom ten, oznaczony O wiązany jest z ordowikiem, ale jest bardziej prawdopodobne – z uwagi na niewęglanowe wykształcenie ordowiku w strefie brzojnej platformy, który wobec tego nie powinien dostarczać odbić sejsmicznych – że reprezentuje on strop podłoża krystalicznego. Zatem południową granicę występowania tego poziomu uznano za wglębną granicę kratonu prekambryjskiego, którego

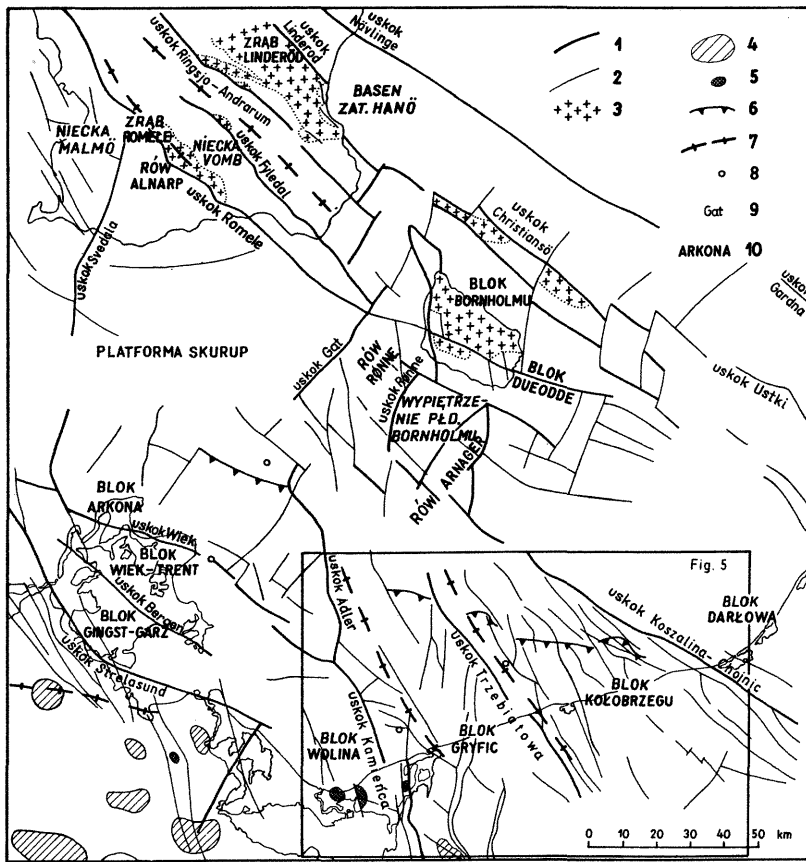


Fig. 3. Niektóre elementy tektoniczne południowego Bałtyku (obszar Bornholmu według: O.V. Vejbaek, 1985; Skania według: J. Bergström i in., 1982)

Some tectonic elements of the Southern Baltic (Bornholm area after O.V. Vejbaek, 1985; Scania after J. Bergström et al., 1982)

1 – ważniejsze uskoki, 2 – podrzędniejsze uskoki, 3 – skały prekambryjskie na powierzchni, 4 – poduszki solne, 5 – słupy solne, 6 – front deformacji kaledońskich, 7 – osie inwersji późnokredowej, 8 – otwory wiertnicze na akwencie, 9 – nazwy uskoków, 10 – nazwy bloków tektonicznych

1 – major faults, 2 – minor faults, 3 – Precambrian rocks at the surface, 4 – salt pillows, 5 – salt diapirs, 6 – Caledonian deformation front, 7 – axes of the Late Cretaceous inversion, 8 – off-shore boreholes, 9 – names of faults, 10 – names of tectonic blocks

krawędź może być, przynajmniej na pewnych odcinkach, przykryta nasuniętymi fałdami kaledońskimi. Dalej ku zachodowi nasunięcie o podobnej skali (rzędu 50 km) przyjmowane jest na południowym obrzeżeniu wypiętrzenia RFH (Eugeno-S., 1988).

Na północnym przedpołu tak zarysowanej strefy deformacji kaledońskich podłoże prekambryjskie jest potrzaskane na szereg wypiętrzonych i obniżonych bloków (fig. 1–3). Bardziej ku wnętrzu platformy wychodzi ono często na powierzchnię terenu (zręby w Skanii, Bornholm, zrąb Christiansö – J. Bergström i in., 1982; O.V. Vejbaek, 1985; M.G. Kumpas, 1982), bardziej na zewnątrz podłoże jest zrzucone głębiej i przykryte niegrubą pokrywą paleozoiku i mezozoiku bądź tylko mezozoiku (zespół zrębów wypiętrzenia RFH, blok Stevns, zręby

na południe od Bornholmu – O. Michelsen, C. Andersen, 1981; O.V. Vejbaek, 1985). Założenia tej mozaiki bloków mogły powstać już w epoce kaledońskiej, ale utrwalone zostały głównie w epoce hercyńskiej.

Tektogeneza pasa deformacji kaledońskich wzdłuż południowo-zachodniej granicy wschodnioeuropejskiego kratonu interpretowana jest na różne sposoby. Warto przypomnieć w skrócie choćby ujęcia ważniejsze i najświeższej daty:

1. Deformacje są rezultatem pełnego rozwoju geosynkinalnego i fałdowania odrębnej względem głównego pasma kaledońskiego gałęzi kaledonidów północnoniemiecko-polskich (o wergencji północno-wschodniej), łączącej się albo bezpośrednio z kaledonidami norweskimi, albo też przez Ardeny i Brabancję – z kaledonidami środkowej Anglii (W. Krebs, 1978; J. Znosko, 1962, 1986 i liczne prace między tymi datami). W tym ujęciu sfałdowany pas naszego obszaru wyłonił się z miogeosynkliny, a wewnętrzne strefy pasma leżą dalej ku południowi.

2. Deformacje nie mają charakteru orogenicznego i zasięg ich jest przestrzennie ograniczony. Są one wynikiem diastrofizmu zachodzącego w niewielkich, odrębnych basenach założonych na skorupie kontynentalnej wieku młodoprekambryjskiego, co najwyżej ścienionej w procesie ryftowania. Bywają one określane jako aulakogeny, a także są genetycznie związane z tzw. zdarzeniami tektono-termicznymi we wczesnym paleozoiku, powodującymi wstępowanie pióropuszy płaszczu z astenosfery, które są lokowane w różnych miejscach w Europie środkowej i zachodniej (m.in. w rejonie Rugii). Te zdarzenia z kolei były efektem ewolucji głównego pasma kaledońskiego o pełnym rozwoju geosynkinalno-orogenicznym, sięgającego od Appalachów po Skandynawię i Grenlandię (H. J. Zwart, U.F. Dornsiepen, 1978; W. Pożaryski, Z. Kotański, 1978; R. Walter, 1978; K. Schmidt, F. Söllner, 1983). W tym ujęciu na południe od naszej strefy deformacji występuje podłoże wieku prekambryjskiego.

3. W młodszym proterozoiku działał na południowym obrzeżeniu płyty laurentyjsko-bałtyckiej wielki, sinistralny uskok transformacyjny (uskok trans-europejski – TEE – fig. 2), który wiązał ze sobą prekadomijskie przestrzenie oceaniczne środkowej Europy i Uralu. Po wykształceniu śródoceanicznej, kadomijskiej strefy subdukcji nachylonej ku południowi, następowała w tym kierunku akrecja skorupy kontynentalnej, powstawał kontynent kadomijski, podczas gdy na północ od niego zachowały się resztki oceanu prekadomijskiego. Transformacyjna krawędź Fennosarmacji przekształciła się w najmłodszym proterozoiku i starszym paleozoiku w krawędź pasywną. Gromadzące się tu przyzmy osadów klastycznych zostały następnie – w wyniku prawoskrętnej rotacji kontynentu Kadomii i jego ruchu ku północy – poddane kompresji i utworzyły nasunięte na krawędź Fennosarmacji pasmo kaledonidów północnoniemiecko-polskich (A. Berthelsen, 1984).

4. Wzdłuż tej samej krawędzi laurentyjsko-bałtyckiej działał – tyle że później, między wczesnym ordowikiem a najstarszym dewonem – wielki, sinistralny uskok przesuwczy, o łącznym przesunięciu rzędu 1500–2500 km, który był skutkiem prawoskrętnej rotacji północnej części oceanu Prototetydy i płyty awalońskiej, a spowodował oderwanie i przesunięcie ku SE zachodniego naroża kratonu wschodnioeuropejskiego (W. Brochwicz-Lewiński i in., 1981; W. Pożaryski i in., 1982).

5. Zarówno deformacje wzdłuż południowego skraju wypiętrzenia RFH, jak i wzdłuż polskiego i skandynawskiego odcinka strefy T-T są wynikiem działania późnokaledońskiego, sinistralnego uskoku transformacyjnego o przesunięciu rzędu 500 km, oddzielającego od siebie w czasie zamykania oceanu Iapetus dwie

gałęzie kaledońskie o przeciwnej wergencji, tzn. gałąź irlandzko-szkocką i gałąź norweską (R.M. Pegrum, 1984a, b)<sup>2</sup>. Obie ostatnie interpretacje implikują oczywiście istnienie stosunkowo wąskiej strefy deformacyjnej.

6. Północnoniemiecko-polskie pasmo kaledońskie powstało w warunkach transpresyjnych jako rezultat skośnej kolizji między kratonem wschodnioeuropejskim (Fennosarmacją) a mikrokontynentami (i allochtonicznymi terranami?). Te ostatnie albo oderwały się od Gondwany i uległy kolizji przewędrowawszy przez ocean Prototetydy (mórze Tornquista – L.R.M. Cocks, R.A. Fortey, 1982), albo też zostały oddzielone od Fennosarmacji, a następnie ponownie do niej przyłączone (P.A. Ziegler, 1982, 1984). Koncepcję tę potwierdzają niektóre dane paleomagnetyczne (R. van der Voo, 1983; H. Perroud i in., 1984).

Jak widać z tego wyliczenia, koncepcje tektogenetyczne są najróżniejsze, często wzajemnie się wykluczające, mimo że oparte w zasadzie na tych samych faktach. Rzecz w tym, że dane ze środkowoeuropejskiej strefy deformacji kaledońskich są niezwykle skąpe, pochodzą z obserwacji geofizycznych i z rozproszonych wierceń, ponieważ podłoże zrzucane jest na duże głębokości. Powoduje to samo przez się niejednorodność danych i wieloznaczność interpretacji, które długo jeszcze pozostaną w sferze hipotez, a ich akceptacja lub odrzucenie będzie się mieścić raczej w kategoriach wiary niż naukowego udowodnienia. W tych właśnie kategoriach autor opowiada się za ostatnią z przytoczonych koncepcji (patrz uwaga na str. 20).

Pozostając zatem przy konstatacji samego faktu istnienia strefy deformacji kaledońskich, warto jeszcze odnotować, że ze względu na swój monotony, ilasty skład litologiczny mogła ona na odcinku rugijsko-pomorskim nie utworzyć ani morfologicznego pasma górskiego, ani też rowu przedgórskiego. Mogła ona być szybko syndeformacyjnie erodowana, nie dostarczając materiału do formowania molas.

Sfałdowany ordowik i sylur przykryty jest – prawdopodobnie diachronicznie – przez kontynentalne klastyczne osady dewonu, od emsu po żywet. Profile dewonu na Rugii (K. Schmidt, D. Franke, 1977) i na Pomorzu Zachodnim (R. Dadlez, 1978) są do siebie bardzo zbliżone. W starszym żywecie doszło do jednego lub kilku impulsów słabych transgresji morskich, które pozostawiły po sobie osady klastyczno-marglisto-węglanowe. Główny impuls transgresji nastąpił – zapewne również diachronicznie – na pograniczu żywetu i franu. Ukształtowała się (fig. 4) rozległa platforma węglanowa na północy i wschodzie (w tym również w akwencie, co potwierdziły otwory odwiercone na bloku Kołobrzegu i przy wybrzeżach Rugii – fig. 3), do której od południa przylegała ilasto-marglisto-wapienna facja basenowa (kompleks z Człuchowa). W famenie zasięg basenu początkowo się poszerzył, facja basenowa wkroczyła na starszą platformę węglanową, potem pod koniec dewonu zapanowały tendencje re-

<sup>2</sup> R.M. Pegrum (*l.c.*) zakłada, że miarą przesunięcia wzdłuż strefy T-T (fig. 1) jest przesunięcie południowo-zachodniego segmentu szwu Iapetusu (w przedłużeniu linii Solway w północnej Anglii) względem jego segmentu północno-wschodniego (w podłożu podłoża kontynentalnego w rejonie Szetlandów). Jest ono wszakże sumą wszystkich przesunięć, jakie miały miejsce w przeszłości geologicznej. Jeśli założyć, że skutki przesunięć transtensyjnych mezozoicznych i transpresyjnych z przelomu mezozoiku i kenozoiku wzajemnie się zniosły i jeśli ponadto uwzględnić postulowane przez tegoż autora późnohercyńskie przesunięcie dekstralne rzędu 300 – 350 km, to się okaże, że przesunięcie późnokaledońskie wyniosłoby nie 450 – 500, lecz 750 – 800 km. Innymi słowy, starszy paleozoik Pomorza Zachodniego miałby się osadzać naprzeciw starszego paleozoiku rejonu Oslo, a Gór Świętokrzyskich – naprzeciw ujścia synekliny bałtyckiej. Po sinistralnym przesunięciu z końca starszego paleozoiku dewon Pomorza Zachodniego osadzałby się naprzeciw rejonu Warszawy, a Gór Świętokrzyskich – naprzeciw Podola.

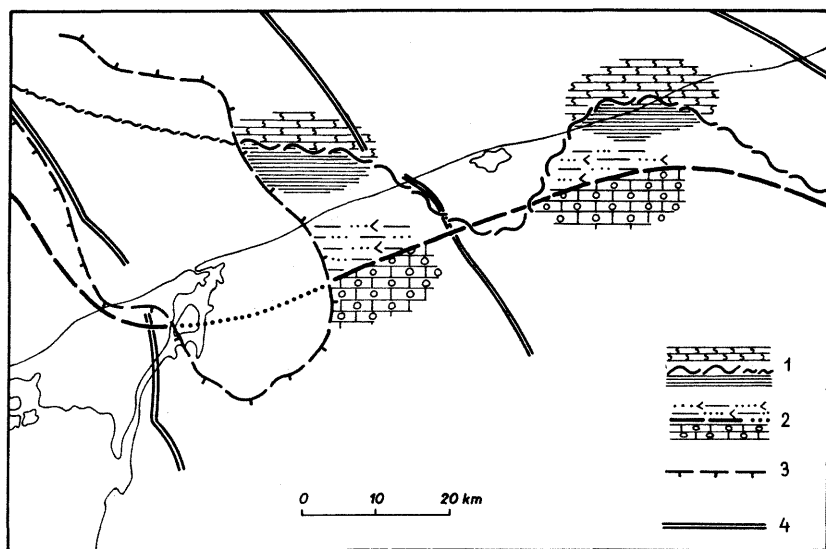


Fig. 4. Ważniejsze elementy paleogeograficzne i paleotektoniczne dewonu i wczesnego karbonu  
Major palaeogeographic and palaeotectonic features of the Devonian and Early Carboniferous

1 – przypuszczalna zewnętrzna granica frańskiej platformy węglanowej, 2 – przypuszczalna granica wewnętrzna między wizeńską platformą węglanową a laguną, 3 – przypuszczalna granica przedwestfalskiej erozji (według A.M. Żelichowskiego), 4 – główne strefy uskójkowe

1 – presumed external boundary of the Frasnian carbonate platform, 2 – presumed internal boundary between the Viséan carbonate platform and lagoon, 3 – presumed boundary of the pre-Westphalian erosion (after A.M. Żelichowski), 4 – major fault zones

gresywne. Na pograniczu dewonu i karbonu możliwe były nieznaczne przejawy diastrofizmu (ruchy pionowe wzdłuż uskójków), być może ze wzmożeniem aktywności magmowej. Późniejsza erozja usunęła częściowo osady kompleksu z Człuchowa.

We wczesnym karbonie – w przeciwieństwie do dewonu – zarysowały się znaczne różnice między typem sedymentacji na Rugii (N. Hoffman i in., 1975) i na Pomorzu Zachodnim (R. Dadlez, 1978; A.M. Żelichowski, 1983). Na Rugii profil jest pełniejszy, grubszy i reprezentuje facje basenowe, ilasto-marglisto-wapienne. Na Pomorzu skład litologiczny jest bardziej zróżnicowany, w dolnej części występują łupki ilaste, wyżej – piaskowce, w znacznej mierze typu wak arkozowych i litycznych. Ponad nimi wykształciła się w wyższym wizenie rozległa platforma węglanowa, zbudowana z wapieni detrytyczno-oolitowych. Na jej zapleczu, a więc ku północy (w tym także w obszarze polskiego akwenu) mamy do czynienia zapewne z utworami lagunowymi, okresowo powstałymi w warunkach podwyższonego zasolenia (fig. 4).

Ruchy diastroficzne u schyłku wczesnego karbonu były zapewne intensywniejsze niż na pograniczu dewonu i karbonu, zarówno na skalę regionalną, jak i lokalną. Przemieszczenia pionowe spowodowały regionalny brak namuru i najniższego westfalu i różny stopień erozji osadów dolnego karbonu. W skrajnych przypadkach przyjmuje się erozję, sięgającą do górnego dewonu, na którym bezpośrednio leży nienajniższy westfal (fig. 4). Ta ostatnia interpretacja jednakże nie jest jednoznaczna.

W górnym karbonie ponownie ujawnia się podobieństwo profilów Rugii (G. Hirschmann i in., 1975) i Pomorza (A.M. Żelichowski, 1983) na tyle wyraźne, że



można dokonać wiarygodnej korelacji podziałów litostratygraficznych. Szare osady limniczne asocjacji węglonośnej przechodzą dość szybko ku górze w osady klastyczne asocjacji warstw czerwonych.

Na przełomie karbonu i permu nastąpiła główna przebudowa strukturalna kompleksu dewońsko-karbońskiego. Obszar uległ silnemu zuskokowaniu, utworzyła się skomplikowana mozaika bloków o różnych rozmiarach, a być może także szerokopromienne antykliny. Wówczas zapewne powstały zręby zasadniczego podziału obszaru akwenu na trzy bloki: Kołobrzegu, Gryfic i Kamienia Pomorskiego oraz wiele drugorzędnych uskoków i bloków. Obserwuje się przy tym różnicę w stylu strukturalnym między blokiem Kołobrzegu a dwoma pozostałymi.

Blok Kołobrzegu jest pod tym względem przedłużeniem strefy Koszali-na – Chojnic, gdzie na podstawie licznych otworów wiertniczych, lecz przy braku wiarygodnych danych sejsmicznych, zakładano obecność wąskich bloków o układzie syntetycznym, bądź antytetycznym, wyciągniętych w kierunku NW – SE. Zdjęcie sejsmiczne w morskiej części bloku Kołobrzegu potwierdziło tę budowę. Układ podcechsztyńskich poziomów sejsmicznych C/D?, D<sub>2</sub> i D<sub>1</sub>, związanych z dewonem i karbonem, ukazuje również kilka wąskich, antytetycznych bloków, ograniczonych uskokami o wiszących skrzydłach północno-wschodnich i zrzutach na ogół kilkusetmetrowych, ale miejscami przekraczających 1000 m (fig. 5 i 6). W podniesionych częściach bloków wychodzą na powierzchnię podpermską osady dewonu lub dolnego karbonu, w obniżonych – górnego karbonu. Podobny styl stwierdzono dalej ku północnemu zachodowi, wzdłuż strefy STZ (*Eugeno-S...*, 1988; J. Liboriusen i in., 1987). Jakkolwiek w budowie tamtejszych bloków antytetycznych biorą udział wyłącznie osady starszego paleozoiku, jednak powstanie układu wiąże się z tektoniką synhercyńską.

Na blokach Gryfic i Wolina komplikacje wydają się być mniejsze, ale i interpretacja wyników sejsmicznych jest mniej jednoznaczna. W lądowej części tych bloków brak wiarygodnych refleksów sejsmicznych spod cechsztynu. Otworami wiertniczymi stwierdzono na południu rozległe podcechsztyńskie wypiętrzenie, zbudowane z utworów dolnego karbonu. Ku północy pojawiają się osady górnokarbońskie, które występują prawdopodobnie na całej linii wybrzeża Bałtyku w granicach obydwu bloków. Na obszarze akwenu zarejestrowano kilka poziomów sejsmicznych, jednak przerwy w rejestracji utrudniają korelację przestrzenną. Najpewniejsza wydaje się być interpretacja w części zachodniej, na bloku Wolina i w południowo-zachodniej części bloku Gryfic, gdzie poziom C<sub>1</sub> przypada na spąg górnego karbonu. Kompleks górnego karbonu – dolnego permu osiąga na bloku Wolina (na linii wybrzeża) miąższość rzędu 2000 m, która maleje do ok. 1000 m przy północno-zachodniej granicy polskiego akwenu.

W pozostałej, północnej i wschodniej części bloku Gryfic interpretacja nie jest jednoznaczna, występują tu dwa sejsmiczne poziomy podpermskie o zasięgu regionalnym, brakuje ich wiertniczej weryfikacji. Mianowanie jednego z tych poziomów (C<sub>1</sub>) sugeruje jego identyczność wiekową z poziomem na bloku Wolina. Poziom drugi (C<sub>2</sub>) występuje 600–800 m wyżej. Możliwe są różne warianty. Po pierwsze, że poziom C<sub>1</sub> jest istotnie wiekowo ten sam i wówczas poziom C<sub>2</sub> biegnie wewnątrz górnego karbonu. Po drugie, że to poziom C<sub>2</sub> reprezentuje w tej części akwenu spąg górnego karbonu, zaś poziom C<sub>1</sub> – strop lub najwyższą część dewonu. I wreszcie po trzecie, że oba poziomy związane są z jeszcze starszymi granicami geologicznymi, C<sub>2</sub> – ze spągiem karbonu,

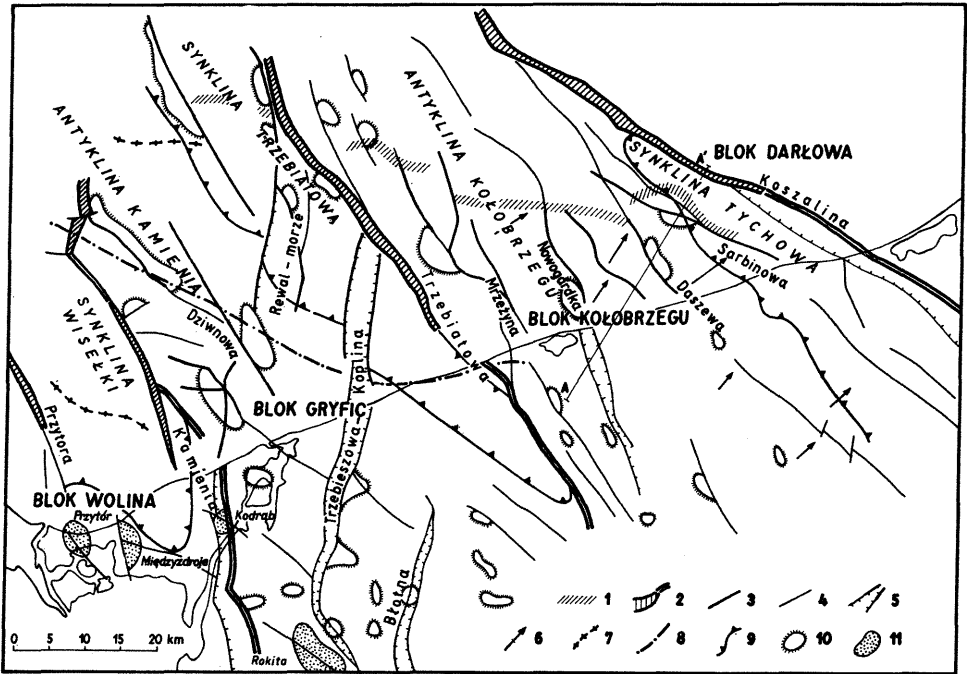


Fig. 5. Szkic tektoniczny polskiego sektora południowego Bałtyku  
Tectonic sketch of the Southern Baltic - Polish sector

1 – południowa granica występowania poziomu refleksyjnego O (= ? front deformacji kaledońskich), 2 – główne strefy uskokowe, 3 – główne uskoki podpermskie, 4 – podrzędne uskoki, 5 – mezozoiczne rowy synsedymacyjne, 6 – nachylenie bloków dewońsko-karbońskich, 7 – osie synklin górnokarbońskich, 8 – ukryta strefa zaburzeń podpermskich, 9 – zasięg górnej kredy, 10 – antykliny niesolne w poziomach cechsztyńskich, 11 – antykliny solne

1 – southern limit of the occurrence of O reflector (= ? Caledonian deformation front), 2 – major fault zones, 3 – major sub-Permian faults, 4 – minor faults, 5 – Mesozoic synsedimentary grabens, 6 – tilting of the Devonian-Carboniferous blocks, 7 – axes of the Upper Carboniferous synclines, 8 – concealed zone of the sub-Permian disturbances, 9 – extent of the Upper Cretaceous, 10 – non-salt anticlines in the Zechstein reflectors, 11 – salt anticlines

natomiast  $C_1$  – ze środkowymi odcinkami dewonu. Zależnie od przyjętego wariantu kształtuje się przewidywany zasięg osadów górnego karbonu i czerwonego spągowca oraz ich miąższość. W przypadku pierwszym może ona osiągać 1700–2000 m w pobliżu strefy dyslokacyjnej Trzebiatowa, w drugim i trzecim zaś – karbon górny w północnej części bloku Gryfic może w ogóle nie występować.

Układ strukturalny poziomów  $C_1$  i  $C_2$  wskazuje na istnienie na blokach Wolina i Gryfic dwóch synklin o kierunkach osi zbliżonych do równoleżnikowego (fig. 5). Również uskoki o podobnych kierunkach są na tych blokach częstsze niż na bloku Kołobrzegu. O ile tam azymuty głównych uskoków wahają się przeważnie w granicach od  $N30^\circ W$  do  $N40^\circ W$ , to tu pojawiają się rozciągłości od  $N50^\circ W$  do  $N70^\circ W$ . Te kierunki, będąc ogólnie równoległe do frontu deformacji kaledońskich, odzwierciedlają zapewne odnowienie starszych założeń.

Powstanie opisanego systemu uskokowo-blokowego w kompleksie dewońsko-karbońskim jest synchroniczne z fałdowaniami hercyńskimi dalej ku poł-

dniowi, w Europie środkowej. Jest to potrzaskanie platformowego przedpola pasma fałdowego. Na szerokim, ponadregionalnym tle europejskim przyjmuje się pod koniec epoki hercyńskiej istnienie systemu głównych uskoków o rozciągłości od W – E do NW – SE i dekstralnej składowej przesuwczej, połączonego w układzie zespolonym z podrzędnymi uskokami o zwrocie lewoskrętnym i rozciągłości od N – S do NE – SW. System ten powstał jako rezultat ogólnego układu naprężeń między fałdującymi się pasmami Appalachów i Uralu (F. Arthaud, P. Matte, 1977). R. Pegrum (1984b) zakłada ówczesne dekstralne przesunięcie rzędu 300 – 350 km wzdłuż strefy T-T, jednakże jego argumenty na korzyść tego przesunięcia z terenów polskich są nieprzekonujące. Nie można wiązać wypiętrzenia Ringkøbing – Fionii z wypiętrzeniem mazursko-białoruskim, ani też hercyńskiego zapadliska przedgórskiego z zapadliskiem podlaskim, ponieważ treść geologiczna i geneza tych jednostek są zupełnie inne. Jeżeli uznać, że argumenty dotyczące północno-zachodniego odcinka strefy T-T są słuszne i przesunięcie rzeczywiście istniało – co jest prawdopodobne – to wspomniana koincydencja na terenach polskich byłaby przypadkowa.

W opisanym układzie naprężeń rozważa się również genezę późnohercyńskich rowów, takich jak: Oslo – Bamble, Horn, Rønne i Arnager, o ogólnym kierunku zbliżonym do południkowego. Byłyby one strukturami z odciągania (*pull-apart*), elementami wtórnymi względem dekstralnych przesunięć (J. Liboussien i in., 1987).

Rozpatrzona mozaika bloków dewońsko-karbońskich, której kształtowaniu towarzyszyła i po nim następowała silna działalność wulkaniczna, poddana została pod sam koniec karbonu i we wczesnym permie intensywnej erozji. W jej wyniku na powierzchni podpermskiej ukazują się różnowiekowe utwory dewonu i karbonu, a północna granica zasięgu tych systemów jest w całości granicą wtórną, erozyjną. O ile dalej ku północy sięgały te osady przed ich usunięciem pozostaje przedmiotem spekulacji. Wydaje się, że zasięg ten mógł być dużo szerszy niż się to przyjmuje nawet w najbardziej śmiałych jego rekonstrukcjach, zakładających połączenie basenów środkowoeuropejskiego i moskiewskiego wzdłuż syneklizy bałtyckiej. Mogą o tym świadczyć zarówno ocalałe od erozji fragmenty namuru w rowie Oslo (J. Bergström i in., 1985), jak i badania metodą trakową minerałów w prekambrze okolic jeziora Vänern w południowej Szwecji, które wskazują na istnienie pokrywy osadowej 3 – 4 km grubości, dziś całkowicie usuniętej (H.P. Zeck i in., 1988), jak wreszcie badania stopnia refleksyjności witrynu w sylurze brzeżnej strefy platformy, które wskazują na znacznie silniejsze przegrzanie osadów, a zatem ich większe pograżenie niż obecnie. Osady dewonu i karbonu, szczególnie ich górnych oddziałów, mogły zatem przykrywać pierwotnie całą południową część tarczy skandynawskiej.

Produkty erozji skał przedpermicznych były transportowane ku południowi. Na dzisiejszych terenach lądowych Pomorza Zachodniego rozpościerał się basen, w którym gromadziły się czerwone osady klastyczne dolnego permu. Zatoki tego basenu mogą wkraczać na obszar akwenu polskiego. Zasięg basenu poszerzył się znacznie po transgresji morza cechsztyńskiego, które pozostawiło po sobie serie klastyczno-węglanowo-ewaporatowe, im dalej ku północy i północnemu zachodowi, tym bardziej w brzeżnym wykształceniu. W tym ostatnim kierunku zaznacza się wpływ wschodniej perykliny wypiętrzenia RFH, które sięgało aż do północnej Rugii i do akwenu ograniczającego ją od wschodu.

Podobny trend redukcji miąższości i przejścia w marginalne facje ku północy utrzymuje się w mezozoiku. Wpływy słabszych transgresji morskich środkowego triasu i starszej jury, nadchodzących z południa, wygasły na obszarze akwenu.

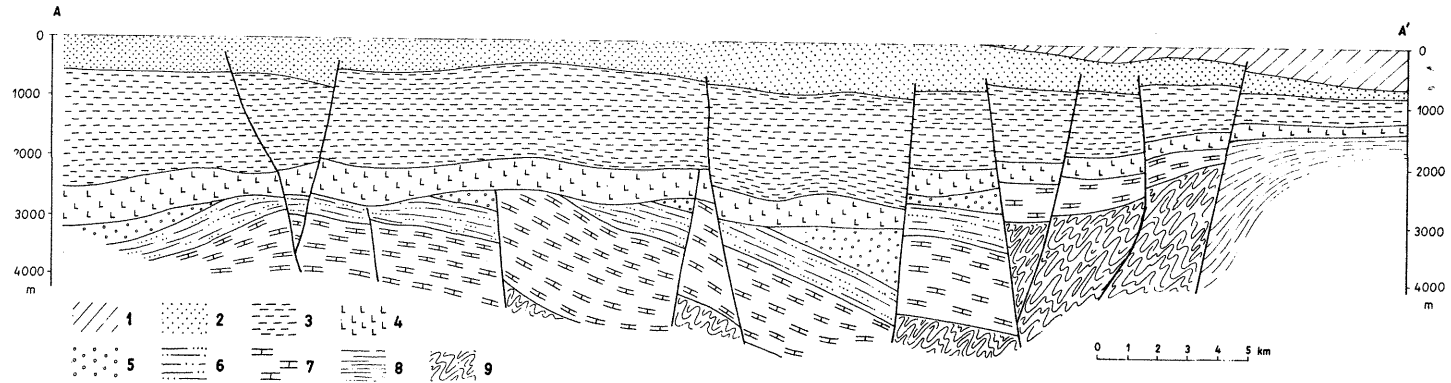


Fig. 6. Przekrój przez blok Kołobrzegu (według N. Kosjaka, nieco zmieniony; lokalizacja na fig. 5)

Section across the Kołobrzeg Block (after N. Kosjak, slightly modified – for location see Fig. 5)

1 – kreda, 2 – jura, 3 – trias, 4 – cechsztyń, 5 – górny karbon, 6 – dolny karbon, 7 – dewon, 8 – niezdeformowany starszy paleozoik, 9 – sfałdowany starszy paleozoik  
 1 – Cretaceous, 2 – Jurassic, 3 – Triassic, 4 – Zechstein, 5 – Upper Carboniferous, 6 – Lower Carboniferous, 7 – Devonian, 8 – undeformed Lower Palaeozoic, 9 – folded Lower Palaeozoic

Silniejsze eustatyczne transgresje późnej jury i późnej kredy zagarniały cały obszar, ale dopływ materiału klastycznego z tarczy skandynawskiej zawsze podkreślał brzeżny charakter sedymentacji.

Permsko-mezozoiczny etap rozwojowy był w zasadzie pozbawiony przejawów lokalnego diastrofizmu. Wszystkie przerwy sedymentacyjne są wynikiem procesów regionalnych i nie są z nimi związane żadne niezgodności strukturalne. Jedynie na południowych krańcach obszaru, na południe od wybrzeża Bałtyku, ujawniły się prawdopodobnie już w późnym triasie procesy tektoniki solnej (fig. 5). Doprowadziły one do utworzenia, w predysponowanych tektonicznie strefach przyuskokowych, słupów solnych częściowo przebijających się przez osady mezozoiku (Przytór, Międzyzdroje – Wapnica, Kodrąb). Obszar regionalnych przepływów soli i powszechnego powstawania antyklin solnych położony jest dalej na południe.

Oprócz tego w triasie i wczesnej jurze nastąpiło – być może po części na założeniach starszych uskoków o kierunku zbliżonym do południkowego – uformowanie wąskich rowów synsedymentacyjnych, wypełnionych grubszymi seriami osadów tego wieku. Są to rowy w strefach uskokowych Kamienia Pomorskiego, Rewala – morze, Trzebieszowa – Koplina (na bloku Gryfic) i Nowogardka (na bloku Kołobrzegu), a także w strefie uskokowej Koszalina (fig. 5). Są one na ogół w przekroju V-kształtne, czasem zakorzenione w pojedynczym uskoku podłoża podpermskiego, asymetryczne, o silniej zrzuconym skrzydle wschodnim. System podobnych rowów znany jest dalej ku zachodowi, w północnej Meklemburgii (G. Beutler, F. Schüler, 1978). Jego powstanie wskazuje na działanie naprężeń rozciągających o kierunku subrównoleżnikowym. Mogły one być po części rezultatem dekstralnej rotacji, po części lewoskrętnej transtensji (J. Liboriussen i in., 1987), a genetycznie były zapewne związane z pierwszymi stadiami otwierania północnego Atlantyku.

Zasadnicza przebudowa strukturalna obszaru nastąpiła w najmłodszej kredzie i najstarszym trzeciorzędzie. Te procesy tektoniczne ostatecznie ukształtowały dzisiejszy obraz strukturalny rozpatrywanego regionu, dobrze zbadany dzięki istnieniu w cechszynie i mezozoiku kilku sejsmicznych poziomów refleksyjnych dobrej jakości, dających się skorelować na całym obszarze lub znacznych jego częściach.

Procesy, o których mowa, skoncentrowały się przede wszystkim na odnowieniu starszych głównych stref dyslokacyjnych: Koszalina, Trzebiatowa i Kamienia Pomorskiego (fig. 5). Ich średnie azymuty wynoszą odpowiednio:  $N60^{\circ}W$ ,  $N40^{\circ}W$  i  $N20^{\circ}W$ , czyli są zbieżne w kierunku północno-zachodnim i spotykają się ze sobą w rejonie południowego zakończenia rowu Rønne. Strefy te dzielą obszar na trzy główne, wspomniane we wstępie bloki: Kołobrzegu, Gryfic i Wolina.

W czasie odmłodzenia zostały dźwignięte wschodnie bądź północno-wschodnie skrzydła wspomnianych stref dyslokacyjnych. Bezpośrednie zrzuty uskoków w strefie Trzebiatowa sięgają 1000 m, w strefie Kamienia Pomorskiego – 900 m. Różnice strukturalne, mierzone w spągu cechsztynu między kulminacjami i depresjami położonymi na dwóch sąsiednich blokach po obu stronach tych stref, dochodzą odpowiednio do 1600 i 1100 m. Są to więc wartości duże, porównywalne ze zrzutami uskoków w kompleksie dewońsko-karbońskim. Inwersyjne dźwignięcie zachodnich części bloków Kołobrzegu i Gryfic stworzyło ponownie układ antyetyczny względem strefy T-T, tyle że na większą skalę: bloki dewońsko-karbońskie były silnie wydłużone i miały niewielkie rozmiary, bloki Kołobrzegu i Gryfic – bardziej izometryczne i w granicach akwenu miały po ok.

1500 km<sup>2</sup> każdy. Inwersja wyraziła się – inaczej mówiąc – powstaniem znanych od dawna antyklin o charakterze półzrębowym, tzn. antyklin Kołobrzegu i Kamienia Pomorskiego zarysowanych wychodniami jury na powierzchnię podkenozoiczną. Stanowią one skrajnie północno-zachodnie odgałęzienia wału środkowopolskiego przecinającego ukośnie cały obszar kraju i wchodzą głęboko na obszar akwenu. Synkliny ograniczające je od wschodu i wypełnione kredą znane są jako synklina Trzebiatowa i synklina Tychowa.

Wzmiankowane maksymalne zrzuty obu stref uskokowych, obserwowane w akwenu stosunkowo blisko wybrzeża, systematycznie maleją ku południowi; na lądzie obie strefy wygasają w odległości parudziesięciu kilometrów od wybrzeża. Ku północy strefa Trzebiatowa zachowuje podobną skalę zrzutu aż do granic akwenu. Strefa Kamienia Pomorskiego natomiast ma swe przedłużenie poza granicą polskiego akwenu w strefie uskokowej Adler, o przeciwnym, wschodnim kierunku zrzutu. Układ stref: Kamień Pomorski – Adler ma zatem charakter nożycowy, zawiąsem jest dochodząca od zachodu strefa uskokowa Wiek (fig. 3).

Niezbyt szerokie (rzędu 10 km) strefy bloków Kołobrzegu i Gryfic w obszarze akwenu, przylegające bezpośrednio do głównych stref dyslokacyjnych, są dość wyraźnie wyżej wydzwignięte niż sąsiadujące z nimi wschodnie połacie bloków. Strefy te tworzą rodzaj słabo zaznaczonych zrębów, ograniczonych od wschodu drugorzędnymi uskokami, odpowiednio Mrzeżyna i Dziwnowa (fig. 5). Zrzuty tych ostatnich są dużo mniejsze niż głównych stref dyslokacyjnych, najwyższej parusetmetrowe.

Z owymi kulminacyjnymi strefami obu bloków i z towarzyszącymi im uskokami związane są w akwenu polskim skupiska lokalnych podniesień, rejestrowanych w poziomach sejsmicznych cechsztynu i triasu. Są to podniesienia o nieznacznej amplitudzie i niewielkich rozmiarach, najwyżej do kilkunastu km<sup>2</sup> w zamkniętym konturze, przeważnie jednym skrzydłem oparte o uskok, a także dodatkowo skomplikowane wewnętrznymi uskokami.

Ruchy inwersyjne z przełomu mezozoiku i kenozoiku są fragmentem analogicznych procesów, ogarniających podówczas całą środkową i zachodnią Europę na przedpolu alpidów, i są genetycznie związane z fałdowaniem tego pasma (P.A. Ziegler, 1982, 1987). Wyrażają się one bądź – w skali szerszej, regionalnej – jako inwersja całych basenów i bruzd sedymentacyjnych, bądź też jako inwersja mniejszych, przyuskokowych form strukturalnych. Przykładem pierwszych jest inwersja wału środkowopolskiego, strefy STS (*Eugeno-S...*, 1988) i wału Grimmen w północnej części NRD. Liczne przykłady drugiego przypadku są przytaczane dla całej środkowej Europy (R. Baldschuhn i in., 1985; R. Dadlez, 1974c; R.M. Pegrum, 1984a). Układ naprężeń ponownie – jak pod koniec epoki hercyńskiej – implikuje istnienie prawoskrętnej składowej przesuwowej ruchów. Amplituda przesunięć, analizowana również w wielu miejscach (E. Norling, J. Bergström, 1987; O.V. Vejbaek, 1985; O.V. Vejbaek, C. Andersen, 1987; E. Herbich, 1984), jest jednak niewielka, rzędu pojedynczych kilometrów.

Interesujące jest, że w budowie kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego – poza blokiem Kołobrzegu, gdzie starsze uskoki zostały w sposób prosty odmłodzone i związki z budową kompleksu dewońsko-karbońskiego wydają się oczywiste – można także na bloku Gryfic doszukać się wpływów tektoniki podłoża podcechsztyńskiego (fig. 5). Ujawniają się one: 1 – we wspomnianym poprzednio węzle tektonicznym u zbiegu stref dyslokacyjnych Kamienia Pomorskiego i Adler; 2 – w wygasaniu ku północy uskoku Dziwnowa, a ku południowi – strefy dyslokacyjnej Rewala – morze; i wreszcie 3 – zakłóceniami

w przebiegu stref dyslokacyjnych Trzebieszowa – Koplina i Trzebiatowa. Wszystkie te elementy układają się wzdłuż linii o azymucie około N75°W, leżącej w przedłużeniu strefy dyslokacyjnej Wiek.

\*

Autor wyraża najserdeczniejsze podziękowanie pracownikom i Dyrekcji W.O. Petrobaltic za udostępnienie materiałów geofizycznych i geologicznych z akwenu Bałtyku i za liczne dyskusje.

Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii  
Państwowego Instytutu Geologicznego  
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 19 maja 1989 r.

### PIŚMIENNICTWO

- ARTHAUD F., MATTE P. (1977) – Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, p. 1305–1320, nr 9.
- BALDSCHUHN R., FRISCH U., KOCKEL F. (1985) – Inversionsstrukturen in NW-Deutschland und ihre Genese. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **136**, p. 129–139, t. 1.
- BERGSTRÖM J., HOLLAND B., LARSSON K., NORLING E., SIVHED U. (1982) – Guide to excursions in Scania. *Sver. Geol. Unders., Ser. Ca*, nr 54.
- BERGSTRÖM J., BLESS M.J.M., PAPROTH E. (1985) – The marine Knabberud Limestone in the Oslo Graben: possible implications for the model of Silesian palaeogeography. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **136**, p. 184–194, t. 1.
- BERTHELSEN A. (1984) – The early (800–300 Ma) crustal evolution of the off-shield regions of Europe. *Proc. First Workshop EGT, northern segment. Europ. Sc. Found.*, p. 125–142.
- BEUTLER G., SCHÜLER F. (1978) – Über altkimmerische Bewegungen im Norden der DDR und ihre regionale Bedeutung (Fortschrittsbericht). *Z. Geol. Wiss.*, **6**, p. 403–420, nr 4.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. (1981) – Mouvements coulissants de grande ampleur au Paléozoïque inférieur le long de la marge sud-ouest de la plate-forme Est-Européenne. *C. R. Acad. Sc.*, **293**. Sér. II, p. 855–858.
- COCKS L.R.M., FORTEY R.A. (1982) – Faunal evidence for oceanic separations in the Paleozoic of Britain. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, **139**, p. 465–478, nr 4.
- DADLEZ R. (1974a) – Tectonic position of Western Pomerania (Northwestern Poland) prior to the Upper Permian. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 49–87.
- DADLEZ R. (1974b) – Some geological problems of the Southern Baltic Basin. *Acta Geol. Pol.*, **24**, p. 261–276, nr 1.
- DADLEZ R. (1974c) – Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex in central and northwestern Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**, p. 149–177.
- DADLEZ R. (1978) – Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwart. Geol.*, **22**, p. 269–301, nr 2.
- DADLEZ R. (1982) – Tektonika permo-mezozoiku a głębokie rozłamy strefy Teisseyre’a-Tornquista na terenie Polski. *Kwart. Geol.*, **26**, p. 273–284, nr 2.
- DADLEZ R. (1987) – Evolution of the Phanerozoic basins along the Teisseyre-Tornquist zone. *Z. Angew. Geol.*, **33**, p. 229–233, nr 9.
- DADLEZ R., MŁYNARSKI S. (1967) – Wgłębna budowa geologiczna podłoża Bałtyku na wschód od ujścia Odry. *Kwart. Geol.*, **11**, p. 488–501, nr 3.
- EUGENO-S WORKING GROUP (1988) – Crustal structure and tectonic evolution of the

- transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project). *Tectonophysics*, **150**, p. 253–348, nr 3.
- FRANKE D. (1967) – Der erste Aufschluss im tieferen Paläozoikum Norddeutschlands und seine Bedeutung für die tektonische Gliederung Mitteleuropas. *Jb. Geol.*, **1**, p. 119–165.
- FROST R.T.C., FITCH F.J., MILLER J.A. (1981) – The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *Petrol. Geol., Cont. Shelf NW Europe*, Inst. Petrol. London, p. 43–57.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PERCHUĆ E. (1986) – Deep structure of the Earth's crust in the contact zone of the Palaeozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist-Teisseyre zone). *Tectonophysics*, **128**, p. 251–279, nr 3/4.
- HERBICH E. (1984) – Analiza tektoniczna uskoków w okolicy Lipna i Sierpca, wyznaczonych metodą sejsmiczną. *Prz. Geol.*, **32**, p. 142–149, nr 3.
- HIRSCHMANN G., HOTH K., KLEBER F. (1975) – Die lithostratigraphische Gliederung des Oberkarbons in Bereich der Inseln Rügen und Hiddensee. *Z. Geol. Wiss.*, **3**, p. 985–996, nr 7.
- HOFFMAN N., LINDERT W., WEYER D., ILLERS K.-H. (1975) – Zum Unterkarbon-Vorkommen auf den Inseln Rügen und Hiddensee. *Z. Geol. Wiss.*, **3**, p. 851–873, nr 7.
- KREBS W. (1978) – Die Kaledoniden im Nördlichen Mitteleuropa. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **129**, p. 403–422, nr 2.
- KUMPAS M.G. (1982) – Seismic interpretation of the Christiansö Horst, southern Baltic. *Stockh. Contr. Geol.*, **38**, p. 47–55, nr 4.
- LIBORIUSSEN J., ASHTON P., TYGESEN T. (1987) – The tectonic evolution of the Fennoscandian Border Zone in Denmark. *Tectonophysics*, **137**, p. 21–29, nr 1–4.
- MICHELSSEN O., ANDERSEN C. (1981) – Überblick über die regionale Geologie und Tektonik Danemarks. *Z. Angew. Geol.*, **27**, p. 171–176, nr 4.
- NORLING E., BERGSTRÖM J. (1987) – Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, southern Sweden. *Tectonophysics*, **137**, p. 7–19, nr 1.
- PEGRUM R.M. (1984a) – The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. *Norks Geol. Tidskr.*, **64**, p. 39–68, nr 1.
- PEGRUM R.M. (1984b) – Structural development of the southwestern margin of the Russian-Fennoscandian Platform. *Petrol. Geol. North Europ. Margin*. *Norw. Petrol. Soc. Graham and Trotman*, p. 359–369.
- PERROUD H., VOO R. VAN DER, BONHOMMET N. (1984) – Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, **12**, p. 579–582, nr 10.
- POŻARYSKI W., KOTAŃSKI Z. (1978) – Baikalian, Caledonian and Variscan events in the fore-field of the East-European Platform. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, **129**, p. 391–402, nr 2.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., TOMCZYK H. (1982) – Sur le caractère hétérochronique de la Ligne Teisseyre-Tornquist, entre l'Europe centrale et orientale. *C. R. Acad. Sc.*, **295**, Sér. II, p. 691–696.
- SCHMIDT K., FRANKE D. (1977) – Zur lithologisch-faziellen Entwicklung des Präperms im Nordteil der DDR. *Z. Angew. Geol.*, **23**, p. 543–548, nr 11.
- SCHMIDT K., SÖLLNER F. (1983) – Towards a geodynamic concept of the "Caledonian Event" in Central and SW-Europe. *Verh. Geol. B.-A.*, **3**, p. 251–268.
- SORGENFREI T., BUCH A. (1964) – Deep tests in Denmark 1935–1959. *Danm. Geol. Undres.*, III Raekke, nr 36.
- VEJBAEK O.V. (1985) – Seismic stratigraphy and tectonics of sedimentary basins around Bornholm, southern Baltic. *Danm. Geol. Unders. Ser. A*. nr 8.
- VEJBAEK O.V., ANDERSEN C. (1987) – Cretaceous-Early Tertiary inversion tectonism in the Danish Central Trough. *Tectonophysics*, **137**, p. 221–238, nr 1–4.
- VOO R. VAN DER (1983) – Paleomagnetic constraints on the assembly of the Old Red Continent. *Tectonophysics*, **91**, p. 271–283, nr 3/4.



- WALTER R. (1978) — Die geotektonische Entwicklung im nordwestlichen Mitteleuropa während des Altpaläozoikums. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., **10**, p. 621–639.
- WATSON J. (1976) — Eo-Europa: the evolution of a craton. In: Europe from crust to core, p. 59–78. Wiley, London.
- ZECK H.P., ANDRIESEN P.A.M., HANSEN K., JENSEN P.K., RASMUSSEN B.L. (1988) — Paleozoic paleo-cover of the southern part of the Fennoscandian Shield — fission track constraints. Tectonophysics, **149**, p. 61–66, nr 1/2.
- ZIEGLER P.A. (1982) — Geological atlas of Western and Central Europe. Shell Int. Petrol. Maatsch. B. V. Elsevier.
- ZIEGLER P.A. (1984) — Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central — Europe — a working hypothesis. Geol. Mijnb., **63**, p. 93–108, nr 1.
- ZIEGLER P.A. (1987) — Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland — a geodynamic model. Tectonophysics, **137**, p. 389–420, nr 1–4.
- ZNOSKO J. (1962) — Der geologische Bau des tieferen Untergrundes des ausserkarpatischen Polen. Z. Dtsch. Geol. Ges., **114**, p. 550–569, nr 3.
- ZNOSKO J. (1970) — Pozycja tektoniczna obszaru Polski na tle Europy. In: Geologia i surowce mineralne Polski. Biul. Inst. Geol., **251**, p. 45–70.
- ZNOSKO J. (1979) — Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations, Acta Geol. Pol., **29**, p. 365–382, nr 4.
- ZNOSKO J. (1986) — Polish Caledonides and their relation to other European Caledonides. Ann. Soc. Geol., Pol., **56**, p. 33–52, nr 1–2.
- ZWART H.J., DORNSIEPEN U.F. (1978) — The tectonic framework of Central and Western Europe. Geol. Mijnb., **57**, p. 627–654, nr 4.
- ŻELICHOWSKI A.M. (1983) — The Carboniferous in Western Pomerania. Prz. Geol., **31**, p. 356–364, nr 6.
- ГЛУШКО В.В., ДИКЕНШТЕЙН Г.Х., ШМИДТ К. (1974) — Каледониды Острова Рюген. Докл. АН СССР, **214**, стр. 885–887, № 4.

Рышард ДАДЛЕЗ

## ТЕКТОНИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

### Резюме

Многофазная история деформации западной части польского сектора Балтийского моря была гораздо больше сложная, чем история восточной части. Восточная часть находится на жесткой платформе восточной Европы (ЕЕР), а западная принадлежит к младшей и более подвижной платформе центральной Европы. Главные тектонические свойства рассматриваемой западной части польского сектора представлены на фиг. 5. Фигуры 1 и 3 составлены на основании раньше проведенных работ во все больших масштабах и они указывают этот район на более широком региональном фоне.

Фронт каледонских деформаций (CDF), который на польской территории сходный с тектонической зоной Тейссера-Торнквиста (TTZ), на линии побережья Балтийского моря отделяется от этой зоны и проходит к ЗСЗ на север от острова Рюген и на юг от возвышенности Рингкэбинг — Фын (RFH). Эта развилка подтверждена как результатами двух скважин пробуренных на море, так и нахождением на ЮЗ от TTZ сейсмического отраженного горизонта „О”, представляющего вероятно кровлю докембрийского фундамента. TTZ

продолжается к СЗ в форме внутриплатформенного разлома, омоложенного в мезозое. За последнее время было предложено (*Eugeno-S...*, 1988) название этого отрезка зоной Зоргенфрая-Торнквиста (STZ), из-за разного чем в TTZ строения коры.

Сильно складчатые породы раннего палеозоя могут быть даже надвинуты на грань ЕЕР. Эти деформации были вероятно результатами диагонального столкновения малых блоков (терранов?) балтийского или гондванского происхождения, с кратоном восточной Европы, хотя доказательства в пользу этой интерпретации являются до сих пор очень слабыми. Платформенные осадки девона—карбона распространялись вероятно далеко к северу, покрывая всю южную часть балтийского щита. Их современная после эрозионная граница, так как разделение территории на много тектонических блоков, образовались в результате движений в самом младшем карбоне — самом старшем перме, происходящих на северном предполье герцинской складчатой горной цепи Европы; они были предшествованные деформациями подобного стила, но в меньшем масштабе, которые имели место в конце девона и в начале карбона. Поздногерцинский тектонизм проявился в значительных вертикальных перемещениях вдоль сбросов, иногда превышающих 1000 м (фиг. 6). Принимается, что эти движения происходили в региональном поле правовращающих напряжений (Ф. Артауд, П. Матте, 1977) и образовали систему сопряженных сбросов: с правовращающей слагающей и простирием СЗ—ЮВ, а также с левовращающей слагающей и простирием СВ—ЮЗ.

Ранний мезозой был периодом небольших тензивных напряжений (транстензивных?), которые вызвали на нашей территории инициальное протекание солей антиклинали на ее южном окаймлении, а также образование узких, асимметрических синседиментационных впадин в форме буквы V, которых корни находятся вероятно в отдельных сбросах основания цехштейна.

Современная тектоническая картина этой территории была окончательно сформирована во время конечной меловой инверсии центральнопольской борозды. Крайно северо-западные отрасли поднятого тогда центральнопольского вала продолжают на территорию акватории в форме двух антиклиналей с юрскими слоями в ядрах. Это антиклинали Колобжега и Камея, соответственно надстроенные на блоках Колобжега и Грыфиц. Их поднятие было связано главным образом с омолаживанием ранних сбросов: Камея, Тшебятова и Кошалина. Эти сбросы сходятся к северо-западу, в окрестностях южного конца впадины Роннэ. Верхние партии обеих антиклиналей отделены с востока второстепенными сбросами, образуя слабо выделяющиеся горсты. Прежде всего в этих верхних партиях, в сейсмических отраженных горизонтах цехштейна и триаса, были зарегистрированы накопления малых брахи-антиклиналей, сильно подвергнутых сбросам. Влияние старших тектонических структур видно в некоторых мезозойских структурах, нпр. в ножницеобразном характере сбросов Камея и Адлер, а также в нарушении хода мезозойских впадин. Инверсивные движения, так как и в других местах центральной Европы, считаются реакцией на орогенез в альпийской области. Рассматривается транспрессивное поле напряжений (П.А. Циглер, 1987), хотя перемещающаяся слагающая была гораздо слабее чем в герцинской эпохе.

Полный текст этого труда будет опубликован на английском языке в серии „Геология Польши”, т. IX, Бюллетень Государственного Геологического Института.

Ryszard DADLEZ

## TECTONICS OF THE SOUTHERN BALTIC

### S u m m a r y

Multiphase deformational history of the western part of the Polish Baltic sector was much more complicated than that of its eastern part. The latter is situated on a stable East European craton (EEP) while the former belongs to the younger and more mobile Central European Platform. Main tectonic features of the discussed western Polish sector are presented in Fig. 5. Figs. 1–3 are compiled in successively larger scales after the earlier works, and show the area on a broader, regional background.

Caledonian deformation front (CDF) which in the Polish onshore areas coincides with the Teisseyre-Tornquist Tectonic Zone (TTZ), separates from the latter just at the Baltic coastline, and runs towards WNW north of Rügen and south of the Ringkøbing – Fyn High (RFH). This bifurcation has been confirmed both by the results of two offshore boreholes, and by the occurrence of the O seismic reflector (representing probably the top of the Precambrian basement) southwest of the TTZ. TTZ extends northwestwards as an intracratonic fracture rejuvenated during the Mesozoic. It has been recently proposed (*Eugeno-S.*, 1988) to call this segment Sorgenfrei-Tornquist Zone (STZ) because of its different crustal character in comparison to the TTZ.

Strongly folded Early Palaeozoic rocks may have been even thrust over the edge of the EEP. These deformations were most probably a result of oblique collisions of minor crustal blocks (terrane?), of either Baltic or Gondwanian provenance, with the EEP craton although the evidence for this interpretation is so far rather poor.

Devonian – Carboniferous platform sediments reached presumably far to the north covering the whole southern part of the Baltic Shield. Their present post-erosional boundary, as well as the subdivision of the area into many tectonic blocks resulted from the latest Carboniferous-earliest Permian movements in the northern forefield of the European Hercynian foldbelt which were preceded by the smaller scale deformations of the similar style at the end of Devonian and Early Carboniferous. The Late Hercynian tectonism manifests itself in the significant vertical displacements along faults, sometimes exceeding 1000 m (Fig. 6). It has been assumed (F. Arthaud, P. Matte, 1977) that these movements operated in the field of regional, right-lateral shear and produced a system of conjugate faults: right-lateral trending NW – SE and left-lateral trending NE – SW.

Early Mesozoic was a period of minor tensional (transtensional?) stresses which caused in our area the initial salt flowage into salt anticlines at its southern rim, as well as the formation of narrow, asymmetric, V-shaped, synsedimentary grabens, probably rooted in single sub-Zechstein faults.

Present tectonic picture of the area was ultimately formed during the latest Cretaceous inversion of Mid-Polish Trough. The northwesternmost branches of the then uplifted Mid-Polish Swell extend into the offshore area as two anticlines with the Jurassic strata in their cores. These are the Kołobrzeg and Kamień Pomorski Anticlines built, respectively, over the Kołobrzeg and Gryfice Blocks. Their uplift was mainly connected with the rejuvenation of the earlier, syn-Hercynian faults of Kamień Pomorski, Trzebiatów and Koszalin. These faults converge northwestwards in the vicinities of the southern end of Rønne Graben. Crestal parts of both anticlines are bounded from the east by subordinate faults forming some sort of slightly marked horsts. Mainly in these crestal parts the clusters of smaller, strongly faulted brachyantoclines have been recorded in the Zechstein and Triassic seismic reflectors. Influences of the earlier tectonic structures are recognizable in some Mesozoic features as, for example, in a scissor-like pattern of the Kamień Pomorski and Adler Faults, and in the disturbances of courses of the Mesozoic grabens. The inversion movements, as elsewhere in Central Europe, are claimed to be a response to the orogeny in the Alpine domain. Transpressional stress field

has been invoked (P.A. Ziegler, 1987) although the strike-slip component must have been much weaker than during the Hercynian epoch.

Full text of this work will appear in English in the series *Geology of Poland*, Polish Geological Survey Bulletin, vol. IX.

*Translated by the Author*

**Uwaga.** W trakcie druku pracy okazało się, że jeszcze dwóch autorów (D. Franke i in., 1989; W. Pożaryski, 1990) żywi podobne przekonania. Tezy ich wymagałyby obszernej dyskusji, na którą tu brak miejsca. Ograniczę się tylko do paru ważniejszych wątpliwości.

Sam ostry kontrast po obu stronach „terrano rużyjsko-pomorskiego” (D. Franke i in., 1989) – szczególnie po stronie południowej z młodoproterozoicznymi (czy istotnie?) anchimetamorfitami Loissin – jest tylko jednym z kryteriów identyfikacji terranów i **może**, lecz **nie musi** wskazywać na ich obecność.

Wyniki badań radiometrycznych wieku metamorfizmu na postulowanym „terraniu jutlandzkim” (W. Pożaryski, 1990) nie są tak jednoznaczne. Jest ich w ogóle tylko 8 (w tym 7 metodą Ar/Ar), z czego 4 albo przypada na wiek 414–415 Ma, albo też ujawnia dodatkową fazę słabszego (orogenicznego?) metamorfizmu o minimalnym wieku 400 Ma. Nie jest też jednoznaczny zakładany brak orogenicznego diastrofizmu kaledońskiego w fazach takońskich i skandynawskich w Łysogórach. Selektywne powoływanie się na zwolenników takiej tezy nie zmieni faktu, że istnieją zwolennicy tezy przeciwnej i silne dowody, przemawiające na jej korzyść. Wreszcie konsekwentne lansowanie odrębnych deformacji takońskich lub śródsylurskich na Pomorzu ma bardzo słabe podstawy, które kwestionowałem już wcześniej (R. Dadlez, 1982).

Wdzięczny jestem W. Pożaryskiemu (1990) za kilkakrotne cytowanie mojej popularizatorskiej pracy (R. Dadlez, 1988) o tektonice terranów, prostując przy okazji powołanie, które jest błędne (nie 1983r., lecz 1988 r.). Nie poczuwam się jednak do tego – jak pisze ten autor – abym cechy orogenu terranowego „...podsumował na przykładzie Sudetów.” Była to jedynie sugestia pod adresem specjalistów, by model taki na tym obszarze dalej sprawdzać. A poza tym właśnie w tej pracy napisałem, że: „...wszelkie domniemywanie terranów pod pokrywą osadową musi być nacechowane niezmierną ostrożnością...” Odwołując się do słów D.H.W. Huttona (1987) trzeba najpierw udowodnić ruch przesuwczy, zanim „...wyplynie się na mniej spokojne wody identyfikacji terranów, historii ich ruchów i rekonstrukcji paleogeograficznych.” Dotyczy to w sposób oczywisty całej dyskutowanej strefy między Szwecją a Ukrainą. Dlatego, póki co, pozostaję przy swoim sceptycyzmie i „fideizmie”.

DADLEZ R. (1982) – W sprawie interpretacji profilu starszego paleozoiku w otworze Toruń 1. *Prz. Geol.*, **30**, p. 273–277, nr 6.

DADLEZ R. (1988) – Terrany tektonostratygraficzne – definicja, geneza, konsekwencje geologiczne. *Prz. Geol.*, **36**, p. 553–560, nr 10.

FRANKE D., HOFFMANN N., KAMPS J. (1989) – Alter und struktureller Bau des Grundgebirges im Nordteil der DDR. *Z. Angew. Geol.*, **35**, p. 289–296, H.10/11.

HUTTON D.H.W. (1987) – Strike-slip terranes and a model for the evolution of the British and Irish Caledonides. *Geol. Mag.*, **124**, p. 405–425, nr 5.

POŻARYSKI W. (1990) – Kaledonidy środkowej Europy – orogenum przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, **38**, p. 1–9, nr 1.