

## O HETEROCHRONICZNOŚCI LINII TEISSEYRE'A-TORNQUISTA

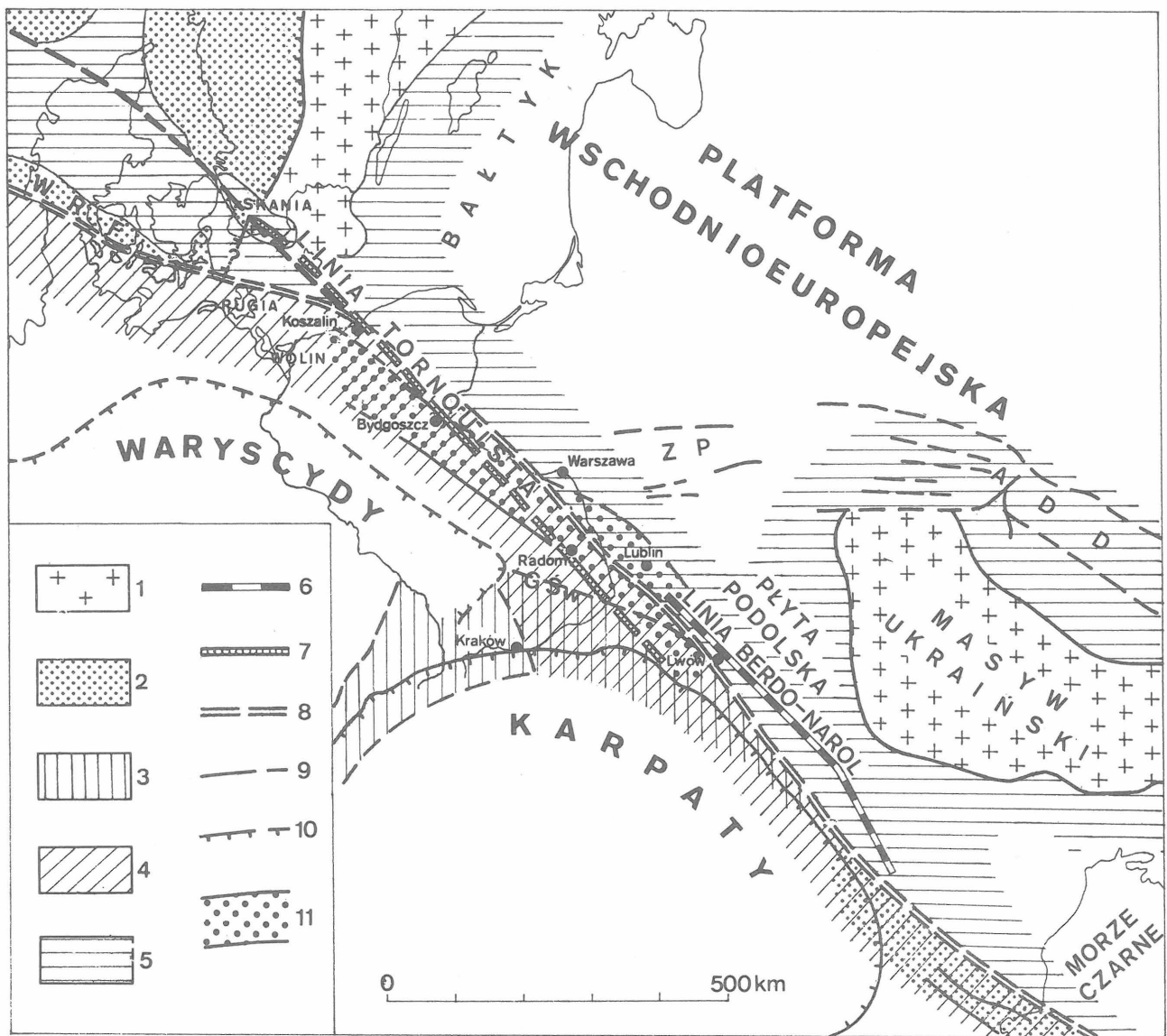
UKD 551.242.5.053T – TL(4)''407'' : 551.242.5(4 – 11) : 551.242.11 : 551.734 + 561.736 + 551.72

Linia Teisseyre'a-Tornquista (LTT) od dawna budzi szczególne zainteresowanie jako granica oddzielająca stabilną platformę wschodnio-europejską od złożonej mozaiki bloków, stanowiących podłoże basenów i wyniesień Europy Środkowej i Zachodniej. Jej charakter tektoniczny jest do tej pory tematem ożywionych dyskusji (por. 36). Obecności potężnych lineamentów o kierunku NW–SE między tarczą ukraińską i płytą Podola a Karpatami zaczęto dopatrywać się już w latach osiemdziesiątych ubiegłego wieku (por. 26), a w 1893 r. W. Teisseyre (25) wyróżnił pierwszy system takich dyslokacji – linię Berdo–Narol (ryc. 1). Dla dalszych studiów nad tym problemem bardzo ważne stało się stwierdzenie fałdowań wczesno-paleozoicznych (24), a następnie i młodszych (por. 23, s. 84) w Górach Świętokrzyskich. Pozwoliło to bowiem na wychwycenie istotnych różnic między tym obszarem i płytą podolską oraz uznanie tej ostatniej za część brzeżną sztywnej płyty ukraińskiej i stąd za wyznaczającą „południową granicę rosyjskiej płyty, przylegającej do pasmo-wo wypiętrzeń środkowej Europy” (23, s. 1).

Najwięcej uwagi skupiła na sobie jednak nieco późniejsza próba sprecyzowania przebiegu SW granicy platformy wschodnioeuropejskiej, jaką przedstawił A. Tornquist (27, 28). Autor ten połączył jedną linią prześledzoną przez siebie granicę obszarów magnetycznie zaburzonych i niezaburzonych na odcinku od Koszalina po okolice Bydgoszczy i Torunia z NE skrajem Łysogór (Góry Świętokrzyskie) na SE oraz rozłamami ograniczającymi wychodnie starszego paleozoiku i mezozoiku na Bornholmie, jak też najprawdopodobniej rozłamek Fyledal (granica między mezozoikiem rowu Vomb i obszarem wychodni paleozoiku) w Skanii. W. Teisseyre (26, s. 106) zgodził się z ujęciem A. Tornquista, stwierdzając że SW granica płyty rosyjskiej „składa się, podług moich poszukiwań, z szeregu linii anastomozujących, z których najważniejsze są trzy następujące: a) linia Skanja–Radom, b) linia Berdo–Narol, c) linia Prutu wzdłuż granicy wschodnio-mołdawskiej” (*op. cit.*, s. 106).

Powyższe interpretacje znalazły wielu zwolenników, jak i przeciwników. Z tych ostatnich na szczególną uwagę zasługuje J. Nowak (16, s. 155), według którego struktury świętokrzyskie kontynuują się w kierunku na Wolin i „dalszy ciąg tego wypiętrzenia nie może stąd żadną miarą przejść na Skanję, jak to się dość ogólnie utrzymuje, może ono – o ile istnieje – przejść zaledwie przez NE brzeg Rugii. W ten sposób traci pod nogami grunt hipoteza łącząca pasmo świętokrzyskie bezpośrednio z wypiętrzeniem Skanji. To ostatnie może być wraz ze swym przedłużeniem na Bornholm pasmem równoległym, bardziej północnym od wypiętrzenia inowrocławskiego” (16, s. 155). Z kolei E.B. Bailey (2) i wielu innych autorów (por. 12) wysunęło przypuszczenie, że platforma wschodnioeuropejska rozciąga się także na zachód od tej linii, obejmując NW Polskę, N części NRD i RFN, Wyspy Duńskie i nawet środkową Anglię, sugerując tym samym, że LTT ma raczej charakter rozłamu wewnątrzplatformowego a nie brzeżnego. Dalsze prace, a szczególnie wyniki uzyskiwane w ostatnich latach wskazują, że mimo gorących dyskusji może się okazać, że zarówno zwolennicy, jak i przeciwnicy LTT mają rację. Coraz więcej dowodów przemawia bowiem za heterochronicznym charakterem tej linii (17, 4, 14).

Należy zwrócić uwagę na datowania radiometryczne skał podłoża z Morza Północnego i obszarów przyległych (31–33, 8), które potwierdziły kontynuowanie się podłoża o dalszandzkim wieku konsolidacji od Skanii na W i SW aż po wyniesieniu Ringkobing–Fionia. Granicę tego podłoża wyznacza front deformacji kaledońskich na Morzu Północnym i na S od tego wyniesienia (33). Front ten można prześledzić dalej ku wschodowi aż po Koszalin, gdzie gwałtownie skręca ku SE, zbiegając się z LTT (20, 4). Na odcinku od wyniesienia Ringkobing–Fionia po Koszalin przebieg tego frontu jest zgodny z przebiegiem rozłamów rejestrowanych w badaniach sejsmicznych (30, 14, ryc. 2), a przy wybrzeżu polskim także z linią maksymalnych średnich wartości bezwzględnych zmian pozi-



Ryc. 1. Linia Teisseyre'a-Tornquista na tle głównych jednostek tektonicznych Europy Środkowej.

Fig. 1. Teisseyre-Tornquist Line at the background of major tectonic units of the Central Europe.

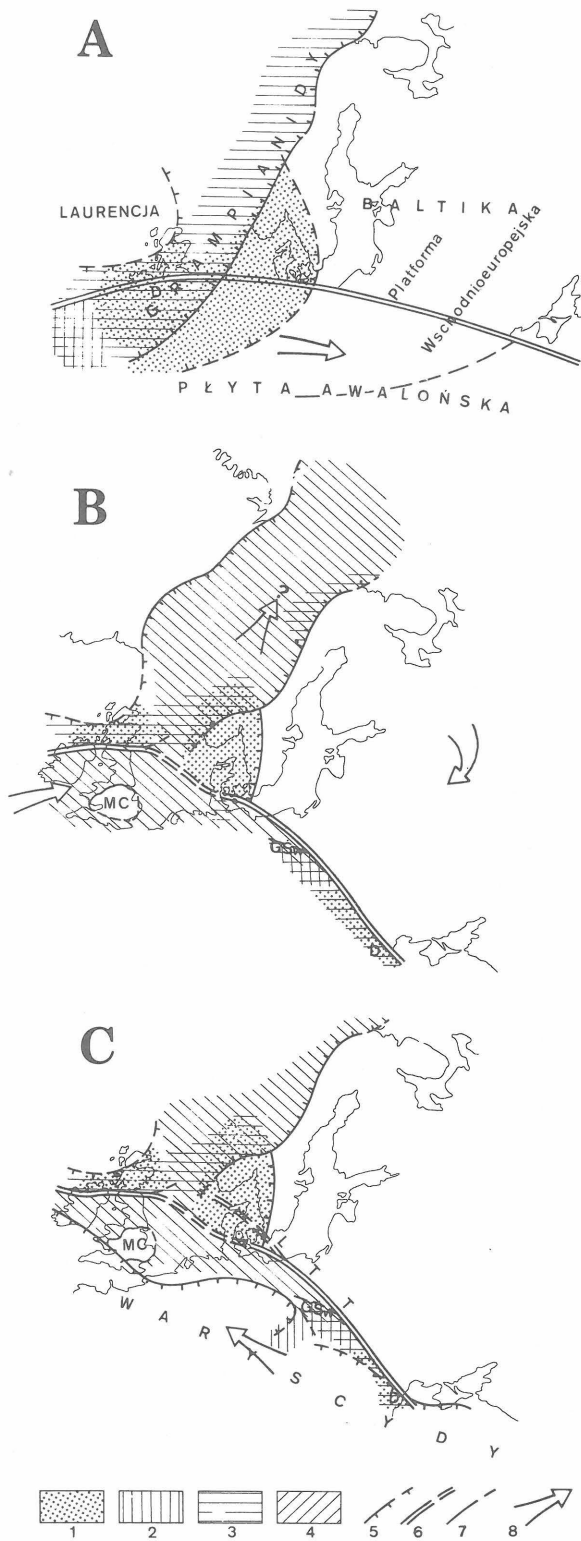
LTT jak zinterpretowana w niniejszej pracy: podwójna przerywana linia na odcinku od Morza Czarnego po Koszalin i gruba przerywana linia na odcinku od Koszalina po Skagerrak. 1 – podłoże przeddalslandzkie, 2 – podłoże dalslandzkie, 3 – Cadomides, 4 – unskładowane Kaledonides, 5 – pokrywa osadowa na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (wczesnopaleozoiczna w Skanii i na wyspach duńskich), 6 – linia Berdo-Narol (Teisseyre 1921), 7 – linia Tornquista (Tornquist 1908, 1910), 8 – front deformacji kaledońskich – zewnętrzny brzeg strefy przesuwowej (Brochwicz-Lewiński i in. 1981), 9 – inne główne rozłamy, 10 – czoła pasm orogenicznych, 11 – rów w Moho (Guterch 1977). WRF – wyniesienie Ringkobing-Fionia, ADD – aulakogen dniewprowsko-doniecki, ZP – zapadlisko podlaskie, GŚw – Góry Świętokrzyskie.

LTT as interpreted here: double broken line from the Black Sea to Koszalin and thick broken line from Koszalin to Skagerrak. 1 – pre-Dalslandian basement, 2 – Dalslandian basement, 3 – Cadomides, 4 – unsubsided Caledonides, 5 – sedimentary cover in area of the East-European Platform (Lower Paleozoic in Scania and Danish Isles), 6 – Berdo-Narol Line (Teisseyre 1921), 7 – Tornquist Line (Tornquist 1908, 1910), 8 – Caledonian deformation front – outer margin of the strike-slip zone (Brochwicz-Lewiński et al., 1981), 9 – other major fractures, 10 – front of orogenic belt, 11 – trough in Moho (Guterch 1977). WRF – Ringkobing-Fyn High, ADD – Dnieper-Donets aulacogen, ZP – Podlasie Depression, GŚw – Holy Cross Mts.

mych składowej pionowej pola magnetycznego (7), identyfikowaną z brzegiem platformy wschodnioeuropejskiej. Wynika stąd, że podłoże epigotyjskie tej platformy kontynuuje się wzdłuż tego frontu na obszar SW Bałtyku. Podobnie jak w Skandynawii, granicę między podłożem gotyjskim i dalslandzkim stanowi strefa złupkowacenia (5), którą można jeszcze prześledzić między wyspą Møen i Rugią, do frontu deformacji kaledońskich (19, 4, 13), przez który jest ona najprawdopodobniej ścięta. Tym samym LTT okazuje się systemem rozłamów wewnątrz-

platformowych na swym skanijsko-bałtyckim odcinku, na odcinku zaś od Koszalina po Morze Czarne ma ona charakter rozłamów obrzeżających platformę wschodnioeuropejską, tj. granicy obszarów o różnym wieku konsolidacji (4).

Jest także coraz więcej dowodów na wyraźne różnice w czasie, w jakim rozpoczęła się aktywność odcinków skanijsko-bałtyckiego i koszalińsko-czarnomorskiego LTT. Jak już wspomniano, ten ostatni okazuje się zbieżny z frontem deformacji kaledońskich, stanowiąc zarazem



granice bloków podłoża wyraźnie różniących się wiekiem konsolidacji: gotyjskich i starszych w odniesieniu do platformy wschodnioeuropejskiej oraz dalslandzkich i kadomijskich o regeneracji grampiańskiej w odniesieniu do przedpola. Jego powstanie wiąże się z działalnością strefy uskoku przesuwczego, aktywnych od schyłku polifazy grampiańskiej (wczesny ordowik) po ems (4), w wyniku rotacji płyty awalońskiej. Strefa ta kontynuowała się ku zachodowi od Koszalina przez rejon Rugii i dalej wzdłuż południowego skraju wyniesienia Ringkobing-Fionia oraz najprawdopodobniej wzdłuż uskoku Southern Uplands na Wyspach Brytyjskich. Na obszarze Appalachów jej

Ryc. 2. Główne etapy w historii rozwoju linii Teisseyre'a-Tornquista.

A – wczesny ordowik (schyłek polifazy grampiańskiej) – powstanie strefy przesuwczej na obszarze od Appalachów po Morze Czarne, prowadzące do ścięcia naroża platformy wschodnioeuropejskiej; B – przełom syluru i dewonu (schyłek polifazy skandynawskiej) – rotacja Baltiki i wynikię stąd zdeformowanie zewnętrznego brzegu strefy przesuwczej; C – przełom karbonu i permu – epizod prawostronnych ruchów ścinających, prowadzący do powstania odcinka bałtycko-skanijskiego i tym samym LTT w postaci zbliżonej do obecnej.

1 – dalslandydy, 2 – kadomidy, 3 – grampianidy, 4 – obszary sfałdowane w polifazie skandynawskiej, 5 – czoła pasm orogenicznych, 6 – zewnętrzny brzeg wczesnokaledońskiej strefy przesuwczej biegnącej przez Europę Zachodnią i Środkową, 7 – inne główne rozłamy, 8 – kierunek ruchu płyt. MC – kraton Midland, GŚw – Góry Świętokrzyskie, D – Dobrużka północna i środkowa.

Fig. 2. Major stages in development of the Teisseyre-Tornquist Line.

A – Early Ordovician (end of Grampian polyphase) – origin of strike-slip zone from the Appalachians to Black Sea, leading to truncation of corner of the East-European Platform; B – turn of Silurian and Devonian (end of Scandinavian polyphase) – rotation of Baltica and resulting deformation of outer margin of the strike-slip zone; C – turn of Carboniferous and Permian – episode of dextral shearing movements, leading to origin of the Baltic-Skagerrak section and, therefore, LTT in form similar to the present one.

1 – Dalslandides, 2 – Cadomides, 3 – Grampianides, 4 – areas subjected to folding in Scandinavian polyphase, 5 – front of orogenic belt, 6 – outer margin of Early Caledonian strike-slip zone in Central and Western Europe, 7 – other major fractures, 8 – direction of movement of plates. MC – Midland Craton, GŚw – Holy Cross Mts, D – North and Central Dobrogea.

kontynuacji można się dopatrzeć w wąskiej strefie wielkoskalowych uskoku przesuwczych, wyróżnionej na początku lat sześćdziesiątych naszego wieku przez J.T. Wilsona (29) i szeroko dyskutowanej do dziś (21).

W przeciwieństwie do powyższego odcinka, odcinek skanijsko-bałtycki nie wiąże się z jakimiś poważniejszymi różnicami w charakterze podłoża krystalicznego (3, 5), ani też paleozoiku (15) po jego przeciwnych stronach i brak jakichkolwiek jednoznacznych dowodów na jego aktywność w starszym paleozoiku. Na tym odcinku LTT przecina strefę złupkowacenia i można przypuszczać, że stwierdzone tu rozłamy powstały krótko przed wykorzystującym je systemem dajek dolerytowych, datowanych na przełom karbonu i permu ( $300 \pm 4$  mln lat; 11, 5).

Odcinek skanijsko-bałtycki okazuje się prostoliniowym przedłużeniem koszalińsko-czarnomorskiego i jego powstanie można wytłumaczyć działaniem prawostronnej strefy ścięcia, aktywnej na przełomie karbonu i permu na obszarze między Uralem i Appalachami (1). W wyniku takich ruchów ścinających mogło bowiem dojść do odmłodzenia uprzednio istniejącego odcinka koszalińsko-czarnomorskiego i powstania jego prostoliniowego przedłużenia. Odcinek koszalińsko-czarnomorski należy jednak traktować jako część frontu deformacji kaledońskich, a tym samym konieczne jest założenie pewnych deformacji tego frontu przed powstaniem odcinka bałtycko-skanijskiego, a ściślej mówiąc – deformacji umożliwiających powstanie tego odcinka. Deformacje te, wiążące się z rozbięciem frontu deformacji kaledońskich na odcinku od Morza Północnego po Rugię oraz powstaniem jego skreću w rejonie Koszalina, można uznać za wynik rotacji Baltiki w późnym sylurze i prawdopodobnie wczesnym dewonie.

Należy tu zauważyć, że rekonstrukcje C.R. Scotese'a i in. (22) wskazują na rotację tego kontynentu o około 30° w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara w okresie między wenlokiem i emsem. Rotacja ta, przypuszczalnie związana z kolizją w głównej fazie skandynawskiej, spowodowała najprawdopodobniej wyhamowanie ruchu przesuwczego wzdłuż frontu deformacji kaledońskich. W jej trakcie gotyjska część platformy wschodnioeuropejskiej przesuwała się jako jeden blok, z wyjątkiem jej naroża przyległego do części dalslandzkiej. Ta ostatnia część wraz z dalslandzkim narożem platformy i ich ?kadmijско-kaledońskim przedpolem najprawdopodobniej uległa rozbiciu na bloki, co wraz z małoskalowymi przesunięciami tych bloków względem siebie tłumaczyłoby powyginanie pierwotnie prawie prostoliniowego przebiegu frontu deformacji kaledońskich na tym odcinku, a szczególnie w rejonie Koszalina.

Na podstawie powyższych i innych danych, można wyróżnić następujące główne etapy w historii LTT:

1) wczesny ordowik – późny sylur (ryc. 2A) – powstanie uskoku przesuwczego w wyniku rotacji płyty awalońskiej, powodującego odcięcie i usunięcie SW naroża platformy wschodnioeuropejskiej i wprowadzenie na jego miejsce kaledonidów rozwiniętych na dalslandzkim i kadmijskim podłożu. Front deformacji kaledońskich P. Zieglera (31–33) na odcinku od zachodniego skraju wyniesienia Ringkobing–Fionia po Morze Czarne jest tu traktowany jako zewnętrzny skraj tej strefy przesuwczej;

2) późny sylur – wczesny dewon (ryc. 2B) – rotacja kontynentu Baltiki, najprawdopodobniej w wyniku kolizji odpowiedzialnej za ruchy głównej fazy skandynawskiej. Spowodowała ona wyhamowanie ruchów przesuwczych w środkowej Europie oraz rozbicie frontu deformacji kaledońskich na wiele odcinków. Odcinek Koszalin – Morze Czarne zachował swój prawie prostoliniowy przebieg dzięki sztywności cokołu gotyjskiego platformy wschodnioeuropejskiej, a odcinek Koszalin – Morze Północne – uległ porożrywaniu i powyginaniu. Na ten czas datujemy powstanie koszalińskiego skreću tego frontu;

3) dewon (?środkowy, ?późny) – wczesny karbon; na ten okres przypada prawdopodobnie powstanie rowu prześledzonego przez A. Gutercha (9) w Moho. Rów ten, ciągnący się na obszarze przedpola platformy na SW od Koszalina i Torunia, wkracza na jej obszar na S od Warszawy i w rejonie lubelskim (ryc. 1). Dlatego też można przyjąć, że jest to struktura nałożona, a więc młodsza od brzegu platformy. W świetle powyższej interpretacji powstanie rowu A. Gutercha należałoby uznać za wynik ponownego przełamania skraju platformy wschodnioeuropejskiej, ale tym razem już na minimalną skalę. Ruchy przesuwcze kontynuowały się bowiem jeszcze do wczesnego karbonu w geosynklinie kaledońskiej (por. 33), jednak ponowny epizod ich działalności w środkowej Europie musiał się wiązać z rozłamywaniem strefy brzeżnej tej platformy, ze względu na wyżej wspomnianą rotację. Warunki tensji, jakie nastąpiły po tym przełamaniu, tłumaczą powstanie rowu mazowiecko-lubelskiego, usytuowanego ściśle ponad rowem A. Gutercha. Wstrząsem wywołanym tym rozłamaniem można także tłumaczyć powstanie dewońsko-wczesnopermskiego aulakogenu dniewprowsko-donieckiego, a właściwie odmłodzenie ryfejskiego aulakogenu usytuowanego w podłożu rowu dewońsko-wczesnopermskiego. Późnodewoński wiek magmatyzmu ultrazasadowego z rejonu Czerniszewa (10), poprzedzającego wzmoczoną subsydencją w rowie dniewprowsko-donieckim, sugeruje związek czasowy między tymi zjawiskami;

4) przełom karbonu i permu – odmłodzenie odcinka Koszalin – Morze Czarne, w wyniku prawostronnych ruchów ścinających (1) oraz powstanie odcinka Skania – Bałtyk na jego przedłużeniu. Następujące po tym warunki tensji spowodowały powstanie systemu dajek skanijskich zorientowanych zgodnie z LTT, intensywny rozwój wulkanizmu oraz powstanie na Niżu Polskim basenu polskiego – początku rowu polsko-duńskiego. Wraz z powstaniem odcinka Skania – Bałtyk, LTT uzyskała charakter systemu głębokich rozłamów, kontynuujących się od Morza Czarnego po Skagerrak;

5) wczesny trias lub jego schyłek – przełamanie frontu deformacji kaledońskich przez rozłamy ograniczające basen polski – powstanie rowu polsko-duńskiego;

6) kreda środkowa i późna – inwersja w polskiej części rowu polsko-duńskiego i powstawanie niecki po jego SW stronie (niecka NE zaczęła się wyodrębniać już w późnej jurze). Inwersja ta objęła obszar ograniczony przez front deformacji kaledońskiej, tj. obszar rowu polskiego i na zachód od niego (19). Na północy doszło do przeciwnego zjawiska – znacznego przyspieszenia subsydencji w osiowej części rowu polsko-duńskiego – powstanie kredowego rowu na obszarze Skanii i Zelandii.

Przyjmowano, iż wzdłuż LTT odbywały się prawostronne ruchy przesuwcze w epoce waryscyjskiej (1) i alpejskiej (18, 6). Mapa podłoża krystalicznego w Skanii (3) sugeruje przerwanie strefy złupkowacenia na SW od horstu Romelese, połączone z prawostronnym przemieszczeniem bloków podłoża gotyjskiego o około 30 km ku NW. A. Bjelm i in. (3) prowadzą co prawda strefę złupkowacenia przez to zwarte pole granitów z Karlsham na SW od Romelese, ale brak dotychczas danych, które wskazywałyby na regenerację dalslandzką tych granitów, a tym samym na ich przynależność do tej strefy. Brak takich efektów byłby dowodem na to, że obserwuje się tu rzeczywiście efekt ruchów przesuwczych. Wiek przesunięcia pozostaje dyskusyjny, gdyż może on być waryscyjski, alpejski lub też może to być wypadkowa ruchów waryscyjskich i alpejskich. Odmłodzenie LTT zdaje się nadal możliwe, gdyż szwy tego typu nie mogą zostać uznane za zablźnione, dopóki dany obszar nie ulegnie silnej przeróbce orogenicznej, połączonej z magmatyzmem i metamorfizmem.

Podsumowując można stwierdzić, że LTT stanowiła od przełomu karbonu i permu granicę oddzielającą stabilną platformę wschodnioeuropejską od złożonej mozaiki bloków tworzących podłoże basenów i wyniesień Europy środkowej i zachodniej. Nie można jej jednak uznać za jedyną istotną granicę tektoniczną na rozważanym obszarze, gdyż front deformacji kaledońskich odgrywał i chyba nadal odgrywa tu co najmniej równie istotną rolę.

Do chwili obecnej trwają dyskusje, czy system rozłamów wgłębnych, ciągnący się od Morza Czarnego przez Polskę i Skanię po Skagerrak, nazywać linią Tornquista, Teisseyre'a, Tornquista-Teisseyre'a (39), czy też Teisseyre'a-Tornquista (36). Jak wspomniano powyżej, W. Teisseyre (26, s. 106) uznał ujęcie A. Tornquista za zgodne ze swoim, dlatego też najważniejszym rozwiązaniem wydaje się stosowanie nazwy linia Teisseyre'a-Tornquista. Ta nazwa oddaje bowiem fakt, że W. Teisseyre był pierwszym z badaczy, który sprecyzował kierunek i przebieg rozważanej linii na konkretnym odcinku, jak i to, że A. Tornquist był najbardziej wybitnym z jego kontynuatorów. Należy także zauważyć, że do uznania odcinka Radom – Skania za przedłużenie linii Berdo – Narol przez samego W. Teisseyre'a (26), pozostawało sprawą otwartą, czy przedłużenie tej ostatniej zostanie poprowadzone na Skanię.



czy też w kierunku na Rugię. W tym właśnie czasie gromadziły się już bowiem pierwsze dowody na kontynuację struktur świętokrzyskich w tym ostatnim kierunku, tak dobitnie podsumowane przez J. Nowaka (16). Linii biegnącej na Rugię niestety nie sposób nazwać od nazwiska tego ostatniego badacza, gdyż był on zdecydowanym przeciwnikiem takich ujęć (Nowak, 16, s. 144). Stąd też dla określenia tego ostatniego lineamentu stosujemy powyżej roboczo termin „front deformacji kaledońskich”. Jeśli postulowana przez nas strefa przesuwcza od Appalachów po Morze Czarne zostanie potwierdzona w wyniku dalszych badań, nadanie jej jakiejś jednej nazwy będzie jak najbardziej celowe.

\*

Po złożeniu powyższego artykułu do druku, dotarło do nas wiele nowych publikacji dotyczących rozważanych tu problemów (m.in. 37–39). Na szczególną uwagę zasługuje praca P.A. Zieglera (39). Zdaniem tego autora (39, s. 41) LTT na odcinku zachodni Bałtyk–Kattegat jest reprezentowana przez złożony system uskoków o charakterze przesuwczym. Powstanie tych uskoków datuje on na późny karbon – wczesny perm, na podstawie datowań wykorzystującego go systemu dajek w Skanii oraz rowu Oslo–Bamble–Horn. Rów ten, powstały u schyłku westfalu i w stefanie, jest (według tego autora) usytuowany na zakończeniu LTT i może zostać uznany za strukturę z rozerwania (*pull-apart feature*), rozwiniętą na końcu strefy przesuwczej. Warto też zwrócić uwagę na interpretację centrów wulkanizmu, powstałych na obszarze niżu polsko-niemieckiego w późnym karbonie i wczesnym permie, jako związanych z przecięciami uskoków i prawdopodobnie strukturami z rozerwania na zakończeniach uskoków przesuwczych niższego rzędu, równoległych do LTT. Praca ta, jak również prace K.-B. Jubitza i in. (37) oraz G. Schwaba i in. (38) pozwalają na prześledzenie roli LTT i odcinka Koszalin–Morze Północne frontu deformacji kaledońskich w rozwoju obszarów Europy środkowej w permomezozoiku i wczesnym kenozoiku.

#### LITERATURA

- Arthaud F., Matté P. – 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. Am. Bull. Boulder* 1977 vol. 88 no. 9.
- Bailey E.B. – The Palaeozoic mountain systems of Europe and America. *Rept. British Assoc. Adv. Sc. Glasgow Sect. C* 1929.
- Bjelm A., Hartlén J. et al. – Getermisk energiutvinning i Skåne, Slutrapport Etapp 1. *Tekniska högskolan i Lund* 1977.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H. – Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.* 1981 nr 8.
- Bylund G. – Sveconorwegian paleomagnetism in hyperite dolerites and syenites from Scania, Sweden. *Geol. Förenings i Stockholm Förhandlingar* 1981 t. 103 nr 2.
- Dadlez R. (red.) – Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. *Wyd. Geol.* 1980.
- Dąbrowski A., Karaczun K., Karaczun M. – Południowo-zachodni brzeg platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce w świetle wyników badań magnetycznych. *Prz. Geol.* 1981 nr 8.
- 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.
- Guterch A. – Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. Ser. A-4* 1977 no. 115.
- Jermakow J.G. – O strukturalno-gienietycznej swiazi mineralnych koncentracji s uczastkami pierieseczenij razłomow w zonach tafrogienieza priczernomorskogo skłona wostoczno-jewropiejskoj platformy. *Tiekt. i Strat.* 1978 nr 15.
- Klingspor I. – Radiometric age-determination of basalts, dolerites and related syenite in Skåne, southern Sweden. *Geol. Förenings i Stockholm Förhandlingar* 1976 vol. 98 pt. 2.
- Krauss M. – Zur strukturellen Entwicklung und Gliederung des westlichen Teils der Osteuropäischen Plattform und Schlussfolgerungen zur Lage des südwestlichen Plattformrandes. *Z. Geol. Wiss. Berlin* 1980 vol. 8 no. 5.
- Krauss M. – Zur tektonischen Interpretation der „Småländer Erdnaht”. *Ibidem* 1982 vol. 10 no. 5.
- Krauss M., Möbus G. – Korrelation zwischen der Tektonik des Untergrunds und den geomorphologischen Verhältnissen im Bereich der Ostsee. *Ibidem* 1981 vol. 9 no. 3.
- Larssen K. – Silurian tentaculitids from Gotland and Scania. *Fossils and Strata Oslo* 1979 vol. 11.
- Nowak J. – *Zarys tektoniki Polski*. II Zjazd Słow. Geogr. i Etnogr. *Kraków* 1927.
- Pożaryski W. – The formation of the East-European Platform. [In:] W. Pożaryski (red.) – *Geology of Poland, vol. IV – Tectonics*. *Publ. House Wyd. Geol.* 1977.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W. – On the Polish Trough. *Geol. en Mijnbouw* 1978 vol. 57 no. 4.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Jaskowiak-Schoeneichowa M. – The geology of the southern Baltic; some remarks. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. de la Terre* 1978 vol. 24 no. 2.
- Pożaryski W., Vidal G., Brochwicz-Lewiński W. – Some new data on the Lower Cambrian at southern margin of the Holy Cross Mts. *Ibidem* 1980 vol. 27 no. 2.
- Rao K.V., Sequin M.K., Deutsch E.R. – Paleomagnetism of Siluro-Devonian and Cambrian granitic rocks from the Avalon zone in Cape Breton Island, Nova Scotia. *Canad. J. Earth Sc.* 1981 vol. 18 no. 7.
- Scotese C.R., Bambach R.K. et al. – Paleozoic base maps. *J. Geol.* 1979 vol. 87 no. 3.
- Siemiradzki J. – *Geologia Ziemi Polskiej*. T. I. *Formacje starsze do jurajskich włącznie*. *Muzeum Dzieduszyckich, Lwów* 1903.
- Siemiradzki J. – O zjawiskach dyslokacyjnych w Polsce i krajach przyległych pomiędzy Karpatami i Bałtykiem. *Kosmos Lwów* 1889 t. 14.
- Teisseyre W. – Całokształt płyty paleozoicznej Podola galicyjskiego. *Rzecz o przyszłych wierceniach głębokich na Podolu opolskim*. *Ibidem* 1893 t. 18.
- Teisseyre W. – O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. *Spraw. PIG* 1921 t. 1 no. 2–3.

27. Tornquist A. — Die Feststellung des Südwestrandes des baltisch-russischen Schiedes und die geotektonische Zugehörigkeit der ost-preussischen Scholle. *Schriften der Phys.-Ökonom. Gesellschaft Königsberg* 1908 vol. 49 no. 1.
28. Tornquist A. — *Geologie von Ostpreussen*. Gebrüder Borntraeger Berlin 1910.
29. Wilson J.T. — Cabot fault, an Appalachian equivalent of the San Andreas and Great Glen faults and some implications for continental displacement. *Nature* 1962 vol. 195.
30. Witkowski A. (red.) — *Atlas geologiczno-strukturalny południowej części Morza Bałtyckiego*. Wyd. Geol. 1979.
31. Ziegler P.A. — Late Caledonian framework of western and central Europe. *Uppsala Caledonide Symposium 1982* (preprint).
32. Ziegler P.A. — North-western Europe: tectonics and basin development. *Geologie en Mijnbouw* 1978 vol. 57 no. 4.
33. 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 vol. 3 no. 39.
34. Zwart H.J., Dornsiepen U.F. — The tectonic framework of central and western Europe. *Geol. en Mijnbouw* 1978 vol. 57 no. 4.
35. Znosko J. — Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 1965 nr 188.
36. Znosko J. — The Teisseyre-Tornquist Zone in the light of geological and geophysical investigations. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. de la Terre* 1979 vol. 27 no. 1–2.
- \*
37. Jubitz K.-B., Schwab G. et al. — Geologische Entwicklungstrends am Südwestrand der Ost-europäischen Tafel — ein Überblick. *Z. Geol. Wiss.* Berlin 1981 nr 10.
38. Schwab G., Benek R. et al. — Interplattentektonik und Bildungsprozess der Mitteleuropäischen Senke. *Ibidem* 1982 nr 3.
39. Ziegler P.A. — *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V. The Hague 1982.

## SUMMARY

There is growing evidence for heterochronous character of the Teisseyre-Tornquist Line. The section from Koszalin to the Black Sea may be treated as a part of the Caledonian Deformation Front (31–2,18) and its origin explained as due to sinistral-strike movements. The movements resulted in cutting off a corner of the East-European Platform and its replacement by a part of Early Caledonian fold belt (4), developed on Dalslandian-Cadomian basement. This is why this section may be treated as formed of deep crustal fractures marking SW boundary of the East-European Platform.

A right-lateral shearing from the Late Paleozoic (1, 4,

33) resulted in rejuvenation of the Koszalin-Black Sea section as well as origin of its Baltic-Scania extension, thus giving rise to the Teisseyre-Tornquist Line. In the Baltic-Scania section, we are no longer dealing with fractures delineating margin of the East-European Platform but rather those of the intraplatform type. However, the above explanation of the nature of the latter section makes it necessary to assume some deformations of the Caledonian Deformation Front, especially its bending in the Koszalin area, which would precede its formation. This seems to be the case and the deformations may be easily explained by the rotation of Baltica at the turn of the Silurian and Devonian. The right-lateral shearing, following the deformations, could result in some translocation of basement blocks along the whole TTL. Some data (2) suggest dextral translocation of basement blocks along the Romelese horst at about 30 km distance but it remains an open question whether this is due to Variscan movements, Alpine ones or net result of the former and Alpine rejuvenation. A rejuvenation of TTL in the future appears fairly probable.

## РЕЗЮМЕ

Всё более факторов указывает на гетерохронность линии Тейсера-Торнквиста. Отрезок этой линии с Кошалина до Чёрного моря можно считать частью фронта каледонских деформаций, образовавшихся в результате левосторонних переместительных движений. Эти движения вызвали отсечение угловой части Восточноевропейской платформы и введение в это место части раннекаледонской цепи, развитой на далсландско-каледонском фундаменте. Так, что этот отрезок можно считать образованным глубокими разломами, определяющими ЮЗ край Восточноевропейской платформы.

Правосторонние срезывающие движения вызвали в позднем палеозое омоложение отрезка Кошалин—Чёрное море, а также образование его балтийско-сканийского продолжения, а в результате — образование линии Тейсера-Торнквиста в форме похожей на современную. В балтийско-сканийском секторе нет уже крайних разломов Восточноевропейской платформы, только внутриплатформенные разломы.

Для выяснения характера отрезка Балтийское море—Скания необходимо принятие деформаций Фронта Каледонских Деформаций, а особенно изгиба этого фронта в районе Кошалина, перед образованием этого отрезка. Этот изгиб вероятно имел место и его можно выяснить ротацией Балтийского моря на переломе силура и девона. Правосторонние срезывающие движения, выступающие после этих деформаций, могли вызвать перемещение блоков фундамента вдоль линии Тейсера-Торнквиста. Некоторые данные указывают на правостороннее перемещение блоков фундамента вдоль горста Ромелесе в Скании на расстоянии около 30 км, но это может быть перемещение вариссийское, альпийское или результат вариссийского перемещения и альпийского омоложения линии Тейсера-Торнквиста. Омоложение этой линии в будущем кажется быть совсем возможным.