

Strefa Teisseyre'a-Tornquista – dawne koncepcje a nowe dane

Marek Narkiewicz¹, Zdzisław Petecki¹



M. Narkiewicz



Z. Petecki

Teisseyre-Tornquist Zone – evolving approaches and new data. *Prz. Geol.*, 67: 837–848; doi: 10.7306/2019.48

Abstract. Concepts prevailing among the Polish geoscientists during the last decades assumed that the Teisseyre-Tornquist Zone is a major tectonic discontinuity separating the pre-Ediacaran East European Craton (EEC) crust from the Paleozoic Platform composed of terranes accreted during the Caledonian and Variscan orogenic processes. The recent interpretations of the TTZ by Mazur and collaborators, based on gravity modelling and new PolandSPAN seismic reflection data, revive earlier ideas of the EEC crust extending to the western Poland and NE Germany. These authors propose that the TTZ is in fact a Sveconorwegian (ca. 1 Ga old) collisional suture marked by a crustal keel expressed as the Pomeranian and Kuiavian gravity lows in northern and central Poland. However, the present review of seismic data available, as well as a closer evaluation of the modelling results, do not confirm the keel/suture concept. On the other hand, the idea of the TTZ as an Early Paleozoic tectonic discontinuity is supported by several lines of evidence, including a strong regional magnetic gradient and a contrast in the crustal structure. The latter is revealed by seismic velocity distribution from the refraction data, in the results of magnetotelluric profiling and in recent seismicity patterns. The interpretation of the PolandSPAN data attempting to prove the continuity of the cratonic crust and its Ediacaran-Lower Paleozoic cover across the TTZ appears questionable. At the same time the POLCRUST-01 deep seismic profile in SE Poland documents that the zone is associated with the subvertical Tomaszów Fault. The basement top displacement by ca. 0,5 km and associated change in its slope are related to the fault whose deep crustal roots are further documented by reflectivity patterns in the lower crust. The recent modelling exercise by Krzywiec and collaborators aimed at questioning the thick-skinned nature of this fault does not present compelling results, being based on a poorly constrained geological model. The general conclusion from the present review is that the recently published data either support or at least do not contradict the concept of the TTZ as a tectonic zone separating the continuous EEC crust from several allochthonous blocks – mostly proximal Early Paleozoic terranes to the south-west. The lithospheric memory of the TTZ echoed in successive stages of its reactivation in different intra-plate tectonic regimes – transpressive Variscan, mostly extensional or transtensional Permian through Early Cretaceous, compressional Late Cretaceous and finally Neogene, related to the Carpathian orogenic compression.

available, as well as a closer evaluation of the modelling results, do not confirm the keel/suture concept. On the other hand, the idea of the TTZ as an Early Paleozoic tectonic discontinuity is supported by several lines of evidence, including a strong regional magnetic gradient and a contrast in the crustal structure. The latter is revealed by seismic velocity distribution from the refraction data, in the results of magnetotelluric profiling and in recent seismicity patterns. The interpretation of the PolandSPAN data attempting to prove the continuity of the cratonic crust and its Ediacaran-Lower Paleozoic cover across the TTZ appears questionable. At the same time the POLCRUST-01 deep seismic profile in SE Poland documents that the zone is associated with the subvertical Tomaszów Fault. The basement top displacement by ca. 0,5 km and associated change in its slope are related to the fault whose deep crustal roots are further documented by reflectivity patterns in the lower crust. The recent modelling exercise by Krzywiec and collaborators aimed at questioning the thick-skinned nature of this fault does not present compelling results, being based on a poorly constrained geological model. The general conclusion from the present review is that the recently published data either support or at least do not contradict the concept of the TTZ as a tectonic zone separating the continuous EEC crust from several allochthonous blocks – mostly proximal Early Paleozoic terranes to the south-west. The lithospheric memory of the TTZ echoed in successive stages of its reactivation in different intra-plate tectonic regimes – transpressive Variscan, mostly extensional or transtensional Permian through Early Cretaceous, compressional Late Cretaceous and finally Neogene, related to the Carpathian orogenic compression.

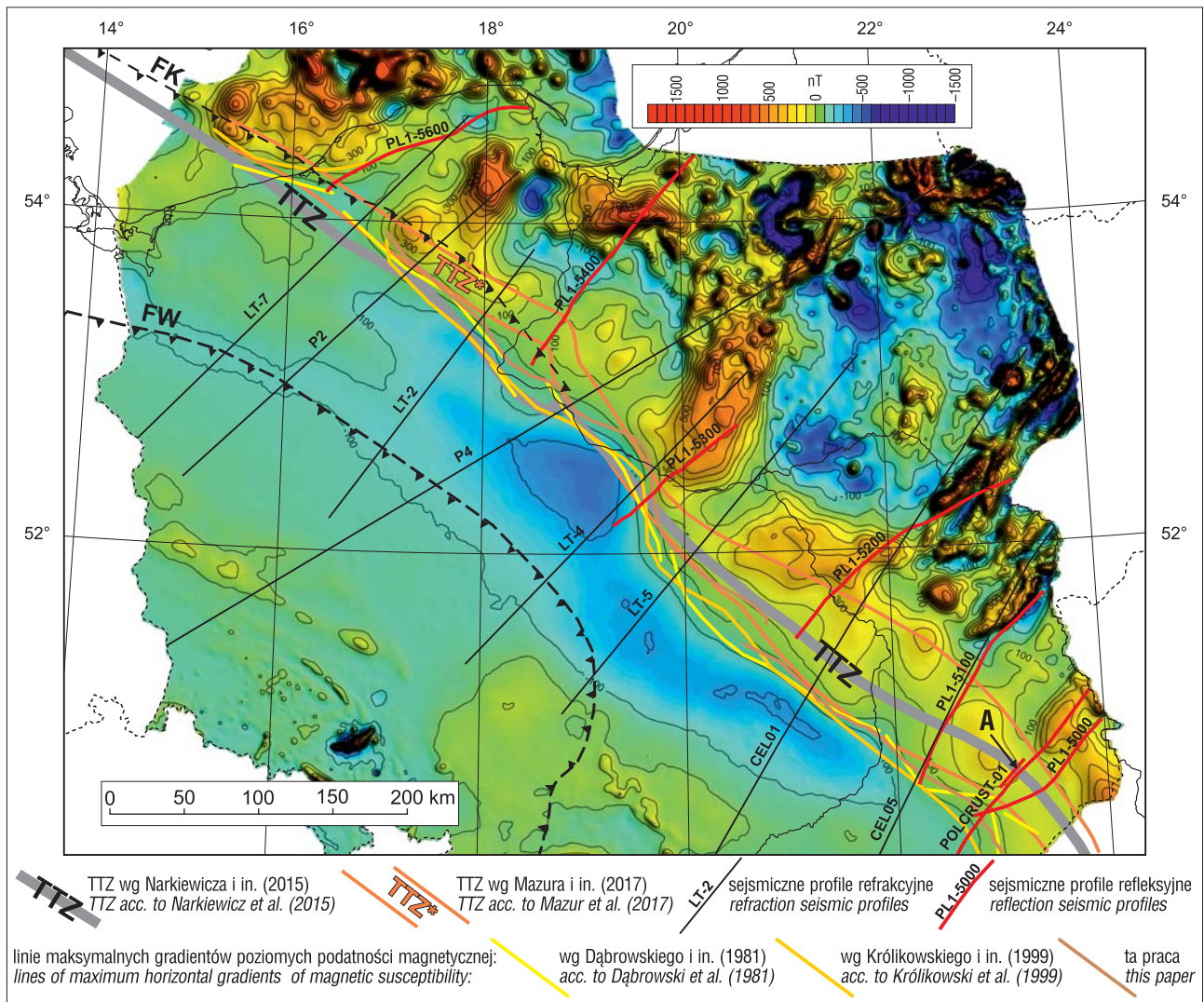
Keywords: Teisseyre-Tornquist Zone, potential fields, deep seismic sounding, gravity modelling, cratonic crust, Paleozoic Platform

Znana od końca XIX w., czasów Wawrzyńca Teisseyre'a i Aleksandra Tornquista, strefa nosząca obecnie imię obu tych badaczy jest dzisiaj uznawana za jedną z głównych granic skorupowych i litosferycznych w Europie (Znosko, 1986; Pharaoh, 1999; Guterch i in., 2010; Grad, w druku). W XX w., a zwłaszcza w jego drugiej połowie, różnymi aspektami strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ) zajmowało się wielu wybitnych polskich geologów i geofizyków. Szczególną rolę odgrywały początkowo badania magnetyczne, a następnie sejsmiczne refrakcyjne, których wyniki prowadziły do różnych interpretacji geologicznego charakteru strefy (por. podsumowanie w pracy Narkiewicza i in. z 2015 r.). W końcowych dekadach XX w. badania nad TTZ zdominował naukowy spór między Jerzym Znosko a Władysławem Pożaryskim i ich współpracownikami. Dotyczył on wczesnopaleozoicznej historii tej strefy, rozumianej jako szew kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Znosko, 1979, 1986) lub strefa lewoskrętnej przesuwczej akrecji terranów kaledońskich (Brochwicz i in., 1981; Pożaryski, 1990). Niezależnie od rozbieżnych interpretacji rozwoju TTZ w polskiej i europejskiej literaturze geologicznej utrzymała się koncepcja strefy jako głębokiej nieciągłości, oddzielającej prekambryjską skorupę krystaliczną platformy wschodnioeuropejskiej i jej najstarszą pokrywę platformową od później dołączonej skorupy platformy paleozoicznej (Ziegler, 1990; Guterch i in., 2010). Zgodnie z pierwotnym ujęciem Berthelsena (1993) strefa

TTZ odpowiada NE granicy strefy szwu transeuropejskiego – TESZ (Dadlez i in., 2005) rozumianej tu jako strefa akrecji wczesnopaleozoicznej (Narkiewicz, Petecki, 2017).

W ostatnich latach dyskusja nad TTZ odżyła za sprawą dopływu nowych materiałów sejsmicznych z głębokich profilowań refrakcyjnych i szerokokątnych refleksyjnych (Guterch, Grad, 2006; Narkiewicz i in., 2011), a od niedawna również danych z nowoczesnych głębokich badań refleksyjnych (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2014). Część badaczy, w tym autorzy niniejszej pracy, uważa, że wyniki tych prac nie pozostają w sprzeczności z koncepcją TTZ jako granicy dwóch platform, choć z drugiej strony – umożliwiają sprecyzowanie przebiegu i lepsze zrozumienie charakteru tektonicznego strefy (Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Inni autorzy, nawiązując do wysuniętej przez Berthelsena (1998) hipotezy *pseudoszwu śród płytowego*, zakładają, że opisywana strefa (określana tu dalej jako TTZ* dla odróżnienia od koncepcji dotychczasowej) jest w istocie szwem kolizyjnym o wieku ok. miliarda lat (Mazur i in., 2015, 2016a, 2017). Skraj prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej miałby wg nich przebiegać dalej na zachodzie, co stanowi powrót do dawnych koncepcji rozległego kratonu fennosarmackiego (por. przegląd w pracach Pożaryskiego i in., 1982 i Dadleza, 2000). Obie wersje przebiegu strefy Teisseyre'a-Tornquista – TTZ i TTZ* – przedstawia rycina 1.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marek.narkiewicz@pgi.gov.pl; zdzislaw.petecki@pgi.gov.pl



Ryc. 1. Przebieg strefy Teisseyre’a-Tornquista na obszarze Polski według Narkiewicz a in. (2015; TTZ) i Mazura i in. (2017; TTZ*) wraz z lokalizacją profili sejsmicznych na tle mapy anomalii ΔT całkowitego pola magnetycznego Ziemi. Izolinie co 100 nT, pole normalne DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field) 1982,5 (Petecki, Rosowiecka, 2017). FK – front fałdowań kaledońskich, FW – front waryscyjski, A – lokalizacja profilu sejsmicznego przedstawionego na rycinie 8

Fig. 1. Course of the Teisseyre-Tornquist Zone in Poland according to Narkiewicz et al. (2015; TTZ) and Mazur et al. (2017; TTZ*) with a location of seismic profiles against the ΔT anomaly map of a total Earth’s magnetic field. Isoline interval 100 nT, normal field DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field) 1982,5 (Petecki, Rosowiecka, 2017). FK – Caledonian Front, FW – Variscan Front, A – localization of the seismic section illustrated in Fig. 8

W niniejszej pracy kraton wschodnioeuropejski jest traktowany jako ciągła obocznie jednostka skorupowa skonsolidowana przed ediakarem, który wraz z fanerozoikiem stanowi pokrywę platformy wschodnioeuropejskiej. *Skorupa kratoniczna* jest pojęciem szerszym, dotyczy również innych jednostek o podłożu krystalicznym typu kratonu wschodnioeuropejskiego, w szczególności bloków allochtonicznych. Z kolei *platforma paleozoiczna* ma podłożę krystaliczne, o konfiguracji zasadniczo nie zmienionej od dewonu (pomijając niewielkie, późniejsze nieorogiczne deformacje przesuwce i ruchy pionowe). Podłożę to może składać się z różnorodnych elementów, w tym – przemieszczonych fragmentów kratonicznej skorupy wschodnioeuropejskiej.

Celem niniejszego artykułu jest krytyczny przegląd geofizycznych i geologicznych danych o przebiegu i strukturze TTZ, z naciskiem na ostatnio opublikowane wyniki badań. Przedmiotem zainteresowania będzie zwłaszcza spójność tych danych z obu przedstawionymi wyżej konkurencyjnymi interpretacjami TTZ. Natomiast jedynie zasygnalizujemy problematykę rozwoju geodynamicznego

tej strefy oraz historię fanerozoiczną – kwestie, których pełniejsze omówienie wymaga osobnej publikacji.

TTZ NA TLE ANOMALII MAGNETYCZNYCH

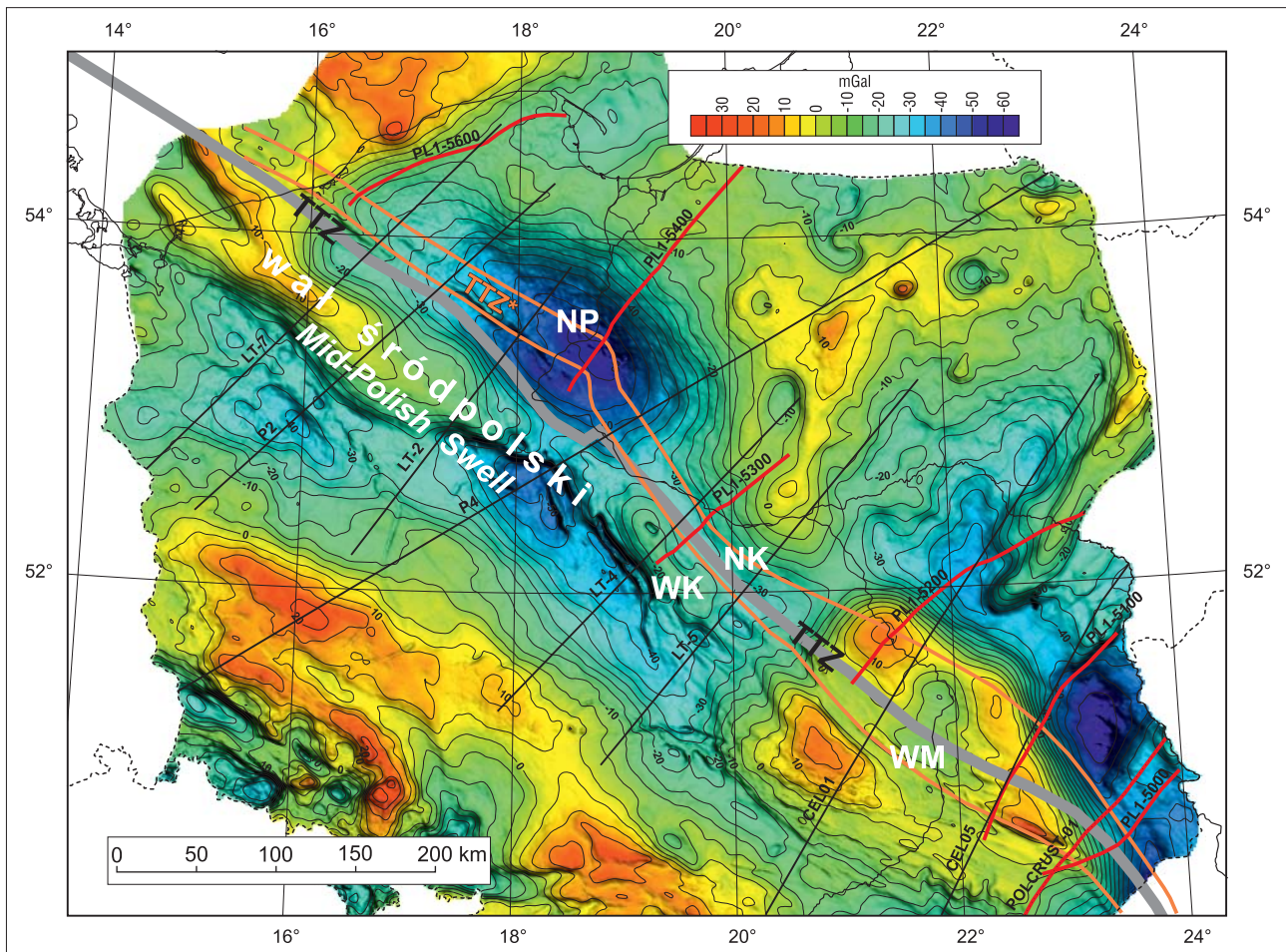
Prowadzona od czasów Tornquista (1908) analiza danych magnetycznych z Europy środkowej wykazała, że TTZ odpowiada granicy między rozciągającą się na NE, silnie namagnesowaną środkową i dolną skorupą platformy wschodnioeuropejskiej a słabo namagnesowaną skorupą platformy paleozoicznej na SW (ostatnio podsumowane przez Milano i in., 2019). W odniesieniu do obszaru Polski strefę gradientową między obu domenami odwzorowano na mapach wykonywanych w Państwowym Instytucie Geologicznym w okresie powojennym (Petecki, Rosowiecka, 2017). Początkowo na NE od wyraźnej strefy głównej wyznaczono również drugą, mniej regularną, ograniczającą od SW wyraziste anomalie magnetyczne, charakterystyczne dla płytko położonego podłoża kratonicznego. Korytarz między obu liniami był interpretowany jako

obniżony stopień podłoża (Dąbrowski, 1957; Skorupa, 1959). W kolejnych opracowaniach Dąbrowski i in. (1981, 1984) uszczegółowili przebieg południowo-zachodniej strefy gradientowej interpretowanej przez wielu badaczy jako brzeg platformy wschodnioeuropejskiej (np. Pożaryski, 1957; Znosko, 1986; Dąbrowski i in., 1988).

Obraz anomalii magnetycznych przedstawiony na rycinie 1 na podstawie najnowszych zdjęć terenowych (Peteccki, Rosowiecka 2017) potwierdza podział Polski na dwie prowincje magnetyczne – północno-wschodnią, z licznymi anomaliami odpowiadającymi zróżnicowanej litologii kratonu wschodnioeuropejskiego (Krzemińska i in., 2017), i południowo-zachodnią, o ogólnie wyrównanym, niskim tle magnetycznym. Wzdłuż obrzeżenia tej pierwszej prowincji ciągnie się pas o szerokości niespełna 100 km, charakteryzujący się anomaliami dodatnimi o amplitudach znacznie powyżej 100 nT, przedzielonymi poprzecznie strefami o wartościach niższych. Maksima odpowiadają, zwłaszcza w północno-zachodnim sektorze pasa (na NW od linii LT-5), przedłużeniu anomalii dodatnich z płytszych rejonów kratonu, ale o wyraźnie mniejszej amplitudzie i gradientach poziomych. To rozmycie anomalii jest efektem obniżania się magnetycznie czynnego podłoża krystalicznego od głębokości rzędu setek metrów na NE do niemal 10 km na SW i jednoczesnego wzrostu miąższości niemagnetycznej pokrywy osadowej (Peteccki, Rosowiecka, 2017). W sektorze SE regionalne anomalie magnetyczne obejmują rów lubelski i podniesienie radomsko-kraś-

nickie wraz z północno-wschodnim fragmentem bloku łysogórskiego. Wyniki modelowania magnetycznego 2D i 3D wskazują, że są one najprawdopodobniej spowodowane przez głęboko zakorzenione intruzje zasadowych skał magmowych (Grabowska, Bojdys, 2001; Grabowska i in., 2011, 2017).

Gradient poziomy towarzyszący strefie TTZ był analizowany w kategoriach ilościowych w pracach Dąbrowskiego i in. (1981) oraz Królikowskiego i in. (1999). Z przebiegiem wyznaczonych przez tych badaczy maksimów strefy gradientowej zgodna jest w przybliżeniu linia wyznaczona dla celów niniejszego artykułu na podstawie mapy anomalii pseudograwimetrycznych (ryc. 1). Niewielkie różnice wynikają z większej dokładności/rozdzielczości badań i lepszych metod obliczeniowych. Widoczna jest też zgodność z przebiegiem TTZ z pracy Narkiewiczza i in. (2015) w sektorze NW, w którym TTZ* (Mazur i in., 2015) biegnie na NE od linii maksymalnych gradientów poziomych anomalii magnetycznych. W sektorze południowo-wschodnim TTZ ciągnie się ok. 50 km na północny wschód i równoległe do tych linii, stopniowo oddalając się od nich ku południowemu wschodowi. W tej części strefa TTZ*, rozszerzająca się do 70–80 km, jest również w całości położona na NE od linii maksimów strefy gradientowej. Wyniki modelowania magnetycznego 3D potwierdziły, że przebieg obu wersji TTZ nie pokrywa się w tym rejonie z brzegiem magnetycznie czynnej skorupy krystalicznej (Grabowska i in., 2017).



Ryc. 2. Strefa TTZ i TTZ* w Polsce na tle mapy anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera (Królikowski, Peteccki, 1995). Izolinie co 5 mGal. NK – niż kujawski, NP – niż pomorski, WK – wyż Kutna, WM – wyż małopolski. Pozostałe objaśnienia – ryc. 1

Fig. 2. TTZ and TTZ* in Poland against the Bouguer gravity anomaly map (Królikowski, Peteccki, 1995). Isoline interval 5 mGal. NK – Kujavian Low, NP – Pomeranian Low, WK – Kutno High, WM – Małopolska High. Other explanations – Fig. 1.

TTZ A POLE GRAWIMETRYCZNE

Zależność między przebiegiem TTZ a rozkładem anomalii siły ciężkości jest mniej oczywista niż w przypadku pola magnetycznego, co jest zresztą charakterystyczne dla całej tej strefy w Europie środkowej (Narkiewicz i in., 2015). Pole anomalii grawimetrycznych na NE od TTZ jest uwarunkowane głównie zróżnicowaniem podłoża krystalicznego, natomiast na SW – tektoniką kompleksu perm-sko-mezozoicznego (ryc. 2) (Królikowski i in., 1996, 1999; Grabowska i in. 1998). Mazur i in. (2015, 2017), opierając się na modelowaniach grawimetrycznych, utożsamiają przebieg TTZ* z kilem skorupowym, który miałby przebiegać przez środek niżu pomorskiego i kujawskiego (ryc. 2). Na obecność V-kształtnej struktury o szerokości ok. 20 km, wnikającej w płaszcz litosferyczny na głębokość ok. 10 km, wskazywałyby wyniki modelowania grawimetrycznego wzdłuż profili sejsmicznych PL1-5300, PL1-5400 i PL1-5600 (Mazur, in., 2016a). Na podstawie wyników z profilu PL1-5400, Mazur i in. (2015) prowadzą swoją TTZ* kilkadziesiąt kilometrów na NE od TTZ, a więc już na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej, wg dotychczasowych koncepcji.

Mazur i in. (2015) oraz Mikołajczak i in. (2019) zinterpretowali geometrię stropu krystaliniku na podstawie modelowania głębokości powierzchni kontrastu gęstości między podłożem a pokrywą osadową metodą Barnes'a i Barraud (2012). Zakłada ona inwersję danych grawimetrycznych w połączeniu z niezależnymi informacjami głębokościowymi z wierceń i badań sejsmicznych. Na wschód od TTZ mapa izobat stropu krystaliniku pokrywa się w ogólnych zarysach z wcześniejszymi wynikami badań refrakcyjnych (Skorupa, 1975; Kubicki, Ryka, 1982). W rejonie strefy TTZ i dalej na SW, gdzie niedostępne są dane kalibrujące, zwłaszcza otworowe, strop krystaliniku tworzy gładką powierzchnię równomiernie zapadającą ku południowemu-zachodowi.

TTZ W ŚWIETLE DANYCH SEJSMIKI REFRAKCYJNEJ

Model skorupy ziemskiej oparty na rozkładzie prędkości sejsmicznej fali P (ryc. 3) jest wynikiem prowadzonych od lat 90. głębokich sondowań sejsmicznych wzdłuż profilu LT-7 oraz w ramach projektów POLONAISE i CELEBRATION, a także przetworzenia starszych danych z profilu LT. Badania te, podsumowane przez Gutercha i Grada (2006) oraz Narkiewicza i in. (2011), udokumentowały strefę kontaktu grubej, trójwarstwowej skorupy w Polsce północno-wschodniej, z regionem charakteryzującym się ogólnie płytszym położeniem Moho, większą miąższością warstwy osadowej i zredukowaną skorupą krystaliczną o silnie obocznie zróżnicowanej strukturze 2- lub 3-warstwowej. Reprezentuje ona różne bloki podłoża – małopolski i łysogórski na południu, domenę śródpolską w części centralnej i blok pomorski na NW (ryc. 3) (Narkiewicz, Petecki, 2017). Strefa kontaktu, interpretowana jako TTZ (Guterch i Grad, 2006), ma szerokość do 15 km i orientację zbliżoną do pionowej. Znaczny skokowy wzrost miąższości warstwy osadowej ku SW wskazuje na obniżenie podłoża wzdłuż wąskiej strefy tektonicznej. Alternatywna strefa TTZ*, o szerokości ok. 20 km, jest przesunięta w stronę kratonu w sektorze NW, a rozciąga się po obu stronach TTZ w odcinku SE, ulegając tam rozszerzeniu do 60–70 km (Mazur i in., 2017) (ryc. 1, 3).

Profile refrakcyjne na ogół nie wykazują istnienia kila skorupowego w strefie TTZ lub TTZ*. Jedyne w LT-4 zaznacza się struktura przypominająca kil o amplitudzie rzędu 5–10 km. Szeroka strefa obniżonego Moho widoczna w modelu prędkościowym profilu P4 zilustrowanym przez Grada i in. (2003, ryc. 8A) (kil wg Mazura i in., 2016b) nie została potwierdzona w szczegółowszym modelu uznanym za bardziej wiarygodny (Grad i in., 2003, ryc. 8B) (ryc. 3).

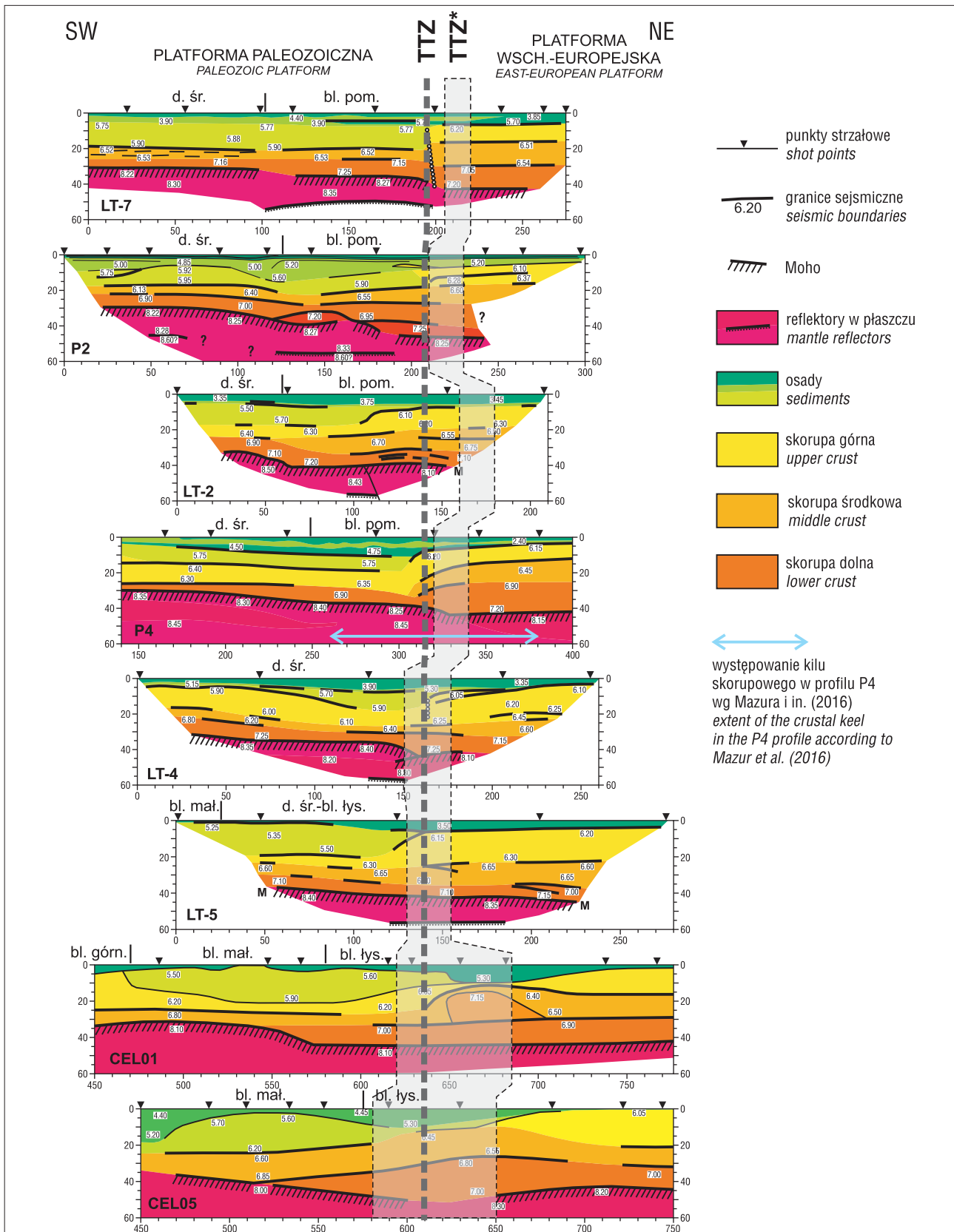
NOWE WYNIKI GŁĘBOKICH SEJSMICZNYCH PROFILI REFLEKSYJNYCH

Na początku bieżącej dekady wykonano pierwszy w kraju, nowoczesny głęboki profil refleksyjny POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013). Dostarczył on unikalnych danych o podłożu krystalicznym i pokrywie osadowej w strefie między Karpatami Wschodnimi a SE Lubelszczyzną (ryc. 4, 5). Pozwolił na prześledzenie refleksyjnej dolnej skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego, ograniczonej od dołu powierzchnią Moho na głębokości ok. 45 km. Między uskokiem Izbicy-Zamościa a strefą uskokową Cieszanowa, będącą przedłużeniem uskoku świętokrzyskiego, rozciąga się pas cieniejącej od 38 km do 20 km skorupy krystalicznej typu kratonicznego. Tej redukcji grubości towarzyszy rosnąca miąższość warstwy osadowej, osiągająca maksymalnie 16 km w części zachodniej. Skorupa bloku małopolskiego wykazuje kontrastowo odmienną od kratonu strukturę sejsmiczną i znacznie słabiej zaznaczoną powierzchnią Moho. Zespoły refleksów nachylonych ku SW Malinowski i in. (2013) i Narkiewicz i in. (2015) zinterpretowali jako grubonaskórkowe nasunięcia ku wschodowi, związane z neoproterozoicznym orogেনem kolizyjnym.

Dobra jakość zapisu sejsmicznego skorupy dolnej oraz stropu krystaliniku, w połączeniu z dokładnym odwzorowaniem pokrywy osadowej, umożliwiła prześledzenie głęboko zakorzenionych nieciągłości tektonicznych w podłożu basenu lubelskiego, a także na zachód niego. Niemal pionowe uskoki Izbicy-Zamościa i Tomaszowa ograniczają elewację radomsko-kraśnicką (ryc. 5, 6), która charakteryzuje się poprzerywanym uskokowo stropem podłoża kratonicznego. Osady wykazują nieciągłość horyzontów i ogólnie chaotyczny zapis sejsmiczny, co dobrze koresponduje z silną tektonizacją dolnego dewonu w rdzeniach wiertniczych (Narkiewicz i in., 2015).

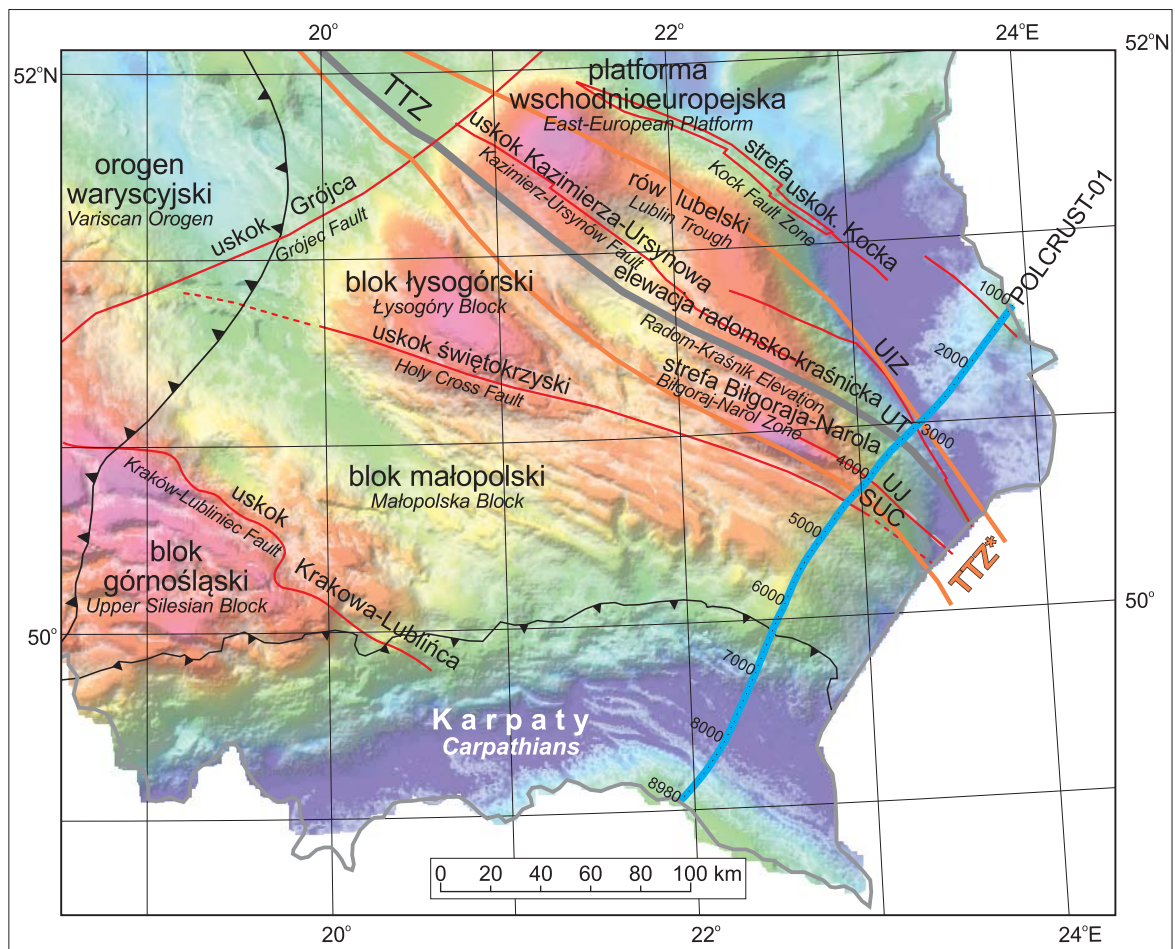
Uskok Tomaszowa oddziela bloki wyraźnie różniące się strukturą skorupy (ryc. 5), a także stratygrafią i tektoniką pokrywy osadowej. Występujące na zachód od niego dolnopaleozoiczne osady strefy Biłgoraja-Narola wykazują wiele cech wspólnych z sukcesją północnego regionu Gór Świętokrzyskich, co potwierdza ich związek z blokiem łysogórskim (Modliński, Szymański, 2005; Buła i in., 2008). Analiza pokrywy platformowej spoczywającej na podłożu typu kratonicznego sugeruje znaczną, rosnącą od 4 do 8 km ku zachodowi miąższość utworów dolnokambryjskich i starszych (Narkiewicz i in., 2015). Pokażną ich część stanowią prawdopodobnie osady i maficzne wulkany ediakarskie, interpretowane przez analogię do basenu lubelskiego jako utwory synryftowe. Tworzyły się one zapewne podczas rozpadu Rodinii, ale znacznie bliżej osi ryftowania ediakarskiego niż synryftowy ediakar znany z Lubelszczyzny i Podlasia (Paczeńska, 2014).

Jednym z najważniejszych wyników badań profilu POLCRUST-01 jest udowodnienie istnienia skorupy kratonicznej w bloku łysogórskim, zgodnie z interpretacją profi-



Ryc. 3. Zestawienie głębokich sejsmicznych profili refrakcyjnych przecinających strefę TTZ (wg Guterch, Grad, 2006, zmodyfikowane). Zaznaczono zasięg jednostek skorupowych na podstawie pracy Narkiewicza i Peteckiego (2017) oraz przebieg strefy TTZ wg Narkiewicza i in. (2015) i TTZ* wg Mazura i in. (2017). Skala pionowa (głębokości) i pozioma (odległość wzdłuż profili) – w km. Skrócone nazwy jednostek skorupowych: bl. górn. – blok górnośląski, bl. tys. – blok łysogórski, bl. mał. – blok małopolski, bl. pom. – blok pomorski, d. śr. – domena śródpolska

Fig. 3. Selection of deep refraction seismic profiles crossing the TTZ (after Guterch, Grad, 2006, modified). Also shown is the extent of the crustal units after Narkiewicz and Petecki (2017), TTZ according to Narkiewicz et al. (2015) and TTZ* according to Mazur et al. (2017). Vertical (depth) and horizontal (distance along the profiles) scale is in kilometers. Abbreviated names of crustal units: bl. górn. – Upper Silesian Block, bl. tys. – Łysogóry Block, bl. mał. – Małopolska Block, bl. pom. – Pomeranian Block, d. śr. – Mid-Polish Domain



Ryc. 4. Główne elementy tektoniczne południowo-wschodniej Polski wraz z lokalizacją profilu POLCRUST-01 na tle mapy anomalii grawimetrycznych w redukcji Bouguera (wg Narkiewicza i in., 2015, ryc. 11, zmienione). SUC – strefa uskoku Cieszanowa, UJ – uskoku Janowa, UT – uskoku Tomaszowa; pozostałe objaśnienia – ryc. 1

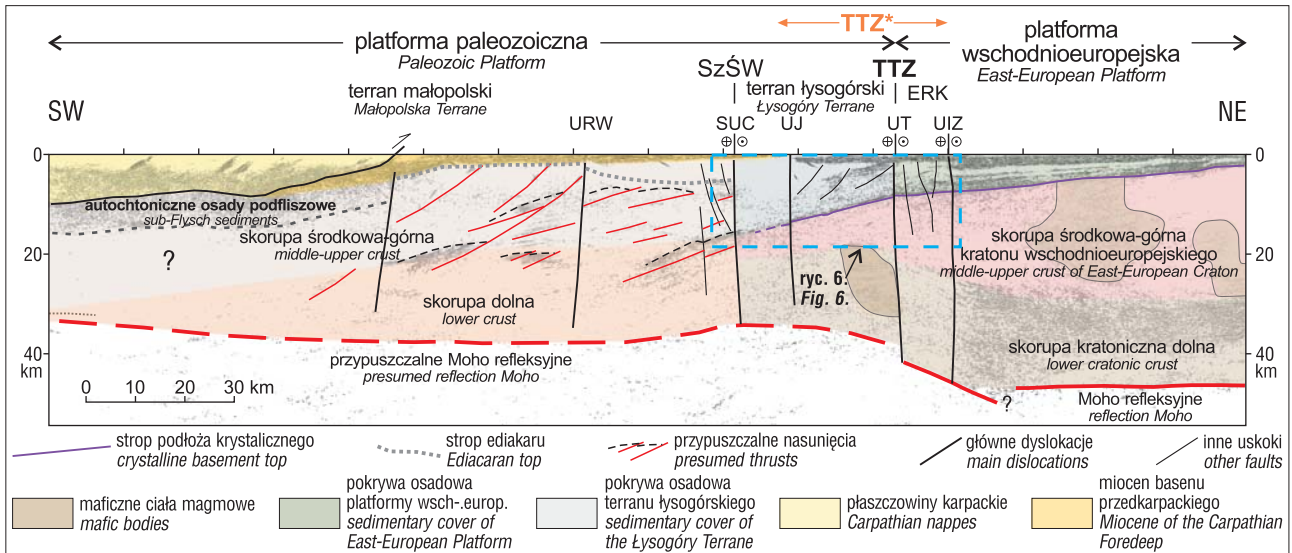
Fig. 4. Main tectonic elements of south-eastern Poland with a localization of the POLCRUST-01 profile against the Bouguer gravity anomaly map (after Narkiewicz et al., 2015, fig. 11, modified). SUC – Cieszanów Fault Zone, UJ – Janów Fault, UT – Tomaszów Fault

li CELEBRATION przez Malinowskiego i in. (2005) oraz Narkiewicza i in. (2011). W przeciwieństwie jednak do wniosków tych pierwszych autorów, różnice w rozwoju starszego paleozoiku bloku łysogórskiego i platformy wschodnioeuropejskiej (Narkiewicz i in., 2015) przeczą istnieniu ciągłości paleogeograficznej obu tych obszarów. To z kolei prowadzi do wniosku, że uległy one po sylurze wzajemnemu przemieszczeniu wzdłuż TTZ. Według Narkiewicza i in. (2015) strefa ta biegnie wzdłuż uskoku Tomaszowa, który oddziela części skorupy dolnej o odmiennym obrazie fałowym, a także wpływa na geometrię stropu krystaliniku – obniżenie bloku SW o ok. 500 m połączone ze zmianą nachylenia o 10° .

Spośród profili refleksyjnych projektu PolandSPAN szczególne znaczenie ma linia PL1-5100 częściowo pokrywająca się z refrakcyjnym profilem CEL05 (ryc. 1). Na podstawie dodatkowego przetworzenia zapisu sejsmicznego Malinowski (2016) przeanalizował możliwość śledzenia głębokich horyzontów w tym stropu krystaliniku i powierzchni Moho (ryc. 7). Ta ostatnia wydaje się przebiegać niemal płasko pod platformą wschodnioeuropejską i blokiem łysogórskim. Wstępna interpretacja dla celów niniejszej pracy sugeruje ponadto, że w profilu PL1-5100 można prześledzić dwie głęboko zakorzenione dyslokacje podłożne – uskoku Kazimierza-Ursynowa i Izbicy-Zamościa, ograniczające od południa rów lubelski (Narkiewicz, 2007).

Ekstrapolacja z profilu POLCRUST-01 strefy uskoku Tomaszowa (= TTZ) sugeruje, że na zachód od niej zapis fałowy stropu krystaliniku rozmywa się i szybko zanika. Trudno jest więc ocenić, czy występuje tu obniżenie i zmiana nachylenia tego horyzontu stwierdzona w profilu POLCRUST-01. TTZ* obejmuje elewację radomsko-kraśnicką i przyległe strefy bloku łysogórskiego i rowu lubelskiego o szerokości ok. 65 km (ryc. 7) (Mazur i in., 2017).

Północno-zachodni odcinek TTZ* został wytyczony przez Mazura i in. (2015, 2016b) na podstawie modelowania grawimetrycznego wzdłuż linii PL1-5300, PL1-5400 i PL1-5600. Opublikowane materiały ilustrują obraz fałowy tych profili do głębokości 8–11 km obejmujący strop podłoża krystalicznego i wyżej leżące osady. W profilu PL1-5400 widoczne jest stopniowe obniżanie się stropu krystaliniku do głębokości ok. 8 km w części SW i płasko zapadające w tym kierunku osady dolnopaleozoiczne (Mazur i in., 2015, ryc. 6). Strop podłoża jest przecięty szeregiem niemal pionowych uskoku o niewielkich zrzutach kontynuujących się ku górze do syluru. W profilu PL1-5600 sytuacja jest podobna, z tym że w części SW widoczne jest nasunięcie sfałdowanego dolnego paleozoiku strefy Koszalina-Chojnic (Mazur i in., 2016b). Poniżej strefy nasunięcia obraz fałowy stropu podłoża krystalicznego i leżących na nim osadów ulega zaburzeniu, a jeszcze dalej ku SW staje się nieczytelny. Na NE od nasunięcia strop krystaliniku



Ryc. 5. Interpretacja geologiczna profilu POLCRUST-01 wg Malinowskiego i in. (2013) i Narkiewicza i in. (2015). Lokalizacja profilu – ryc. 1. Interpretacja kinematyczna uskoku przesuwczego odnosi się do tektonogenezy kaledońskiej (późny sylur-najwcześniejszy dewon). Położenie strefy Teisseyre’a-Tornquista: TTZ – wg Narkiewicza i in. (2015), TTZ* – wg Mazura i in. (2017); ERK – elewacja radomsko-kraśnicka, SUC – strefa uskoku Cieszanowa, SzŚw – szew świętokrzyski, UIZ – uskoku Izbicy-Zamościa, UJ – uskoku Janowa, URW – uskoku Ryszkowej Woli, UT – uskoku Tomaszowa

Fig. 5. Geological interpretation of the POLCRUST-01 profile after Malinowski et al. (2013) and Narkiewicz et al. (2015). Localization of the profile – Fig. 1. Kinematic interpretation of the strike-slip faults refers to the Caledonian movements (Late Silurian-earliest Devonian). Course of the Teisseyre-Tornquist Zone: TTZ – after Narkiewicz et al. (2015), TTZ* – after Mazur et al. (2017); ERK – Radom-Kraśnik Elevation, SUC – Cieszanów Fault Zone, SzŚw – Holy Cross Suture, UIZ – Izbica-Zamość Fault, UJ – Janów Fault, URW – Ryszkowa Wola Fault, UT – Tomaszów Fault

przecinają niemal pionowe uskoki normalne i odwrócone o zrzutach do kilkuset metrów.

Szczególnie interesujący jest, sięgający najdalej ku SW, profil PL1-5300 przecinający grawimetryczny niż kujawski aż po wyż Kutna w osi wału śródpolskiego (ryc. 2). Jako jedyny z analizowanych tu trzech profili PolandSPAN przekracza on linię TTZ biegnącą tu w obrębie korytarza strefy TTZ* wyznaczonej na podstawie modelowanego kila skorupowego (Mazur i in., 2015, ryc. 2, 5). W zgodzie z tą koncepcją, cytowani autorzy rysują wzdłuż przekroju na swojej rycinie 5E regularnie zapadające ku SW podłoże krystaliczne przykryte ciągłą pokrywą dolnego paleozoiku. W przeciwieństwie jednak do obu wyżej omówionych profili strop krystaliku jest płaski, niezaburzony dyslokacjami. Obraz falowy na przytaczanej figurze ujawnia obecność wyraźnych refleksów związanych ze spągami osadów permu (cechsztynu?) tworzących szereg poduszek solnych. Natomiast głębsza struktura jest znacznie słabiej odwzorowana; mało czytelne refleksy śródsylurskie widoczne są jedynie w rejonie reperowego otworu Bodzanów IG 1 i na wschód od niego.

INNE DANE GEOFIZYCZNE O PRZEBIEGU TTZ

Wyniki głębokich badań magnetotellurycznych w SE Polsce wykazały istnienie w podłożu krystalicznym pionowych stref o podwyższonej przewodności pokrywających się ze strefą uskoku Cieszanowa (przedłużenie uskoku świętokrzyskiego) i z wyniesieniem radomsko-kraśnickim (Ernst i in., 2002). Z kolei badania wzdłuż profili sondowań elektromagnetycznych, przecinających TTZ w jej sektorze NW, udokumentowały ogólnie słabą przewodność elektryczną krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej kontrastującą ze zróżnicowanym, ale na ogół silniej przewodzącym podłożem platformy paleozoicznej. Strefa graniczna charakteryzuje się podwyższoną prze-

wodnością i ma przebieg pionowy w obrębie skorupy. Pokrywa się ona z TTZ w profilach magnetotellurycznych zgodnych z liniami sejsmicznymi LT-7 i P2 (Ernst i in., 2008) oraz odpowiadających w przybliżeniu LT-2 i P4 (Oryński i in., 2019).

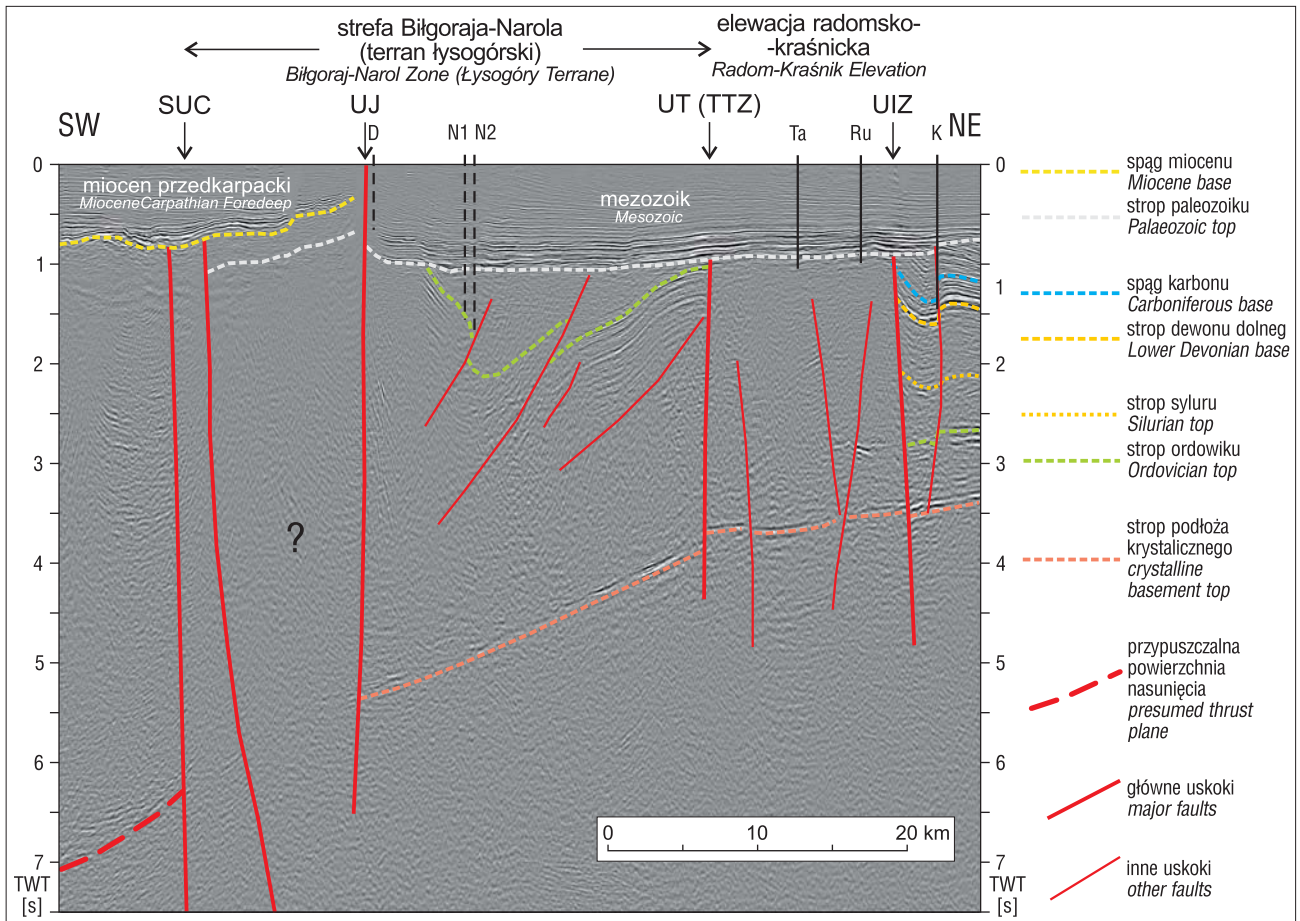
Obserwacje współczesnych i historycznych zdarzeń sejsmicznych wskazują na rolę strefy TTZ w tłumieniu fal sejsmicznych propagowanych od wschodu (Schweitzer, 1995; Grad, w druku). Na tej podstawie interpretuje się, że blokujący wpływ pionowej (?) nieciągłości tektonicznej sięga na głębokość ok. 200 km.

Mapy gęstości strumienia cieplnego obrazują różnice między obszarem o przeciętnie niskich wartościach w rejonie platformy wschodnioeuropejskiej i podwyższonych na platformie paleozoicznej (Szewczyk, Gientka, 2009; Majorowicz i in., 2019). Największe różnice zaznaczają się w Polsce północnej, gdzie odpowiednie wartości wynoszą na ogół poniżej 55 mW/m² na wschodzie, a 55–80 mW/m² w rejonie na zachód od TTZ, przy czym strefa gradientu pokrywa się niemal dokładnie z TTZ (Majorowicz i in., 2019). TTZ w swoim odcinku południowo-wschodnim nie wyznacza tak zdecydowanej linii kontrastu, a wartości strumienia są bardziej wyrównane, rzędu 50–65 mW/m².

DYSKUSJA

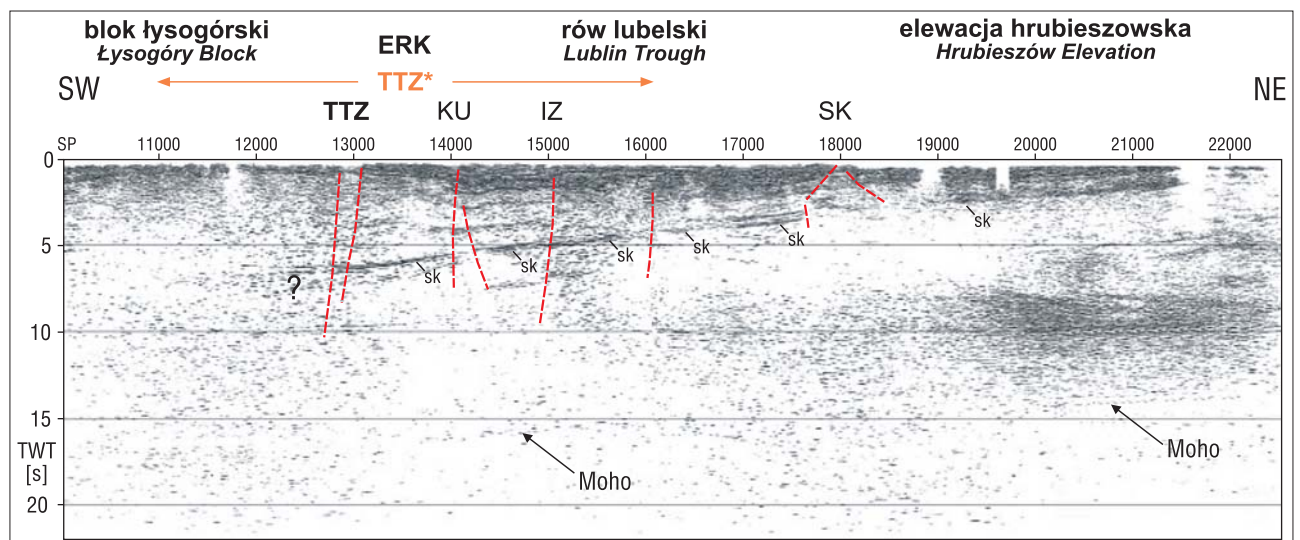
Badania pól potencjalnych

Istnienie wzdłuż TTZ nieciągłości skorupowej odzwierciedlonej w gradiencie magnetycznym jest najbardziej czytelne w odcinku NW (ryc. 1). W segmencie SE kontrast magnetyczny nie jest równie ostry, a maksima gradientów obliczone przez różnych autorów są bardziej rozbieżne. Koresponduje to z wynikami głębokich badań refrakcyjnych, które wskazują na ogólnie płytsze położenie Moho i bardziej stopniowy wzrost miąższości pokrywy



Ryc. 6. Interpretacja fragmentu profilu POLCRUST-01 (por. ryc. 5) obejmującego strefę Biłgoraja-Narola i obszary przyległe (wg Narkiewicz i in., 2015, zmienione). Czarne pionowe linie – otwory wiertnicze (ciągłe – w osi profilu, przerywane – rzutowane na profil). TWT – czas podwójny pionowy. Skrótów nazw wierceń: D – Dyle IG 1, K – Komarów IG 1, N1 – Narol PIG 1, N2 – Narol PIG 2, Ru – Ruszów IG 1, Ta – Tarnawatka IG 1. Inne skróty: SUC – strefa uskoku Cieszanowa, UIZ – uskoku Izbicy-Zamościa, UJ – uskoku Janowa, UT – uskoku Tomaszowa

Fig. 6. Interpretation of a fragment of the POLCRUST-01 profile (cf. Fig. 5) comprising the Biłgoraj-Narol Zone and adjacent areas (after Narkiewicz et al., 2015, modified). Black vertical lines – boreholes (continuous – located along the profile, broken – projected on the profile). TWT – two-way travel time. Abbreviated borehole names: D – Dyle IG 1, K – Komarów IG 1, N1 – Narol PIG 1, N2 – Narol PIG 2, Ru – Ruszów IG 1, Ta – Tarnawatka IG 1. Other abbreviations: SUC – Cieszanów Fault Zone, UIZ – Izbica-Zamość Fault, UJ – Janów Fault, UT – Tomaszów Fault.



Ryc. 7. Wstępna interpretacja geologiczna profilu PL1-5100 (na podstawie ryc. 5B z pracy Malinowskiego, 2016). Lokalizacja profilu – ryc. 1. SK – strefa uskoku Kocka, sk – strop podłoża krystalicznego; inne objaśnienia skrótów – ryc. 5

Fig. 7. Tentative geological interpretation of the PL1-5100 profile (based on fig. 5B from Malinowski, 2016). Localization of the profile – Fig. 1. SK – Kock Fault Zone, sk – crystalline basement top; other abbreviations – Fig. 5

osadowej ku SW, czego skutkiem jest słabsza redukcja grubości aktywnej magnetycznie skorupy krystalicznej.

Istnienie nieciągłości tektonicznych wzdłuż TTZ neogaju Mikołajczak i in. (2019) na podstawie interpretacji anomalii magnetycznych. Interpretacja ta, skonfrontowana z publikowanymi danymi o głęboko zakorzenionych uskockach oraz z obrazem anomalii magnetycznych okazuje się jednak selektywna i niepełna (por. dyskusja w pracy Narkiewicza, 2019). Nie uwzględnia ona lineamentów magnetycznych o kierunku NW–SE widocznych np. na NE od Gór Świętokrzyskich (Dziewińska, Petecki, 2004) i w rejonie pomorskim (Petecki, 2008), gdzie wiążą się z głęboko zakorzenioną strefą uskoku Kosalina-Chojnic-Tucholi (np. Dąbrowski, Karaczun 1984; Dąbrowski i in., 1988). Lineamenty te zaznaczają się mimo niemagnetycznej pokrywy osadowej o dużej miąższości, co sugeruje znaczne kontrasty magnetyczne związane z uskockami zrzucającymi strop podłoża w rejonie strefy TTZ.

Wyniki modelowań grawimetrycznych 2D niżu pomorskiego i kujawskiego, traktowane przez Mazura i in. (2015, 2016a) jako uzasadnienie istnienia kilu skorupowego, budzą wątpliwości w odniesieniu do gęstości skał zakładanych w symulacjach. W swoim modelu gęstościowym Mazur i in. (2015) przyjęli minimalną wartość $2,7 \text{ g/cm}^3$ dla górnej warstwy skorupy krystalicznej. Tymczasem, w odpowiadającej anomalii pomorskiej domenie dobrzyńskiej dominują granity (Krzemińska i in., 2017), dla których zmierzone gęstości w niektórych otworach z otoczenia anomalii wynoszą poniżej $2,7 \text{ g/cm}^3$ (Petecki, w druku). Związek niżu z lekkim masywem granitoidowym jest przy tym zgodny z oceną, że głębokość stropu ciała wywołującego anomalię wynosiła nie więcej niż 11,5 km, a miąższość nie mniej niż 6 km (Petecki, w druku; por. też Młynarski i in., 1982). Taką interpretację potwierdzają również wyniki trójwymiarowego strippingu grawimetrycznego, wg których możliwy jest wpływ lekkich skał w podłożu krystalicznym przy mniejszej roli skał dolnopaleozoicznych o znacznej gęstości (Grobelny, Królikowski, 1988; Królikowski, Petecki, 1997; Królikowski i in., 1999). Ponadto, interpretacja ta jest spójna z geometrią anomalii nie wykazującej liniowego przebiegu, jakiego należałoby się spodziewać w przypadku generującego ją kilu skorupowego (por. ryc. 2). Warto wreszcie dodać, że granity transskandynawskiego pasma magmowego, które mogą ciągnąć się do domeny dobrzyńskiej (Bogdanowa i in., 2015), charakteryzują się gęstościami rzędu $2,66\text{--}2,69 \text{ g/cm}^3$ (Pascal i in., 2007).

W przypadku profilu PL1-5300 Mazur i in. (2015) uzasadniają obecnością kilu skorupowego występowanie niżu kujawskiego (ryc. 2). Wcześniej był on interpretowany przez Grobelnego (1983) metodą strippingu grawimetrycznego wzdłuż przekroju Syców-Mława o przebiegu zbliżonym do profilu PL1-5300. Modelowanie zakładało – na podstawie danych laboratoryjnych – gęstość miąższych skał kredy górnej na ok. $2,0 \text{ g/cm}^3$, a więc znacznie niższą niż $2,3 \text{ g/cm}^3$ przyjmowaną przez Mazura i in. (2015). Autorzy ci w przypadku wszystkich ogniów mezozoiku przyjęli zresztą górne wartości gęstości przytaczane przez siebie na podstawie danych literaturowych (*op. cit.*, tab. 1). Wniosek Grobelnego (1983) o decydującym wpływie pokrywy mezozoicznej na efekt grawimetryczny został natomiast niezależnie potwierdzony przez badania wykorzystujące strukturalno-gęstościowy model 3D do wyznaczenia anomalii od podłoża podcechsztyńskiego w kujawskim segmencie TTZ (Petecki, 2000). Podobnie więc jak w przypadku niżu pomorskiego, również wy tłumaczenie anoma-

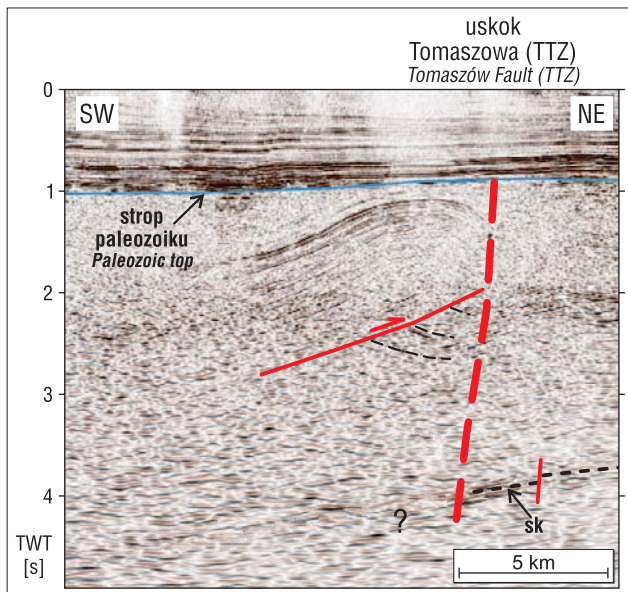
lii kujawskiej nie wymaga zakładania kilu skorupowego, z jego daleko idącymi (choć trzeba przyznać, efektywnymi) implikacjami tektonicznymi. Daje się wytłumaczyć w sposób prostszy rozkładem gęstości w skorupie krystalicznej lub w warstwie osadowej.

Interpretacja głębokości stropu krystaliniku metodą inwersji grawimetrycznej (Mazur i in., 2015; Mikołajczak i in., 2019) zakłada, że anomalie siły ciężkości są spowodowane topografią powierzchni stropowej. Takie założenie dla większości anomalii nie jest prawdziwe (np. Kubicki, Ryka, 1982), dlatego w procedurze inwersyjnej przykładano znaczącą lub nawet decydującą wagę do głębokościowych danych otworowych i sejsmicznych. Dane te dostępne są jednak niemal wyłącznie dla płytszych części kratonu wschodnioeuropejskiego, dla których wcześniej opracowano wiarygodne mapy głębokości podłoża krystalicznego na podstawie wyników badań sejsmicznych wykalibrowanych danymi z wierceń (Skorupa, 1975; Kubicki, Ryka, 1982, tab. 3). Tego rodzaju kalibracja tylko wyjątkowo jest możliwa w sąsiedztwie TTZ, zwłaszcza w rejonie bloku łysogórskiego i małopolskiego (Narkiewicz, 2019). W efekcie, wyniki modelowania metodą inwersji wyraźnie odbiegają tam od głębokości uzyskanych z sejsmicznych badań refrakcyjnych (Majdański, 2012; Mikołajczak i in., 2019, ryc. 11B). Innym ograniczeniem tej metody jest pomijanie obocznych kontrastów gęstościowych, które mogą być znaczne w rejonie TTZ (Narkiewicz, Petecki, 2016). Zakładana stała wartość kontrastu gęstości między krystalinikiem a warstwą osadową, wynosząca $0,2 \text{ g/cm}^3$ (Mikołajczak i in., 2019), wydaje się nadmiernym uogólnieniem, zważywszy na obocznie niejednorodny charakter skał osadowych i wulkanicznych podłoża i pokrywy (Narkiewicz, 2019).

Sejsmiczne badania refleksyjne

Interpretacja przebiegu TTZ w profilu POLCRUST-01 wzdłuż uskoku Tomaszowa wg Narkiewicza i in. (2015) została ostatnio podważona przez Krzywca i in. (2017). Zakwestionowali oni geometrię podłoża krystalicznego w tej strefie (por. ryc. 6), dowodząc na podstawie modelowań, że jest ona zafałszowana na skutek artefaktu sejsmicznego. Miałby on powstać w wyniku zróżnicowania parametrów prędkościowych osadów po obu stronach uskoku odwrotnego. Podstawą modelowań był anonimowy przemysłowy profil sejsmiczny biegnący równoległe do profilu POLCRUST-01 (ryc. 1).

Wniosek o fałszywym obrazie stropu krystaliniku nie wydaje się trafny, bowiem nie wzięto pod uwagę danych sejsmicznych o głębszej strukturze skorupy, potwierdzających pionowy przebieg uskoku Tomaszowa (ryc. 5). Ponadto interpretacja tektoniczna modelowanego przekroju jest niejednoznaczna i co najmniej dopuszczalny jest również wariant przedstawiony na ryc. 8, zgodny z koncepcją Narkiewicza i in. (2015). Jak widać, zapis falowy stropu krystaliniku w dyskutowanym profilu zanika na SW od uskoku Tomaszowa, który również najwyraźniej obcina od NE czoło nasunięcia o tejże wergencji, podobnie jak w pobliskim profilu POLCRUST-01. Dodatkowo wyniki modelowania (por. Krzywiec i in., 2017, ryc. 8) nie przystają do zapisu nieciągłości widocznej w profilu POLCRUST-01 (ryc. 6). Nie uwzględniają charakterystycznego załamania nachylenia stropu krystaliniku i nie odwzorowują dwóch wyraźnych nieciągłości, z których zwłaszcza zachodnia (= uskock Tomaszowa) ma znacznie większą amplitudę od wygięcia refleksu wymodelowanego w dyskutowanej



Ryc. 8. Geologiczna reinterpretacja sejsmicznego profilu refleksyjnego (lokalizacja – ryc. 1), będącego podstawą do modelowania w pracy Krzywca i in. (2017, ryc. 4). sk – strop podłoża krystalicznego, inne objaśnienia – por. tekst

Fig. 8. Geological reinterpretation of the reflection seismic profile (localization – Fig. 1) used as a basis for the modelling exercise by Krzywicz et al. (2017, fig. 4). sk – crystalline basement top, other explanations – see the text

pracy. Mimo to cytowani autorzy starają się wytłumaczyć zjawisko zmiany upadu stropu podłoża przyjętą *ad hoc* hipotezą o obłamaniu płyty przedgórza orogenu ediakarskiego. Warto jednak zauważyć, że o ile podłoże bloku małopolskiego wykazuje cechy orogenu neoproterozoicznego, o tyle w przypadku bloku łysogórskiego bardziej prawdopodobny jest ekstensyjny, ryftowy charakter basenu ediakaru, raczej wykluczający wpływ pasma fałdowo-nasuwczego (Narkiewicz, Petecki, 2017).

Strefa TTZ* wg Mazura i in. (2017) tworzy w sektorze SE szeroki pas obejmujący od wschodu 30-kilometrowej szerokości część rowu lubelskiego, elewację radomsko-krańską oraz fragment strefy Biłgoraja-Narola aż po uskoki Janowa na zachodzie (ryc. 5). Ten ostatni zaznacza się głównie w pokrywie mezo-kenozoicznej oraz jako granica ciągłego wypełnienia basenu przedkarpaccyckiego, ale nie można też wykluczyć jego przedmezozoicznych założeń skorupowych (Narkiewicz i in., 2015). Dane sejsmiczne nie potwierdzają natomiast występowania kilu skorupowego związanego z TTZ* (Narkiewicz i in., 2015; Malinowski, 2016). Podsumowując, w SE odcinku TTZ* nie widać związku tej strefy ani ze strukturą podłoża krystalicznego i ukształtowaniem Moho, ani też z budową geologiczną pokrywy osadowej.

Należy podkreślić, że udokumentowana ciągłość dolnopaleozoicznej pokrywy platformowej sama w sobie nie świadczy o istnieniu sfekonorweskiego szwu tektonicznego w profilach PL1-5400 i PL-5600 (Mazur i in., 2015, 2016a). Z istnienia takiej ciągłości wynika tylko tyle, że szew może się tam znajdować – zresztą w jakimkolwiek miejscu, np. dalej na wschód, w bardziej wewnętrznej części kratonu. Dla ustalenia jego obecności są jednak konieczne niezależne obserwacje geologiczne lub geofizyczne. Brak jest dowodów na istnienie ciągłego kilu skorupowego w wyżej podsumowanych danych sejsmiki refrakcyjnej. Niże grawimetryczne, pomorski i kujawski, związane

z jego postulowanym przebiegiem, wyraźnie różnią się amplitudą, zasięgiem i ogólną geometrią, a ich przyczyny wystarczająco tłumaczy zróżnicowana gęstość skał skorupy (por. wyżej; Narkiewicz, Petecki, 2016). Oczywiście jest także odmienny obraz anomalii w SE Polsce, gdzie TTZ i TTZ* przecinają grawimetryczny wyż małopolski (Królkowski, Petecki 1995; Grabowska i in., 2011).

Według obecnych autorów kil skorupowy jako ślad akrecji prekambryjskiej, mający wg Mazura i in. (2015, 2017) wyznaczać TTZ*, jest bytem modelowym, nie znajdującym – przynajmniej do tej pory – potwierdzenia w obserwacjach. Przynajmniej lokalną obecność podobnej struktury w profilu LT-4 (ryc. 3), a także w niektórych profilach CELEBRATION (Narkiewicz i in., 2011) można wiązać z procesami transpresji wzdłuż uskoków przesuwowych przecinających całą skorupę (Stern, McBride, 1998), takich jak uskoki Kazimierza-Ursynowa, strefa Kocka czy wreszcie sama strefa TTZ, reaktywowana w późnym karbonie w reżimie przesuwczym (Narkiewicz, 2007).

Osobnej dyskusji wymaga profil PL1-5300, który przecina zarówno TTZ jak i TTZ* (ryc. 1), a więc mógłby potencjalnie służyć do falsyfikacji podtrzymywanej tu koncepcji istnienia nieciągłości podłoża i pokrywy ediakarsko-dolnopaleozoicznej wzdłuż strefy TTZ. Podważenie tezy o braku ciągłości wymagałoby jednoznacznego odwzorowania w strefie Teisseyre’a-Tornquista: (1) stropu podłoża krystalicznego i (2) horyzontów dolnopaleozoicznych. Dane sejsmiczne z omawianego profilu trudno jednak uznać za klarowny zapis obu wymienionych elementów. W szczególności trudno dopatrzeć się stropu podłoża kratonicznego, które, sądząc na podstawie cytowanych tu publikacji, na ogół wyraźnie zaznacza się w pozostałych profilach PolandSPAN. Podłoże krystaliczne nie zostało osiągnięte żadnym wierceniem w omawianym rejonie, a najgłębszy otwór Bodzanów IG 1 jedynie nawierca stropowe 100 m kambru. W strefie przebiegu TTZ i TTZ* pod permem występują chaotyczne refleksy nie dające obrazu struktury pokrywy platformowej, prawdopodobnie z powodu tłumiącego efektu ewaporatów cechsztyńskich (np. Dadlez, 2001). W tej sytuacji zrozumiała jest powściągliwość Mazura i in. (2015, ryc. 5C–E) co do interpretacji uskoków podłoża podpermskiego, natomiast rysowane przez nich równe granice jednostek podpermskich należy rozumieć raczej jako schemat ideowy, a nie odzwierciedlenie ich realnej struktury. W mocy pozostają więc argumenty o nieciągłości podłoża krystalicznego wzdłuż TTZ (Petecki, 2008; Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki 2017) wynikające z analizy pola magnetycznego (ryc. 1), sejsmicznych profiliowań refrakcyjnych (ryc. 3) oraz profilu POLCRUST-01 (ryc. 5, 6). Dodatkowymi argumentami są przytoczone wyżej wyniki badań magnetotellurycznych i obserwacji trzęsień ziemi.

WNIOSKI

Na obszarze Polski strefa TTZ w części NW wyróżnia się silnymi gradientami magnetycznymi i wyraźnymi kontrastami skorupowymi widocznymi w wynikach sejsmicznych profiliowań refrakcyjnych. Skokowe ścinienie skorupy krystalicznej jest związane z obniżeniem jej stropu i wzrostem miąższości warstwy osadowej oraz spłycającym Moho ku SW. Istnienie niżów grawimetrycznych – pomorskiego i kujawskiego – daje się wytłumaczyć zróżnicowaniem gęstości skał skorupowych i nie wymaga zakładania wąskiej strefy kilu wymodelowanej przez Mazura i in.

(2015, 2017). Wytyczony na podstawie tego modelowania zmodyfikowany przebieg TTZ (= TTZ*) nie znajduje potwierdzenia w wynikach badań sejsmicznych. W PL1-5300 jedynym głębokim profilu refleksyjnym przecinającym zarówno TTZ*, jak i TTZ (Mazur i in., 2015) zapis sejsmiczny nie wyklucza istnienia nieciągłości stropu krystaliniku i jego najstarszej pokrywy.

W Polsce południowo-wschodniej związek linii maksymalnego gradientu magnetycznego z TTZ jest mniej jednoznaczny. Wynika to z widocznego w wynikach sejsmicznych badań refrakcyjnych mniejszego kontrastu budowy skorupowej – bardziej wyrównanego stropu Moho i płytszego, bardziej stopniowo obniżającego się stropu krystaliniku. Jednak struktura skorupowa platformy wschodnioeuropejskiej wyraźnie różni się od położonych na SW bloków platformy paleozoicznej (Narkiewicz i in., 2011). Kontrast ten jest widoczny również w profilu sejsmicznym POLCRUST-01, który udokumentował niemal pionową strefę uskoku Tomaszowa jako granicę tektoniczną między platformą wschodnioeuropejską a blokiem ścienionej skorupy kratonicznej strefy Biłgoraja-Narola (Narkiewicz i in., 2015). Na nachylonym podłożu krystalicznym bloku szybko wzrasta tam ku SW miąższość przypuszczalnie synryftowych utworów ediakarskich, a także kompleksu dolnopaleozoicznego. Ten ostatni wykazuje liczne analogie do sukcesji osadowej regionu łysogórskiego, a zarazem kontrast z pokrywą platformową na wschodzie, świadczące o przynależności do odrębnej jednostki paleo-tektonicznej – bloku łysogórskiego.

Przytoczone wyniki badań TTZ nie potwierdzają tezy Mazura i in. (2017) o ciągłości skorupy kratonicznej wzdłuż tej strefy i jej związku ze sfekonorweskim szwem śród-płytkowym i towarzyszącym mu kilem skorupowym. Nieciągłość stropu krystaliniku oraz jego pokrywy platformowej, przy udowodnionej obecności skorupy typu kratonicznego na SW, stanowi potwierdzenie obecności bloków allochtonicznych – łysogórskiego (domeny śródpolskiej) i pomorskiego, sąsiadujących z kratonem wzdłuż strefy TTZ. Ogranicza ona od SW ciągłą skorupę proterozoiczną o miąższości zredukowanej w wyniku ryftowania ediakarskiego i rozpadu Rodinii. Przebieg TTZ został ukształtowany w reżimie przesuwczym na przełomie syluru i dewonu, prawdopodobnie wykorzystującym wcześniejsze uskoki normalne utworzone w czasie ryftowania. Pamięć litosferyczna związana z TTZ odżywała w trakcie deformacji w kolejnych reżimach tektonicznych – waryscyjskim (przesuwczo-kompresyjnym), permskim-wczesnokredowym (głównie ekstensyjnym), przełomu kredy i paleogenu (kompresja i inwersja) oraz neogeńskim, związanym z kompresją karpacką (Narkiewicz i in., 2011, tab. 1).

Niniejsza publikacja powstała w ramach tematu 61.2905.1801.00.0 finansowanego ze środków statutowych Państwowego Instytutu Geologicznego. Dziękujemy dr. Wojciechowi Brochwicz-Lewińskiemu i anonimowemu Recenzentowi za uwagi i komentarze do pracy. Jesteśmy wdzięczni Janowi Turczynowiczowi za pomoc w przygotowaniu części rycin.

LITERATURA

BARNES G., BARRAUD J. 2012 – Imaging geologic surfaces by inverting gravity gradient data with depth horizons. *Geophysics*, 77 (1): G1–G11.
 BERTHELSEN A. 1993 – Where different geological philosophies meet: the Trans-European Suture Zone. *Publications of the Institute of Geophysics*, A 20: 19–31.
 BERTHELSEN A. 1998 – The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *GFF*, 120: 223–230.

BOGDANOVA S., GORBATSCHEV R.R., SKRIDLAITE G., SOESOO A., TARAN L., KURLOVICH D. 2015 – Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. *Precambrian Res.*, 259: 5–33.
 BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1981 – Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, 29 (8): 385–396.
 BUŁA Z., BYŚ I., FLOREK R., HABRYN R., JACHOWICZ M., KWARCINŃSKI J., LASKOWICZ R., LISZKA B., MADEJ K., MAKSYM A., MARKOWIAK M., PIETRUSIAK M., PROBULSKI J., RYŁKO W., SALWA S., SIKORA R., STARYSZAK G., TABOL-
 -WÓJCIK P., TOMAŚ A., ZACHARSKI J. 2008 – Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat Zewnętrznych i zapadliśka przedkarpackiego. *Min. Środ.*, Warszawa.
 DADLEZ R. 2000 – Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.*, 44: 221–236.
 DADLEZ R. 2001 – Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską 1 : 200 000. *Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
 DADLEZ R., GRAD M., GUTERCH A. 2005 – Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, 411 (1/4): 111–128.
 DĄBROWSKI A. 1957 – Budowa głębszego podłoża Polski zachodniej w świetle wyników badań geofizycznych. *Kwart. Geol.*, 1 (1): 31–39.
 DĄBROWSKI A., KARACZUN K., KARACZUN M. 1981 – Południowo-zachodni brzeg platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce w świetle wyników badań magnetycznych. *Prz. Geol.*, 29 (8): 415–419.
 DĄBROWSKI A., KARACZUN K. 1984 – Fault of the zone comprising the Teisseyre-Tornquist Line determined on the basis of magnetic and gravimetric data. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A-16(1975): 57–69.
 DĄBROWSKI A., KARACZUN K., KARACZUN M. 1988 – Strome powierzchnie nieciągłości na Pomorzu i przyległym obszarze Bałtyku wyznaczone na podstawie danych magnetycznych i grawimetrycznych. *Kwart. Geol.*, 32 (2): 475–484.
 DZIEWIŃSKA L., PETECKI Z. 2004 – Kompleksowa interpretacja badań geofizycznych obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Instrukcje i metody badań geologicznych*, 58: 1–107.
 ERNST T., JANKOWSKI J., JÓZWIAK W., LEFELD J., LOGVINOV I. 2002 – Geoelectrical model along a profile across the Tornquist-Teisseyre zone in southeastern Poland. *Acta Geoph. Pol.*, 50: 505–515.
 ERNST T., BRASSE H., CERV V., HOFFMANN N., JANKOWSKI J., JÓZWIAK W., KREUTZMANN A., NESKA A., PALSHIN N., PEDERSEN L.B., SMIRNOV M., SOKOLOVA E., VARENTSOV I.M. 2008 – Electromagnetic images of the deep structure of the Trans-European Suture Zone beneath Polish Pomerania. *Geophys. Res. Letters.*, 35: L15307; doi: 10.1029/2008GL03461
 GRABOWSKA T., BOJDYS G., DOLNICKI J. 1998 – Three-dimensional density model of the Earth's crust and the upper mantle for the area of Poland. *J. Geodynamics*, 25: 5–24.
 GRABOWSKA T., BOJDYS G. 2001 – The border of the East European Craton in South-Eastern Poland based on gravity and magnetic data. *Terra Nova*, 13 (2): 92–98.
 GRABOWSKA T., BOJDYS G., BIELIK M., CSICSAY K. 2011 – Density and magnetic models of the lithosphere along CELEBRATION 2000 profile CEL 01. *Acta Geoph. Pol.*, 59, 3: 526–560.
 GRABOWSKA T., BOJDYS G., PETECKI Z. 2017 – Anomalie magnetyczne i ich rola w rozpoznaniu struktury krystalicznego kompleksu skorupy ziemskiej południowo-wschodniej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 470: 17–48; doi: 10.5604/01.3001.0010.6954
 GRAD M. w druku – Podolian, Saxonian and Baltic plates – Teisseyre-Tornquist Line and the edge of the East European Craton. *Geochemistry*, <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.03.002>
 GRAD M., JENSEN S.L., KELLER G.R., GUTERCH A., THYBO H., JANIK T., TIIRA T., YLINIEMI J., LUOSTO U., MOTUZA G., NASEDKIN V., CZUBA W., GACZYŃSKI E., ŚRODA P., MILLER K.C., WILDE-PIÓRKO M., KOMMINAHO K., JACYNA J., KORABLIOVA L. 2003 – Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 108 (B11).
 GROBELNY A. 1983 – Badania grawimetryczne. [W:] Marek S. (red), Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 103: 23–30.
 GROBELNY A., KRÓLIKOWSKI C. 1988 – Anomalie grawimetryczne wywołane utworami podpermskimi w północno-zachodniej Polsce. *Kwart. Geol.*, 32 (3/4): 611–634.
 GUTERCH A., GRAD M. 2006 – Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geol. Quart.*, 50 (1): 23–32.
 GUTERCH A., WYBRANIEC S., GRAD M., CHADWICK R., KRAWCZYK C., ZIEGLER P., DE VOS W., THYBO H. 2010 – Crustal structure and structural framework. [W:] Doornenbal J., Stevenson A. (red.), *Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area*. Houten: EAGE Publications: 11–23.

- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z. 1995 – Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z. 1997 – Crustal structure at the Trans-European Suture Zone in northwest Poland based on gravity data. *Geol. Mag.*, 134: 661–667.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., DADLEZ R. 1996 – Vertical discontinuities in the Earth's crust of the TESZ in Poland – gravity data. *Geol. Quart.*, 40 (2), 155–168.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., ŻÓŁTOWSKI Z. 1999 – Główne jednostki strukturalne w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w świetle danych grawimetrycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 336: 5–58.
- KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L., PETECKI Z., WISZNIEWSKA J., SALWA S., ŻABA J., GAJDIK K., WILLIAMS I.S., ROSOWIECKA O., TARAN L., JOHANSSON Å., PÉCSKAY Z., DEMAÏFFE D., GRABOWSKI J., ZIELIŃSKI G. 2017 – Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej 1 : 1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LIS P., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2014 – Lower Paleozoic basins developed above the East European Craton in Poland: new insight from regional high-effort seismic reflection data. *SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference and Exhibition, Vienna (extended abstract)*, SPE-167739-MS: 1–6.
- KRZYWIEC P., GAGAŁA Ł., MAZUR S., SŁONKA Ł., KUFRASA M., MALINOWSKI M., PIETSCH K., GOŁONKA J. 2017 – Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: Thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? *Tectonophysics*, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.008>
- KUBICKI S., RYKA W. 1982 – Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, 1 : 500 000. Inst. Geol., Warszawa.
- MAJDAŃSKI M. 2012 – The structure of the crust in TESZ area by kriging interpolation. *Acta Geoph.*, 60 (1): 59–75.
- MAJOROWICZ J., POLKOWSKI M., GRAD M. 2019 – Thermal properties of the crust and the lithosphere-asthenosphere boundary in the area of Poland from the heat flow variability and seismic data. *Intern. J. Earth Sci.*, 108 (2): 649–672.
- MALINOWSKI M. 2016 – Deep reflection seismic imaging in SE Poland using extended correlation method applied to PolandSPAN™ data. *Tectonophysics*, 689: 107–114.
- MALINOWSKI M., ŻEŁAŻNIEWICZ A., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., CELEBRATION WORKING GROUP 2005 – Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland-CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. *Tectonophysics*, 401 (1): 55–77.
- MALINOWSKI M., GUTERCH A., NARKIEWICZ M., PROBULSKI J., MAKSYM A., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., GRAD M., JANIK T., JANKOWSKI L., ADAMCZYK A. 2013 – Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. *Geophys. Res. Letters*, 40 (15): 3841–3846.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2015 – Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? *Tectonics*, 34 (12): 2465–2477.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2016a – Reply to Comment by M. Narkiewicz and Z. Petecki on “Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?”. *Tectonics*, 35 (6): 1600–1607.
- MAZUR S., MIKOŁAJCZAK M., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., BUFFENMYER V. 2016b – Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? *Tectonophysics*, 692: 29–43.
- MAZUR S., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., ALEKSANDROWSKI P., MIKOŁAJCZAK M., 2017 – Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre’a-Tornquista w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, 65 (12): 1511–1520.
- MIKOŁAJCZAK M., MAZUR S., GAGAŁA Ł. 2019 – Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. *Intern. J. Earth Sci.*, [doi/10.1007/s00531-018-1668-9](https://doi.org/10.1007/s00531-018-1668-9)
- MILANO M., FEDI M., FAIRHEAD J.D. 2019 – Joint analysis of the magnetic field and Total Gradient Intensity in Central Europe. *Solid Earth*, 10: 697–712; <https://doi.org/10.5194/se-2019-40>
- MŁYNARSKI S., BACHAN W., DĄBROWSKA B., JANKOWSKI H., KANIEWSKA E., KARACZUN K., KOZERA A., MAREK S., SKORUPA J., ŻELICHOWSKI A.M., ŻYTKO K. 1982 – Interpretacja geofizyczno-geologiczna wyników badań wzdłuż profilów Lubin-Prabuty, Przedbórz-Zebrak, Baligród-Dubienka. *Biul. Inst. Geol.*, 333: 5–60.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B. 2005 – Litostratygrafia ordowiku strefy Biłgoraj-Narol (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 416: 45–79.
- NARKIEWICZ M., 2007 – Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, 51: 231–256.
- NARKIEWICZ M. 2019 – Comment on “Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data” by Mikołajczak et al. *Intern. J. Earth Sci.*, 108 (5): 1763–1765.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T. 2011 – Crustal seismic velocity structure of southern Poland: Preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, 148 (2): 191–210.
- NARKIEWICZ M., MAKSYM A., MALINOWSKI M., GRAD M., GUTERCH A., PETECKI Z., PROBULSKI J., JANIK T., MAJDAŃSKI M., ŚRODA P., CZUBA W., GACZYŃSKI E., JANKOWSKI L. 2015 – Transcurrent nature of the Polcrust-01 deep reflection seismic profile. *Intern. J. Earth Sci.*, 104 (3): 775–796.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z. 2016 – Comment on “Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?” by Mazur et al. *Tectonics*, 35: 1595–1599; [doi: 10.1002/2016TC004127](https://doi.org/10.1002/2016TC004127)
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z. 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, 61 (2): 502–520.
- ORYŃSKI S., KLITYŃSKI W., NESKA A., ŚLĘZAK K. 2019 w druku – Deep lithospheric structure beneath the Polish part of the East European Craton as a result of magnetotelluric surveys. *Stud. Geophys. Geod.*, 63: 273–289.
- PACZEŚNA J. 2014 – Litostratygrafia utworów ediakaru w lubelsko-podlaskim basenie sedymentacyjnym (wschodnia i południowo-wschodnia Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 460: 1–24.
- PASCAL C., EBBING J., SKILBREI J.R. 2007 – Interplay between the Scandes and the Trans-Scandinavian Igneous Belt: integrated thermo-rheological and potential field modelling of the Central Scandes profile. *Norwegian J. Geol.*, 87: 3–12.
- PETECKI Z. 2000 – Przetwarzanie i interpretacja pól potencjalnych w kujawskim segmencie strefy Teisseyre’a-Tornquista i zachodniej części platformy prekambryjskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 392: 75–120.
- PETECKI Z. 2008 – Podłoże magnetyczne w pomorskim segmencie strefy szwu transeuropejskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 191: 3–72.
- PETECKI Z. w druku – Ideal body analysis of the Pomerania Gravity Low (northern Poland). *Geol. Quart.*, [doi: 10.7306/gq.1485](https://doi.org/10.7306/gq.1485)
- PETECKI Z., ROSOWIECKA O. 2017 – A new magnetic anomaly map of Poland and its contribution to the recognition of crystalline basement rocks. *Geol. Quart.*, 61 (4): 934–945; [doi: http://dx.doi.org/10.7306/gq.1383](https://doi.org/10.7306/gq.1383)
- PHARAOH T.C. 1999 – Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314: 17–41.
- POŻARYSKI W. 1957 – Południowo-zachodnia krawędź Fenosarmacji. *Kwart. Geol.*, 1 (3–4): 383–424.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., TOMCZYK H. 1982 – O heterochroniczności linii Teisseyre’a-Tornquista. *Prz. Geol.*, 30 (11): 569–574.
- POŻARYSKI W. 1990 – Kaledonidy środkowej Europy – orogemem przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38 (1): 1–9.
- SCHWEITZER J. 1995 – Blockage of regional seismic waves by the Teisseyre-Tornquist Zone. *Geophys. J. Int.*, 123: 260–276.
- SKORUPA J. 1959 – Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 160: 1–51.
- SKORUPA J. 1975 – Regional refraction investigations of deep basement in Poland. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, 82: 39–49.
- STERN T.A., McBRIDE J.H. 1998 – Seismic exploration of continental strike-slip zones. *Tectonophysics*, 286: 63–78.
- SZEWCZYK J., GIENKA D. 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland. *Geol. Quart.*, 53 (1): 125–140.
- TORNQUIST A. 1908 – Die Feststellung des Sudwestrandes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ost-preussischen Scholle. *Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, 49 (1): 1–12.
- ZIEGLER P.A. 1990 – Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd edn. Shell Internationale Petroleum Maatschappij BV, Den Haag.
- ZNOSKO J. 1979 – Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, 29 (4): 365–382.
- ZNOSKO J. 1986 – O międzynarodowej mapie tektonicznej SW krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. *Prz. Geol.*, 34 (10): 545–552.

Praca wpłynęła do redakcji 14.05.2019 r.
 Akceptowano do druku 29.08.2019 r.