

## Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań

Stanisław Mazur<sup>1</sup>, Piotr Krzywiec<sup>1</sup>, Michał Malinowski<sup>2</sup>, Marek Lewandowski<sup>2</sup>,  
Paweł Aleksandrowski<sup>3,4</sup>, Mateusz Mikołajczak<sup>1</sup>



S. Mazur



P. Krzywiec



M. Malinowski



M. Lewandowski



P. Aleksandrowski



M. Mikołajczak

**Tectonic significance of the Teisseyre-Tornquist zone in the light of new research.** *Prz. Geol.*, 65: 1511–1520.

*Abstract.* The Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ), a transcontinental feature evident from magnetic and gravity maps, runs obliquely across the territory of Poland from the NW to SE and for a century it has been considered a deep tectonic boundary between the Precambrian East European Platform (EEP) in the NE and the so-called young Palaeozoic Platform in the SW. The results of quantitative interpretation of gravity and magnetic data, integrated with data from new reflection seismic profiles crossing the TTZ, indicate the continuation of the Precambrian basement of the EEP and its lower Palaeozoic cover toward the SW underneath the Palaeozoic Platform of southwestern Poland. They also suggest the occurrence of a crustal keel beneath the TTZ. In the broader context of European geology, these results imply the location of a hypothetical Caledonian tectonic suture, marking the site of the collision between Avalonia and Baltica, not along the TTZ, but farther SW, in northern Germany and southwest Poland. Another implication is that the extensive Permian-Mesozoic sedimentary basins of western Poland are established above the attenuated margin of the Baltica palaeocontinent.

**Keywords:** gravity and magnetic modelling, seismic interpretation, Baltica margin, Caledonian suture, crustal architecture, Poland

Strefa Teisseyre'a-Tornquista (T-T), transkontynentalnych rozmiarów struktura wyraźnie zaznaczająca się na mapach magnetycznych i grawimetrycznych, przecina skosem Polskę od NW ku SE (ryc. 1) i od ponad wieku jest uważana za wgłębną granicę tektoniczną pomiędzy prekambryjską platformą wschodnioeuropejską na NE i tzw. młodą, paleozoiczną platformą na SW (np. Tornquist, 1908; Teisseyre, 1921; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Pożaryski i in., 1982; Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015). Wypowiadano również poglądy o szerszym zasięgu ku SW platformy prekambryjskiej lub tylko jej dolnej skorupy, mającej kontynuować się pod platformą paleozoiczną (Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999; Grad i in., 2002; Winchester i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009). Zagadnienie charakteru strefy T-T pozostawało przez długi czas nierozwiązane z powodu braku odpowiednich danych o jej wgłębnej budowie. Sytuacja uległa zmianie wraz z pojawieniem się pierwszych wysoko-rozdzielczych profili sejsmiki refleksyjnej obrazujących strukturę południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2014). W tej pracy przedstawiamy wyniki interpretacji ilościowej danych grawimetrycznych i magnetycznych, zintegro-

wane z danymi refleksyjnymi profili sejsmicznych PolandSPAN™ w celu wyjaśnienia czy strefa T-T stanowi granicę tektoniczną prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej.

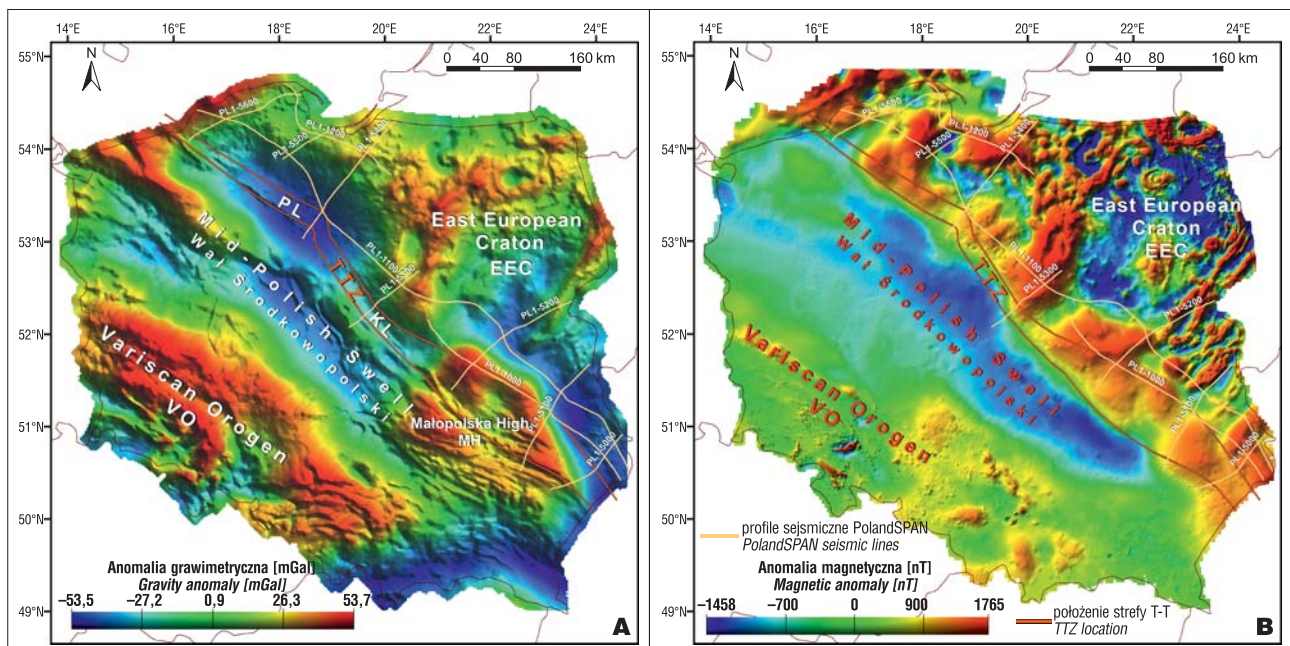
Przedstawione w tej publikacji nowe dane wskazują na przedłużanie się prekambryjskiego cokołu platformy wschodnioeuropejskiej i jego dolnopaleozoicznej pokrywy ku południowemu zachodowi, pod platformę paleozoiczną południowo-zachodniej Polski. Sugerują także występowanie pod strefą T-T tzw. kilku skorupowego. W szerszym kontekście geologii europejskiej wyniki te implikują położenie hipotetycznego kaledońskiego szwu tektonicznego, wyznaczającego miejsce kolizji Awalonii i Bałtyki, nie wzdłuż strefy T-T, tylko dalej na SW, na obszarze północnych Niemiec i południowo-zachodniej Polski, oraz usytuowanie rozległych basenów paleozoicznych i permio-mezozoicznych zachodniej Polski nad rozciągniętym i wycienionym obrzeżeniem paleokontynentu Bałtyki. Zaprezentowane tu argumenty geofizyczne i geologiczne potwierdzają hipotezę (Mazur i in., 2016a, b), według której strefa T-T utworzyła się w prekambrze i we wczesnym paleozoiku nie stanowiła granicy Bałtyki. Odwołują się one do wyników modeli geofizycznych z wykorzystaniem danych grawimetrycznych

<sup>1</sup> Instytut Nauk Geologicznych PAN; ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; ndmazur@cyf-kr.edu.pl, piotr.krzywiec@twarda.pan.pl, ndmikola@cyf-kr.edu.pl.

<sup>2</sup> Instytut Geofizyki PAN; ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa; michalm@igf.edu.pl, lemar@igf.edu.pl.

<sup>3</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; pawel.aleksandrowski@pgi.gov.pl.

<sup>4</sup> Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.



**Ryc. 1.** Mapy anomalii pól potencjalnych dla obszaru Polski w układzie współrzędnych 1992. **A** – mapa anomalii Bouguera. Dane grawimetryczne pochodzą z pomiarów naziemnych i są przedstawione jako siatka danych o oczku 2 km. Poprawka Bouguera została obliczona dla gęstości warstwy zredukowanej 2,67 g/cm<sup>3</sup>. **B** – mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna (RTP). Wyjściowe dane magnetyczne skompilowano z pomiarów naziemnych i lotniczych i przedstawiono na siatce o oczku 500 m. Wartości w węzłach siatki przeliczono do położenia na wysokości 500 m n.p.t. Północno-wschodnia granica strefy T-T na Lubelszczyźnie za Guterchem i Gradem (2006). EEC – kraton wschodnioeuropejski, KL – kujawski niż grawimetryczny, MH – małopolski wyż grawimetryczny; PL – pomorski niż grawimetryczny; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; VO – orogen waryscyjski

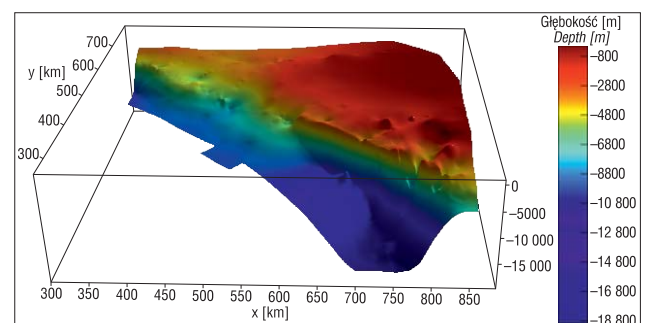
**Fig. 1.** Potential field anomalies maps for the territory of Poland. The coordinate system used is Poland 1992. **A** – Bouguer gravity anomaly map. The gravity data were derived from gravity ground stations and gridded at 2000 m interval. The Bouguer correction reduction density is 2.67 g/cc. **B** – magnetic anomaly reduced to the pole (RTP). The total magnetic intensity grid was compiled from ground and airborne surveys and gridded at 500 m interval and upward continued to 500 m mean terrain clearance. North-eastern boundary of the Teisseyre-Tornquist Zone in the Lublin area after Guterch and Grad (2006). EEC – East European Craton, KL – Kuyavian Gravity Low, MGH – Małopolska Gravity High, PL – Pomeranian Gravity Low, TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone, VO – Variscan Orogen

i magnetycznych oraz do interpretacji sejsmicznej wybranych profili eksperymentu PolandSPAN™ (Krzywiec i in., 2014), które zostały opublikowane w ostatnich latach (Mazur i in., 2015, 2016 a, b; Malinowski, 2016; Krzywiec i in., 2017a) lub są obecnie w trakcie opracowywania.

### OGÓLNY OBRAZ GEOFIZYCZNY STREFY TEISSEYRE’A-TORNQUISTA

Strefa T-T ma szerokość ok. 50 km i jest związana z wyraźną zmianą położenia nieciągłości Moho. Głębokość do powierzchni Moho zmniejsza się od 42–49 km pod polską częścią platformy wschodnioeuropejskiej do 31–38 km pod przyległą od południowego zachodu platformą paleozoiczną (np. Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Jednocześnie strop prekambryjskiego podłoża obniża się w strefie T-T ku południowemu zachodowi o ok. 10 km (ryc. 2; Mazur i in., 2015; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017a). Rozkład prędkości fal poprzecznych (S) w górnym płaszczu uzyskany na podstawie tomografii sejsmicznej dowodzi, że strefa T-T pokrywa się ze znacznie szerszą strefą przejściową pomiędzy domeną płaszczu o dużych prędkościach fal S pod kratonem wschodnioeuropejskim i domeną niskopiędkościową pod platformą paleozoiczną (Zhu i in., 2015). Bieg strefy T-T pokrywa się również z kierunkiem szybszej propagacji fal S w górnym płaszczu (Zhu, Tromp, 2013).

Strefa T-T stanowi zasadniczą granicę w obrazie pola siły ciężkości oraz pola magnetycznego (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999), a także w rozkładzie intensywności strumienia ciepłego (Čermák i in., 1989; Majorowicz i in., 2003). Ogólnie, obszar platformy wschodnioeuropejskiej, gdzie podłoże krystaliczne występuje relatywnie płytko, odpowiada wyżowi grawimetrycznemu i magnetycznemu, podczas gdy niżej



**Ryc. 2.** Trójwymiarowy widok stropu krystalicznego podłoża w strefie Teisseyre’a-Tornquista i polskiej części kratonu wschodnioeuropejskiego (Mikołajczak, 2016, zmodyfikowane). Powierzchnia stropu podłoża jest efektem trójwymiarowej inwersji danych grawimetrycznych

**Fig. 2.** 3D view of crystalline basement top over the Teisseyre-Tornquist Zone and the Polish part of the East European Craton. Modified from Mikołajczak (2016). The top of basement horizon is derived from 3D inversion of gravity data



grawimetryczne i magnetyczne charakteryzują platformę paleozoiczną o podłożu krystalicznym, zlokalizowanym na znacznej głębokości (ryc. 1). Położona pomiędzy dwoma kontrastowymi geofizycznie obszarami, strefa T-T odpowiada strefie maksymalnej wielkości lateralnego gradientu pola siły ciężkości i pola magnetycznego (ryc. 1). Na całej swej długości strefa T-T jest przykryta przez miększe sukcesje, paleozoicznych, permo-mezozoicznych i kenozoicznych basenów sedymentacyjnych. Dlatego rozpoznanie zarówno współczesnej struktury, jak i odtworzenie jej ewolucji tektonicznej, może być oparte głównie na interpretacji danych geofizycznych w połączeniu z danymi wiertniczymi, podczas gdy geologiczne dane powierzchniowe nie odgrywają w tym zadaniu większej roli.

## CELE I METODY BADAŃ

Punkt wyjścia dla prezentowanych tu badań stanowiła obserwacja, że strefie T-T w północnej i centralnej Polsce towarzyszą głębokie niższe grawimetryczne (pomorski i kujawski), wydłużone równolegle do przebiegu tej strefy (ryc. 1A). Jednocześnie, w SE Polsce strefa T-T przecina obszar małopolskiego wyżu grawimetrycznego bez jego istotnej modyfikacji. O ile w tym ostatnim przypadku dodatkowe anomalie siły ciężkości mogą być związane z obecnością ciał wysokogęstościowych w dolnej skorupie (np. Perchuć, 1984; Janik i in., 2005, 2009; Malinowski i in., 2005; Środa i in., 2006), to obecność niżów grawimetrycznych w strefie T-T nie ma prostego wytłumaczenia. Biorąc pod uwagę zmniejszenie głębokości Moho pod platformą paleozoiczną w stosunku do platformy wschodnioeuropejskiej (Grad i in., 2002; Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010), należałoby raczej oczekiwać wyżu grawimetrycznego wzdłuż strefy T-T. Oczywiście efekt zmniejszenia się głębokości Moho ku SW jest do pewnego stopnia kompensowany przez obniżanie się stropu krystalicznego podłoża w tym samym kierunku. Na ile te dwie przeciwstawne tendencje równoważą się wzajemnie, czy też w grę wchodzi jakiś dodatkowy czynnik, pozostaje kwestią otwartą. Nie można jej rozstrzygnąć wyłącznie na podstawie obserwacji jakościowych, bez pomocy ilościowych modeli geofizycznych. Podobna sytuacja zachodzi w przypadku anomalii magnetycznych. Na podstawie analizy jakościowej nie można ocenić, czy silny lateralny gradient pola magnetycznego w strefie T-T (ryc. 1B) jest jedynie wynikiem głębokiego pogrzebienia stropu magnetycznego podłoża na SW od niej, czy też wynika z kontaktu bloków podłoża krystalicznego o odmiennej podatności magnetycznej.

Przy tworzeniu ilościowych modeli geofizycznych dla strefy T-T wykorzystaliśmy wyniki refleksyjnych profili sejsmicznych z eksperymentu PolandSPAN™ (Krzywiec i in., 2014) w domenie głębokości (ryc. 1). Użycie horyzontów sejsmicznych dla pokrywy osadowej i stropu krystalicznego podłoża pozwoliło w znacznym stopniu rozwiązać problem ekwiwalencji modeli geofizycznych, gdyż zawęziło zakres możliwych rozwiązań. Ponieważ profile PolandSPAN™ w swej oryginalnej wersji nie zobrazowały dolnej skorupy i powierzchni Moho, zintegrowaliśmy je z danymi grawimetrycznymi i magnetycznymi dla uzyskania pełnego, wglębnego obrazu strefy T-T. W modelowaniu stropu dolnej skorupy i nieciągłości Moho użyto siatek skompilowanych przez Majdańskiego (2012)

na podstawie wszystkich dotychczasowych sondowań refrakcyjnych. Jednak horyzonty z sejsmiki refrakcyjnej traktowano bardziej jako ogólną wskazówkę przy budowie modeli, dopuszczając w zakresie interpretacji pewne odstępstwa, jeśli wymagało tego uzyskanie zgodności pomiędzy danymi obserwowanymi a anomaliami generowanymi przez model.

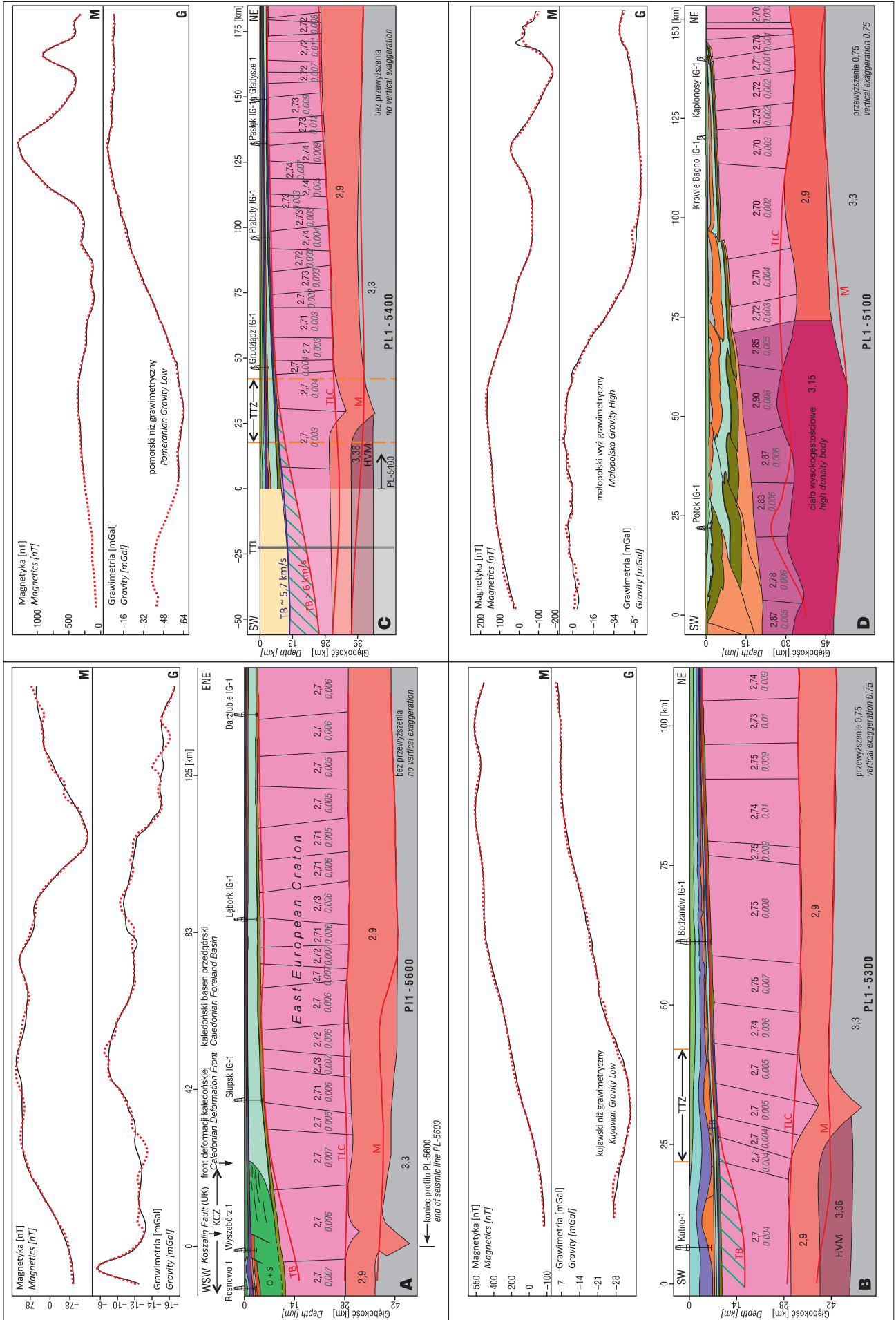
Podstawową metodą było dwuwymiarowe modelowanie wprost (ang. *forward modeling*) danych grawimetrycznych i magnetycznych wzdłuż profili PolandSPAN™, przecinających całkowicie lub częściowo strefę T-T (ryc. 1; Mazur i in., 2015, 2016 a, b; Mikołajczak, 2016 oraz model PL-5100 pokazany tu po raz pierwszy). Modelowania przeprowadzono przy użyciu programu Geosoft/GM-SYS, który wykorzystuje klasyczną metodę Talwaniego i Ewinga (1960) do obliczenia odpowiedzi grawimetrycznej i magnetycznej ciał zdefiniowanych w modelu. Dane gęstościowe (tab. 1) zaczerpnięto z zasobów Narodowego Archiwum Geologicznego PIG-PIB, a dla głębszych warstw skorupy ich zakres ustalono na podstawie ogólnej wiedzy na temat właściwości petrofizycznych skał oraz wyników wcześniej opublikowanych modelowań (Mazur i in., 2015 oraz cytowania tamże).

Modelowanie trójwymiarowe zostało oparte na inwersji danych grawimetrycznych w domenie częstotliwości (Barns, Barraud, 2012). Pierwszy krok stanowiło obliczenie efektu grawimetrycznego górnego płaszcza przy użyciu prostego modelu dwuwarstwowego. Powierzchnię Moho rozdzielającą obie warstwy wyznaczono na podstawie siatki danych z sondowań refrakcyjnych (Majdański, 2012). Założono kontrast gęstości przy przejściu przez Moho równy  $0,35 \text{ g/cm}^3$ . Obliczony sygnał grawimetryczny z górnego płaszcza odjęto następnie od obserwowanych danych grawimetrycznych z poprawką Bouguera. Odseparowana w ten sposób pozostałość grawimetryczna objęła anomalie wygenerowane przez źródła zlokalizowane w skorupie ziemskiej. Użyto jej w rozwiązaniu zadania odwrotnego (ang. *inverse modelling*) do obliczenia powierzchni stropu krystalicznego podłoża, zakładając przy tym kontrast gęstości  $0,2 \text{ g/cm}^3$  pomiędzy podłożem a pokrywą osadową.

## WYNIKI

Przeprowadzona analiza ilościowa potwierdziła wiele wcześniejszych obserwacji dotyczących strefy T-T (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999). Wynika z nich, że strefa T-T jest położona wzdłuż granicy pomiędzy dwoma kontrastowymi obszarami, gdzie lateralne gradienty pola siły ciężkości i pola magnetycznego osiągają maksymalną wielkość (ryc. 1). Modelowanie dwuwymiarowe potwierdziło również położenie Moho pod platformą paleozoiczną (ryc. 3).

Poza podobieństwami do wcześniej opublikowanych danych (Grad i in., 2002; Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010), uzyskane wyniki ujawniły również takie cechy strefy T-T, które nie były dotąd opisywane w literaturze. Przede wszystkim okazało się, że zbilansowanie obliczonego efektu grawimetrycznego wynikającego z modeli w strefie T-T nie jest możliwe bez lokalnego obniżenia granicy Moho (założenia obecności kilku skorupowego). Trzy modele dwuwymiarowe (PL-5300, PL-5400 oraz PL-5600; ryc. 3) wskazują na występowanie kilku skorupowego pod



←

**Ryc. 3.** Dwuwymiarowe modele grawimetryczne, magnetyczne i geologiczne dla wybranych profilów PolandSPAN™. G – profile grawimetryczne; M – profile magnetyczne. Dane zmierzone przedstawia gruba, czerwona, kropkowana linia; syntetyczny wynik modelowania odzwierciedla cienka, czarna linia ciągła. A–D – modele geologiczne dla profilów: PL1-5600 (A) wg Mazura i in. (2016b) – model przedłużony ku SW na podstawie danych refrakcyjnych i otworowych; PL1-5300 (B) wg Mazura i in. (2015); PL1-5400 (C) wg Mazura i in. (2016a) – model przedłużony ku SW na podstawie danych refrakcyjnych; PL1-5100 (D) – struktura fanerozoicznej części profilu wg Krzywca i in. (2017a), Moho wg Malinowskiego (2016). Legendę do kolorowych wydzieleni oraz gęstości zastosowanych dla warstw fanerozoicznych zawiera tabela 1. Liczby na modelach pisane czcionką prostą określają gęstości w krystalicznej skorupie i górnym płaszczu [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]; liczby pisane kursywą – wartości podatności magnetycznej w skorupie [cgs]. Czerwone horyzonty na modelach geologicznych wskazują położenie Moho (M), stropu dolnej skorupy (TLC) i stropu krystalicznego podłoża (TB) oparte na interpolacji danych refrakcyjnych (Majdański, 2012). Niebieskie horyzonty na modelach B i C pokazują położenie stropu skonsolidowanego podłoża (TB) oparte na trójwymiarowym modelu prędkościowym (Grad, Polkowski, 2016). Część górnej skorupy, zakreskowana zielonymi skośnymi liniami pomiędzy położeniami stropu podłoża wg Majdańskiego (2012) oraz Grada i Polkowskiego (2016) na modelach B i C, odpowiada niskoprędkościowej części górnej skorupy. HVM – wysokoprędkościowy górny płaszcz; KCZ – strefa Koszalin–Chojnice; TTL – linia Teisseyre’a–Tornquista wg Narkiewicza i in. (2015); TTZ – strefa Teisseyre’a–Tornquista; UK – uskoc Koszalina

**Fig. 3.** Two-dimensional gravity, magnetic and geological models for selected PolandSPAN™ profiles. G – gravity profiles; M – magnetic profiles. Thick red dotted line shows observed data; thin black solid line represents synthetic response of the model. A–D – geological models for profiles: PL1-5600 (A) after Mazur et al. (2016b) – the model is extended to the SW based on refraction seismic and well data; PL1-5300 (B) after Mazur et al. (2015); PL1-5400 (C) after Mazur et al. (2016a) – the model is extended to the SW based on refraction seismic data; PL1-5100 (D) – structure of the Phanerozoic portion of the section after Krzywec et al. (2017a) and Moho after Malinowski (2016). Legend to colour coding and densities of Phanerozoic layers is provided in Table 1. Numerical values on models represent densities of the crystalline crust and upper mantle [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]; those written in italics show magnetic susceptibilities in the crust [cgs]. Red horizons on geological models represent the position of Moho (M), top of lower crust (TLC) and top of crystalline basement (TB) based on interpolation of refraction data (Majdański, 2012). Blue horizons on models B and C show the location of top of consolidated basement (TB) based on the 3D velocity model by Grad and Polkowski (2016). Parts of the upper crust cross-hatched with green lines on models B and C between the top of basement by Majdański (2012) and by Grad and Polkowski (2016) correspond to the low-velocity upper crust. HVM – high-velocity upper mantle; KCZ – Koszalin–Chojnice Zone; TTL – Teisseyre–Tornquist Line after Narkiewicz et al. (2015); TTZ – Teisseyre–Tornquist Zone

strefą T-T w centralnej i północno-zachodniej Polsce (ryc. 3). Kil o szerokości 20–30 km, zlokalizowany pod osiąwą częścią kujawskiego i pomorskiego niżów grawimetrycznych, zagłębia się w górny płaszcz do głębokości 46–48 km, czyli ok. 6–8 km poniżej powierzchni Moho w jego bezpośrednim sąsiedztwie. Przy modelowaniu przyjęto minimalną

**Tab. 1.** Klucz do wydzieleni tektonicznych i stratygraficznych na modelach geologicznych z ryciny 3 oraz wartości gęstości i podatności magnetycznej użyte przy modelowaniu

**Table 1.** Key to tectonic and stratigraphic subdivisions used in geological models of Figure 3 and to density and susceptibility values used in modelling

Warstwa/blok <i>Layer/block</i>	Gęstość <i>Density</i> [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]	Podatność <i>Susceptibility</i> (cgs)	Barwa <i>Colour</i>
Kenozoik <i>Cenozoic</i>	2,00–2,20	0	żółty <i>yellow</i>
Kreda <i>Cretaceous</i>	1,94–2,39	0	zielony <i>green</i>
Jura <i>Jurassic</i>	2,10–2,44	0	niebieski <i>blue</i>
Trias <i>Triassic</i>	2,30–2,70	0	fioletowy <i>violet</i>
Perm <i>Permian</i>	2,30–2,58	0	brązowy <i>brown</i>
Karbon <i>Carboniferous</i>	2,52–2,58	0	szary <i>grey</i>
Dewon <i>Devonian</i>	2,50–2,56	0	pomarańczowy <i>orange</i>
Sylur <i>Silurian</i>	2,56–2,68	0	jasnoniebieski <i>light blue</i>
Ordowik <i>Ordovician</i>	2,65–2,70	0	ciemnozielony <i>dark green</i>
Ordowik i sylur <i>Ordovician and Silurian</i>	2,66	0	jasnozielony <i>light green</i>
Kambr <i>Cambrian</i>	2,60–2,70	0	oliwkowy <i>olive green</i>
Neoproterozoik <i>Neoproterozoic</i>	2,67–2,70	0–0,001	łososiowy <i>salmon</i>
Górna skorupa <i>Upper crust</i>	2,70–2,75	0,001–0,012	różowy <i>pink</i>
Wysokogęstościowa górną skorupa <i>High-density upper crust</i>	2,78–2,90	0,005–0,007	fuksjia <i>fuchsia</i>
Dolna skorupa <i>Lower crust</i>	2,90	0	koralowy <i>coral</i>
Ciało wysokogęstościowe <i>High-density body</i>	3,15	0	purpurowy <i>purple</i>
Górny płaszcz <i>Upper mantle</i>	3,30	0	szary <i>grey</i>
Płaszcz wysokoprędkościowy <i>High-velocity mantle</i>	3,36–3,38	0	fioletowo- czerwony <i>violet red</i>

realistyczną gęstość skorupy w strefie T-T ( $2,7 \text{ g}/\text{cm}^3$ ), która jest mniejsza od sugerowanej przez dane sejsmiki refrakcyjnej (Grad i in., 2003; Guterch, Grad, 2006; Guterch i in., 2010). Gdyby w strefie T-T zwiększyć gęstość skorupy zgodnie z danymi refrakcyjnymi, to kil skorupowy byłby większy, prawdopodobnie tak duży jak ten zobrazowany na figurze 8a w pracy Grada i in. (2003). Kil byłby też większy, gdyby zrezygnować z założonej dla profilów PL-5300 i PL-5400 większej gęstości górnego płaszczka po stronie platformy paleozoicznej (por. np. Grad i in., 2003; Janik i in., 2009).



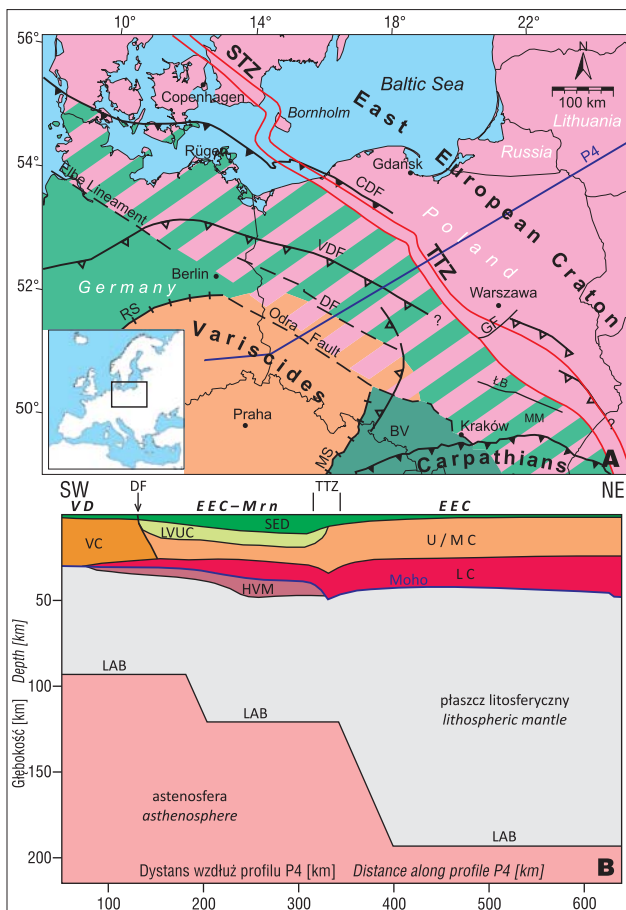
Oba modele zarówno dwu- jak i trójwymiarowy, ukazują niezaburzony strop krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej, który zanurza się konsekwentnie ku SW pod permsko-mezozoiczny basen polski i podciągające go formacje paleozoiczne na północnym zachodzie oraz pod bloki łysogórski i małopolski na południowym wschodzie (ryc. 2 i 3). Strop podłoża platformy wschodnioeuropejskiej obniża się w strefie T-T do 11–13 km w północno-zachodniej i centralnej Polsce oraz do 16–18 km w południowo-wschodniej Polsce (ryc. 2). Godny uwagi jest fakt, że skłon podłoża platformy wschodnioeuropejskiej jest stosunkowo łagodny. Ma on większą szerokość niż strefa perturbacji w głębokości Moho, choć ze względu na właściwości reologiczne skorupy powinno być odwrotnie. Profile magnetyczne w poprzek strefy T-T charakteryzują się geometrią w przybliżeniu porównywalną z geometrią stropu podłoża, które obniża się ku SW (ryc. 3). Dowodzi to, że zmiana głębokości stropu krystalicznego podłoża jest głównym czynnikiem wpływającym na lateralny gradient pola magnetycznego w strefie T-T. Wniosek ten potwierdza wzrost długości falowej anomalii magnetycznych na platformie wschodnioeuropejskiej w miarę zbliżania się do tej strefy (ryc. 1B).

Reasumując, modelowanie dwuwymiarowe wykazało brak kontrastu gęstości w krystalicznej skorupie w poprzek strefy T-T na obszarze centralnej i północno-zachodniej Polski. Co więcej, pomimo zastosowania w modelach minimalnej gęstości dopuszczalnej dla krystalicznego podłoża ( $2,7 \text{ g/cm}^3$ ) wygenerowanie ujemnych anomalii grawimetrycznych niżów pomorskiego i kujawskiego nie było możliwe bez obniżenia powierzchni Moho (kilu skorupowego) zlokalizowanego pod strefą T-T. Na Lubelszczyźnie z kolei, zróżnicowanie gęstości w skorupie jest duże, ale ma to związek z obecnością ciał wysokogęstościowych w krystalicznym podłożu (Perchuć, 1984; Janik i in., 2005; Malinowski i in., 2005; Środa i in., 2006). Rozprzestrzenienie tych ciał nie pokrywa się w pełni z postulowanym obszarem strefy T-T, zwłaszcza jeśli za punkt odniesienia przyjmie się interpretację zespołu M. Narkiewicza (Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Strop podłoża krystalicznego na modelach dwu- i trójwymiarowych jest gładki, nieprzemieszczony uskokami i nie zdradza tym samym żadnych oznak deformacji fanerozoicznych angażujących krystaliczną skorupę kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 2, 3). Dowodem na brak paleozoicznej deformacji jest także niezaburzone zaleganie osadów dolnopaleozoicznych na krystalicznym podłożu w centralnej części strefy T-T. Osady te uległy deformacji w NW i SE częściach tej strefy, ale w obu przypadkach były to deformacje naskórkowe (ang. *thin-skinned*), związane z fałdowaniami waryscyjskimi na Lubelszczyźnie i ziemi radomskiej (Antonowicz i in., 2003; Krzywiec i in., 2017a, b) i kaledońskimi na Pomorzu (Mazur i in., 2016b). W tym drugim przypadku sfałdowane osady ordowickie i sylurskie zostały nasunięte na niezdeformowaną część basenu przedgórskiego kaledonidów, na co wskazuje obraz sejsmiczny profilu PL-5600 (ryc. 3A; Mazur i in., 2016b). Nastąpiło to w końcowej fazie orogenezy kaledońskiej, kiedy utwory basenu przedgórskiego zostały częściowo włączone w obręb klina akrecyjnego (Mazur i in., 2016b).

## DYSKUSJA

Strefa T-T podczas ostatnich trzech dekad była zazwyczaj interpretowana jako kopalna granica terranów, utworzona w ediakarze/wczesnym paleozoiku wzdłuż południowo-zachodniego obrzeżenia paleokontynentu Bałtyki (np. Franke, 1995; Dadlez i in., 2005; Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015). Zwolennicy tej hipotezy najczęściej postulowali przesuwczy charakter szwu tektonicznego w strefie T-T (Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990, Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2015). Jednak gładki, niezaburzony przebieg łagodnie nachylonego stropu podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej nad strefą T-T (ryc. 2, 3), jednoznacznie wynikający z profili współczesnej, wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN™ (Mazur i in., 2015, 2016b; Krzywiec i in., 2017a) oraz głębokiego profilu refleksyjnego POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Krzywiec i in., 2017b), jest trudny do pogodzenia z obecnością w tej strefie paleozoicznego szwu tektonicznego. Przeczy temu również występowanie tektonicznie niezaburzonych osadów dolnego paleozoiku przykrywających strop głębszego podłoża w centralnej Polsce (ryc. 3B i C). Szczególnie ta ostatnia obserwacja sugeruje, że granica ta musiała utworzyć się jeszcze w prekambrze. Jeżeli zatem mianem Bałtyki określa się paleokontynent powstały w wyniku rozpadu Rodinii w ediakarze (Torsvik i in., 1990, 1992) i istniejący do czasu kolizji z Laurencją w sylurze, to bloki podłoża po obu stronach strefy T-T należą do Bałtyki. Wynika z tego również, że oś ryftu ediakarskiego znajdowała się dalej na dzisiejszy zachód od strefy T-T.

Przedłużanie się prekambryjskiej skorupy platformy wschodnioeuropejskiej w podłożu platformy paleozoicznej centralnej i zachodniej Polski postulował już Berthelsen (1998), interpretując profil sejsmiczny LT-7. Jednak, zdaniem tego autora (1998) strefa T-T miała stanowić jedynie permsko-mezozoiczny „pseudoszew” rozwinięty w czasie otwierania się basenu polskiego. Miał się on utworzyć ponad niskokątowym, listrycznym odkłuciem wykształconym w podatnej części skorupy wskutek wczesopermskiego ryftingu kontynentalnego, zgodnie z klasycznym modelem Wernickego (1985). Model Berthelsena został bez większych zmian zaadaptowany w przeglądowej pracy Pharaoha (1999), poświęconej wgłębszej strukturze strefy szwu trans-europejskiego (ang. *Trans-European Suture Zone*, TESZ), czyli SW obrzeżenia platformy wschodnioeuropejskiej. Jednak kolejni badacze, chociaż zainspirowani poglądami Berthelsena (1998), zaakceptowali je tylko częściowo. Grad i in. (2002) i Winchester i in. (2002) uznali, że jedynie dolna skorupa Bałtyki przedłuża się poza strefę T-T, sięgając aż po uskok środkowej Odry (ryc. 4). Górna skorupa miała natomiast w tym ujęciu stanowić nasuniętą, awalońską pryzmę akrecyjną. Pogląd o awalońskiej proweniencji górnej skorupy i jej pokrywy dolnopaleozoicznej pod basenem polskim został wkrótce potem poddany w wątpliwość przez doniesienia o bałtyckich obszarach źródłowych osadów ordowickich i sylurskich ze strefy Koszalin–Chojnice (Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006). Jednocześnie Dadlez i in. (2005), idąc śladami Brochwicz-Lewińskiego i in. (1984) oraz Pożaryskiego (1990), opublikowali hipotezę tłumaczącą strefę T-T jako kaledoński szew przesuw-



**Ryc. 4.** Potencjalny zasięg prekambryjskiego krystalicznego podłoża obrzeżenia Bałtyki w centralnej i zachodniej Polsce. **A** – zasięg różnych typów skorupy ziemskiej krystalicznego podłoża w strefie kontaktu pomiędzy kratonem wschodnioeuropejskim a platformą paleozoiczną centralnej i zachodniej Polski wg Grada i in. (2002) z późniejszymi modyfikacjami. Ciemnoniebieska linia wskazuje położenie głębokiego refrakcyjnego profilu sejsmicznego P4. Prekambryjska skorupa cokołu kratonu wschodnioeuropejskiego – różowa, skorupa Avalonii – zielona, skorupa Brunovistulicum – ciemnozielona, krystaliczna skorupa warwycyjska – pomarańczowa. Naprzemianległe zielone (lub pomarańczowe) oraz różowe pasy pokazują strefę przejściową o niepewnym pochodzeniu skorupy krystalicznego podłoża, która może odpowiadać obrzeżeniu Bałtyki. BV – Brunovistulicum; CDF – front deformacji kaledońskiej; DF – uskock Dolska; GF – uskock Grójca; ŁB – blok Łysogórski; MM – masyw małopolski; MS – szew morawski; RS – szew Rei; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; VDF – front deformacji warwycyjskiej. **B** – konfiguracja granicy litosfery i astenosfery pod strefą Teisseyre’a-Tornquista i przyległą częścią platformy paleozoicznej. Przekrój przez południowo-zachodnie obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego wzdłuż refrakcyjnego profilu sejsmicznego P4, oparty na dwuwymiarowym modelu prędkościowym dla fal podłużnych (Grad i in., 2003), danych telesejsmicznych (Wilde-Piórko i in., 2010) i przedstawionych tu wynikach. DF – uskock Dolska; EEC – kraton wschodnioeuropejski; EEC-Mrn – obrzeżenie kratonu wschodnioeuropejskiego; HVM – płaszcz wysokoprędkościowy; LAB – granica litosfery i astenosfery; LC – dolna skorupa; LVUC – niskoprędkościowa górna skorupa; SED – skały osadowe; TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; VC – skorupa warwycyjska (gondwańska); VD – domena warwycyjska; U/MC – górna i środkowa skorupa

**Fig. 4.** Potential extent of the Precambrian crystalline socle of the Baltica margin in central and western Poland. **A** – extent of different crustal types of crystalline basement across the contact zone between the East European Craton and Palaeozoic Platform of Central Europe after Grad et al. (2002), modified. Dark blue line shows the location of P4 seismic deep refraction profile. Precambrian crust of the basement of the East European Craton is pink, Avalonian crust – green, Brunovistulian crust – dark green and Variscan crust is orange in colour. Mixed green (or orange) and pink stripes mean crystalline basement transitional crust of uncertain provenience that may represent the Baltica margin. BV – Brunovistulian Terrane; CDF – Caledonian deformation front; DF – Dolsk Fault; GF – Grójec Fault; ŁB – Łysogóry Block; MM – Małopolska Massif; MS – Moravian Suture; RS – Rheic Suture; STZ – Sorgenfrei-Tornquist Zone; TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone; and VDF – Variscan deformation front. **B** – lithosphere-asthenosphere boundary configuration beneath the Teisseyre-Tornquist Zone and the adjacent part of the Palaeozoic Platform. Section across the SW margin of the East European Craton along seismic refraction line P4 based on a two-dimensional P4 wave velocity model (Grad et al., 2003), teleseismic data (Wilde-Piórko et al., 2010), and present results. DF – Dolsk Fault; EEC – East European Craton; EEC-Mrn – East European Craton margin; HVM – high-velocity mantle; LAB – lithosphere-asthenosphere boundary; LC – lower crust; LVUC – low-velocity upper crust; SED – sediments; TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone; VC – Variscan/Gondwanan crust; VD – Variscan Domain; U/MC – upper-middle crust

czy, wzdłuż którego proksymalne terrany o proveniencji bałtyckiej zadokowały do obrzeżenia właściwej Bałtyki. Chociaż autorzy ci nie odwołali się do żadnych nowych danych, to niezaprzeczną zaletą ich interpretacji była prognoza obecności skorupy Bałtyki w głębokim podłożu platformy paleozoicznej na SW od strefy T-T. Do tej ostatniej interpretacji odwołali się także autorzy niedawno opublikowanych prac opartych na wynikach głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015), przecinającego Lubelszczyznę, Roztocze i wschodnią część Karpat wraz z zapadliskiem przedkarpaccim. Co ciekawe, uczynili tak, mimo że profil POLCRUST-01 pokazał przedłużanie się krystalicznej skorupy platformy wschodnioeuropejskiej o zasadniczo niezaburzonej uskokowo powierzchni stropowej pod jednostką Łysogórską i blok małopolski na odcinku co najmniej 50 km (Malinowski i in., 2013; Krzywiec i in., 2017b).

Na tym tle, zaprezentowane tutaj wyniki wydają się mieć przełomowe znaczenie. Przy użyciu ilościowej analizy pól potencjalnych zintegrowanej z wysokorozdzielczą sejsmiką refleksyjną PolandSPAN™ pokazano przedłużanie się niezaburzonego stropu krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej wraz z dolnopaleozoiczną pokrywą osadową ku SW poza strefę T-T (ryc. 2, 3) również na obszarze Polski centralnej i północnej. Nasze wyniki dostarczają wsparcia dla istotnej części hipotezy Berthelsena (1998), zgodnie z którą nie tylko dolna skorupa, ale cała krystaliczna skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego wraz z dolnopaleozoiczną pokrywą osadową występują w podłożu platformy paleozoicznej na terenie centralnej i zachodniej

Polski. Podobną interpretację można zastosować do bloku małopolskiego i jednostki łysogórskiej, których głębokie, krystaliczne podłoże w świetle prezentowanych tu danych, a także wcześniejszych interpretacji Malinowskiego i in. (2005) oraz Żelaźniewicza i in. (2009) jest częścią kratonu wschodnioeuropejskiego.

Pomimo oczywistych podobieństw istnieją także poważne różnice pomiędzy hipotezą Berthelsena (1998) a interpretacją przedstawioną w niniejszej pracy. Uzyskane przez autorów wyniki wykluczają nie tylko wczesnopaleozoiczny szew przesuwczy wzdłuż strefy T-T, ale również wczesopermską wałną strefę uskoków normalnych, których zrzut musiałyby być na tyle duży, że doprowadził do zmiany grubości skorupy (Berthelsen, 1998). Doskonale ilustruje to np. środkowa część strefy T-T (ryc. 3B i C), gdzie w obrębie przedpermskich skał pokrywy osadowej nie widać wpływu orogenicznej tektoniki waryscyjskiej, tak jak ma to miejsce na Lubelszczyźnie i ziemi radomskiej (Krzywiec i in., 2017a, b) czy w Górach Świętokrzyskich (Lamarche i in., 2003). Nie widać też przejawów tektoniki kaledońskiej – jak na Pomorzu (np. Mazur i in., 2016b). Deformacje pokrywy osadowej ponad środkową częścią strefy T-T ograniczają się do efektów tektoniki solnej oraz niewielkich uskoków normalnych (por. Krzywiec, 2012; Mazur i in., 2015). Z drugiej strony występuje istotny kontrast pomiędzy geofizyczną charakterystyką obu bloków litosferycznych graniczących ze sobą wzdłuż strefy T-T, widoczny wyraźnie na mapach pól potencjalnych i od dawna stanowiący podstawę jej wyznaczania (np. Tornquist, 1908; Znosko, 1979; Pharaoh, 1999). Prawdopodobnym wytłumaczeniem tej sytuacji wydaje się przyjęcie, że wzdłuż strefy T-T przebiega głęboka granica dwóch oddzielnych bloków krystalicznego podłoża, które uległy amalgamacji jeszcze przed fanerozoikiem, zapewne podczas akrecji Rodinii w prekambryżu (por. np. Meert, Torsvik, 2003; Li i in., 2008).

Ważnym argumentem za obecnością prekambryjskiego szwu kolizyjnego wzdłuż strefy T-T jest stwierdzenie obecności kilu skorupowego w podłożu tej strefy. Już wcześniej jego obecność była proponowana jako alternatywna interpretacja refrakcyjnych danych sejsmicznych z profilu POLONAISE'97 P4 (Grad i in., 2003). Kil skorupowy został również rozpoznany na refleksyjnym profilu sejsmicznym eksperymencie BABEL (profil A) pod strefą Sorgenfreia-Tornquista na NW od Bornholmu (BABEL Working Group, 1991, 1993; Thybo i in., 1994) oraz na dwóch profilach TTZ'92 zlokalizowanych na Bałtyku (Makris, Wang, 1994). Prace omawiające wyniki eksperymentów BABEL i TTZ'92 wyjaśniają genezę strefy Sorgenfreia-Tornquista jako efekt inwersji basenów przedpola alpidów na przełomie kredy i paleogenu (BABEL Working Group, 1993; Makris, Wang, 1994; Thybo, 2000). Kil skorupowy miałby w tym ujęciu reprezentować strefę „subwersji”, czyli dolnoskorupowy odpowiednik wypiętrzonego na powierzchni zrębu podłoża. Taka interpretacja nie ma jednak zastosowana do polskiego segmentu strefy T-T, ponieważ na profilach PolandSPAN™ nie zarejestrowano tam efektów alpejskiej inwersji w skali całej skorupy, a w szczególności obecności wypiętrzonego zrębu krystalicznego podłoża.

Alternatywną interpretacją genezy kilu skorupowego może być uznanie go za efekt podklejenia skorupy przez

ciała magmowe (ang. *magmatic underplating*) umiejscowione w trakcie kontynentalnego ryftingu na przełomie karbonu i permu (Thybo, 2000). Takiej możliwości nie można całkiem wykluczyć w przypadku strefy T-T. Jednak istotną słabością tej interpretacji jest fakt, że strefa ta znajdowała się poza zasięgiem głównych centrów wulkanizmu związanego z późnokarbońsko-wczesopermskim ryftingiem. W związku z tym kil skorupowy wzdłuż strefy T-T jest interpretowany w naszej pracy jako relikty szwu kolizyjnego z czasów prekambryjskiej amalgamacji terranów, kiedy doszło do sklejenia ze sobą dwóch bloków o różnych miąższościach skorupy. Na przedkambryjski wiek amalgamacji wskazuje praktycznie niezaburzone zaleganie osadów dolnopaleozoicznych na fundamencie krystalicznym w obrębie strefy T-T w centralnej Polsce (ryc. 3B, C). Natomiast wspomniane różnice miąższości skorupy obu zrosniętych terranów musiały pierwotnie zaznaczyć się wydatnymi nierównościami w ukształtowaniu zarówno powierzchni spągowej, jak i stropowej skorupy w strefie granicznej obydwu bloków. Hipotetyczna pokolizyjna „skarpa stropowa”, wykształcona na przejściu pomiędzy obydwoma blokami, musiała zostać zrównana przez erozję przed osadzeniem sukcesji ediakaru na płaskiej już powierzchni stropu fundamentu krystalicznego, natomiast niepodlegająca oddziaływaniu czynników egzogenicznych „nierówność spągowa”, w postaci kilu skorupowego, zachowała się, chociaż w zmodyfikowanej formie, do dziś.

Obecność kilu skorupowego nie może być w SE Polsce modelowana za pomocą danych grawimetrycznych ze względu na obecność ciał wysokogęstościowych zakłócających jego potencjalny efekt w obrazie anomalii pola siły ciężkości (ryc. 3D). Jednak dane głębokiej sejsmiki refrakcyjnej wskazują na lokalne obniżenie powierzchni Moho pod strefą T-T w SE Polsce w stosunku do jej głębokości na obszarach przyległych (np. Janik i in., 2005; Grad i in., 2006; Środa i in., 2006). Obserwacje te znalazły ostatnio potwierdzenie w obrazie profilu PolandSPAN™ PL-5100 przetworzonym aż do głębokości górnego płaszcza (Malinowski, 2016).

## WNIOSKI

Badania podsumowane w niniejszej pracy dokumentują dwie ważne cechy strefy T-T: (a) przedłużanie się skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego na SW stronę tej strefy i jej kontynuację w głębokim podłożu platformy paleozoicznej oraz (b) obecność kilu skorupowego poniżej strefy T-T. Obie te cechy nie są powiązane związkiem przyczynowo-skutkowym. Zaprezentowane wyniki nie wskazują, jak daleko sięga współcześnie wycienione obrzeżenie paleokontynentu Bałtyki pod przykryciem młodszych osadów. Jednak obecna wiedza na temat głębokiego podłoża Polski (Grad i in., 2002, 2003; Wilde-Piórko i in., 2010) pozwala przypuszczać, że rozciąga się ono aż po uskok Odry lub Dolska (ryc. 4). W niniejszej pracy kil skorupowy jest zinterpretowany jako pozostałość prekambryjskiego szwu kolizyjnego z czasów amalgamacji Rodinii. Jednak biorąc pod uwagę różnorodne, wcześniejsze interpretacje jego genezy (BABEL Working Group, 1991, 1993; Thybo i in., 1994; Thybo, 2000) przedstawiona tu hipoteza wymaga dalszych studiów i weryfikacji opartych na nowych



danych sejsmicznych. Należy przy tym podkreślić wartość i wagę regionalnych, głębokich profilowań refleksyjnych, takich jak wspomniany projekt PolandSPAN™ czy profil POLCRUST-01, dzięki którym debata dotycząca strefy T-T odżyła na nowo.

Za konstruktywne uwagi i sugestie dziękujemy recenzentom, panom Wojciechowi Brochwicz-Lewińskiemu i Włodzimierzowi Mizerskiemu.

## LITERATURA

- ANTONOWICZ L., HOOPER R., IWANOWSKA E. 2003 – Synklina lubelska jako efekt cienkonaskorkowych deformacji wartyjskich. *Prz. Geol.*, 51 (4): 344–350.
- BABEL WORKING GROUP 1991 – Deep seismic survey images the structure of the Tornquist Zone beneath the Southern Baltic Sea. *Geophys. Res. Letters*, 18: 1091–1094.
- BABEL WORKING GROUP 1993 – Deep seismic reflection/refraction interpretation of critical structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. *Geophys. J. Int.*, 112: 325–343.
- BARNES G., BARRAUD J. 2012 – Imaging geologic surfaces by inverting gravity gradient data with depth horizons. *Geophysics*, 77 (1): G1–G11.
- BERTHELSEN A. 1998 – The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *GFF*, 120: 223–230.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1981 – Wielkoskalowe ruchy przesuwce wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Prz. Geol.*, 29 (8): 385–396.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1984 – Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, 160: 3–13.
- ČERMÁK V., ŠAFANDA J., GUTERCH A. 1989 – Deep temperature distribution along three profiles crossing the Teisseyre-Tornquist tectonic zone in Poland. *Tectonophysics*, 164 (2/4): 151–163.
- 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.
- FRANKE D. 1995 – The Caledonian terranes along the south-western border of the East European Platform – evidence, speculation and open questions. [W:] Gee D.G., Beckholmen M. (red.), *The Trans-European Suture Zone: EUROPROBE in Libice 1993*. *Stud. Geoph. Geodaet.*, 39: 241–256.
- GRAD M., POLKOWSKI M. 2016 – Seismic basement in Poland. *Int. J. Earth Sci.*, 105 (4): 1199–1214.
- GRAD M., GUTERCH A., MAZUR S. 2002 – Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. [W:] Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J. (red.), *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*: *Geol. Soc. London Spec. Public.*, 201: 295–309.
- 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).
- GRAD M., GUTERCH A., KELLER G.R., JANIK T., HEGEDŰS E., VOZÁR J., ŚLĄCZKA A., TIIRA T., YLINIEMI J. 2006 – Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 111(B3).
- 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.
- JANIK T., GRAD M., GUTERCH A., DADLEZ R., YLINIEMI J., TIIRA T., KELLER G.R., GACZYŃSKI E., CELEBRATION 2000 WORKING GROUP 2005 – Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). *Tectonophysics*, 411 (1): 129–156.
- JANIK T., GRAD M., GUTERCH A. 2009 – Seismic structure of the lithosphere between the East European Craton and the Carpathians from the net of CELEBRATION 2000 profiles in SE Poland. *Geol. Quart.*, 53 (1): 141–158.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z. 1995 – Atlas grawimetryczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KRÓLIKOWSKI C., WYBRANIEC S. 1996 – Gravity and magnetic maps of Poland – historical background and modern presentation. *Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences*, M18 (273): 87–92.
- KRZYWIEC P. 2012 – Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish basin: An overview. [W:] Alsop G.I., Archer S.G., Hartley A.J., Grant N.T., Hodgkinson R. (red.), *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 363: 381–394.
- KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., MAZUR S., BUFFENMYER V., LEWANDOWSKI M. 2014 – Structure and Phanerozoic evolution of the SW edge of the East European Craton in Poland – new insight from high-effort seismic reflection data (project PolandSPAN). *Geol. Sudetica*, 42: 46–48.
- KRZYWIEC P., MAZUR S., GAĞAŁA Ł., KUFRASA M., LEWANDOWSKI M., MALINOWSKI M., BUFFENMYER V. 2017a – Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data–Correlations with the Variscides and the Appalachians. [W:] Law R.D., Thigpen J.R., Merschat A.J., Stowell H.H. (red.), *Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems*. *Geol. Soc. America Mem.*, 213. Doi:10.1130/2017.1213(14).
- KRZYWIEC P., GAĞAŁA Ł., MAZUR S., SŁONKA Ł., KUFRASA M., MALINOWSKI M., PIETSCH K., GOLONKA J. 2017b – 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>.
- LAMARCHE J., LEWANDOWSKI M., MANSY J.L., SZULCZEWSKI M. 2003 – Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. [W:] McCann T., Saintot A. (red.), *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 208: 159–184.
- LI Z.X., BOGDANOVA S.V., COLLINS A.S., DAVIDSON A., DE WAELE B., ERNST R.E., FITZSIMONS I.C.W., FUCK R.A., GLADKOCHUB D.P., JACOBS J., KARLSTROM K.E. 2008 – Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Res.*, 160 (1): 179–210.
- MAJDAŃSKI M. 2012 – The structure of the crust in TESZ area by kriging interpolation. *Acta Geoph.*, 60: 59–75.
- MAJOROWICZ J.A., ČERMAK V., ŠAFANDA J., KRZYWIEC P., WRÓBLEWSKA M., GUTERCH A., GRAD M. 2003 – Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28 (9): 375–391.
- MAKRIS J., WANG S.R. 1994 – Crustal structure at the Tornquist-Teisseyre zone in the Southern Baltic Sea. *Z. Geol. Wiss.*, 22: 47.
- MALINOWSKI M., ŻELAŹNIEWICZ 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.
- MALINOWSKI M., GUTERCH A., NARKIEWICZ M., PETECKI Z., JANIK T., ŚRODA P., MAKSYM A., PROBULSKI J., GRAD M., CZUBA W., GACZYŃSKI E., MAJDAŃSKI M., JANKOWSKI L. 2015 – Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Tectonophysics*, 653: 109–126.
- MALINOWSKI M. 2016 – Deep reflection seismic imaging in SE Poland using extended correlation method applied to PolandSPAN™ data. *Tectonophysics*, 689: 107–114.
- MAZUR S., MIKOLAJCZAK 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.
- MEERT J.G., TORSVIK T.H. 2003 – The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics*, 375 (1): 261–288.
- MIKOŁAJCZAK M. 2016 – Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne (rozprawa doktorska). Inst. Nauk Geol. PAN, Kraków, s. 347.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z. 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, 61 (2): 502–520.
- 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 Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Intern. J. Earth Sci.*, 104 (3): 775–796.
- NAWROCKI J., POPRAWA P. 2006 – Development of trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. *Geol. Quart.*, 50 (1): 59–76.
- PERCHUĆ E. 1984 – Structure of the Earth's crust in Southeastern Poland. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-13 (160): 77–86.
- PHARAOH T.C. 1999 – Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics*, 314: 17–41.
- POPRAWA P. 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. [W:] Matyja H., Poprawa P. (red.), *Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych*. Pr. Państw. Inst. Geol., 186: 189–214.
- POŻARYSKI W. 1990 – Kaledonidy środkowej Europy – orogenezą przesuwczym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38 (1): 1–9.
- POŻARYSKI W., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., TOMCZYK H. 1982 – O heterochroniczności linii Teisseyre'a-Tornquista. *Prz. Geol.*, 30 (11): 569–574.
- ŚRODA P., CZUBA W., GRAD M., GUTERCH A., TOKARSKI A.K., JANIK T., RAUCH M., KELLER G.R., HEGEDŰS E., VOZÁR J. 2006 – Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL01 and CEL04: seismic models and geological implications. *Geoph. J. Int.*, 167 (2): 737–760.
- TALWANI M., EWING M. 1960 – Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25: 203–225.
- TEISSEYRE W. 1921 – O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpaccich do krawędzi fliszu karpacciego. *Spraw. Pol. Inst. Geol.*, 1 (2 i 3): 103–138.
- THYBO H. 2000 – Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 46: 145–160.
- THYBO H., ABRAMOVITZ T., LASSEN A., SCHJØTH F. 1994 – Deep structure of the Sorgenfrei-Tornquist zone interpreted from BABEL seismic data. *Z. Geol. Wiss.*, 22: 3–17.
- TORNQUIST A. 1908 – Die Feststellung des Südwesttrendes des baltisch-russischen Schiedes und die geotektonische Zugehörigkeit der ost-preussischen Scholle. *Schriften der Physikalisch-Oekonomischen Gesellschaft zu Königsberg*, 49 (1): 1–12.
- TORSVIK T.H., OLESEN O., RYAN P.D., TRENCH A. 1990 – On the palaeogeography of Baltica during the Palaeozoic: new palaeomagnetic data from the Scandinavian Caledonides. *Geoph. J. Int.*, 103 (1): 261–279.
- TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., VAN DER VOO R., TRENCH A., ABRAHAMSEN N., HALVORSEN E. 1992 – Baltica. A synopsis of Vendian-Permian palaeomagnetic data and their palaeotectonic implications. *Earth-Sci. Rev.*, 33 (2): 133–152.
- WERNICKE B. 1985 – Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian J. Earth Sci.*, 22 (1): 108–125.
- WILDE-PIÓRKO M., ŚWIECZAK M., GRAD M., MAJDAŃSKI M. 2010 – Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. *Tectonophysics*, 481 (1): 108–115.
- WINCHESTER J.A., THE PACE TMR NETWORK TEAM 2002 – Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360 (1–4): 5–21.
- WYBRANIEC S. 1999 – Transformations and visualization of potential field data. *Pol. Geol. Inst. Spec. Papers*, 1: 1–59.
- ZHU H., TROMP J. 2013 – Mapping tectonic deformation in the crust and upper mantle beneath Europe and the North Atlantic Ocean. *Science*, 341 (6148): 871–875.
- ZHU H., BOZDAĞ E., TROMP J. 2015 – Seismic structure of the European upper mantle based on adjoint tomography. *Geoph. J. Int.*, 201 (1): 18–52.
- ZNOSKO J. 1979 – Teisseyre-Tornquist tectonic zone: some interpretative implications of recent geological and geophysical investigations. *Acta Geol. Pol.*, 29 (4): 365–382.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., FANNING M., SEGHEDI A., ŻABA J. 2009 – More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geol. Quart.*, 53: 93–124.