# Głęboka struktura kratonu wschodnioeuropejskiego w południowo-wschodniej Polsce i na zachodzie Ukrainy: wielkoskalowe nasunięcia i efekty regionalnej ekstensji

*Paweł Aleksandrowski, Ewa Krzemińska*

Głęboka struktura kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) w południowo-wschodniej Polsce i na zachodzie Ukrainy, w strefie szwu tektonicznego Fennoskandia-Sarmacja oraz w obrębie przylegającej do niego od SE sarmackiej domeny kratonu, była niedawno przedmiotem bliższego rozpoznania w toku eksperymentu sejsmicznego TTZ-South (Janik i in., 2020, 2022). Głęboki profil sejsmiczny TTZ-South został zrealizowany pod względem pomiarowym w 2018 r. metodą szerokokątnej refleksji i refrakcji (WARR – ang. *wide-angle reflection and refraction*), natomiast opracowany obliczeniowo oraz zinterpretowany pod względem tektonicznym w latach 2019–2022. Profil ten, ukierunkowany NW-SE, o długości łącznej 550 km (w tym ~230 km w Polsce i ~320 km na Ukrainie), zaczyna się ok. 50 km na WNW od Radomia, przebiega przez okolice Lwowa i sięga po granicę ukraińsko-mołdawską ok. 50 km na E od Czerniowiec (fig. 1, 2). Pod względem geologicznym lokalizacja ta odpowiada z grubsza przebiegowi strefy Teisseyre'a-Tornquista (TTZ, od której wspomniany profil wziął swoją nazwę, fig. 2b), od dawna utożsamianej z południowo-zachodnią krawędzią EEC (zob. też rozdziały 3, 4.1 i 4.2). Profil TTZ-South stanowi przedłużenie i częściowo powtórzenie starszych głębokich profili sejsmicznych rozciągających się wzdłuż krawędzi EEC: tj. profili TTZ z 1993 r. i CEL03 z 2000 r. (fig. 1; Grad i in., 1999; Janik i in., 2005).

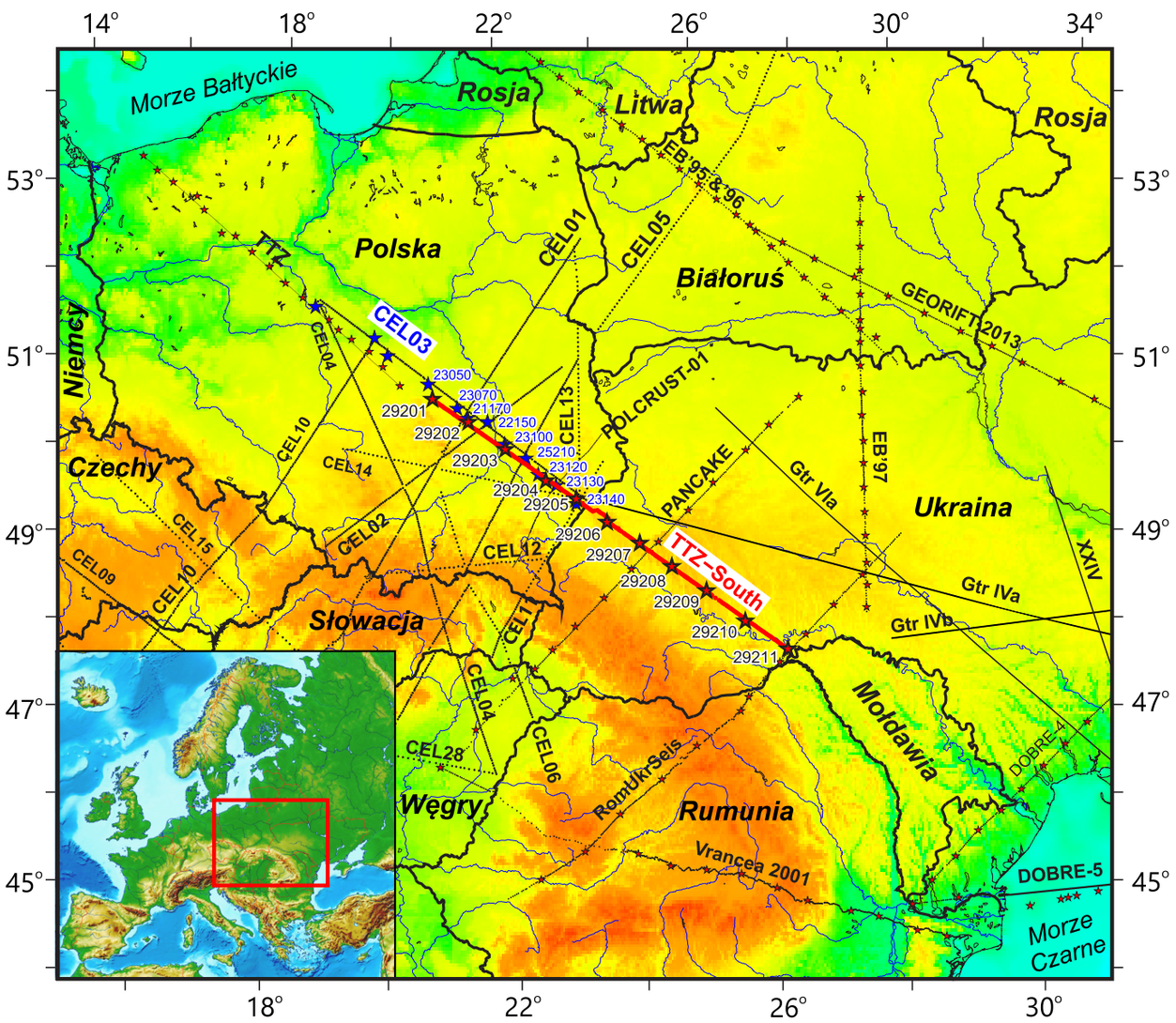



**FIG. 1.** Lokalizacja głębokiego profilu sejsmicznego TTZ-South w Polsce i zachodniej Ukrainie na tle wybranych starszych głębokich profili (wg: Janik i in., 2020, zmienione). Gwiazdki (zaznaczone na niektórych profilach) reprezentują punkty strzałowe

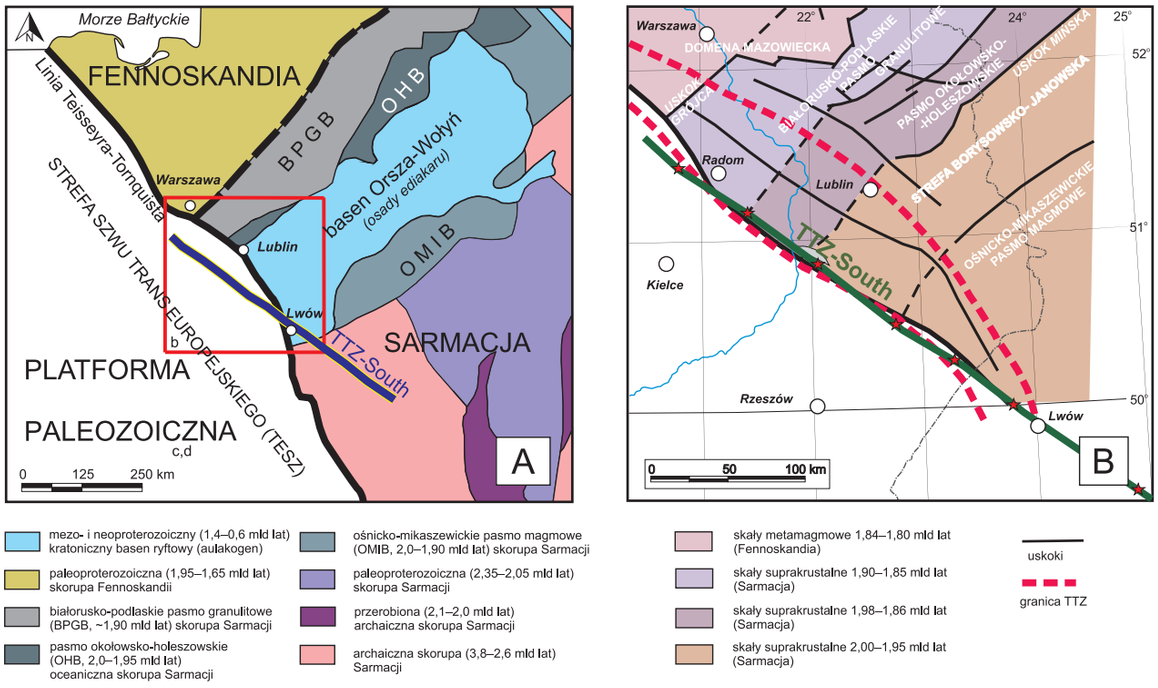



**FIG. 2.** Sytuacja tektoniczna profilu TTZ-South (wg: Janik i in., 2022): **A** – na tle głównych jednostek tektonicznych podłoża krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego (EEC) uwidocznionych na mapie Bogdanovej i in. (2016, zmodyfikowanej przez Mężyka i in., 2021); oraz **B** – na mapie stropu podłoża krystalicznego polskiej części EEC Krzemińskiej i in. (2017, uproszczonej przez Mężyka i in., 2021). Czerwony kwadrat na A wskazuje lokalizację mapy (B); skróty na A: BPGP – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; OHB – pasmo okołowsko-holeszowskie; OMIB – pasmo magmowe ośnicko-mikaszewickie; na B zasięg strefy TTZ pokazano za Mazurem i in. (2015) i Mikołajczakiem (2016)

## STRUKTURA KRYSTALICZNEGO PODŁOŻA

Krystaliczne prekambryjskie podłoże na modelu sejsmicznym opracowanym na podstawie przetworzonych danych pomiarowych profilu TTZ-South (fig. 3; Janik i in., 2022) generalnie charakteryzuje się:

- zmiennym zarówno lateralnie, jak i w pionie, ułożeniem warstw krystalicznej skorupy wzdłuż przekroju, z segmentami trójwarstwowymi i dwuwarstwowymi (chodzi o występowanie nad sobą warstw o różnych zakresach prędkości sejsmicznych fal podłużnych $V_p$, charakterystycznych dla górnej, środkowej i dolnej skorupy) w różnych konfiguracjach;
- rozległymi lateralnie strefami inwersji prędkości sejsmicznej $V_p$, gdzie skały o wyższych prędkościach sejsmicznych spoczywają na skałach o niższych prędkościach;
- imbrykacyjnym stylem tektonicznym, angażującym klinokształtne jednostki strukturalne o dużych rozmiarach, ponasuwane na siebie w kierunku północno-zachodnim i – najprawdopodobniej – podległe następnie regionalnej skali kolapsowi (deformacji ekstensyjnej) o polarności południowo-wschodniej;
- częstymi zmianami głębokości Moho wzdłuż profilu, szczególnie w jego częściach środkowej i południowo-wschodniej, które generalnie wydają się dostosowane do lateralnych i pionowych zmian struktury nadległej skorupy krystalicznej;
- obecnością dużych soczewkowatych litosomów o podwyższonej prędkości sejsmicznej $V_p$, rozmieszczonych wzdłuż dolnej części środkowej skorupy lub w pobliżu górnej części dolnej skorupy.

Interpretacja geofizyczno-tektoniczna modelu sejsmicznego profilu TTZ-South ukazuje w stropie krystalicznego podłoża kratonu, na głębokości ok. 17 km pod przykryciem późnoproterozoiczno-fanerozoicznej pokrywy platformowej (fig. 3), czoło złożonej paleoproterozoicznej, utworzonej ok. 1,84–1,8 mld lat temu, strefy szwu tektonicznego Fennoskandia – Sarmacja (FSS), o charakterze wielkoskalowego połogiego nasunięcia ku NW. Nasunięcie to, o typowej dla nasunięć geometrii schodowej (ang. *staircase geometry*, np. Butler, 1982; Cooper, Trainer, 1986), wydaje się zakorzenione w spągu skorupy na głębokości 43–50 km, ok. 230–300 km na SE od swego czoła. Umieszcza ono kompleksy skalne domeny sarmackiej kratonu na kompleksach domeny fennoskandzkiej, wyróżnionych na fig. 3 pod nazwą łysogórsko-radomskiej jednostki podłoża krystalicznego. Nasunięta na tę ostatnią sarmacka domena podłoża kratonu składa się z dwóch leżących na sobie ogromnych, skorupowej skali (grubości 30–35 km) płaszczowin krystalicznych, tj. w nomenklaturze przyjętej w źródłowej publikacji (Janik i in., 2022) – lubelsko-wołyńskiej oraz, przykrywającej ją tektonicznie od południowego wschodu, mołdawsko-podolskiej jednostek podłoża. Geometrycznie prawdziwą, połogą (niskokątową) geometrię wielkoskalowych nasunięć na kontakcie dwóch domen kratonu wschodnioeuropejskigo i na obszarze na SW od niego przedstawia nieprzewyższony przekrój geologiczny wzdłuż profilu TTZ-South na fig. 4. Na obu wersjach – przewyższonej i nieprzewyższonej – przekroju geologicznego wzdłuż profilu TTZ-South (fig. 3, 4) zaznaczone lokalizacje lub zasięgi dużych struktur tektonicznych lub geofizycznych (ryftu Orsza–Wołyń, szwu tektonicznego FSS, strefy TTZ i innych) oparte są na danych z publikowanych map tektonicznych m.in. Bogdanovej i in. (1996, 2016), Mazura i in. (2015) oraz Krzemińskiej i in.(2017).

Towarzyszące profilowi TTZ-South poprzeczne do niego głębokie profile sejsmiczne zgodnie wskazują na kontynuację kratonicznego fundamentu EEC w poprzek strefy TTZ ku południowemu zachodowi – aż po blok Brunowistulikum lub domenę ALCAPA na SW (fig. 5) oraz na jego stopniowe zanurzanie się w głębokim podłożu przylegającej od SW platformy paleozoicznej (zob. też rozdziały 4.1 i 4.2).

Co interesujące, w południowej, mołdawsko-podolskiej jednostce domeny sarmackiej brak jest na modelu sejsmicznym TTZ-South dolnej skorupy (w sensie prędkościowym), a najniższą warstwę stanowi skorupa o prędkościach $V_p$ charakterystycznych dla skorupy środkowej w pozostałych jednostkach strukturalnych na tym modelu. Ten brak widoczny jest również na profilu RomUkrSeis (por. Starostenko i in., 2020), prostopadłym do i stykającym się z TTZ-South na jego południowo-wschodnim krańcu (fig. 1; przy czym należy zauważyć, że na RomUkrSeis warstwa identyfikowana jako „dolna skorupa" charakteryzuje się prędkościami $V_p$ od 6,45 do mniej niż 6,60 km/s, które w przypadku TTZ-South traktowane są jako właściwe dla skorupy środkowej – Janik i in., 2022). Na RomUkrSeis nawet skorupa środkowa (określana tam jako „dolna" przez Starostenko i in., 2020) wyklinowuje się ~20 km na SW od profilu TTZ-South, co sprawia, że na tamtym profilu górna część płaszcza pozostaje pod Karpatami na kontakcie ze skorupą charakteryzującą się wartościami $V_p$ wynoszącymi 6,30–6,40 km/s na głębokości od 37 do 45 km. Warto przy tym zauważyć, że takie wartości $V_p$ na profilu TTZ-South są związane z krystaliczną górną skorupą leżącą bezpośrednio pod warstwą osadową homokliny wołyńsko-podolskiej (fig. 3). Nieprawidłowo niskie wartości $V_p$ skorupy EEC na profilu RomUkrSeis, w tym w szczególności „brak dolnej skorupy o $V_p$ > 6,9 km" (Starostenko i in., 2020), występują również wzdłuż całego głębokiego profilu sejsmicznego DOBRE-4 (Starostenko i in., 2013), który biegnie równolegle do profilu RomUkrSeis ~315 km dalej na południowy wschód wzdłuż wybrzeża Morza Czarnego (fig. 1). Zatem brak „normalnej prędkości" skorupy dolnej, podobnie jak wzdłuż profilu TTZ-South na jego SE krańcu, wydaje się charakterystyczny dla stosunkowo dużego obszaru EEC, który obejmuje południowo-wschodnie Podole, Bukowinę i Mołdawię, aż po Dobrudżę w Rumunii i ukraińskie wybrzeże Morza Czarnego na południowym wschodzie. Jest to obszar geologicznie wydzielony jako strefa podolska domeny sarmackiej (w oryginale: segmentu sarmackiego) EEC przez Bogdanovą i in. (2006,

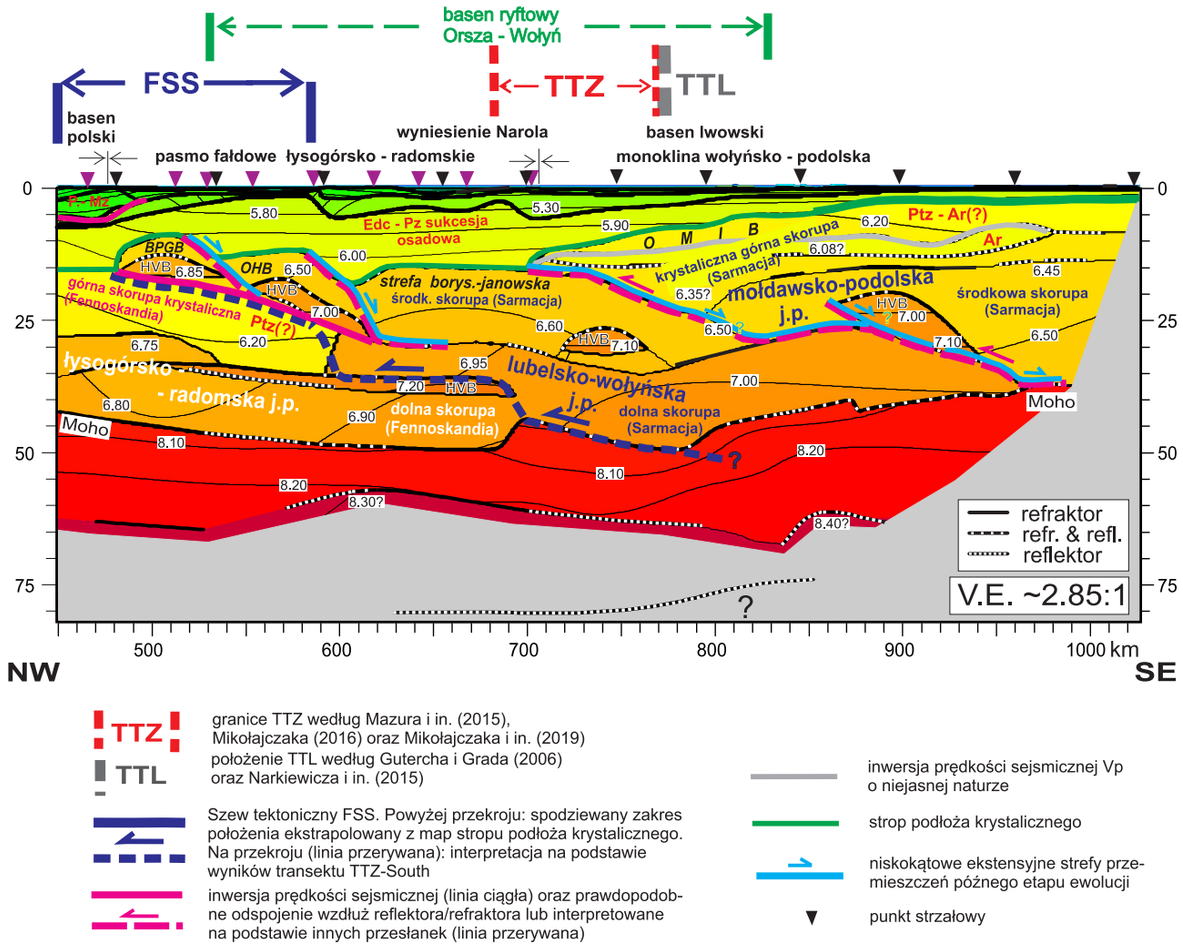






**FIG. 3.** Interpretacja tektoniczna prędkościowego ($V_p$) modelu sejsmicznego górnej litosfery wzdłuż profilu TTZ-South na przekroju geologicznym przewyższonym w proporcji 2,85:1. Lokalizacje i zasięgi strefy i linii Teisseyre'a-Tornquista (TTZ i TTL) są zrzutowane z map w: Guterch, Grad (2006), Mazur i in. (2015), Narkiewicz i in. (2015), Mikołajczak (2016); przybliżone zakresy lokalizacji na stropie krystalicznego podłoża szwu tektonicznego Fennsokandia-Sarmacja (FSS) oraz zasięg basenu ryftowego Orsza-Wołyń zostały ekstrapolowane z map w: Bogdanova i in. (1996, 2006, 2008, 2015, 2016), Krzemińska i in. (2017). Skróty: j.p. – jednostka podłoża krystalicznego; BPGP – białorusko-podlaskie pasmo granulitowe; EEC – kraton wschodnioeuropejski; HVB – ciało wysokoprędkościowe (ang. *high-velocity body*); OHB – pasmo Okołowo-Holeszów; OMIB – pasmo magmowe Ośnick – Mikaszewicze; V.E. – przewyższenie pionowe. Terminy stratygraficzne: Ar – archaik; Edc – ediakar-wend; Mz – mezozoik; P – perm; Ptz – proterozoik; Pz – paleozoik

2015, 2016). Według Starostenki i in. (2020), struktura prędkości skorupy ziemskiej w obrębie strefy podolskiej, widoczna na RomUkrSeis, jest porównywalna z innymi podobnymi strefami, głównie o wieku archaicznym, znajdującymi się poza Europą, takimi jak prowincja Superior w Kanadzie, kratony Pilbara i Yilgarn w zachodniej Australii oraz kratony Kaapvaal i Zimbabwe w południowej Afryce (np. Abbott i in., 2013), które w większości „nie wykazują wysokiej prędkości w dolnych warstwach skorupy ziemskiej". Ta sytuacja może stanowić wskazówkę odnośnie do proweniencji wspomnianej strefy podolskiej Sarmacji.

Na modelu sejsmicznym profilu TTZ-South (fig. 3; Janik i in., 2022) głębokość Moho waha się od 37 do 49 km. Najcieńsza skorupa występuje w południowo-wschodniej części profilu, znaczne zmiany głębokości Moho notuje się ok. połowy długości profilu, tam gdzie przecina on pod niewielkim kątem strefę TTZ, po czym powoli spłyca się ona od 49 do 43 km w kierunku północno-zachodnim. Gwałtowny wzrost głębokości spągu skorupy z 43 do 49 km zaznaczający się w kierunku z SE ku NW w połowie długości profilu, na pograniczu ukraińsko-polskim, zbiega się z lokalnym tektonicznym zdwojeniem dolnej skorupy w strefie szwu FSS.

Przedstawiona powyżej interpretacja efektów paleoproterozoicznej tektoniki kontrakcyjnej (kompresyjnej) podłoża krystalicznego na profilu TTZ-South (Janik i in., 2022), związanej z amalgamacją i akrecją dwóch dużych domen skorupowych kratonu EEC – domeny fennoskandzkiej i domeny sarmackiej – wykazuje znaczną zgodność z niedawną interpretacją Mężyka i in. (2021) dwóch profili projektu PolandSPAN™ równoległych do TTZ-South i zlokalizowanych, odpowiednio, kilkadziesiąt i ok. 100 km dalej ku NE, tj. niewątpliwie na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego. Te dwa profile zostały wykonane inną metodą sejsmiczną niż TTZ-South – metodą refleksyjną. Mężyk i in. (2021) w swojej interpretacji opowiadają się za strukturą szwu tektonicznego pomiędzy Sarmacją i Fennoskandią w postaci złożonej, „rozproszonej i ukrytej, strefy kontaktowej" o geometrii klinowej i wergencji ku NW, szerokości ok. 150 km, „zakorzenionej w dolnej części środkowej skorupy ziemskiej pod strefą Iwanowo-Borysow" (por. fig. 2b, 3), która nie może być interpretowana jako pojedyncza, konkretnie „zlokalizowana nieciągłość litosferyczna", a stanowi „rozproszoną, 'zamaskowaną' strefę szwu" (ang. *diffuse cryptic suture zone*).

Tymczasem interpretacja tektoniczna przedstawiona w niniejszym rozdziale (za Aleksandrowskim w: Janik i in., 2022) opiera się na innym rodzaju danych sejsmicznych, a zatem na pierwszy rzut oka w wielu szczegółach wydaje się różnić od interpretacji Mężyka i in. (2021). Tymczasem jednak, paradoksalnie, jest ona zasadniczo zgodna z ogólnymi wnioskami tych ostatnich autorów, w szczególności z wnioskami dotyczącymi geometrii strukturalnej wielkich jednostek nasuwczych w kształcie klinów, polarności przemieszczeń oraz przybliżonej lokalizacji strefy kontaktowej Fennoskandii i Sarmacji. Przedstawiona skrótowo w tym rozdziale interpretacja (Janik i in., 2022) wydaje się bardziej bezpośrednia i jednoznaczna z geologicznego punktu widzenia, ponieważ – w przeciwieństwie do interpretacji Mężyka i in. (2021) pokazuje zasięg, tak poziomy, jak i pionowy, poszczególnych jednostek tektonicznych znanych z map geologicznych stropu podłoża w oparciu o ich specyficzne wartości parametrów geofizycznych (określone przez zasięgi poszczególnych przedziałów wartości $V_p$ na modelu sejsmicznym), pozwalające przypisać je poszczególnym jednostkom strukturalnym. Ułatwia to analizę tektoniczną i pozwala na wnioski dotyczące natury i ewolucji struktur skorupy ziemskiej na różnych poziomach głębokościowych. Z kolei interpretacja Mężyka i in. (2021) znacznie bardziej szczegółowo rozpoznaje złożone systemy nieciągłości tektonicznych, jednak bez możliwości ich bezpośredniego odniesienia do rozpoznanych wierceniami i sejsmiką WARR poszczególnych jednostek strukturalnych zaznaczających się na stropie krystalicznego podłoża. W ten sposób obie omawiane interpretacje wydają się wzajemnie uzupełniać, dostarczając aktualnej wiedzy na temat struktury szwu FSS w polskiej części EEC oraz wewnętrznej budowy domeny sarmackiej. W świetle danych eksperymentu TTZ-South można jednak kwestionować tezę Mężyka i in. (2021)

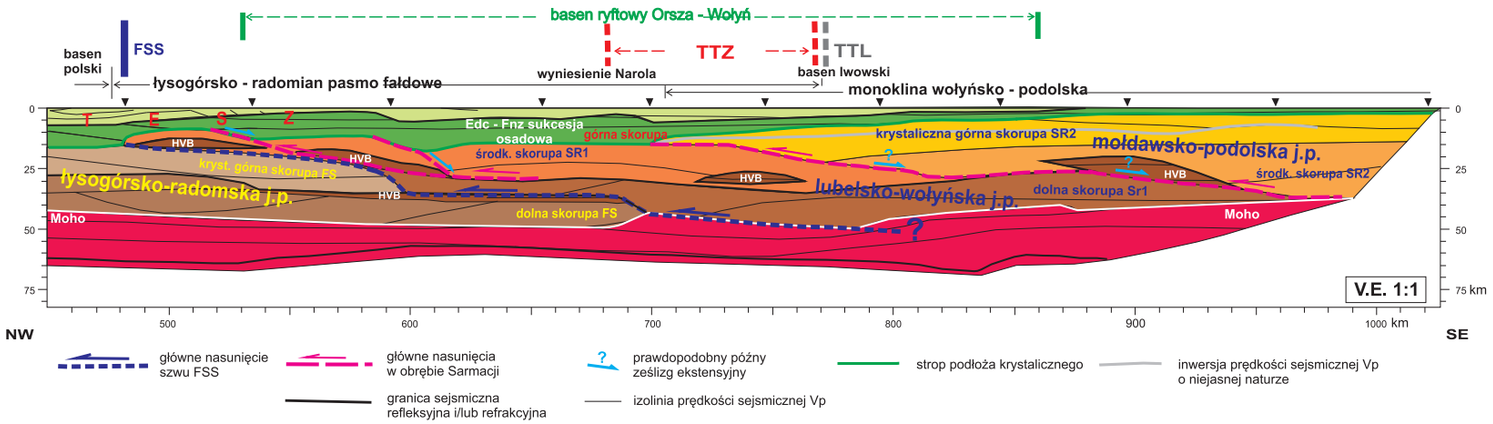



**FIG.4.** Nieprzewyższony przekrój tektoniczny wzdłuż profilu TTZ-South, odwzorowujący rzeczywiste kształty i kąty nachylenia struktur tektonicznych, generalnie wykazujących geometrię wielkoskalowych, subhoryzontalnie zalegających, klinokształtnych nasuwczych pakietów krystalicznego podłoża kratonu EEC, o wergencji ku NW, rozwiniętych na kontakcie domen fennoskandzkiej i sarmackiej EEC oraz na południowy wschód od tego kontaktu. Skróty: Edc – ediakar-wend; FS – Fennoskandia; Fnz – fanerozoik; FSS – szew tektoniczny Fennoskandia-Sarmacja; HVB – ciało wysokoprędkościowe; Phz – fanerozoik; SR – Sarmacja (numery 1 i 2 identyfikują oddzielne jednostki tektoniczne podłoża Sarmacji, SR1 i SR2); TESZ – strefa szwu transeuropejskiego; TTL – linia Teisseyre'a-Tornquista, TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista

o „rozproszonym" charakterze strefy FSS, która miałaby polegać na znacznym stopniu tektonicznego przemieszania materiału domen fennoskandzkiej i sarmackiej. Model sejsmiczny TTZ-South wydaje się potwierdzać integralność tektonostratygraficzną poszczególnych jednostek strukturalnych obu wielkich domen zaangażowanych w strefę szwu FSS, co jednocześnie nie przeczy wynikającemu z modelu Mężyka i in. (2021) występowaniu na granicach jednostek i w ich wnętrzu złożonej geometrii różnego rzędu powierzchni i stref nieciągłości, składających się na związany z wielkoskalowym przemieszczeniem system nasuwczy.

## EFEKTY REGIONALNEJ EKSTENSJI

Profil TTZ-South, obok spektakularnych efektów paleoproterozoicznej tektoniki kompresyjnej, nasuwczej, zrejestrował także późniejsze efekty znacznej rozmiarami regionalnej ekstensji tektonicznej (fig. 3), odpowiedzialnej m.in. za utworzenie się środkowo- i późnoproterozoicznego (o wieku ok. 1,4–0,6 mld lat) basenu ryftowego Orsza-Wołyń o przebiegu SW–NE (por. fig. 13 w rozdziale 4.3). Efekty te, zaznaczają się m.in. charakterystycznym schodowym obniżaniem się ku SE stropu podłoża krystalicznego w NW i środkowej częściach profilu, nad którym znacząco wzrasta miąższość, najwyższej, „osadowej" warstwy skorupy. W późnej fazie wydarzenia ekstensyjnego doszło do rozpadu superkontynentu Rodinii (lub Pannocji?) i otwarcia oceanu Tornquista na SW od EEC (np. Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, Poprawa, 2005; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa i in., 2020), podczas gdy ryft Orsza-Wołyń został wtedy, jeszcze przed kambrem, porzucony, przekształcając się w aulakogen (Poprawa, 2006).

Późnemu etapowi wydarzenia ekstensyjnego, ~600–540 mln lat temu, podczas ediakaru, które zaznaczyło się zarówno w ryfcie Tornquista, oraz Orszy-Wołynia, towarzyszyły obfite wylewy bazaltów oraz intruzje gabrowo-dolerytowe (Białowolska i in., 2002; Emetz i in., 2004), datowane na ~600–550 mln lat (Poprawa, 2006; Shumlyanskyy i in. 2016; Poprawa i in., 2020) i związane z wczesnym i syn-ryftowym etapami ekstensji. Ich efekty, w postaci ciał wysokoprędkościowych zaznaczają się na modelu sejsmicznym TTZ-South (HVB na fig. 3, 4).

## GEOLOGIA PRZYPOWIERZCHNIOWA

Na modelu sejsmicznym profilu TTZ-South, najwyższa warstwa, „osadowa", wykazuje niewielką miąższość ok. 2 km w południowo-wschodniej części Ukrainy. Zwiększa się ona stopniowo w kierunku północno-zachodnim, osiągając nawet 8 do 18 km w polskiej części profilu TTZ-South (fig. 3). „Warstwa osadowa" skorupy jest w swej górnej części znana z odwiertów i sejsmiki przemysłowej. Na podstawie tych źródeł jej budowa została przedstawiona na wykonanym wzdłuż linii tego profilu sejsmicznego uproszczonym regionalnym przekroju[1] geologicznym, znacznie przewyższonym, sięgającym do głębokości od 6 do 15 km (zaprezentowanym jako fig. 13 w rozdziale 4.3). Do konstrukcji najgłębszych partii tego przekroju (na głębokościach 10–15 km) wykorzystano dane projektu sejsmicznego PolandSPAN™ (Mikołajczak, 2016; Mikołajczak i in., 2019) dotyczące miąższości i geometrii litosomu ediakarsko-wendyjskiego oraz dane eksperymentu TTZ-South (Janik i in., 2022) dotyczące głębokich zakresów położenia stropu fundamentu krystalicznego.

W ukraińskiej, południowo-wschodniej części przekroju (fig. 13 w rozdziale 4.3), zaznacza się prosta struktura platformowa wyrażona przez paleoproterozoiczne (i częściowo archaiczne?) krystaliczne podłoże EEC, lekko nachylone ku środkowej partii przekroju i pokryte grubiejącymi w tym kierunku sukcesjami osadowymi ediakaru i paleozoiku oraz cienką warstwą osadów jurajskich i kredowych.

Niezaburzona tektonicznie w SE części przekroju pokrywa platformowa w pobliżu Lwowa zaczyna wykazywać oznaki późnokarbońskich, waryscyjskich deformacji tektonicznych (Kruglov i in., 2007; niewidocznych w skali przekroju na fig. 13 w rozdziale 4.3). Oznacza to przejście – w poziomie pokrywy osadowej – od prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej do platformy paleozoicznej (zob. np. Krzywiec i in., 2017a, b; Mazur i in., 2020 oraz rozdziały 3 i 5.1.4.2), gdzie zdeformowane sukcesje od ediakaru do karbonu pełnią rolę podłoża tej ostatniej platformy, którego pokrywę tworzą praktycznie niezdeformowane osady permo-mezozoiczne i kenozoiczne.

Pod strefą brzeżną platformy paleozoicznej, w kierunku północno-zachodnim (zgodnie z przekrojem) ciągnie się jednak krystaliczne podłoże (fundament) EEC coraz bardziej zwiększając głębokość swego stropu od ok. 0,3 km w pobliżu południowo-wschodniego końca profilu do ok. 4,5 km w okolicy km 800. przekroju i do ponad 15 km na ok. 640. kilometrze przekroju z fig. 13 w rozdziale 4.3 oraz profilu TTZ-South, a następnie dalej ku NW oscyluje, ponownie wypływając się przejściowo do ok. 9 km na 510. kilometrze, po czym znów zagłębia się do ponad 15 km na północno-zachodnim końcu przekroju.

Na omawianym przekroju uwagę zwraca bardzo istotny wzrost miąższości ediakaru, do ponad 16 km, w obrębie 200-kilometrowej długości soczewy, która prawdopodobnie wyklinowuje się pod radomsko-kraśnicką strefą fałdową. Wspomniany wzrost miąższości ediakaru-wendu jest z jednej strony związany ze znacznym pogrążeniem stropu krystalicznego podłoża, z drugiej zaś z równie spektakularnym uniesieniem ku górze – o ok. 6–7 km – stropu ediakaru w strefie Narola, która unosi też (i to – generalnie – w stylu deformacji ciągłej, bez – jak się wydaje – udziału dużych stromych uskoków, niezależnie od tego, że w przyjętej metodzie konstrukcji przekroju uskoki z założenia pominięto) nadległą suk-

1 Uproszczenie omawianego tu przekroju z figury 13 w rozdziale 4.3 polega głównie na nieuwzględnieniu na nim uskoków, jako że dostatecznych informacji o nich dla kierunku przekroju (NW-SE) zasadniczo nie zawierają dane bazowe (jednak, gdyby istotne pionowe przemieszczenia nieciągłe miały na tym kierunku miejsce, najprawdopodobniej ujawniłyby się we wspomnianych danych). Ponadto, istnieją fundamentalne kontrowersje co do stylu strukturalnego uskoków umieszczonych na mapach regionalnych (Janik i in., 2022) w otoczeniu profilu TTZ-South. Np. w tradycyjnym ujęciu Narkiewicza (w: Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) uskoki te reprezentują strome, głęboko zakorzenione nieciągłości, podczas gdy – m.in. w oparciu o wysokiej jakości współczesne dane sejsmiki refleksyjnej analizowane przez Krzywca i in. (2017a, b) oraz Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017) – są one alternatywnie interpretowane jako niskokątowe nasunięcia waryscyjskie (zob. też rozdziały 4.3 i 5.1.4.2). Dodatkowo, należy zaznaczyć, że ewentualne uwzględnienie na przekroju uskoków uwidocznionych na mapach regionalnych w obrębie sukcesji paleozoicznych i mezozoicznych, napotkałoby na istotne trudności intersekcyjne ze względu na fakt, że linia omawianego przekroju przebiega pod bardzo małym, często bliskim zera kątem względem rozciągłości niemal wszystkich tych uskoków.

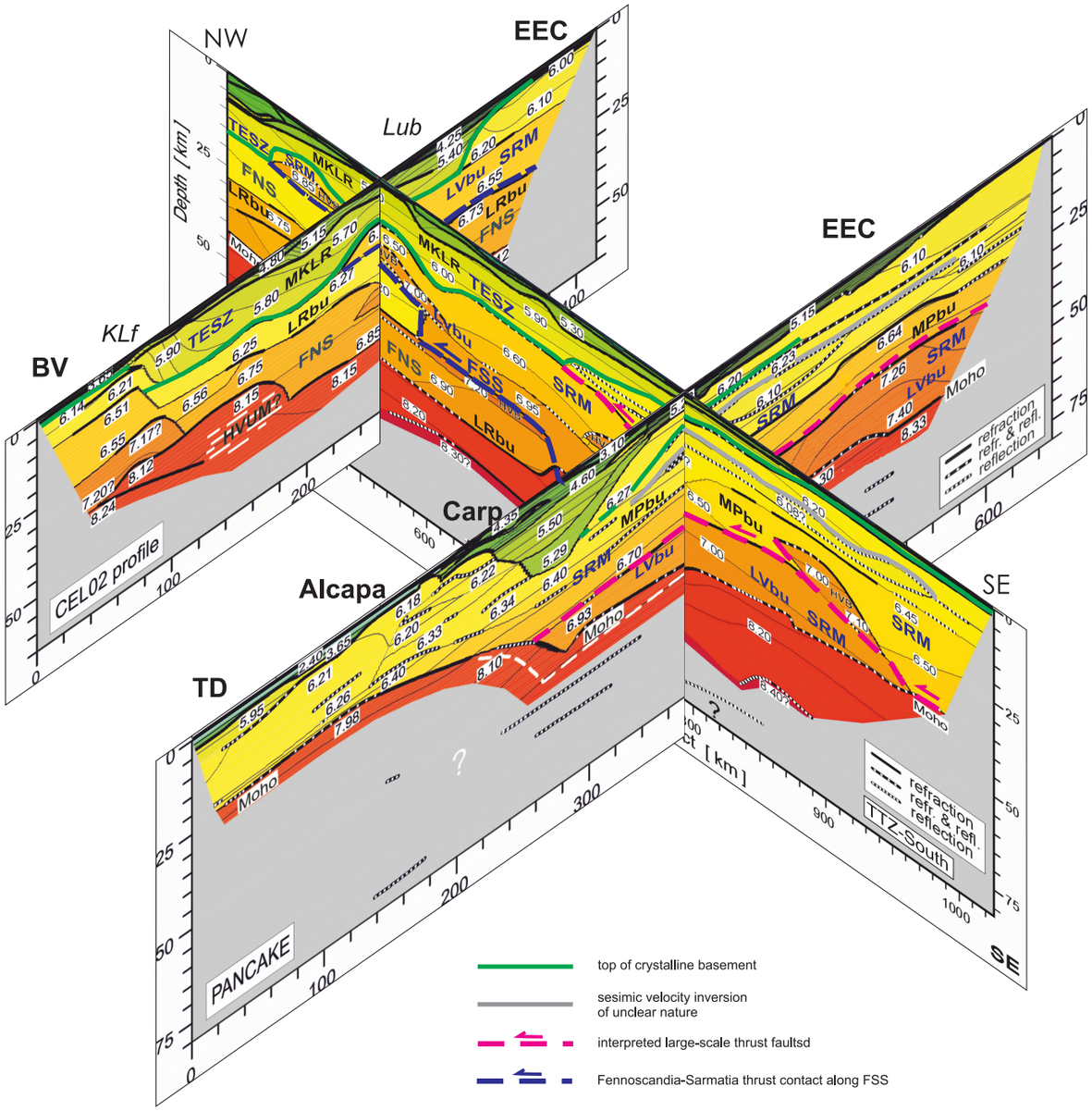



**FIG.5.** Stosunki tektoniczne w obrębie górnej części litosfery w poprzek profilu TTZ-South na podstawie wcześniej zrealizowanych profili CEL02 i PANCAKE (Janik i in., 2009; Starostenko i in., 2013b) przecinających go pod dużym kątem (lokalizacje – p. fig. 1). Dla uproszczenia rysunku przyjęto prostopadłe położenie obu profili względem TTZ-South oraz nie próbowano zredukować różnic głębokości położenia analogicznych struktur na przecinających się profilach (są one głównie wynikiem anizotropii sejsmicznej objętego badaniami wycinka litosfery). Skróty: BV – Brunowistulikum; Carp – orogen Karpat; EEC – KRATON wschodnioeuropejski FNS – Fennoskandia; FSS – szew tektoniczny Fennoskandia-Sarmacja; HVUM? – wysokoprędkościowa strefa w górnym płaszczu; KLf – strefa uskokowa Kraków-Lubliniec; LRbu – łysogórsko-radomska jednostka podłoża; Lub – basen lubelski; LVbu – lubelsko-wołyńska jednostka podłoża; MKLR – małopolsko-kielecko-łysogórsko-radomski zespół terranów(?); MPbu – mołdawsko-podolska jednostka podłoża; SRM – Sarmacja; TD – blok skorupowy Cisa-Dacja; TESZ – strefa szwu transeuropejskiego

cesję paleozoiczną, obejmującą serię osadów od kambru po dewon i – obecnie całkowicie tam zerodowany – karbon. Wynika z tego, że osadzona w basenie Orsza-Wołyń sukcesja wendyjsko-ediakarska został, a później dodatkowo istotnie pogrubiona tektonicznie w trakcie późnokarbońskiej deformacji orogenicznej na froncie orogenu waryscyjskiego, zapewne w rezultacie utworzenia w jej obrębie nasunięć skierowanych ku NE i – być może – wykształcenia wielkoskalowego dupleksu (zob. rozdziały 4.3 i 5.1.4.2).

Paleozoik na wyniesieniu Narola jest niezgodnie przykryty poziomo zalegającą jurą i kredą. Rozpoznanie wspomnianego uniesienia ku górze definiuje strukturalny charakter strefy Narola jako tektonicznej elewacji. Strefa ta, przedłużająca się na Ukrainie w strefę Rawy Ruskiej (na SW od uskoku o tej samej nazwie), była określana dotychczas jako blok Biłgoraja-Narola (np. przez Dadleza *w*: Narkiewicz i in., 2015) lub – bez wskazywania genezy – jako jednostka strukturalna Narola (Janik i in., 2005), bądź strefa Biłgoraj-Narol (zob. rozdział 4.3).

Opisane powyżej znaczące zwiększenie miąższości sekwencji ediakaru – wendu w obrębie wspomnianej „wielkiej soczewy" (fig. 13 w rozdziale 4.3), choć jego skala nie była do czasu zrealizowania projektu PolandSPANTM znana, jest interpretowane w literaturze jako produkt późnoneoproterozoicznego ryftingu wzdłuż i w poprzek południowo-zachodniego obrzeżenia Baltiki i związanej z nim depozycji w basenie ryftowym Orsza-Wołyń w pobliżu jego przecięcia z ryftem Tornquista. Następnie głównie podczas kambru i ordowiku w perybałtyckim systemie basenów miało dojść do długotrwałej termicznej subsydencji, po czym w sylurze, do fleksuralnego ugięcia dna basenu w strefie basenu przedgórskiego pasma orogenicznego kaledonidów (Poprawa, Pacześna, 2002; Pacześna, Poprawa, 2005; Poprawa, 2006; zob. też rozdziały 4.3 i 5.1.3 w tym tomie). Z kolei postorogeniczna sukcesja dewonu jest tam krzemionkowa w swej dolnej części oraz węglanowa w częściach środkowej i górnej (np. Narkiewicz, 2007). Utworzenie się dewońskiej sukcesji poprzedzało depozycję syn- i późnoorogenicznych karbońskich klastyków w peryferyjnej części rozległego waryscyjskiego basenu przedgórskiego (np. Mazur i in., 2010, 2020), dotkniętego następnie przez tektonikę późnowaryscyjską na północny zachód od Lwowa (Kruglov i in., 2007). W osadach dewonu i karbonu zapisany został główny etap depozycji w basenie lwowskim, poprzedzony subsydencją w ediakarze, kambrze i sylurze. Pokrywające niezgodnie dewon i karbon epikontynentalne, głównie płytkomorskie osady jurajskie i kredowe oraz kenozoiczne sukcesje osadowe łącznie nie przekraczają 1 km miąższości na większej części długości profilu TTZ-South. Dopiero na północ-

no-zachodnim końcu profilu szybko pogrubiające się w kierunku północno-zachodnim (do 2,5 km) permskie i triasowe sukcesje peryferyjnej, południowo-wschodniej części basenu polskiego (zob. rozdział 5.2.1) reprezentują spągowe człony postorogenicznej pokrywy platformowej.

## LITERATURA


Abbott D.H., Mooney W.D., VanTongeren J.A., 2013. The character of the Moho and lower crust within Archean cratons and the tectonic implications. Tectonophysics, 609: 690–705.

Białowolska A., Bakun-Czubarow N., Fedoryshyn Y., 2002. Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). Geological Quarterly, 46: 37–58.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatschev R., Orlyuk M.I., 1996. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East-European Craton: Geology and geophysics. Tectonophysics, 268: 1–21.

Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M., Janik T., Guterch A., Kozlovskaya E., Motuza G., Skridlaite G., Starostenko V., Taran L., 2006. EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of the East European Craton. Geological Society, London, Memoirs, 32: 599–625.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Y.A., 2008. The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. Precambrian Research, 160: 23–45.

Bogdanova S., Gorbatschev R., Skridlaite G., Soesoo A., Taran L., Kurlovich D., 2015. Trans-Baltic Palaeoproterozoic correlations towards the reconstruction of supercontinent Columbia/Nuna. Precambrian Research, 259: 5–33.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G., 2016. EUROPE | East European Craton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences: 1–18, Elsevier, Amsterdam.

Butler R.W.H, 1982. The terminology of structures in thrust belts. Journal of Structural Geology, 4: 239–245.

Cooper M.A., Trayner P.M., 1986. Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing techniques. Journal of Structural Geology, 8: 305–312.

Emetz A., Piestrzyński A., Zagnitko V., 2004. Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn flood basalt province (western margin of the East-European Craton). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 257–265.

Grad M., Janik T., Yliniemi J., Guterch A., Luosto U., Komminaho K., Środa P., Höing K., Makris J., Lund C.-E., 1999. Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath TTZ seismic profile. Tectonophysics, 314: 145–160.

Guterch A., Grad M., 2006. Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. Geological Quarterly, 50: 23–32.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zajats K., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Mechie J., Głuszyński A., Omelchenko V., Legostaieva O., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2020. TTZ-South seismic experiment. Geofizycheskiy Zhurnal (Kiev), 42: 3–15.

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 profiles (from NW to SE Poland). Tectonophysics, 411: 129–156.

Janik T., Starostenko V., Aleksandrowski P., Yegorova T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Zayats K., Mechie J., Kolomiyets K., Lysynchuk D., Wójcik D., Omelchenko V., Legostaieva O., Głuszyński A., Tolkunov A., Amashukeli T., Gryn D., Chulkov S., 2022. Lithospheric structure of the East European Craton at the transition from Sarmatia to Fennoscandia interpreted from the TTZ-South seismic profile (SE Poland to Ukraine). Minerals, 12: 1– 112.

Kruglov S.S., Arsiriy Y.O., Bobrov O.B., Veklich J.M., Velikanov V.Y., Vishniakov I.B., Heychenko M.V., Gintov O.B., Yentin V.A., Znamenskaya T.O., 2007. Tectonic map of Ukraine, 1:1 000 000. Explanatory Note, Part 1 (red. S.S Kruglov, S. Gursky), Ministry of Environmental Protection, State Geological Survey (DGRI), Kyiv, Ukraine.

Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å.E., Pecskay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej (Geological Map of Crystalline Basement in the Polish Part of the East European Platform) 1:1 000 000, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017a. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017b. 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*: Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems (red. R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell); Geological Society of America Memoir: 213, 353–372. Geological Society of America, Boulder, CO, USA.

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. Geophysical Research Letters: 40: 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.

Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Krzemiński L., Mastalerz K., Górecka-Nowak A., Kurowski L., Krzywiec P., Żelaźniewicz A., Fanning M.C., 2010. Uplift and late orogenic deformation of the Central European Variscan belt as revealed by sediment provenance and structural record in the Carboniferous foreland basin of western Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 47–64.

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: 2465–2477.

Mazur S., Aleksandrowski P., Gągała Ł., Krzywiec P., Żaba J., Gaidzik K., Sikora R., 2020. Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1133–1160.

Mężyk M., Malinowski M., Mazur S., 2021. Structure of a diffuse suture between Fennoscandia and Sarmatia in SE Poland based on interpretation of regional reflection seismic profiles supported by unsupervised clustering. Precambrian Research, 358, 106176.

Mikołajczak M., 2016. Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. Niepubl. Instytut Nauk Geologicznych PAN, Kraków [rozprawa doktorska].

Mikołajczak M., Mazur S., Gągała Ł., 2019. Depth-to-basement for the East European Craton and Teisseyre-Tornquist Zone in Poland based on potential field data. International Journal of Earth Sciences, 108: 547–567.

Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). Geological Quarterly, 51: 231–256.

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. International Journal of Earth Sciences, 104: 775–796.

Nawrocki J., Poprawa P., 2006. Development of Trans-European Suture Zone in Poland: From Ediacaran rifting to early Palaeozoic accretion. Geological Quarterly, 50: 59–76.

Pacześna J., Poprawa P., 2005. Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). Geosciences Journal, 9: 117–127.

Poprawa P., 2006. Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii – zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 165–188.

Poprawa P., Pacześna J., 2002. Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku-wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. Przegląd Geologiczny, 50: 49–63.

Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Amstrong R., 2020. Geochronology of the Volyn volcanic complex at the western slope of the East European Craton-Relevance to the Neoproterozoic rifting and the break-up of Rodinia/Pannotia. Precambrian Research, 346, 105817.

Shumlyanskyy L., Nosova A., Billström K., Söderlund U., Andréasson P.-G., Kuzmenkova O., 2016. The U-Pb zircon and baddeleyite ages of the Neoproterozoic Volyn Large Igneous Province: Implication for the age of the magmatism and the nature of a crustal contaminant. GFF, 138: 17–30.

Starostenko V., Janik T., Lysynchuk D., Środa P., Czuba W., Kolomiyets K., Aleksandrowski P., Gintov O., Omelchenko V., Komminaho K., 2013a. Lithosphere-scale buckling of the East European Craton in southern Ukraine: DOBRE-4 deep seismic profile. Geophysical Journal International, 195: 740–766.

Starostenko V., Janik T., Kolomiyets K., Czuba W., Środa P., Grad M., Kovács I., Stephenson R., Lysynchuk D., Thybo H., 2013b. Seismic velocity model of the crust and upper mantle along profile PANCAKE across the Carpathians between the Pannonian Basin and the East European Craton. Tectonophysics, 608: 1049–1072.

Starostenko V., Janik T., Mocanu V., Stephenson R., Yegorova T., Amashukeli T., Czuba W., Środa P., Murovskaya A., Kolomiyets K., 2020. RomUkrSeis: seismic model of the crust and upper mantle across the Eastern Carpathians – from the Apuseni Mountains to the Ukrainian Shield. Tectonophysics, 794, 228620.

Tomaszczyk M., Jarosiński M., 2017. The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of the East European Craton (Poland). Geological Quarterly, 61: 908–925.