

O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski”

Paweł Aleksandrowski^{1, 2}, Stanisław Mazur³



P. Aleksandrowski S. Mazur

On the new tectonic solutions in “Geological Atlas of Poland”. *Prz. Geol.*, 65: 1499–1510.

A b s t r a c t. Authorial comprehensive comments and explanations are given to some of the interpretations applied in the tectonic part of the newly published Geological Atlas of Poland (Nawrocki, Becker, 2017) that considerably change the hitherto generally accepted concepts. It should be, however, admitted that most of those “new” solutions were already proposed in the past by other workers as hypotheses that could not have been tested in the then state of knowledge on Poland’s deep geology and scientific tools at hand. This has now changed with abundant new data obtained with modern seismic techniques and advanced methods of potential field modelling. Using those data, we justify the reasons for, among others, a significant eastward shifting the front of the Variscan Orogen in Poland and for the accompanying change in position of the division line between the Precambrian and Palaeozoic platforms. We also

show the rationale for accepting a far-reaching southwestward extent of the East European Craton’s crystalline basement below the Palaeozoic Platform and for reinterpretation of the Teisseyre-Tornquist Zone’s nature, together with the question of early Palaeozoic terranes in the TESZ and the situation of the Caledonian foredeep at the SW margin of the East-European Craton.

Keywords: East European Craton, Palaeozoic Platform, Variscan Orogen, Teisseyre-Tornquist Zone, Caledonian Foredeep, terranes, TESZ, crustal architecture, seismic data, gravity data, magnetic data

Od czasu wydania „Zarysu tektoniki Polski” Nowaka (1927), uchodzącego za pierwsze całościowe i nowoczesne ujęcie budowy geologicznej naszego kraju, upływa właśnie 90 lat. W tym czasie przedstawiono wiele propozycji tektonicznego podziału naszego kraju oraz modeli wgłębnej budowy jego podłoża (m.in.: Pożaryski, 1956, 1963, 1964, 1969, 1974; Sokołowski, Znosko, 1959; Znosko, 1962, 1974, 1998; Książkiewicz i in., 1965; Oberc, 1967; Bukowy, 1971; Stupnicka, 1989, 2007; Dadlez, 1994; Mizerski, 2002, 2015; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Karnkowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011). Treść tych propozycji, niezależnie od indywidualnych preferencji poszczególnych badaczy, odzwierciedla stopniową ewolucję stanu rozpoznania budowy geologicznej kraju oraz postęp nauk geologicznych.

Większość dotychczasowych ujęć tektoniki Polski ilustrowano za pomocą jednej lub dwóch synoptycznych map tektonicznych, łączących w sobie informacje z różnych poziomów głębokościowych i strukturalnych. Superpozycja danych lub ich redukcja w celu uproszczenia nie ułatwiała czytelnikom zrozumienia komplikacji budowy wgłębnej naszego kraju, zmieniającej się wyraźnie tak w poziomie, jak i w pionie wskutek występowania nad sobą pięter strukturalnych o odmiennej architekturze. Niedawna próba regionalizacji tektonicznej Polski, podjęta przez Żelaźniewicza i in. (2011) przedstawia ją już na trzech kolejnych powierzchniach strukturalnych: podkenozoicznej, podpermskiej i poddewońskiej. Dalej w tym kierunku idzie ujęcie wgłębnej struktury skorupy ziemskiej na obszarze naszego kraju przyjęte w wydanym przez Państwowy Instytut Geologiczny „Atlasie geologicznym Polski” (Nawrocki, Becker, 2017; dalej w tekście zwanym po prostu „atlasem”).

Niektóre rozwiązania merytoryczne dotyczące zagadnień tektonicznych, zastosowane w atlasie znacznie odbie-

gają od koncepcji przyjmowanych w naszym kraju od kilku dziesięcioleci i dlatego wymagają bliższego, autorskiego objaśnienia i uzasadnienia. Zaspokojeniu tej potrzeby jest poświęcona niniejsza publikacja. Nie wszystkie omawiane w niej rozwiązania są rzeczywiście nowe. Przeciwnie, większość z nich była już w przeszłości proponowana przez innych autorów w postaci nieudowodnionych, mniej lub bardziej prawdopodobnych hipotez, zgodnie z aktualnym stanem rozpoznania geologicznego Polski oraz stanem rozwoju metod służących temu rozpoznaniu. Rozwiązania przyjęte w atlasie również nawiązują do aktualnego stanu wiedzy o geologii naszego kraju i stopnia rozwoju nauk geologicznych. Wykorzystują wyniki nowych, szeroko zakrojonych badań, które pozwoliły znacznie uprawdopodobnić niektóre z hipotez postawionych przez poprzedników, a odrzucić modele pozostające z nimi w sprzeczności.

Przyjęte w atlasie podejście ma na celu przybliżenie zagadnień związanych z wgłębnią architekturą skorupy ziemskiej w Polsce, przez wyodrębnienie i przedstawienie na oddzielnych mapach efektów najważniejszych wydarzeń tektonicznych, tj. orogenez, a dla zjawisk młodszych, mezo- i kenozoicznych – również śród płytowych epizodów kompresyjnych lub ekstensyjnych, podczas których w skali regionalnej dochodziło do fałdowania, uskokowania i przemieszczania mas skalnych. Wspomniane podejście w istocie sprowadza się do wydzielenia głównych pięter strukturalnych w górnej skorupie podłoża skalnego Polski i przedstawienia ich poziomego zasięgu na kolejnych, mocno zgeneralizowanych mapach tektonicznych, zestawionych w naturalnej kolejności – od powierzchni terenu ku dołowi. Porządek ten wydaje się być naturalny z perspektywy związanego z powierzchnią ziemi człowieka, ponieważ pozwala najpierw zapoznać się z najpłytszymi, najłatwiej dostępnymi, najmniej skomplikowanymi i (przy-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; pawel.aleksandrowski@pigi.gov.pl.

² Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław.

³ Instytut Nauk Geologicznych PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; ndmazur@cyf-kr.edu.pl.

najmniej w teorii) najlepiej rozpoznany strukturami tektonicznymi, a dopiero później sięgać do struktur coraz głębiej ukrytych pod powierzchnią ziemi i trudniej dostępnych badaniom geologicznym. Przedstawienie w atlasie serii map tektonicznych zestawionych na kolejnych, coraz niżej położonych planach strukturalnych, ma na celu wyodrębnienie, zidentyfikowanie i zaprezentowanie w możliwie najbardziej zrozumiałym sposobie największych struktur tektonicznych Polski, wykształconych lub reaktywowanych w danym przedziale czasu geologicznego oraz w trakcie związanych z tym przedziałem wydarzeń tektonicznych.

ZMIANY DOTYCHCZASOWYCH KONCEPCJI TEKTONICZNYCH

W stosunku do dość powszechnie akceptowanego w ostatnich dziesięcioleciach układu głównych jednostek tektonicznych Polski i ich zakładanej natury, w atlasie zastosowano szereg nowych rozwiązań, opartych na wynikach współczesnych badań, szczególnie na nowych osiągnięciach w rozpoznawaniu budowy wgłębnej za pomocą wysokorozdzielczej sejsmiki oraz zaawansowanej analizy danych grawimetrycznych i magnetycznych. Wyniki otrzymane za pomocą tych metod, po integracji i kalibracji danymi ze starych i nowych otworów wiertniczych, dostarczają mocnych przesłanek, niekiedy nawet w randze dowodu, dla niektórych dotychczasowych hipotez, pozwalają wykluczyć inne, a także implikują nowe modele wyjaśniające różne elementy budowy wgłębnej.

Do najważniejszych rozwiązań zastosowanych w atlasie, choć po części nie całkiem nowych, bo zgodnych ze starszymi hipotezami różnych autorów, należy wydatne powiększenie obszaru orogenu waryscyjskiego na terenie Polski. To rozwiązanie niesie ze sobą szereg konsekwencji, takich jak zmiana przebiegu granicy pomiędzy platformą prekambryjską i paleozoiczną, czy modyfikacja interpretacji położenia zapadliska górnośląskiego w obrębie pasa orogenicznego waryscyjdów. Inne ważne nowelizacje dotychczasowych koncepcji dotyczą np. przyjęcia, zupełnie odmiennej od uprzednich, interpretacji charakteru strefy Teisseyre'a-Tornquista, zaakceptowania hipotezy dalekiego przedłużania się ku SW podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej pod platformą paleozoiczną, a także założenia odmiennego od otoczenia, wysokogóstościowego podłoża krystalicznego pod SW Lubelszczyzną, S Mazowszem i NE częścią Małopolski.

Poniżej, w subiektywnej kolejności ich ważności oraz powodowanych konsekwencji, krótko omawiamy i uzasadniamy zastosowane w atlasie zmiany powszechnie w ostatnich dziesięcioleciach wyznawanych koncepcji tektonicznych dotyczących zagadnień o znacznym zasięgu i znaczeniu regionalnym.

Przesunięcie granicy orogenu waryscyjskiego ku wschodowi

Pojęcie orogenu, wprowadzone przed niemal wiekiem przez Kobera (1921), w ostatnich dziesięcioleciach uległo znacznemu uproszczeniu w stosunku do skomplikowanych propozycji związanych z nieaktualną od dawna teorią geosynklinalną, na gruncie której zostało ono oryginalnie sformułowane. Orogeeny są obecnie wyróżniane głównie na podstawie kryteriów związanych z występowaniem efektów deformacji tektonicznej o charakterze na ogół kontrak-

cyjnym (kompresyjnym), ze skalą tych efektów i ewentualnie lokalizacją względem krawędzi płyt litosferycznych. Trend ten dobrze odzwierciedlają trzy przytoczone niżej proste definicje podane w współczesnych, respektowanych na arenie międzynarodowej źródłach, wg których „orogen (pas orogeniczny, pas mobilny, pas fałdowy), to linijska lub łukowata strefa o skali regionalnej [...] poddana tektonice kompresyjnej” (Allaby, Allaby, 1999), „linijny lub łukowaty region poddany fałdowaniu lub innym deformacjom podczas cyklu orogenicznego” (Neuendorf i in., 2005) albo „struktura wytworzona przez całokształt procesów działających na konwergentnych obrzeżeniach płyt litosferycznych” (Şengör, 1990). Tak rozumiane pojęcie pasów orogenicznych nie jest ograniczone przez genetyczne typy występujących w nich kompleksów skalnych, z których część w dobie panowania teorii geosynklinalnej uważano za właściwe dla orogenu („osady geosynklinalne”, w tym np. „flisz”), poza obszarem pasm orogenicznych pozostawiając skądinąd często intensywnie sfałdowane kompleksy skał osadowych w przyległych strefach, którym przypisywano genezę pozageosynklinalną (np. „osady platformowe”, „epikontynentalne”, czy też „molasa”; por. np. Znosko, 1965a, 1970; Pożaryski, 1990; choć np. Chain, 1974, wyłamał się skutecznie z tego schematu, wydzielając pasy orogeniczne „epigeosynklinalne” i „epiplatformowe”). Tego typu ograniczenie zdaje się natomiast obowiązywać od dawna w odniesieniu do obszaru świętokrzyskiego, który od końca lat 50. ub. w. stopniowo przestał być zaliczany do orogenicznej strefy waryscyjdów (np. Czarnocki, 1957a, b; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992). Nastąpiło to wbrew długoletniej tradycji (np. Bertrand, 1887; Limanowski, 1922; Bederke, 1930; Bubnoff, 1930; Samsonowicz, 1952; Książkiewicz i in., 1965), związanej z faktem objęcia tego obszaru niewątpliwie dość intensywnym fałdowaniem podczas karbonu (por. np. Mizerski, 1979, 1995, 1998; Stupnicka, 1992). Do rezygnacji z zaliczania obszaru świętokrzyskiego do orogenu waryscyjskiego doszło na gruncie podziału skał karbońskich na „orogeniczny” flisz i „nieorogeniczną” molasę oraz ze względu na trudności z pogodzeniem współwystępowania efektów fałdowania karbońskiego z efektami deformacji starszych cykli orogenicznych (por. np. Czarnocki, 1957a, b; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992). Najbardziej widocznym przejawem tej rezygnacji jest zamknięcie ku wschodowi na mapach tektonicznych Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992), Dadleza (1994) oraz Znoski (1998) „pętli” frontu orogenicznego waryscyjdów (różnie nazywanego na tych mapach) jeszcze przed osiągnięciem przezeń regionu świętokrzyskiego. Rozwiązanie to na trwałe wpisało się w schemat rozkładu głównych elementów tektoniki Polski i jest powtarzane na praktycznie wszystkich mapach tektonicznych opublikowanych w ostatnich dziesięcioleciach (por. np. Mazur i in., 2006; Żelaźniewicz i in., 2011).

Jako alternatywę dla umieszczenia sfałdowanego w karbonie obszaru świętokrzyskiego w waryscyjskim pasie fałdowym, potraktowano zaliczenie go do strefy kaledonidów (w niektórych przypadkach z ograniczeniem do obszaru kieleckiego – Pożaryski, 1957, 1959; Znosko, 1964, 1965a) oraz uznanie, że deformacje kolejnych cykli orogenicznych na tym obszarze „nie miały charakteru orogenicznego”, może z wyjątkiem najstarszych, późnokambryjsko-wczesnoordowickiej i późnoneoproterozoicznej-wczesnokambryjskiej (por. np. Pożaryski, 1959;

Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983, 1998; Dadlez, 1994; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Niekiedy nie zajmowano w tej sprawie jednoznacznego stanowiska. Konon (2008) oraz Żelaźniewicz i in. (2011) opisali fałdową strukturę Gór Świętokrzyskich i obszaru radomsko-kraśnickiego, nie rozstrzygając, że utworzyła się w karbonie, w trakcie orogenezy waryscyjskiej.

Wydaje się, że w przypadku obszaru świętokrzyskiego trudności wypływające z dążenia do przyznania decydującej roli tej czy innej orogenezie w ukształtowaniu struktury przedpermskiego podłoża można – używając współczesnego kolokwializmu – częściowo wytłumaczyć skłonnością do zero-jedynkowego przyjmowania, że dominująca orogeneza powinna „skonsolidować” podłoże i wykluczyć możliwość efektywnego fałdowania w trakcie młodszych wydarzeń orogenicznych. Tymczasem dla wielu orogenów jest charakterystyczne obejmowanie swym zasięgiem stref uprzednio silnie zdeformowanych („skonsolidowanych”) w orogenezach wcześniejszych, co tradycyjnie nasi nazwę regeneracji obszaru skonsolidowanego (Stille, 1940; por. np. Dadlez, Jaroszewski, 1994). Tym samym fakt, że w regionie świętokrzyskim występują fragmenty orogenów kadomskiego i sandomierskiego (a wg niektórych autorów również kaledońskiego), nie wyklucza możliwości późniejszego włączenia tego regionu do strefy dość intensywnie sfałdowanej w trakcie orogenezy waryscyjskiej w późnym karbonie, a tym samym strefy brzeżnej rozległego orogenu waryscyjskiego.

Poza regionem świętokrzyskim podczas dwóch ostatnich dziesięcioleci przy użyciu metod współczesnej sejsmiki refleksyjnej jednoznacznie, rozpoznano fałdowo-nasuwczy styl deformacji karbonu i podścielających go skał paleozoicznych również na obszarach SW Lubelszczyzny i ziemi radomskiej (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Pod względem regionalizacji geologicznej były one dotąd traktowane jako jednostki typu nieorogenicznego i określane jako rów lubelski oraz wyniesienie radomsko-kraśnickie (np. Narkiewicz, 2003; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; i literatura tam cytowana). Należy jednak podkreślić, że fakt objęcia osadów karbońskich, a także starszych na Lubelszczyźnie i ziemi radomskiej dosyć intensywnym fałdowaniem waryscyjskim był znany od dawna (Pożaryski, 1964; Książkiewicz i in., 1965).

Biorąc powyższe pod uwagę, przy przygotowaniu do atlasu mapy tektonicznej struktur późnopaleozoicznych (waryscyjskich; Aleksandrowski, Buła, 2017a) (ryc. 1), zdecydowano – w zgodzie ze współczesnym stanem wiedzy zarówno co do zasięgu i charakteru deformacji tektonicznych w utworach karbonu i dewonu w Polsce, jak i aktualnego rozumienia pojęcia orogenów – włączyć do orogenu waryscyjskiego przedpermskie kompleksy skalne regionu świętokrzyskiego, strefy radomsko-kraśnickiej oraz SW Lubelszczyzny, zresztą w pełni zgodnie z ostatnio opublikowanymi rozwiązaniami Krzywca i in. (2017a, b). Ten fragment orogenu waryscyjskiego ma charakter brzeżnego pasma fałdowo-nasuwczego (ang. *foreland fold-and-thrust belt*), rozwiniętego w końcowym etapie orogenezy waryscyjskiej w klastycznych utworach wypełnienia osadowego obszernego zapadliska przedgórskiego waryscydów (karbon) oraz podścielających je sukcesji paleozoicznych. Te ostatnie miejscami w swej niższej części zostały uprzednio dotknięte zazwyczaj niezbyt intensywnymi deformacjami orogenezy kaledońskiej w końcu syluru (por. np.

Buła 2000) oraz – znacznie bardziej intensywnymi – orogenezy sandomierskiej.

Należy przy tym zauważyć, że styl tektoniczny świętokrzysko-radomsko-lubelskiego pasma fałdowo-nasuwczego wyraźnie różni się od (niesłusznie) postrzeganego często przez polskich geologów stylu strukturalnego pasma Karpat zewnętrznych jako typowego dla frontalnych stref orogenów. W przypadku Karpat zewnętrznych mamy do czynienia z daleko przemieszczonym na niezdeformowanym podłożu pakietem płasko zalegających płaszczowin, podczas gdy – przynajmniej w najdalej wysuniętych na wschód strefach orogenu waryscyjskiego na obszarze Polski: radomskiej i lubelskiej – przemieszczenia na spagowym odkłuciu przebiegającym w utworach ediakaru i dolnego paleozoiku nie są duże i wygasają ku frontowi orogenu, zlokalizowanemu mniej więcej wzdłuż strefy uskokowej Kocka (por. Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017).

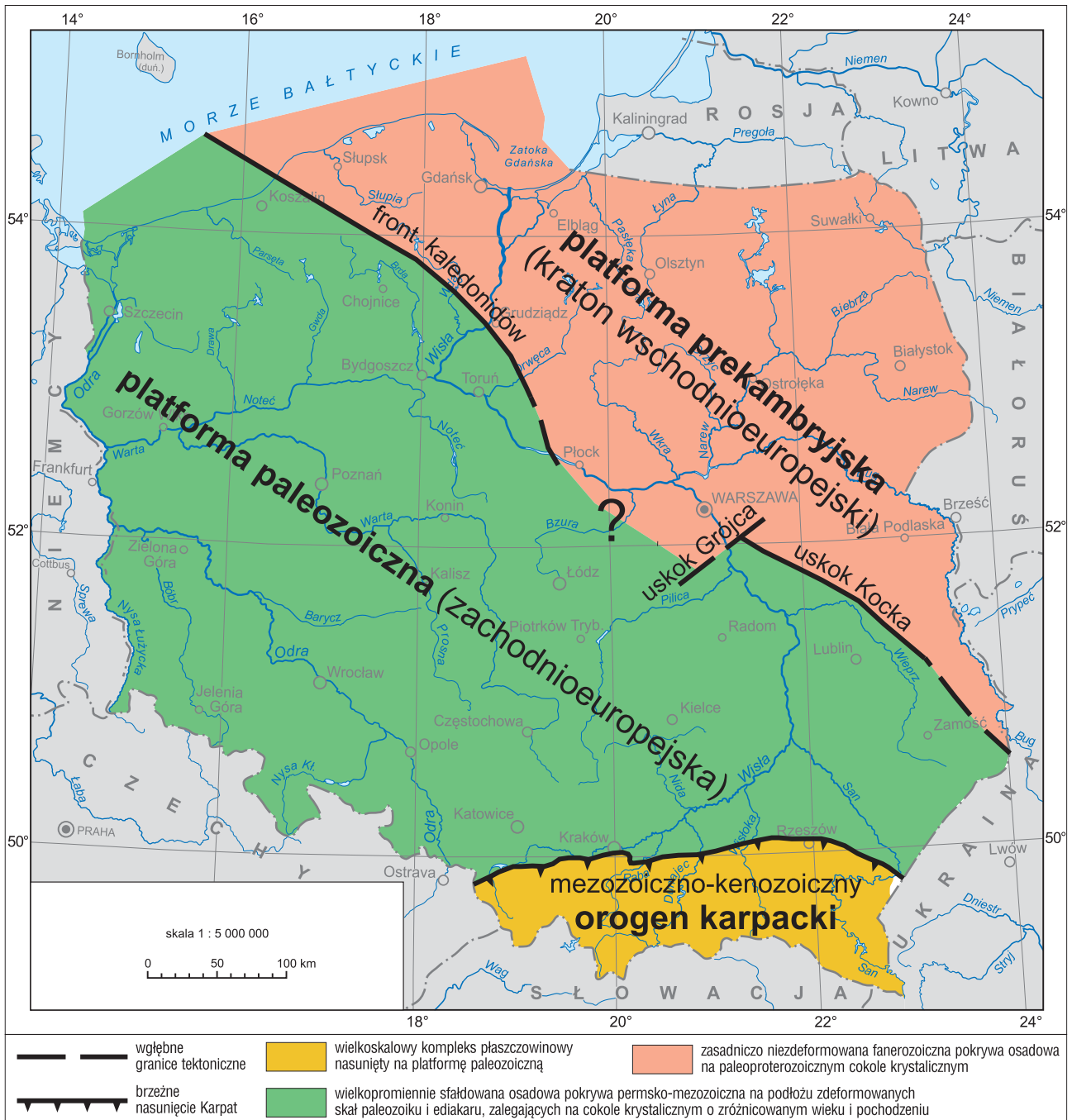
Przesunięcie granicy platformy paleozoicznej w SE części Polski

Bezpośrednią konsekwencją istotnego zwiększenia ku wschodowi obszaru orogenu waryscyjskiego, kosztem obszarów zaliczanych dotychczas do kratonu wschodnioeuropejskiego, jest przesunięcie ku wschodowi granicy platformy paleozoicznej aż po strefę uskokową Kocka, gdzie kończą się fałdowo-nasuwcze struktury deformacyjne w skałach karbonu, dewonu i starszego paleozoiku pokrywy osadowej kratonu.

Pojęcie platformy paleozoicznej przyjęte w atlasie zakłada (zgodnie z przyjętą w Polsce od dziesięcioleci praktyką) współwystępowanie dwóch pięter strukturalnych – sfałdowanego podłoża (ale niekoniecznie, a w warunkach Polski nawet rzadko, krystalicznego lub choćby słabo zmetamorfizowanego) oraz zalegającego na nim z niezgodnością erozyjną piętra pokrywy osadowej. Dlatego też, mając do czynienia z taką sytuacją na części Lubelszczyzny i ziemi radomskiej, należało przyjąć, że platforma paleozoiczna, wydzielona wg podobnych kryteriów na ok. połowie terytorium naszego kraju, kontynuuje się i tam. Powinna też zostać tam wykazana na mapie prowincji tektonicznych Polski (ryc. 2). Temu postulatowi nie stoi na przeszkodzie fakt podścielania młodej platformy przez platformę starą, prekambryjską, która sięga w tej konfiguracji dość daleko ku SW, o czym jest mowa niżej. Mapa prowincji tektonicznych przedstawiona w atlasie (Aleksandrowski, 2017) oraz na rycinie 1 odwzorowuje sytuację w planie przypowierzchniowym, a zatem – w przypadku superpozycji – wykazuje zasięg jednostki wyższej, podobnie jak na mapach geologicznych Polski przedstawiany jest zasięg pasma fałdowo-nasuwczego Karpat zewnętrznych, zalegającego na platformie paleozoicznej.

Śródgórskie położenie zapadliska górnośląskiego

Kolejną konsekwencją zaliczenia obszaru świętokrzyskiego do zewnętrznej części orogenu waryscyjskiego jest przypisanie statusu zapadliska śródgórskiego obszarowi karbońskiego basenu górnośląskiego, potraktowanemu w atlasie łącznie z jego naturalnym (choć nie wszędzie produktywnym) przedłużeniem w obszar bloku małopolskiego (ryc. 1). Podobnie jak w przypadku zaliczenia obszaru świętokrzyskiego do orogenu waryscyjskiego, nie jest to w perspektywie historycznej nowe rozwiązanie (por.



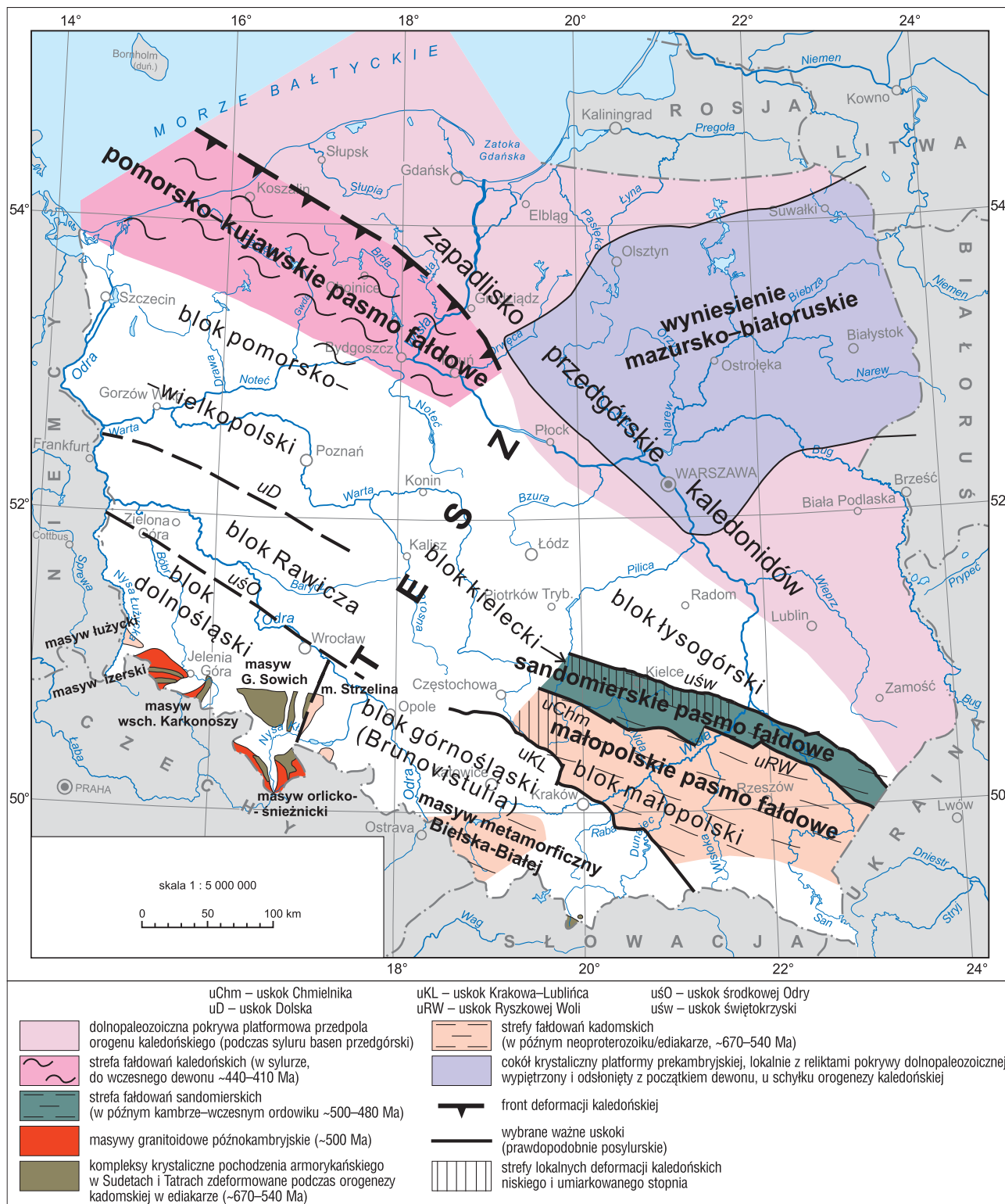
Ryc. 2. Prowincje tektoniczne Polski – za Aleksandrowskim (2017), zmienione
Fig. 2. Tectonic provinces of Poland – after Aleksandrowski (2017), modified

wego (1964), że „śląsko-krakowskie zagłębienie węglowe” podczas karbonu zajmowało początkowo pozycję w zapadlisku przedgórskim, a następnie po sfałdowaniu obszaru świętokrzyskiego znalazło się w sytuacji zapadliska śródgórskiego (por. np. dyskusja w: DeCelles, Giles, 1996, dotycząca zmian położenia względem orogenu poszczególnych stref depozycji w systemach basenów przedgórskich w trakcie ich ewolucji).

Krystaliczne podłoże platform prekambryjskiej i paleozoicznej

Cokół platformy prekambryjskiej. Struktura podłoża krystalicznego platformy prekambryjskiej na mapie opublikowanej w atlasie (Aleksandrowski i in., 2017) została opraco-

wana przez Krzemińską, zgodnie z wynikami zakończonego w roku 2013 projektu badawczego zrealizowanego przez Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy (PIG-PIB; Krzemiński i in., 2014; raport końcowy dostępny w Narodowym Archiwum Geologicznym). Podłoże starej platformy jest zbudowane w Polsce z jednostek skorupowych (terranów – w postaci zrównanych erozyjnie fragmentów prekambryjskich pasm orogenicznych, połączonych ze sobą granicami tektonicznymi, często o charakterze szwów) ukierunkowanych na ogół SW–NE (ryc. 4). Kontynuują się one na Ukrainie, Białorusi i Litwie i generalnie wykazują malejący wiek skorupy od SE ku NW (od 2,0–1,9 do 1,85–1,8 Ga). Są miejscami intrudowane przez rozległe, syn- i postorogeniczne masywy magmowe (o wieku odpowiednio 1,79–1,75 i 1,55–1,50 Ga).



Ryc. 3. Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne (kaledońskie, sandomierskie i kadomskie) – za Aleksandrowskim, Bułą (2017b), zmienione (białe pole – brak danych/brak struktur określonego wieku)

Fig. 3. Early Palaeozoic and Late Neoproterozoic (Caledonian, Sandomirian and Cadomian) structures – after Aleksandrowski, Buła (2017b), modified (whites box – no data/no structures of defined age)

Większość obszaru podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce należy do litosferycznej paleopłyty Fennoskandii, ukształtowanej w trakcie orogenezy sfekofeńskiej (1,9–1,75 Ga) i reprezentującej jeden z trzech głównych superterranów platformy wschodnioeuropejskiej, obok Sarmacji i Wołgo-Uralii (Bogdanova i in., 1996, 2008). W południowo-wschodniej części obszaru

występowania platformy prekambryjskiej na terenie naszego kraju, pojawia się też fragment superterranu Sarmacji, ukształtowany i przed ok. 1,8 Ga połączony następnie z Fennoskandią szwem tektonicznym.

Anomalna skorupa w podłożu południowo-zachodniej Lubelszczyzny i ziemi radomskiej. Występowanie anomalnych ciał o wysokiej prędkości przewodzenia fal

sejsmicznych (ciał wysokoprędkościowych) w strefie radomsko-kraśnickiej oraz na południowo-zachodniej Lubelszczyźnie (ryc. 4) było od dawna sugerowane na podstawie wyników głębokich sondowań refrakcyjnych (np. Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005, 2009; Środa i in., 2006). Malinowski i in. (2005) wyrazili przypuszczenie, że anomalie te są związane z obecnością intruzji skał zasadowych umiejscowionych na przełomie prekambriu i kambriu. Ilościowe analizy danych grawimetrycznych (Mikołajczak, 2016; Mazur i in., 2017b) wskazują na jeszcze rozleglejszy zasięg ciał wysokoprędkościowych/wysokogęstościowych niż było to wcześniej sugerowane dzięki wykorzystaniu danych sejsmicznych. Ciała te występują zarówno w dolnej, jak i górnej skorupie (Mazur i in., 2017b – ryc. 3 w cytowanej pracy) na całym obszarze strefy radomsko-kraśnickiej oraz południowo-zachodniej Lubelszczyzny. Ich zasięg pokrywa się tam z obszarem małopolskiego wyżu grawimetrycznego. Obecność ciał wysokogęstościowych pod świętokrzyską częścią wyżu małopolskiego jest jeszcze kwestią otwartą wymagającą dalszych badań. Również kwestia genezy ciał wysokoprędkościowych/wysokogęstościowych wymaga doprecyzowania, choć związek ich umiejscowienia z ryftingiem Rodinii podczas ediakaru wydaje się sensowną hipotezą roboczą.

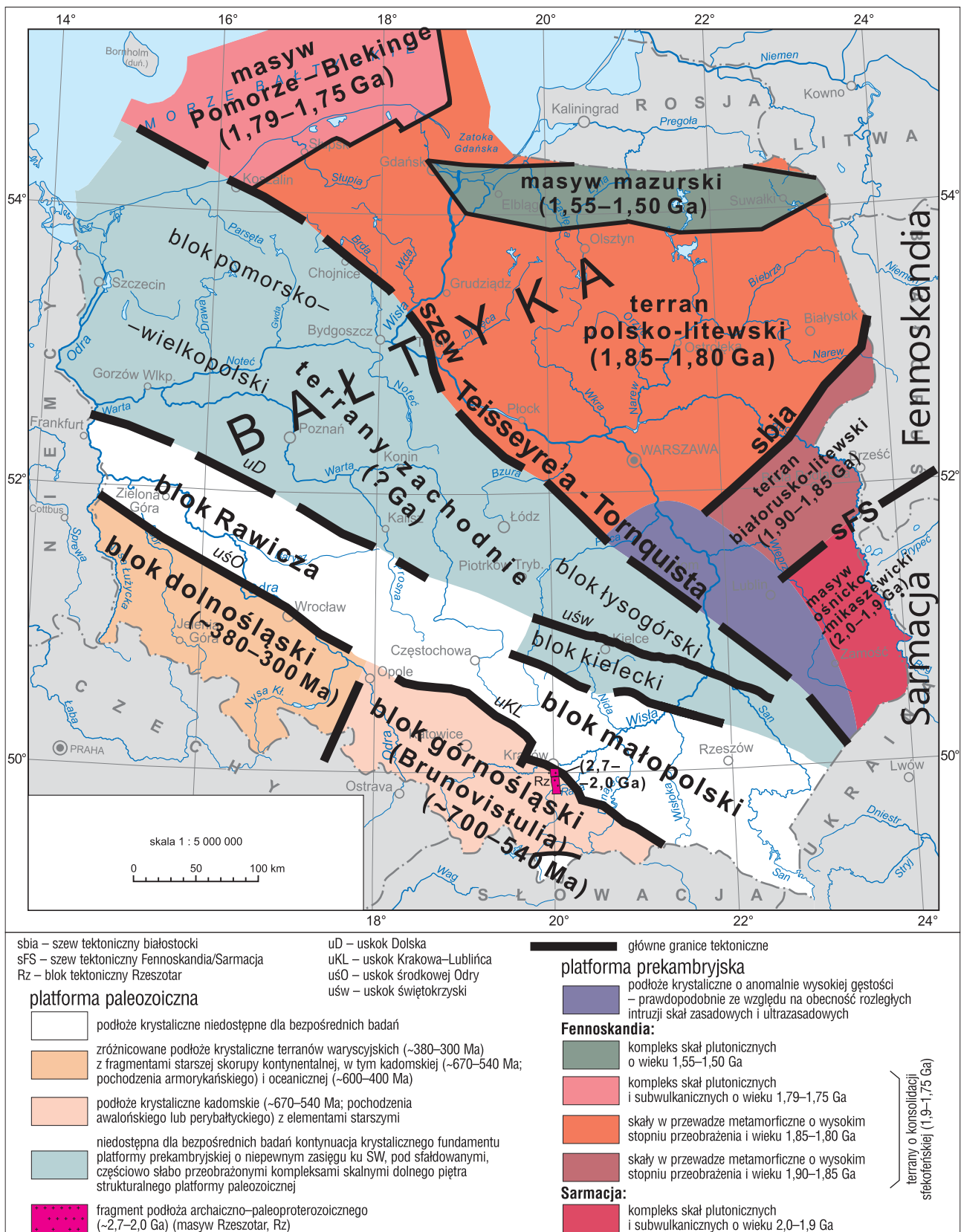
Strefa Teisseyre’a-Tornquista – prekambryjski szew tektoniczny w krystalicznym podłożu platformy wschodnioeuropejskiej. Strefa Teisseyre’a-Tornquista (T-T), wyraźnie zaznacza się na mapach pól potencjalnych – magnetycznych i grawimetrycznych (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999), oddzielając obszary o odmiennych cechach geofizycznych. Od dziesięcioleci jest interpretowana jako głęboko sięgająca w skorupę walna strefa uskokowa, ograniczająca od SW prekambryjską platformę wschodnioeuropejską i stanowiąca jej granicę z platformą paleozoiczną (np. Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990; Franke, 1995; Dadlez i in., 2005; Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015). Na podstawie danych geofizycznych, w tym wyników głębokich sejsmicznych profilowań refrakcyjnych, wypowiedziano również opinie, że strefa T-T stanowi taką granicę jedynie w obrębie górnej skorupy, podczas gdy krystaliczna dolna skorupa platformy prekambryjskiej kontynuuje się ku SW pod platformą paleozoiczną (np. Winchester i in., 2002; Grad i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Guterch i in., 2010). Berthelsen (1998) uznał natomiast strefę T-T za permsko-mezozoiczny „pseudoszew” rozwinięty w czasie otwierania się basenu polskiego, zgodnie z klasycznym modelem Wernickego (1985). W myśl jego interpretacji, podzielanej także przez Pharaoha (1999), cała skorupa krystaliczna kratonu wschodnioeuropejskiego wraz z jego dolnopaleozoiczną pokrywą kontynuuje się ku południowemu zachodowi poza strefę T-T.

Wysokorozdzielcze dane sejsmiki refleksyjnej uzyskane w ramach przedsięwzięcia PolandSPAN (Krzywiec i in., 2014) oraz podczas realizacji głębokiego profilu POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013), w połączeniu z nowoczesną interpretacją danych grawimetrycznych i magnetycznych (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017a, b), pozwoliły w ostatnich latach ustalić, że strefa T-T nie odzwierciedla się jakkolwiek regionalnych rozmiarów strefą uskokową w fanerozoicznych seriach osadowych domniemanego pogranicza platformy prekambryjskiej i paleozoicznej. Przeciwnie, kompleksy osadowe pokrywy platformowej, bez związanych ze strefą T-T potencjalnych zakłóceń, kontynuują się w poprzek

tej strefy (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Krzywiec i in., 2017a, b), chociaż – w sprzeczności z analizowanymi danymi sejsmicznymi – opublikowano również interpretacje przeciwną (Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Integrując dane sejsmiczne z wynikami modelowania grawimetrycznego i magnetycznego, ustalono również, że także sam strop krystalicznego fundamentu platformy wschodnioeuropejskiej, podścielający osady ediakaru i kambriu, rozciąga się bez zaburzeń ku SW w poprzek strefy T-T (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017a). Jednocześnie jednak z modelem pól potencjalnych (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016) wynika, że w strefie T-T dochodzi do wyraźnego obniżenia powierzchni Moho (tj. spągu krystalicznego podłoża platformy prekambryjskiej), które tworzy tzw. kil skorupowy (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016; Mazur i in., 2017b oraz literatura tam cytowana).

Sytuację tę aktualnie interpretuje się (Mazur i in., 2015, 2016b, 2017b) przez przyjęcie, że strefa T-T nie reprezentuje granicy między platformą prekambryjską i paleozoiczną, odzwierciedla natomiast występowanie szwu tektonicznego w krystalicznym podłożu platformy wschodnioeuropejskiej. Wzdłuż tego szwu jeszcze w prekambrze został dołączony do Bałtyki odrębny terran, o innej charakterystyce geofizycznej i odmiennie grubości skorupy. Wspomniany kil skorupowy stanowi zmodyfikowany izostatycznie ślad akrecji dwóch elementów skorupowych sięgających swym spągiem odmiennych głębokości, natomiast podobna nierówność stropu skorupy w miejscu połączenia obu elementów została zrównana przez erozję jeszcze przed osadzeniem sukcesji ediakarskiej. Zmniejszanie się grubości skorupy/głębokości Moho przyłączonego terranu podłoża na SW od kilu skorupowego, tłumaczy się jako efekt późnoneoproterozoicznego ryfingu SW obrzeżenia Bałtyki (Poprawa, Paczeńska, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006) już po akrecji terranu. Ryfing ten doprowadził m.in. do wycienienia skorupy terranu oraz regionalnego nachylenia stropu podłoża krystalicznego ku SW, z wytworzeniem obniżenia perykratonicznego wzdłuż wspomnianego obrzeżenia, początkowo obniżenia niezbyt głębokiego, które następnie pogłębiało się w toku kolejnych wydarzeń tektonicznych i depozycyjnych w ediakarze i fanerozoiku.

Rozpoznanie charakteru strefy T-T jako prekambryjskiego szwu tektonicznego w krystalicznym podłożu kratonu wschodnioeuropejskiego, a nie głębokiego rozłamu przecinającego zarówno cokół, jak i pokrywę osadową platformy, implikuje konieczność odrzucenia tradycyjnej interpretacji strefy T-T jako naturalnej granicy platformy prekambryjskiej i paleozoicznej (por. np. Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Dla SE odcinka granicy platform na obszarze Polski, krok ten został już wykonany poprzez rozszerzenie zasięgu orogenu waryscyjskiego na Lubelszczyznę (patrz wyżej), natomiast co do odcinka NW, należy uznać, że rolę granicy platform powinien pełnić tam front deformacji kaledońskiej, na zachód od którego mamy do czynienia – na podstawie powyższej definicji – z platformą paleozoiczną. Inną kwestią jest, że lokalizacja frontu deformacji kaledońskiej, reprezentowanego przez nasunięcie zdeformowanej części kaledońskiego basenu przedgórskiego (Mazur i in., 2016b), przypadkowo dosyć dobrze pokrywa się w pionowym rzucie na mapę z przebiegiem osadzonej w rzeczywistości w głębszych partiach skorupy strefy Teisseyre’a-Tornquista.



Ryc. 4. Jednostki tektoniczne krystalicznego podłoża – za Aleksandrowskim i in. (2017), zmienione
 Fig. 4. Tectonic units of crystalline socle – after Aleksandrowski et al. (2017), modified

Zasięg krystalicznego podłoża EEC pod platformą paleozoiczną. Jak już wspomniano, idea dalekiego przedłużania się elementów platformy wschodnioeuropejskiej pod platformę paleozoiczną nie jest nowa (Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002; Bayer

i in., 2002; Grad i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009; Guterch i in., 2010). Nowe są natomiast uwzględnione w atlasie dane potwierdzające, modyfikujące i doprecyzowujące tę hipotezę (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016), na podstawie których

wykreślono elementy mapy, zgodnie z aktualnym stanem wiedzy o krystalicznym podłożu Polski (ryc. 4). Należy wspomnieć, że już po zakończeniu prac nad atlasem, nowych argumentów sejsmicznych za przedłużaniem się podłoża platformy wschodnioeuropejskiej aż po lineament Łaby i uskoku środkowej Odry dostarczyła publikacja Smita i in. (2016).

Zasięg krystalicznego podłoża platformy prekambryjskiej pod platformą paleozoiczną można w pewnym zakresie śledzić na profilach głębokiej sejsmiki refrakcyjnej (Grad i in., 2002, 2003; Malinowski i in., 2005; Guterch i in., 2010). Wynika z nich, że w zachodniej części Polski może ono sięgać strefy uskoku Dolska (por. Grad i in., 2002), ograniczającej od NE blok Rawicza (i taka interpretacja została przedstawiona w atlasie; ryc. 4), a może nawet strefy uskoku w środkowej Odry (Grad i in., 2008). Alternatywnym rozwiązaniem może być hipotetyczne zastąpienie skorupy Bałtyki przez skorupę wschodniej Awalonii w południowo-zachodniej części bloku pomorsko-wielkopolskiego, co jednak nie wydaje się znajdować potwierdzenia w wynikach głębokich sondowań sejsmicznych prowadzonych metodami refrakcyjnymi (Smit i in., 2016).

W południowej części kraju krystaliczne podłożo platformy wschodnioeuropejskiej wydaje się sięgać po północno-wschodnią granicę bloku górnośląskiego (ryc. 4) (Malinowski i in., 2005).

Duży fragment krystalicznego cokołu platformy wschodnioeuropejskiej, głęboko podścielający platformę paleozoiczną i oddzielony szwem tektonicznym Teisseyre'a-Tornquista od znanej nam bezpośrednimi badaniami części podłoża platformy, opisany na rycinie 4 jako „terrany zachodnie”, wykazuje odrębne cechy geofizyczne, ale jego bliższa charakterystyka (litologia, wiek konsolidacji, struktura wewnętrzna, proveniencja) pozostaje dotychczas nieznaną.

O koncepcjach terranów tworzących kolaż strefy TESZ

Na SW od strefy Teisseyre'a-Tornquista w pasie o szerokości ok. 200–300 km, w podpermskim lub poddewońskim podłożu od ćwierćwiecza jest postulowane występowanie zespołu terranów tektonostratygraficznych, przemieszczonych wzajemnie i w stosunku do Bałtyki oraz Gondwany, przed późnym karbonem (najczęściej uważa się, że głównie jeszcze we wczesnym paleozoiku), zlepionych w kolaż nazywany strefą szwu transeuropejskiego (TESZ – ang. *Trans-European Suture Zone*; np. Pożaryski, 1990; Pharaoh, 1999; Bełka i in., 2002; Dadlez i in., 2005; Pharaoh i in., 2006; Nawrocki, 2016; Walczak, Bełka, 2017). Spośród map tektonicznych zaprezentowanych w atlasie najbardziej odpowiednia do rozważania ewentualnej terranowej budowy strefy TESZ jest mapa struktur wczesnopaleozoicznych i późnoproterozoicznych (Aleksandrowski, Buła, 2017b; ryc. 3). Przynajmniej część spośród wyróżnionych na niej bloków skorupowych, oddzielonych granicami tektonicznymi i zawierających fragmenty różnowiekowych orogenów, reprezentuje odrębne pod względem budowy i historii rozwoju jednostki strukturalne. Ze względu na brak danych pozwalających na wystarczająco prawdopodobne rozwiązania w tym zakresie, w części tektonicznej atlasu nie zdecydowano się jednak zaprezentować możliwych modeli rozmieszczenia terranów w polskiej części platformy paleozoicznej. Jeden z takich modeli został przykładowo zamieszczony w części atlasu poświęconej

położeniu kontynentów na powierzchni Ziemi w przeszłości geologicznej (Golonka, Nawrocki, 2017). Poniżej przedstawiamy krótką dyskusję, w której objaśniamy na jakiej podstawie dokonuje się wydzielenie terranów na obszarze Polski i na ile interpretacje te są uzasadnione.

Na obszarze północno-zachodniej i centralnej Polski, gdzie dolnopaleozoiczne podłożo jest przykryte przez miąższą sekwencję osadów permsko-mezozoicznych i górnopaleozoicznych, podział na ewentualne terrany opiera się głównie na zróżnicowaniu charakterystyki sejsmicznej skorupy znanej z sondowań refrakcyjnych oraz na anomaliach grawimetrycznych i magnetycznych (np. Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2011, 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Interpretacje te są obciążone dużą dozą niepewności ze względu na brak możliwości zweryfikowania, na ile jakościowe obserwacje geofizyczne odzwierciedlają przebieg realnych granic geologicznych. Modele terranowe dla obszaru TESZ wymagałyby też istnienia szwu kolizyjnego lub przesuwczego wzdłuż strefy T-T w dolnopaleozoicznym piętrze strukturalnym, czego nie potwierdzają zgromadzone w ostatnich latach dane i modele ilościowe (patrz wyżej).

Nieco inna sytuacja panuje w południowo-wschodniej Polsce na obszarze masywu małopolskiego. Chociaż krystaliczne podłożo tej jednostki jest również dostępne jedynie badaniom geofizycznym, to skały dolnopaleozoiczne są znane z wierceń oraz z odsłonień w strefie kieleckiej Gór Świętokrzyskich. Dlatego historię masywu małopolskiego można dyskutować z większą dozą prawdopodobieństwa, w oparciu o dane geologiczne. W swej najnowszej pracy Walczak i Bełka (2017) postulują, w zgodzie z nieco starszymi interpretacjami (np. Winchester i in., 2002), że blok małopolski był pierwszym terranem perygondwańskim, który przebył Ocean Tornquista i zadokował przy brzegu Bałtyki w środkowym kambrze. Chociaż autorzy ci przytaczają bogate dane izotopowe, faunistyczne i geochronologiczne na poparcie swej tezy, to ich interpretacja jest w dużej mierze zależna od poprawności współczesnych rekonstrukcji tektoniki płyt dla neoproterozoiku (Johansson, 2009, 2014; Torsvik, Cocks, 2013, 2016). Wspomniane rekonstrukcje zakładają separację Bałtyki od Amazonii przed 650 Ma. Jeśli jednak przyjmiemy, że ediakarska sekwencja ryftowa oraz towarzyszące jej pokrywy bazaltowe na terenie Lubelszczyzny i Wołynia są związane z rozpadem Rodinii (Poprawa, Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a; Shumlyanskyy, 2016; Shumlyanskyy i in., 2016), to do tej separacji doszło dopiero 550–570 Ma (Compston i in., 1995; Shumlyanskyy i in., 2016). W takiej sytuacji masyw małopolski nie musiałby nigdy opuszczać obrzeżenia Bałtyki, ponieważ dolnokambryjski materiał o proveniencji amazońskiej mógł być tam dostarczany poprzez dopiero otwierający się Ocean Tornquista. W związku z tym interpretacje geofizyczne i geologiczne uznające masyw małopolski za część obrzeżenia Bałtyki (Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009) pozostają dalej realną alternatywą.

Rozwój zapadliska przedgórskiego kaledonidów

Zasięg zapadliska przedgórskiego kaledonidów pomorsko-kujawskich został w atlasie utożsamiony z występowaniem terrygeniczej facji ilasto-mułowcowej w wenloku i ludlowie (wg Modlińskiego i in., 2010) i zlokalizowany głównie na przedpołu dzisiaj znanego przebiegu

frontu deformacji kaledońskiej. Podejście to może wymagać modyfikacji, ponieważ w szerszym regionalnym ujęciu (np. Poprawa, 2006b) oraz w świetle nowych badań i interpretacji (Porębski i in., 2013; Mazur i in., 2017a), rozwój zlokalizowanego na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego basenu przedgórskiego kaledonidów i jego wypełnienia osadowego był bardziej złożony.

Polska część basenu przedgórskiego kaledonidów stanowi fragment większego basenu sylurskiego, rozciągającego się w kierunku NW–SE od cieśnin duńskich po Mołdawię i wybrzeże Morza Czarnego. Główne depocentrum basenu znajduje się na Pomorzu, gdzie miąższość osadów sylurskich osiąga 4800 m (Mazur i in., 2017a). Poprzednikiem basenu przedgórskiego kaledonidów był ordowicki basen perykratoniczny rozwinięty na pasywnym obrzeżeniu Bałtyki. Na początku syluru doszło w basenie do pojawienia się facji czarnych łupków graptolitowych, w związku z transgresją morską spowodowaną przez deglacjację po zlodowaceniach ordowickich. Należała się na to subsydenca związana z obciążeniem obrzeżenia Bałtyki przez rosnący orogen kaledoński (Mazur i in., 2017a). Pierwszym wyraźnym efektem oddziaływania pobliskiego orogenu było pojawienie się synorogenicznych klastyków w sekwencji osadowej basenu. Położenie spągu klastyków ma na obszarze Polski silnie diachroniczny charakter – wiek ich najniższej części młodnieje z NW na SE, od landoweru na Pomorzu po ludlow na Lubelszczyźnie (Mazur i in., 2017a). Odzwierciedla to migrację depocentrum basenu wzdłuż biegu jego osiowej części w przybliżeniu równoległe do współczesnego położenia frontu deformacji kaledońskiej. Sugeruje to diachroniczne zamykanie Oceanu Tornquista zgodnie z modelem zamka błyskawicznego (ang. *zipper tectonics*; Hatcher, 2002).

Natomiast kaledońska deformacja wypełnienia basenu przedgórskiego i jego przedpola odbyła się na samym początku dewonu, zachodząc jednocześnie na terenie Polski (Pomorze, Góry Świętokrzyskie) oraz w niektórych innych miejscach Europy (Ardeny; szczegóły w: Mazur i in., 2017a). Ponieważ w tym czasie Ocean Tornquista był już zamknięty (od późnego ordowiku–wczesnego syluru w sektorze pomorskim), to deformacja basenu przedgórskiego nie mogła się wiązać z konwergencją Bałtyki i Awalonii. Można sądzić, że była ona raczej odległym efektem lewoskrętnych przemieszczeń przesuwczych wzdłuż szwu Japetusa (Mazur i in., 2017a).

PODSUMOWANIE

Krótko uzasadniliśmy szereg wybranych rozwiązań przyjętych w „Atlasie geologicznym Polski” (Nawrocki, Becker, 2017) przy prezentacji głównych elementów wglębnej struktury geologicznej naszego kraju, szczególnie tych, które w naszej opinii mogą budzić u czytelników kontrowersje bądź wątpliwości. Pokazaliśmy też, że wiele z tych rozwiązań nie jest nowych i że pojawiały się one już w przeszłości w postaci hipotez, które jednak na ówczesnych etapach rozpoznania wglębnego obszaru Polski i rozwoju nauk geologicznych trudno było zweryfikować. Niektóre z nich, jak zaliczenie do orogenu waryscyjskiego obszarów Gór Świętokrzyskich, ziemi radomskiej i Lubelszczyzny, napotykały też na przeszkody natury ideologicznej, wynikające z utrzymywania się w powszechnej świadomości elementów teorii geosynklin. Obecnie, wobec postępów

badania głębokich struktur metodami wysokorozdzielczej sejsmiki refleksyjnej oraz zaawansowanego geofizycznego modelowania pól potencjalnych, stało się możliwe sprawdzenie realności niektórych wcześniejszych, w tym odrzuconych, poglądów i – w przypadku ich pozytywnej weryfikacji oraz po niezbędnych modyfikacjach – przywrócenie do obiegu naukowego. Niektóre z modeli tektoniki wglębnej zastosowane w atlasie reprezentują też nowe interpretacje, przejęte z ostatnio opublikowanych raportów z badań, które nie były przedtem obecne w literaturze przedmiotu, takie jak np. wyjaśnienie natury strefy Teisseyre’a-Tornquista jako kolizyjnego szwu tektonicznego w prekambryjskim, krystalicznym podłożu platformy wschodnioeuropejskiej.

Za owocną współpracę autorską i redakcyjną przy przygotowaniu serii map tektonicznych do „Atlasu geologicznego Polski” wyrazy wdzięczności należą się Januszowi Badurze, Annie Becker, Zbigniewowi Bule, Markowi Jarosińskiemu, Jackowi Kasińskiemu, Ewie Krzemińskiej, Jerzemu Nawrockiemu i Witoldowi Zuchiewiczowi, a w zakresie opracowania graficznego – Andrzejowi Bielowi. Andrzejowi Gaśiewiczowi dziękujemy za bardzo krytyczne uwagi, które istotnie wpłynęły na finalny kształt tego artykułu. Za konstruktywne sugestie wdzięczni jesteśmy też Recenzentom. Pierwszy z autorów wyraża również podziękowanie Piotrowi Krzywcowi i Andrzejowi Żelaźniewiczowi za krytyczne dyskusje dotyczące niektórych aspektów przedstawionych zagadnień.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. 2017 – Prowincje tektoniczne Polski. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 40.
- ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z. 2017a – Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie). [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 43.
- ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z. 2017b – Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne (kaledońskie, sandomierskie i kadomskie). [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 44.
- ALEKSANDROWSKI P., KRZEMIŃSKA E., NAWROCKI J., BUŁA Z. 2017 – Jednostki podłoża krystalicznego. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 45.
- ALLABY A., ALLABY M. 1999 – A Dictionary of Earth Sciences. Oxford University Press.
- ANTONOWICZ L., HOOPER R., IWANOWSKA E. 2003 – Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. *Prz. Geol.*, 51: 344–350.
- ANTONOWICZ L., IWANOWSKA E. 2004 – Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. *Prz. Geol.*, 52: 128–130.
- BAYER U., GRAD M., PHARAOH T.C., THYBO H., GUTERCH A., BANKA D., LAMARCHE J., LASSEN A., LEWERENZ B., SCHECK M., MAROTTA A.-M. 2002 – The southern margin of the East European Craton: new results from seismic sounding and potential fields between the North Sea and Poland. *Tectonophysics*, 360: 301–314.
- BEDERKE E. 1930 – Oberschlesien und das varistische Gebirge. *Geol. Rdsch.*, 21: 234–242.
- BELKA Z., VALVERDE-VAQUERO P., DÖRR W., AHRENDT H., WEMMER K., FRANKE W., SCHÄFER J. 2002 – Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. [W:] Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J. (red.), *Paleozoic Amalgamation of Central Europe*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 201: 19–36.
- BERTRAND R. 1887 – La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. *Bull. Soc. Géol. France*, Ser. 3, 15: 423–447.
- BERTHELSEN A. 1998 – The Tornquist zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *GFF*, 120: 223–230.
- BOGDANOVA S.B., 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.B., BINGEN B., GORBATSCHEV R., KHERASKOVA T.N., KOZLOV V.I., PUCHKOV V.N., VOLOZH YU.A. 2008 – The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.*, 160 (1–2): 23–45.

- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H. 1984 – Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. *Publ. Inst. Geophys.*, 160: 3–13.
- BUBNOFF von S. 1930 – Bemerkungen zur tektonischen Stellung Oberschlesiens. *Z. Oberschl. Berg.-u. Hütt. Ver. Kattowitz*, Jg. 1930: 352–358.
- BUKOWY S. 1964 – Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 184: 41–88.
- BUKOWY S. 1971 – Uwagi o podziale tektonicznym Polski. *Kwart. Geol.*, 15 (4): 797–812.
- BUŁA Z. 2000 – Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Prace Państw. Inst. Geol.*, 171: 1–89.
- CHAIN W.J. 1974 – Geotektonika ogólna. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- COMPSTON W., SAMBRIDGE M.S., REINFRANK R.F., MOCZYDŁOWSKA M., VIDAL G., CLAEISSON S. 1995 – Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *J. Geol. Soc. London*, 152: 599–611.
- CZARNOCKI J. 1957a – Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. *Pr. Inst. Geol.*, 18 (1): 1–133.
- CZARNOCKI J. 1957b – Geologia regionu łysogórskiego. *Pr. Inst. Geol.*, 18 (3): 1–138.
- DADLEZ R. 1994 – Polska – Tektonika. [W:] Dadlez R., Jaroszewski W., Tektonika. PWN, Warszawa (mapa na wkładce).
- 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.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W. 1994 – Tektonika. PWN, Warszawa.
- DeCELLES P., GILES K. 1996 – Foreland basin systems. *Basin Res.*, 8: 105–123.
- 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.), Volume 39, The Trans-European Suture Zone: EUROPROBE in Libice 1993. *Studia Geophysica et Geodaetica*: 241–256.
- GOLONKA J., NAWROCKI J. 2017 – Mapy położenia kontynentów w przeszłości geologicznej. [W:] Nawrocki J., Becker A. (red.), *Atlas geologiczny Polski*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 80–85.
- 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. Publ.*, 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., MAZUR S., KELLER G.R., ŠPIČÁK A., HRUBCOVÁ P., GEISSLER W.H. 2008 – Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 113(B10).
- GUTERCH A., WYBRANIEC S., GRAD M., CHADWICK R., KRAWCZYK C., ZIEGLER P., THYBO H., DE VOS W. 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.
- HATCHER R.D. 2002 – Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. *Spec. Pap. Geol. Soc. America*, 364: 199–208.
- 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.
- JOHANSSON Å. 2009 – Baltica, Amazonia and the SAMBA connection-1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? *Precambrian Res.*, 175: 221–234.
- JOHANSSON Å. 2014 – From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model-a distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Res.*, 244: 226–235.
- KARNKOWSKI P.H. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol.*, 56 (10): 895–903.
- KOBER L. 1921 – *Der Bau der Erde*. Borntraeger, Berlin.
- KONON A. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. *Prz. Geol.*, 56 (10): 921–926.
- 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. *Publ. Inst. Geophys., Polish Acad. Sci.*, M18 (273): 87–92.
- KRZEMIŃSKI L., KRZEMIŃSKA E., PETECKI Z. 2014 – Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – podsumowanie projektu badawczego. *Prz. Geol.*, 62 (6): 288–289.
- 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). *Geologia 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\(14\)](https://doi.org/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*. [Doi:10.1016/j.tecto.2017.06.008](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.06.008).
- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RÜHLE E. 1965 – *Zarys geologii Polski*. *Wyd. Geol. Warszawa*.
- LIMANOWSKI M. 1922 – O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogenicznych, biegnących pod temi łańcuchami. *Spraw. Polskiego Inst. Geol.*, T. I, Z. 4–6: 557–600.
- MALINOWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ 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. Lett.*, 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.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRZYWIEC P., OBERC-DZIEDZIC T. 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, 50: 89–118.
- 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., POREBSKI S.J., KEDZIOR A., PASZKOWSKI M., PODHALAŃSKA T., POPRAWA P. 2017a – Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. *Terra Nova*, [doi: 10.1111/ter.12302](https://doi.org/10.1111/ter.12302).
- MAZUR S., KRZYWIEC P., MALINOWSKI M., LEWANDOWSKI M., ALEKSANDROWSKI P., MIKOŁAJCZAK M. 2017b – Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. *Prz. Geol.*, 65 (12): 1511–1520.
- MIKOŁAJCZAK M. 2016 – Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. ING PAN, Kraków (niepubl. rozprawa doktorska).
- MIZERSKI W. 1979 – Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. *Acta Geol. Pol.*, 29 (1): 1–38.
- MIZERSKI W. 1995 – Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts. in Central Europe. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 372: 1–47.

- MIZERSKI W. 1998 – Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 46 (4): 337–345.
- MIZERSKI W. 2002 – Geologia Polski dla geografów. PWN, Warszawa.
- MIZERSKI W. 2015 – Geologia Polski. Wyd. 5, PWN, Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. (red.) 2010 – Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich 1 : 2 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NARKIEWICZ M. 2003 – Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon-karbon). *Prz. Geol.*, 51 (9): 771–776.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R. 2008 – Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, 56 (5): 391–397.
- 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: 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 Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *Inter. J. Earth Sci.*, 104 (3): 775–796.
- NARKIEWICZ M., PETECKI Z. 2017 – Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. *Geol. Quart.*, 61 (2): 502–520.
- NAWROCKI J. 2015 – Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrowce. *Prz. Geol.*, 63 (11): 1272–1283.
- NAWROCKI J., BECKER A. (red.) 2017 – Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- 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.
- NEUENDORF K.K.E., MEHL Jr. J.P., JACKSON J.A. 2005 – Glossary of Geology. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.
- NOWAK J. 1927 – Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów, Kraków: 1–160.
- OBERC J. 1967 – Podział geologiczny Polski. *Kwart. Geol.*, 11 (2): 389–406.
- PERCHUĆ E. 1984 – Structure of the Earth's crust in southeastern Poland. *Publ. Inst. Geophys., Polish Acad. Sci.*, 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.
- PHARAOH T.C., WINCHESTER J.A., VERNIERS J., LASSEN A., SEGHEDI A. 2006 – The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. [W:] Gee D.G., Stephenson R.A. (red.), *European Lithosphere Dynamics*. *Geol. Soc., London, Mem.*, 32: 291–312.
- POPRAWA P., PACZEŚNA J. 2002 – Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego - analiza subsydencji i zapisu facjalnego. *Prz. Geol.*, 50: 49–61.
- POPRAWA P. 2006a – Neoproterozoiczny rozpad superkontynentu Rodinii/Pannotii - Zapis w rozwoju basenów osadowych na zachodnim skłonie Baltiki. [W:] Matyja H., Poprawa P. (red.), *Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych*. Pr. Państw. Inst. Geol., 186: 165–188.
- POPRAWA P. 2006b – 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.
- PORĘBSKI S.J., PRUGAR W., ZACHARSKI J. 2013 – Łupki sylurskie platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – wybrane problemy poszukiwawcze. *Prz. Geol.*, 61 (8): 468–477.
- POŻARYSKI W. 1956 – Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. *Prz. Geol.*, 6: 237–241.
- POŻARYSKI W. 1957 – Góry Świętokrzyskie. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wyd. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1959 – Budowa geologiczna Polski. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wyd. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W. 1963 – Jednostki geologiczne Polski. *Prz. Geol.*, 11: 4–10.
- POŻARYSKI W. 1964 – Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. *Kwart. Geol.*, 8 (1): 1–32.
- POŻARYSKI W. 1969 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *Prz. Geol.*, 17 (2): 57–65.
- POŻARYSKI W. 1974 – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. [W:] Pożaryski W. (red.), *Budowa Geologiczna Polski, T. IV. Tektonika, Cz. 1. Niż Polski*. Wyd. Geol., Warszawa: 24–34.
- POŻARYSKI W. 1990 – Kaledonidy środkowej Europy orogেনem przesuwanym złożonym z terranów. *Prz. Geol.*, 38 (1): 1–9.
- POŻARYSKI W., KARNKOWSKI P. 1992 – Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1 : 1 000 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- SAMSONOWICZ J. 1952 – Era paleozoiczna w Polsce. [W:] Książkiewicz M., Samsonowicz J., *Zarys geologii Polski*. PWN, Warszawa: 51–89.
- ŞENGÖR A.M.C. 1990 – Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Sci. Rev.*, 27 (1–2): 1–201.
- SHUMLYANSKY L. 2016 – Geochemistry of the Ediacaran (c. 570 Ma) Volyn flood basalt province, southwestern East European platform. *LIP of the Month, April, Large Igneous Provinces Commission, International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior*, s. 13.
- SHUMLYANSKY 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 (1): 17–30.
- SMIT J., VAN WEES J.D., CLOETINGH S. 2016 – The Thor suture zone: From subduction to intraplate basin setting. *Geology*, 44: 707–710.
- SOKOŁOWSKI S., ZNOSKO J. 1959 – Mapa tektoniczna Polski. [W:] *Atlas geologiczny Polski 1 : 1 000 000*, Inst. Geol. Warszawa: tabl. 7.
- STILLE H. 1940 – Einführung in der Bau Amerikas. Borntraeger, Berlin.
- STUPNICKA E. 1989 – Geologia regionalna Polski. Wyd. Geol., Warszawa.
- STUPNICKA E. 1992 – The significance of the Variscan Orogeny in the Świętokrzyskie Mountains (Mid-Polish Uplands). *Geologische Rundschau*, 81: 561–570.
- STUPNICKA E. 2007 – Geologia regionalna Polski. Wyd. 3. Wyd. UW, Warszawa.
- ŚRODA P., CZUBA W., GRAD M., GUTERCH A., TOKARSKI A.K., JANIK T., RAUCH M., KELLER G.R., HEGEDÜS 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. *Geophys. J. Inter.*, 167 (2): 737–760.
- TOMASZCZYK M. 2015 – Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Państw. Inst. Geol., Warszawa (niepubl. rozprawa doktorska).
- TOMASZCZYK M., JAROSIŃSKI M. 2017 – The Kock Fault Zone as an indicator of tectonic stress regime changes at the margin of East European Craton (Poland). *Geol. Quart.*, 61: 908–925.
- TORSVIK T.H., COCKS L.R.M. 2013 – Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Res.*, 24: 999–1030.
- TORSVIK T.H., COCKS L.R.M. 2016 – *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press.
- WALCZAK A., BELKA Z. 201 – Fingerprinting Gondwana versus Baltica provenance: Nd and Sr isotopes in Lower Paleozoic clastic rocks of the Małopolska and Łysogóry terranes, southern Poland. *Gondwana Res.*, 45: 138–151.
- WERNICKE B. 1985 – Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, 22 (1): 108–125.
- 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. Pap.*, 1: 1–59.
- ZNOSKO J. 1962 – Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpaciejskiej Polski. *Kwart. Geol.*, 6 (3): 485–511.
- ZNOSKO J. 1964 – Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie. *Kwart. Geol.*, 8 (4): 697–720.
- ZNOSKO J. 1965a – Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 188: 5–72.
- ZNOSKO J. 1965b – Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębienia węglowego. *Biul. Inst. Geol.*, 188: 73–120.
- ZNOSKO J. 1970 – Rozważania nad istotą i nazewnictwem platform. *Kwart. Geol.*, 14 (2): 245–258.
- ZNOSKO J. 1974 – Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, 274: 7–47.
- ZNOSKO J. 1983 – Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpaciejskiej. *Kwart. Geol.*, 27 (3): 457–470.
- ZNOSKO J. (red.) 1998 – Mapa tektoniczna Polski 1 : 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŻELAZNIEWICZ 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.
- ŻELAZNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P.H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K. 2011 – Regionalizacja Geologiczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.