W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 17–32. Warszawa, 2026

GŁÓWNE RYSY TEKTONIKI POLSKI

3

Paweł Aleksandrowski, Stanisław Mazur

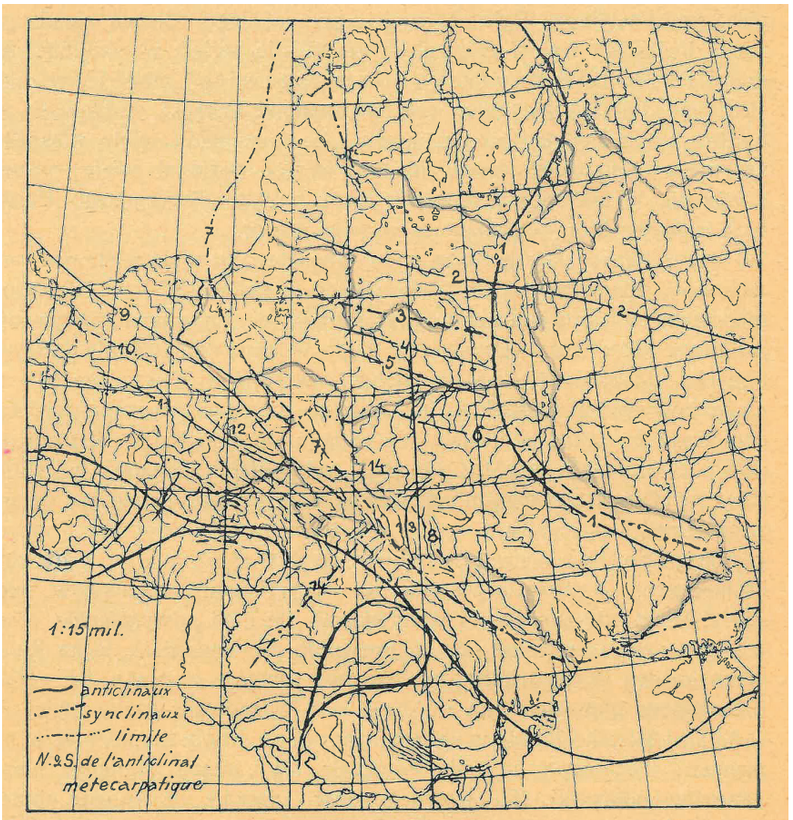
3.1. DOTYCHCZASOWE UJĘCIA

„Zarys tektoniki Polski" Jana Nowaka (1927) miał stanowić pierwszą, całościową i – na swoje czasy – nowoczesną syntezę tektonicznych aspektów budowy geologicznej naszego kraju. Jednakże próbę realizacji tych założeń trudno uznać za w pełni udaną. Choć Nowak skłonny był obarczać winą samego siebie, główną tego przyczyną była ówczesna (z dzisiejszej perspektywy zdecydowanie niewystarczająca) znajomość budowy geologicznej Polski, zwłaszcza jej części niżowej. Najlepiej ilustruje to mapa tektoniczna zamieszczona w tej pracy (fig. 1), a także – choć w mniejszym stopniu – mapa geologiczna (fig. 2), która nie pozwala na rozszyfrowanie układu struktur ukrytych pod kenozoikiem. Ów przedwojenny stan rozpoznania Niżu Polskiego jest widoczny jeszcze w pierwszym powojennym ujęciu geologii regionalnej Polski, napisanym w latach 40. XX wieku przez Książkiewicza i Samsonowicza (1952; fig. 3).

Sytuacja zaczęła się zmieniać już w latach 50., kiedy to – dzięki szybko rosnącej liczbie danych z wierceń – pojawiły się zupełnie nowe propozycje podziałów tektonicznych kraju oraz koncepcje budowy wgłębnej 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; Dadlez, 1994). Niezależnie od indywidualnych poglądów autorów, treść tych opracowań odzwierciedlała znaczną poprawę rozpoznania budowy geologicznej Polski, będącą rezultatem szeroko zakrojonego programu wierceń badawczych, ukierunkowanych głównie na poszukiwanie złóż surowców mineralnych. Trzeba jednak dodać, że program ten – co najmniej do końca lat 50. – był częściowo inspirowany i nadzorowany przez Związek Radziecki.

Kilka przykładów ewolucji poglądów na układ głównych elementów tektonicznych Polski pokazują mapy zamieszczone na figurach 4–8. Szczególną rolę w kształtowaniu tych poglądów odegrały propozycje Władysława Pożaryskiego (1956, 1963, 1964, 1969, 1974; fig. 5, 6), których zasadnicze elementy – zwłaszcza w ujęciu podkenozoicznym – pozostały czytelne w późniejszych schematach regionalnych (np. Stupnicka, 1989, 2007; Mizerski, 2002, 2015; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Karnkowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; Nawrocki, Becker, 2017).

Większość dotychczasowych ujęć tektoniki Polski ilustrowano jedną lub dwiema mapami synoptycznymi, łączącymi informacje z różnych poziomów strukturalnych. Takie podejście – poprzez nakładanie lub redukowanie danych – prowadziło do uproszczeń, które utrudniały zrozumienie złożonej budowy wgłębnej, zmieniającej się zarówno lateralnie, jak i w pionie, na skutek współwystępowania pięter strukturalnych o odmiennych cechach. Znaczący postęp przyniosła próba formalnej regionalizacji tektonicznej Polski autorstwa Żelaźniewicza i in. (2011), oparta na trzech powierzchniach strukturalnych: podkenozoicznej, podpermskiej i poddewońskiej. Jeszcze dalej poszli autorzy „Atlasu geologicznego Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), w którym na osobnych mapach przedstawiono skutki



Objaśnienie znaków (Explication): 1) Antyklina scytyjska (anticlinal scythique) według Cz. Kuźniara. 2) Siodło (anticlinal) Wilno—Rawanicze—Woroneż. 3) Łęk nowogrodzki (synklinal de Nowogródek). 4) Siodło wołkowyskie (anticlinal de Wołkowysk). 5) Garb Suraża (saillie de Suraż). 6) Siodło Sarn (anticlinal de Sarny). 7) Wielka synklina (grand synclinal) Gdańsk—Warszawa—Lublin—Niżniów i przedłużenie. 8) Synklina Miodoborów (synclinal de Miodobory). 9) Antyklina inowrocławska (anticlinal d'Inowrocław). 10) Synklina (synclinal) Łódź—Gniezno. 11. Antyklina (anticlinal) Przedborz—Kalisz (Premik—Passendorfer—Czarnocki). 12) Antyklina łysogórska (anticlinal de Łysa Góra, Czarnocki—Samsonowicz). 13) Antyklina podolska (anticlinal de Podolie). 14) Antyklina łagowska i jej prawdopodobne połączenie z górami pełczańskiemi (anticlinal de Łagów et son probable prelongement vers Pełcza, Czarnocki—Kuźniar—Sobolew).

FIG. 1. Mapa tektoniczna Polski i obszarów sąsiednich wg Jana Nowaka (1927)

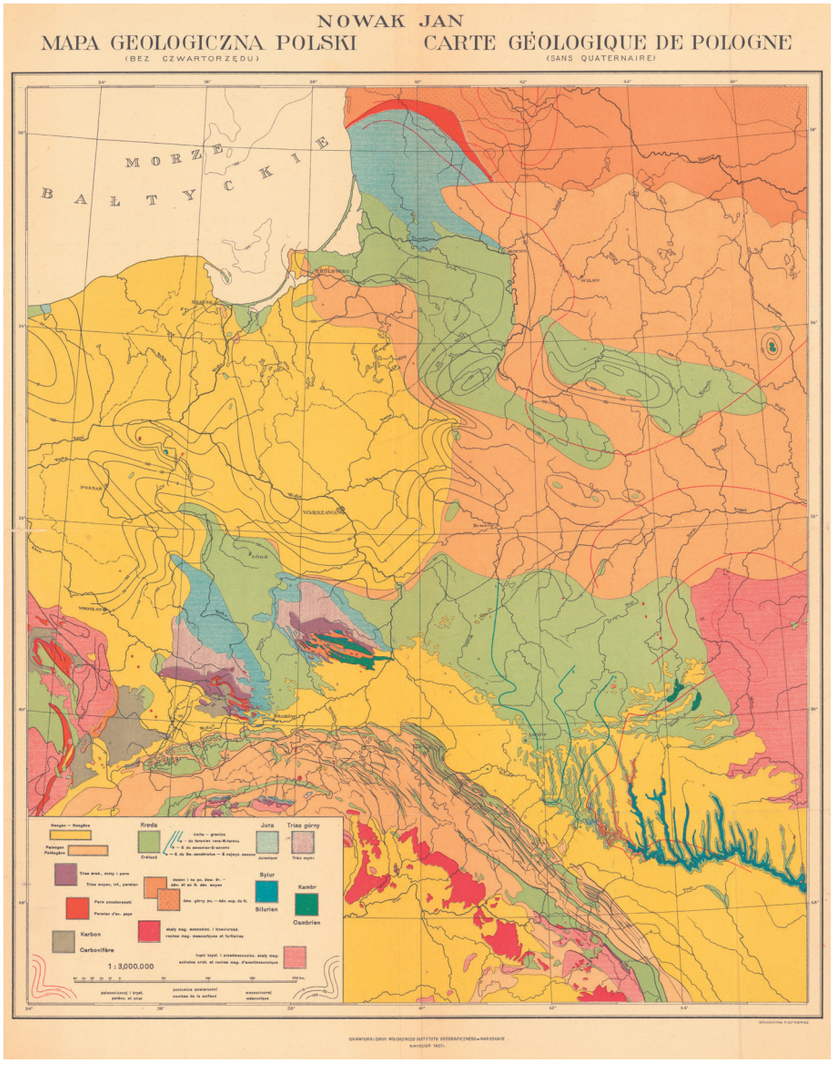
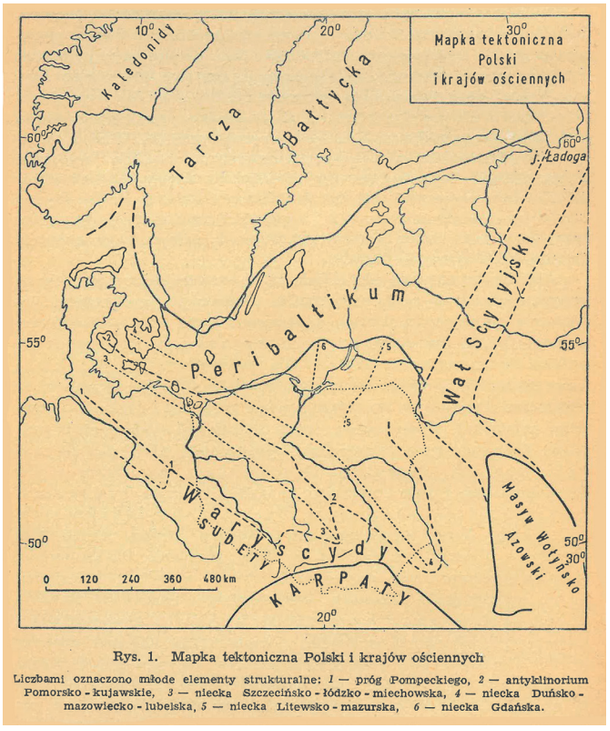


FIG. 2. Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych w skali 1:3 000 000 autorstwa Jana Nowaka (1927)



Rys. 1. Mapka tektoniczna Polski i krajów ościennych

Liczbami oznaczono młode elementy strukturalne: *1* — próg Pompeckiego, *2* — antyklinorium Pomorsko-kujawskie, *3* — niecka Szczecińsko-łódzko-miechowska, *4* — niecka Duńsko-mazowiecko-lubelska, *5* — niecka Litewsko-mazurska, *6* — niecka Gdańska.

FIG. 3. Mapa tektoniczna Polski i krajów ościennych autorstwa Jana Samsonowicza (*w*: Książkiewicz, Samsonowicz, 1952)

głównych orogenez oraz młodszych epizodów tektonicznych, zarówno kompresyjnych, jak i ekstensyjnych, prowadzących do fałdowania, uskokowania i przemieszczania mas skalnych.

Podejście to sprowadza się do wyodrębnienia głównych pięter strukturalnych górnej skorupy Polski i ukazania ich zasięgu lateralnego na kolejnych, zgeneralizowanych mapach tektonicznych. Niniejszy rozdział prezentuje główne cechy budowy geologicznej Polski zgodnie z ujęciem „Atlasu geologicznego Polski", co wynika również z faktu, że jeden z autorów niniejszego tekstu odpowiadał w „Atlasie" za opracowanie zagadnień tektonicznych. Część zaproponowanych tam i zaakceptowanych w monografii rozwiązań wyraźnie odbiega od koncepcji dominujących w polskiej literaturze od dziesięcioleci i dlatego wymaga dodatkowego uzasadnienia. Nie wszystkie te rozwiązania są jednak nowe – większość z nich pojawiała się wcześniej jako mniej lub bardziej prawdopodobne hipotezy, trudne do zweryfikowania w świetle ówczesnego stanu wiedzy i metod badawczych. Obecnie, dzięki wynikom uzyskanym w ostatnich latach, niektóre z nich zyskały silniejsze potwierdzenie, inne natomiast mogły zostać ostatecznie odrzucone.

3.2. GŁÓWNE ELEMENTY TEKTONIKI POLSKI

Na obszarze Polski schodzą się ze sobą trzy wielkie prowincje tektoniczne Europy (fig. 9): na północnym wschodzie platforma prekambryjska (fragment kratonu wschodnioeuropejskigo, zwany także „starą platformą"), na południowym zachodzie platforma paleozoiczna („młoda platforma" lub „platforma zachodnioeuropejska") oraz na południu mezozoiczno-kenozoiczny orogen Karpat. Ten ogólny podział tektoniczny uwidacznia się na dzisiejszej powierzchni terenu jedynie w odniesieniu do relacji pomiędzy orogenem Karpat a łącznie traktowanymi obiema platformami na ich przedpolu. Natomiast rozróżnienie między platformą starą a młodą jest utrudnione, ponieważ ich cechy diagnostyczne kryją się pod grubą pokrywą osadów, sięgającą ku dołowi co najmniej utworów permskich.

W najgłębszym planie strukturalnym (fig. 10) występuje podłoże krystaliczne obu platform – prekambryjskiej i paleozoicznej. Częściowo znane jest ono z wychodni powierzchniowych (niemal wyłącznie w Sudetach i na ich przedpolu), częściowo z wierceń, a w znacznej mierze jedynie pośrednio – z badań geofizycznych (m.in. na Pomorzu i Kujawach, w Wielkopolsce, północnej Małopolsce i na większości obszaru Górnego Śląska). Jego skład i geneza mają więc charakter w dużym stopniu hipotetyczny.

Paleoproterozoiczny fundament kratonu wschodnioeuropejskiego („starej platformy") budują fragmenty prekambryjskich pasm orogenicznych (terranów), rozdzielonych granicami tektonicznymi o charakterze szwów, biegnących zwykle w kierunku SW–NE. Strop fundamentu zalega na głębokości od 500 do 5000 m (Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017b; Mikołajczak i in., 2019). Struktury te kontynuują się na Ukrainie, Białorusi i Litwie, wykazując systematyczne odmładzanie wieku skorupy od SE ku NW (od 2,0–1,9 do 1,85–1,8 mld lat temu). Fundament jest miejscami przecięty rozległymi masywami intruzywnymi – syn- i postorogenicznymi – o wieku odpowiednio 1,79–1,75 i 1,55–1,50 mld lat temu (Krzemińska i in., 2017).

Większość polskiej części podłoża krystalicznego platformy wschodnioeuropejskiej należy do domeny Fennoskandii, ukształtowanej w czasie orogenezy swekofeńskiej (1,9–1,8 mld lat temu; Bogdanova i in., 2008, 2015, 2016; Krzemiński i in., 2014; Krzemińska i in., 2017). Domena ta jest jedną z trzech głównych jednostek składowych kratonu wschodnioeuropejskiego, obok Sarmacji i Wołgo-Uralii (Bogdanova i in., 1996, 2008). W południowo-wschodniej Polsce pojawia się także fragment Sarmacji, uformowany 2,0–1,9 mld lat temu i połączony z Fennoskandią szwem tektonicznym ok. 1,8 mld lat temu.

Ku południowemu zachodowi fundament kratonu stopniowo zapada pod platformę paleozoiczną, zbliżając się do strefy Teisseyre'a-Tornquista (TT), a następnie ją przekraczając. Kontynuuje się tam na odległość co najmniej 100 km (Winchester, PACE, 2002; Grad i in., 2002; Mazur i in., 2015, 2016a; Smit i in., 2016; patrz też podrozdział 4.2), a jego strop (wraz z nadległym ediakarem) obniża się do ok. 14 km (Malinowski i in., 2013; Maystrenko, Scheck-Wenderoth, 2013; Grad, Polkowski, 2016; Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). Strefa TT, dobrze widoczna na mapach magnetycznych i słabiej na grawimetrycznych (Tornquist, 1908; Królikowski, Petecki, 1995; Wybraniec, 1999; Grabowska, Bojdys, 2001; Mazur i in., 2015, 2017, 2018a; Narkiewicz, Petecki, 2017, 2019; Grad, 2019), tradycyjnie była uważana za granicę kratonu wschodnioeuropejskiego i platformy paleozoicznej (np. Narkiewicz i in., 2011; Narkiewicz, Petecki, 2017, 2019). Wyznacza ona strefę przejściową pomiędzy grubą skorupą platformy prekambryjskiej na północnym wschodzie a cieńszą skorupą podłoża platformy paleozoicznej na południowym zachodzie (Guterch, Grad, 2006). Przejście to odbywa

3

Główne rysy tektoniki Polski



Szkic tektoniczny Polski i krajów ościennych (częściowo na podstawie J. Znoski, E. Bruns i W. Pożaryskiego)

1 — fundament krystaliczny, sfałdowany przed młodszym prekambrem, wychodzący na powierzchnię; *2* — fundament krystaliczny występujący w podłożu mezozoiku bez pokrycia młodszego prekambru i paleozoiku; *3* — obszar występowania młodszego prekambru („eokambru") w podłożu mezozoiku bez pokrycia paleozoiku; *4* — strefy występowania starszego paleozoiku (kambru—syluru) na powierzchni lub na głębokościach kilkusetmetrowych; *5* — strefy występowania młodszego paleozoiku (dewonu — permu) na powierzchni lub na niewielkich głębokościach (3—5 — utwory niesfałdowane); *6* — obszary fałdowań kaledońskich; *7* — obszary fałdowań hercyńskich; *8* — strefy molas hercyńskich (karbon i perm limniczny lub lądowy) występujących na powierzchni; *9* — obszary głębokiego położenia utworów prekambryjskich i paleozoicznych; *10* — obszary fałdowań alpejskich trzeciorzędowych; *11* — obszary fałdowań alpejskich kredowych; *12* — izohipsy powierzchni fundamentu krystalicznego; *13* — położenie otworów, które osiągnęły fundament krystaliczny; *14* — uskoki obcinające platformę wschodnioeuropejską, nie zazrzaczające się w pokrywie mezozoicznej; *15* — brzeg nasunięcia Karpat i Alp; *16* — uskoki; *17* — osie antyklin; *18* — osie synklin; *19* — granica karbonu górnego w podłożu cechsztynu i mezozoiku

FIG. 4. Szkic tektoniczny Polski i krajów ościennych wg Jana Samsonowicza (*w:* Książkiewicz i in., 1965)

się pod miąższą pokrywą osadów ediakarskich i fanerozoicznych, a jego charakter rozpoznano wyłącznie na podstawie danych geofizycznych. Szerokość strefy TT sięga 50 km i odpowiada zmianie głębokości granicy Moho o 6–8 km oraz nachyleniu stropu prekambryjskiego podłoża, który opada ku południowemu zachodowi o ok. 8–12 km pod miąższe sukcesje osadowe paleozoiku i mezozoiku (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). W konsekwencji, grubość skorupy krystalicznej zmniejsza się w obrębie strefy TT o 16–20 km. Jednocześnie zmniejszeniu ulega grubość całej litosfery ze 150–200 km pod platformą prekambryjską do 80–120 km pod platformą paleozoiczną (Wilde-Piórko i in., 2010; Janutyte i in., 2014; Vecsey i in., 2014). Choć interpretacje charakteru strefy TT zmieniały się w przeszłości, nowe dane sugerują, że odpowiada ona strefie wycienienia skorupy kontynentalnej, uformowanej w wyniku ryftingu ediakarskiego, a następnie poddanej dalszemu rozciąganiu w trakcie ryftingu kontynentalnego we wczesnym permie (Mikołajczak i in., 2019; Mazur i in., 2021). W efekcie tych procesów platforma paleozoiczna spoczywa na silnie wycienionej skorupie kratonu wschodnioeuropejskiego, która sięga w podłożu platformy aż do granicy bloku górnośląskiego i Sudetów (Mazur, Schulmann, 2025; Kind i in., 2025).

Podłoże platformy paleozoicznej w Polsce budują z kolei fragmenty pasm fałdowych: kadomskiego, sandomierskiego (późnokambryjskiego), kaledońskiego (fig. 11) oraz przede wszystkim waryscyjskiego (fig. 12). Wszystkie te struktury zostały ścięte erozyjnie do końca karbonu i tylko w niewielkim stopniu są reprezentowane przez skały krystaliczne w górnych partiach podłoża. Sfałdowane kompleksy paleozoiczne tworzą szeroki pas na SW od strefy TT, nadścielając dolnoskorupowe przedłużenie fundamentu kratonu.

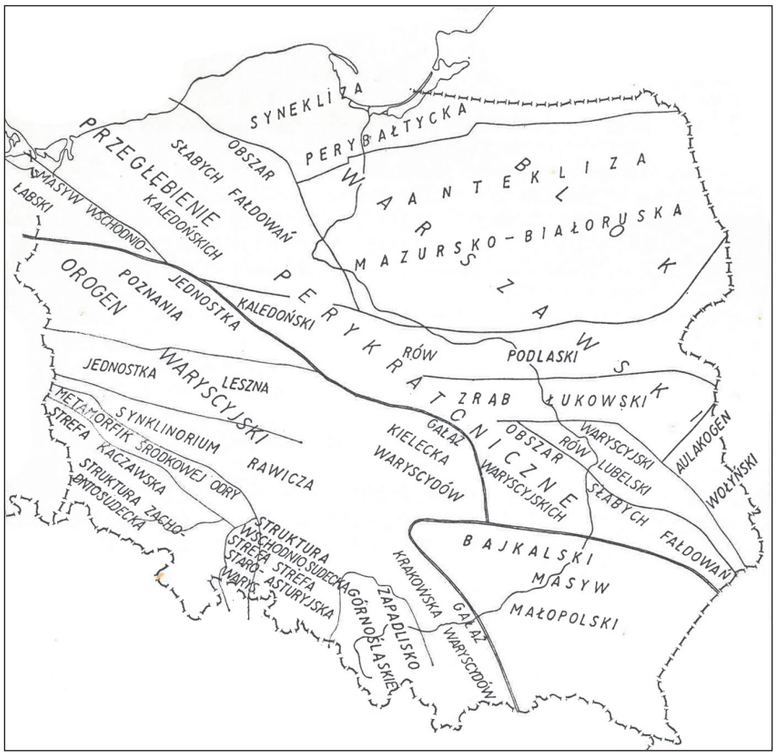


FIG. 5. Główne jednostki tektoniczne paleozoidów Polski wg Pożaryskiego (1974)

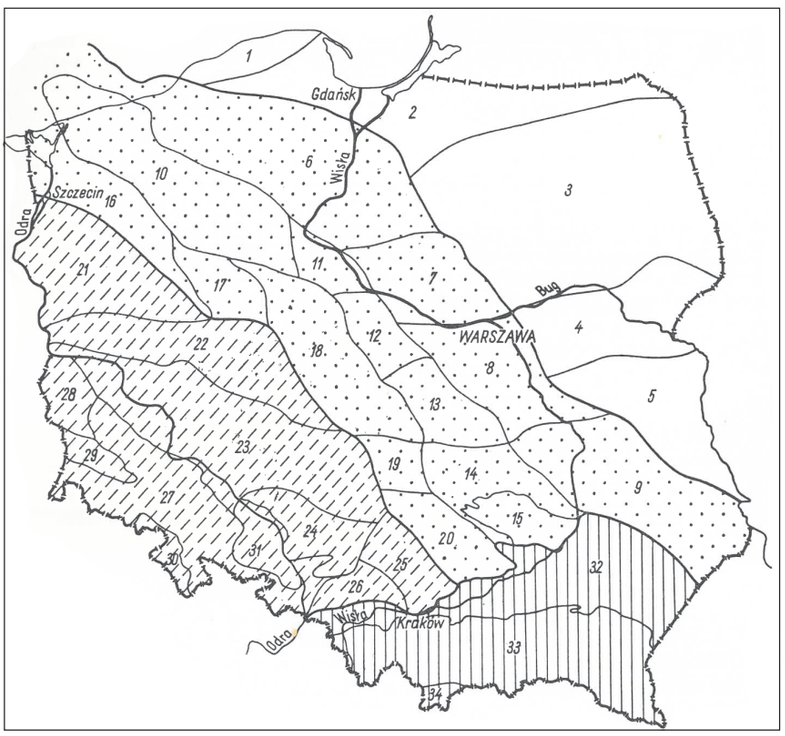


Fig. 4. Jednostki tektoniczne na terytorium Polski w epoce alpejskiej

Pole białe — wyniesiona część platformy wschodnioeuropejskiej: *1* **—** wyniesienie Łeby, *2* — synekliza perybałtycka, *3* — antekliza mazursko-białoruska, *4* — zapadlisko podlaskie, *5* — wyniesienie zrębowe podlasko-lubelskie. Pole kropkowane — **cechsztyńsko-mezozoiczne przegłębienie perykratoniczne:** *6—9* — synklinorium brzeżne (*6* — odcinek pomorski, *7* — odcinek płoński, *8* — odcinek południowowarszawski, *9* — odcinek lubelski); *10—15* — plakantyklinorium (antyklinorium) środkowopolskie: *10* — antyklinorium pomorskie, *11—13* — antyklinorium kujawskie (*11* — odcinek północnokujawski, *12* — odcinek kutnowski, *13* — odcinek rawsko-gielniowski), *14—15* — antyklinorium świętokrzyskie (*14* — odcinek z przykryciem mezozoicznym — otoczka mezozoiczna Gór Świętokrzyskich, *15* — masyw świętokrzyski); *16—20* — synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowskie (*16* — niecka szczecińska, *17* — elewacja obornicka, *18* — niecka mogileńsko-łódzka, *19* — elewacja radomszczańska, *20* — niecka nidziańska). Pole kreskowane skośnie linią przerywaną — **platforma epiwaryscyjska Polski południowo-zachodniej:** *21—25* — monoklina przedsudecka (*21* — strefa Gorzowa Wielkopolskiego, *22* — strefa Jarocina, *23* — strefa Wschowa — Ostrzeszów, *24* — strefa Lublińca, *25* — monoklina śląsko-krakowska); *26—27* — **odsłonięty cokół platformy waryscyjskiej** (*26* — zapadlisko górnośląskie, *27* — struktury przedlarmijskie Sudetów i bloku przedsudeckiego); *28—31* — **młode baseny strukturalne** w obszarze odsłonięć platformy epiwaryscyjskiej (*28* — peryklina Żar, *29* — synklinorium północnosudeckie, *30* — synklinorium śródsudeckie i rów górnej Nysy Kłodzkiej, *31* — jednostka kredy opolskiej). Pole kreskowane pionowo — **orogen alpejski Polski południowej:** *32* — zapadlisko przedgórskie Karpat, *33* — Karpaty zewnętrzne, *34* — Karpaty wewnętrzne

Elementy orogenu kadomskiego lub jego ekwiwalentu wiekowego występują pod młodszą pokrywą w blokach małopolskim i górnośląskim. Uformowały się w późnym neoproterozoiku (ediakarze; 650–540 mln lat temu). Wielu badaczy uważało fragmenty orogenu późnoneoproterozoicznego na Górnym Śląsku i w Małopolsce za powstałe w trakcie orogenezy kadomskiej przy północnym obrzeżeniu Gondwany, a następnie przemieszczone jako fragmenty egzotycznych terranów i zadokowane do obrzeżenia Baltiki w kambrze (Nawrocki i in., 2004, 2007; Żelaźniewicz i in., 2009, 2020; Walczak, Belka, 2017). Jednak ostatnio pojawił się pogląd, że orogen późnoneoproterozoiczny południowej Polski może reprezentować fragmenty łuku magmowego rozwiniętego wzdłuż południowego obrzeżenia Baltiki (Soejono i in., 2022; Collett i in., 2022; Callegari i in., 2025). Callegari i in. (2025) proponują dla niego nazwę łuku sandomierskiego, nawiązując do pracy Paszkowskiego i in. (2021). Neoproterozoiczne fragmenty wbudowane w orogen waryscyjski Sudetów stanowią natomiast orogen kadomski w ścisłym sensie, wywodzący się z obrzeżenia Gondwany (patrz podrozdział 5.1.4.1).

Kaledonidy w Polsce występują na Pomorzu (zob. podrozdział 5.1.3) i obejmują naskórkowe pasmo fałdowo-nasuwcze, w skład którego wchodzą zdeformowane osady późnoordowicko-sylurskiego basenu przedgórskiego. Zostały one włączone w obręb klina orogenicznego kaledonidów na przełomie syluru i dewonu (Mazur i in., 2016b). Front deformacji rozwinął się nad skłonem krystalicznego podłoża, który kontrolował zasięg propagacji odkształceń dalej ku wschodowi. Około 120 km dalej ku SW pod depocentrum basenu północnoniemieckiego znajduje się szew Thora, zidentyfikowany jako nasunięcie krystalicznego podłoża Awalonii na Baltikę (Bayer i in., 2002).

Obszary przedstawione na figurze 11 w kolorze białym, wraz z pasmami sandomierskim i małopolskim, bywają w literaturze międzynarodowej ostatnich 35 lat łączone w szeroką tzw. strefę szwu transeuropejskiego (ang. TESZ – *Trans-European Suture Zone*; np. Pharaoh, 1999; Winchester, PACE, 2002; Belka i in., 2002; Nawrocki, 2015; Thybo, Artemieva, 2020). Zakłada się, że reprezentuje ona pas o szerokości ok. 300 km, w obrębie którego zadokowały do obrzeżenia Baltiki – głównie we wczesnym paleozoiku – terrany oderwane wcześniej od Gondwany lub samej Baltiki.

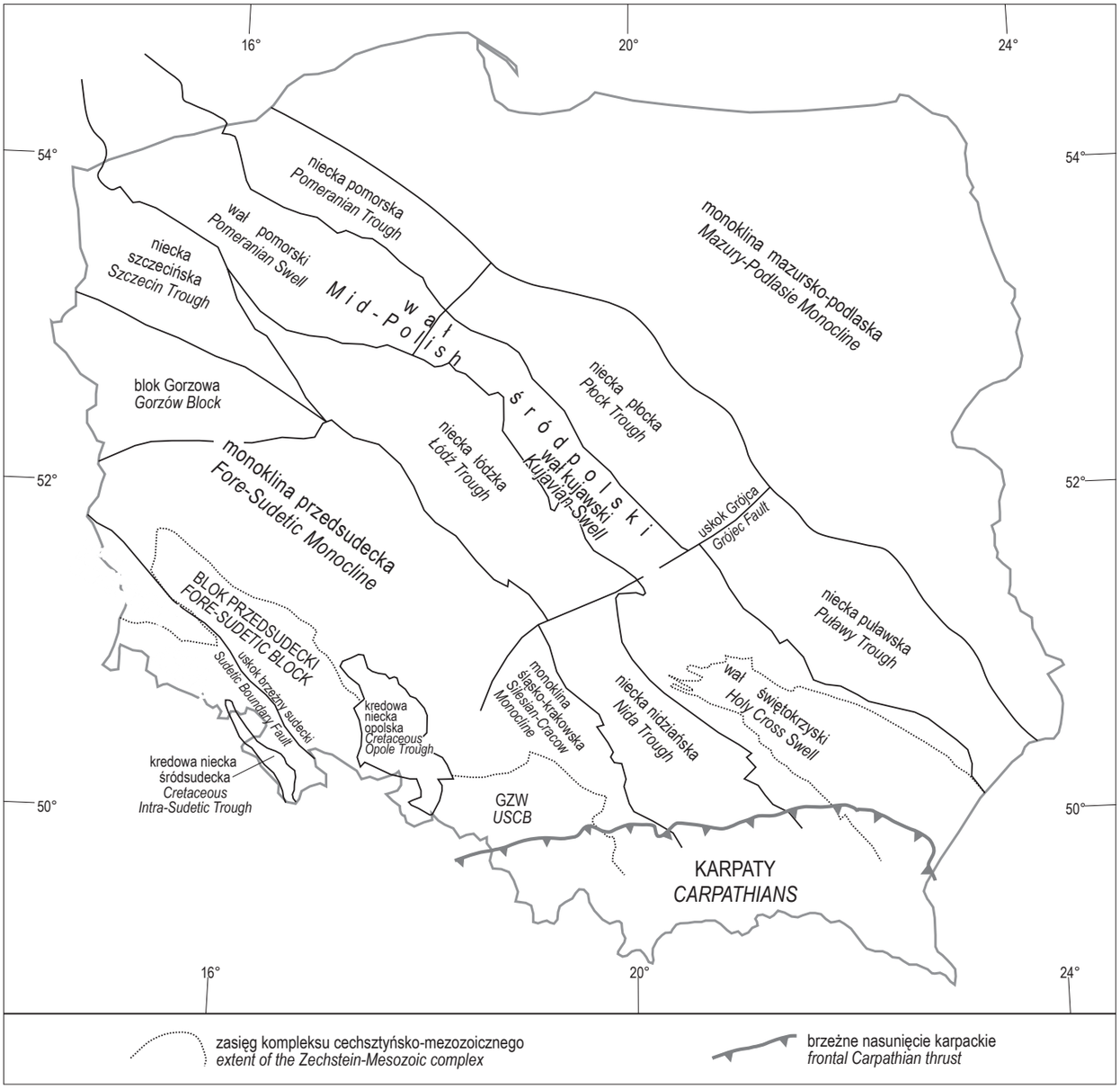
Najmłodsze struktury podłoża platformy paleozoicznej w Polsce reprezentują waryscydy powstałe w późnym dewonie i karbonie. Odsłaniają się one w Sudetach, na Górnym Śląsku, w Górach Świętokrzyskich i Tatrach (fig. 12), a na pozostałym obszarze kryją się pod młodszymi utworami. Należą do orogenu waryscyjskiego rozciągającego się od Półwyspu Iberyjskiego, Masywu Centralnego i południowej części Wysp Brytyjskich po Masyw Czeski dalej, generalnie ku wschodowi. W Alpach i Karpatach orogen waryscyjski jest reprezentowany przez rozczłonkowane masywy śródgórskie. Na Dolnym Śląsku odsłania się strefa wewnętrzna waryscydów (internidy), zbudowana z kompleksów magmowych i metamorficznych (Mazur i in., 2006; zob. podrozdział 5.1.4.1), być może sięgająca ku północy pod monoklinę przedsudecką. Dalej ku N i NE występuje strefa zewnętrzna (eksternidy; zob. podrozdział 5.1.4.2), obejmująca zdeformowane nasuwczo kompleksy karbońskie i starsze, graniczące ku NE z niezdeformowanymi osadami zapadliska przedgórskiego (Mazur i in., 2006, 2010, 2020; Krzywiec, 2017a, b; Kufrasa i in., 2020; zob. też podrozdział 5.1.4.2). Do tej strefy należy świętokrzyskie pasmo fałdowe, a deformacje sięgają aż po skraj kratonu w rejonie Lublina. W obrębie orogenu występują też zapadliska śródgórskie wypełnione karbońskimi osadami synorogenicznymi z pokładami węgla, w tym rozległe zapadlisko górnośląsko-małopolskie.

W Tatrach, podobnie jak w wielu innych rejonach Karpat wewnętrznych i Alp, występuje włączony w orogen alpejski fragment orogenu waryscyjskiego w postaci karbońskich plutonów granitoidowych wraz z fragmentami ich osłony metamorficznej (por. podrozdział 6.2.3.1).

Na platformie wschodnioeuropejskiej zasięgi kolejnych systemów paleozoicznej pokrywy osadowej dokumentują kontynuację kopułowego wypiętrzania oraz stopniowe odsłanianie się na powierzchni proterozoicznego fundamentu kratonu w postaci anteklizy mazursko-białoruskiej i wyniesienia łukowskiego o charakterze zrębu. Procesy te zachodziły w trakcie deformacji karbońskich, a wcześniej sylurskich i dewońskich, w obrębie dzisiejszej platformy prekambryjskiej.

Z początkiem permu, w warunkach regionalnej ekstensji, na orogenicznym paleozoicznym podłożu platformy zachodnioeuropejskiej utworzył się rozległy basen polsko-niemiecki (por. podrozdziały

FIG. 6. Główne jednostki tektoniczne mezo- i kenozoiczne Polski wg Pożaryskiego (1974)



3
Główne rysy tektoniki Polski

FIG. 7. Geologiczny podział regionalny Polski pozakarpackiej w planie podkenozoicznym wg Narkiewicza i Dadleza (2008)

5.2.1 i 5.2.3), który stopniowo pogłębiał się i wypełniał osadami permu i mezozoiku. Równolegle, choć na znacznie mniejszą skalę, osady te akumulowały się również na obszarze sąsiedniej platformy wschodnioeuropejskiej. Pod koniec kredy, w wyniku kolizji Iberii z południową Francją i powstania orogenu Pirenejów, na dużych obszarach Europy doszło do kompresji tektonicznej (Kley, Voigt, 2008), która doprowadziła do inwersji basenu polsko-niemieckiego. W Polsce utworzył się wówczas system łagodnych, wielkoskalowych fałdów o długości do 800 km i amplitudzie lokalnie przekraczającej 2 km. Fałdy te, o przebiegu NW–SE, deformują osady permomezozoiczne basenu polskiego (fig. 13), a być może również jego podłoże. Najgłębsza strefa basenu – tzw. bruzda śródpolska, o miąższości osadów do 8 km – w wyniku późnokredowo-paleoceńskiej inwersji została przekształcona w antyklinorium środkowopolskie, w którego południowo-wschodnim segmencie odsłoniły się na powierzchni kompleksy paleozoiczne i starsze, tworzące wyniesienie świętokrzysko-samborskie (zwane także antyklinorium dolnego Sanu). Podobny charakter miały masyw dolnośląski oraz wyniesienie górnośląskie, które można interpretować jako kolejne antyklinorium, którego północno-wschodnie skrzydło stanowią monoklina przedsudecka i śląsko-krakowska. Na sztywnym podłożu platformy wschodnioeuropejskiej osady pokrywy permomezozoicznej zachowały się w formie niemal poziomo zalegającej płyty – monokliny mazursko-podlaskiej. Na większości obszaru Polski struktury mezozoiczne pozostają dziś ukryte pod grubą, sięgającą kilkudziesięciu do kilkuset metrów, pokrywą kenozoiczną.

Fałdy i nasunięcia Karpat centralnych, obecnie widoczne w Tatrach i Pieninach, ukształtowały się w późnej kredzie, prawdopodobnie w znacznej odległości na SW od ich dzisiejszej pozycji. Powstały one w wyniku kolizji obrzeżenia platformy zachodnioeuropejskiej z terranem Adrii, którego autochtoniczne podłoże rozciąga się dziś pod Adriatykiem (Schmid i in., 2008, 2020; Handy i in., 2015). Allochtoniczne fragmenty podłoża tego terranu występujące obecnie we wschodnich Alpach, Karpatach centralnych i wewnętrznych oraz pod północną częścią basenu panońskiego określane są zwykle jako ALCAPA (Plašienka, 2018). Do domeny tej należą także skały trzonu krystalicznego Tatr (Jurewicz, 2005). Karpaty zewnętrzne tworzy pasmo fałdowo-nasuwcze (fig. 14), obejmujące szereg płaszczowin fliszowych (np. Oszczypko, 2004). Ich skład litologiczny reprezentuje osady pasywnego obrzeżenia połączonych platform zachodnio- i wschodnioeuropejskiej (np. płaszczowiny śląskie) lub pokrywy kopalnych domen oceanicznych (płaszczowina magurska; Froitzheim i in., 2008). Płaszczowiny te zostały włączone w obręb klina orogenicznego Karpat, nasuniętego ostatecznie na brzeg platformy europejskiej w miocenie (Oszczypko, 2004; Ustaszewski i in., 2008).

Po głównej fazie inwersji basenu permsko-mezozoicznego w późnej kredzie–paleocenie, w środkowym–późnym eocenie doszło do drugiej fazy ograniczonego wypiętrzenia antyklinorium środkowopolskiego (wału środkowopolskiego). Z końcem eocenu i na początku oligocenu nastąpiła subsydencja wąskich rowów tektonicznych na monoklinie przedsudeckiej (fig. 14), równoczesna z rozwojem środkowoeuropejskiego systemu ryftowego. W tym samym czasie w przedpolu Karpat zmienił się układ subsydencji i erozji – z dominującego wcześniej wpływu antyklinorium środkowopolskiego o przebiegu NW–SE na oddziaływanie rosnącego wału metakarpackiego o orientacji W–E (Jarosiński i in., 2009). Rozwój tej ostatniej struktury interpretuje się jako efekt długofalowego fałdowania litosfery w odpowiedzi na narastanie skierowanych południkowo wewnątrzpłytowych naprężeń kompresyjnych, przenoszonych ze strefy kolizji karpackiej oraz zachodzącego od końca oligocenu obciążania tektonicznego przez płaszczowiny zewnętrznych Karpat Zachodnich. Pod koniec oligocenu system rowów przedsudeckich

3
Główne rysy tektoniki Polski

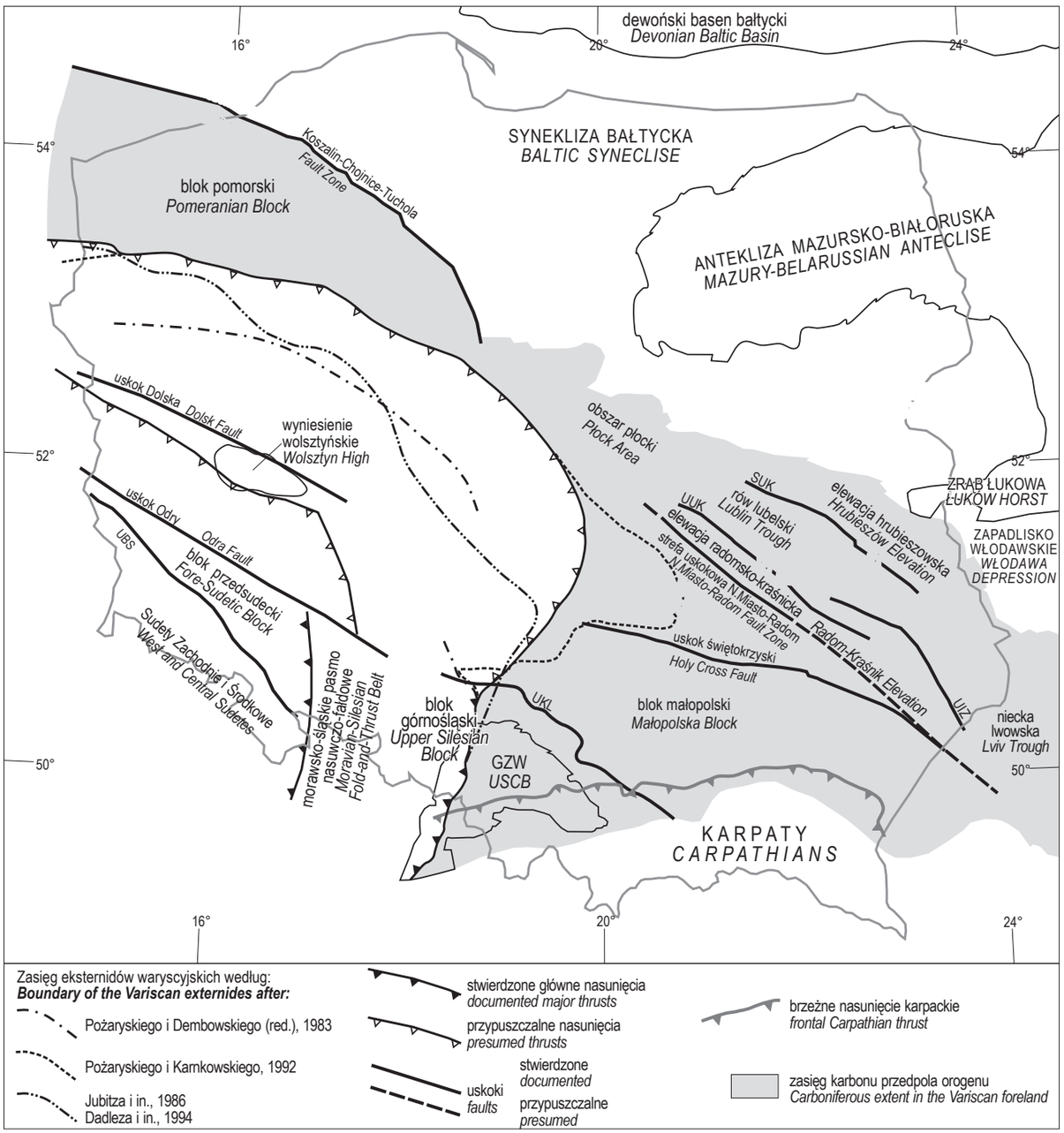


FIG. 8. Geologiczny podział regionalny Polski pozakarpackiej w planie podpermsko-mezozoicznym (waryscyjskim) wg Narkiewicza i Dadleza (2008)

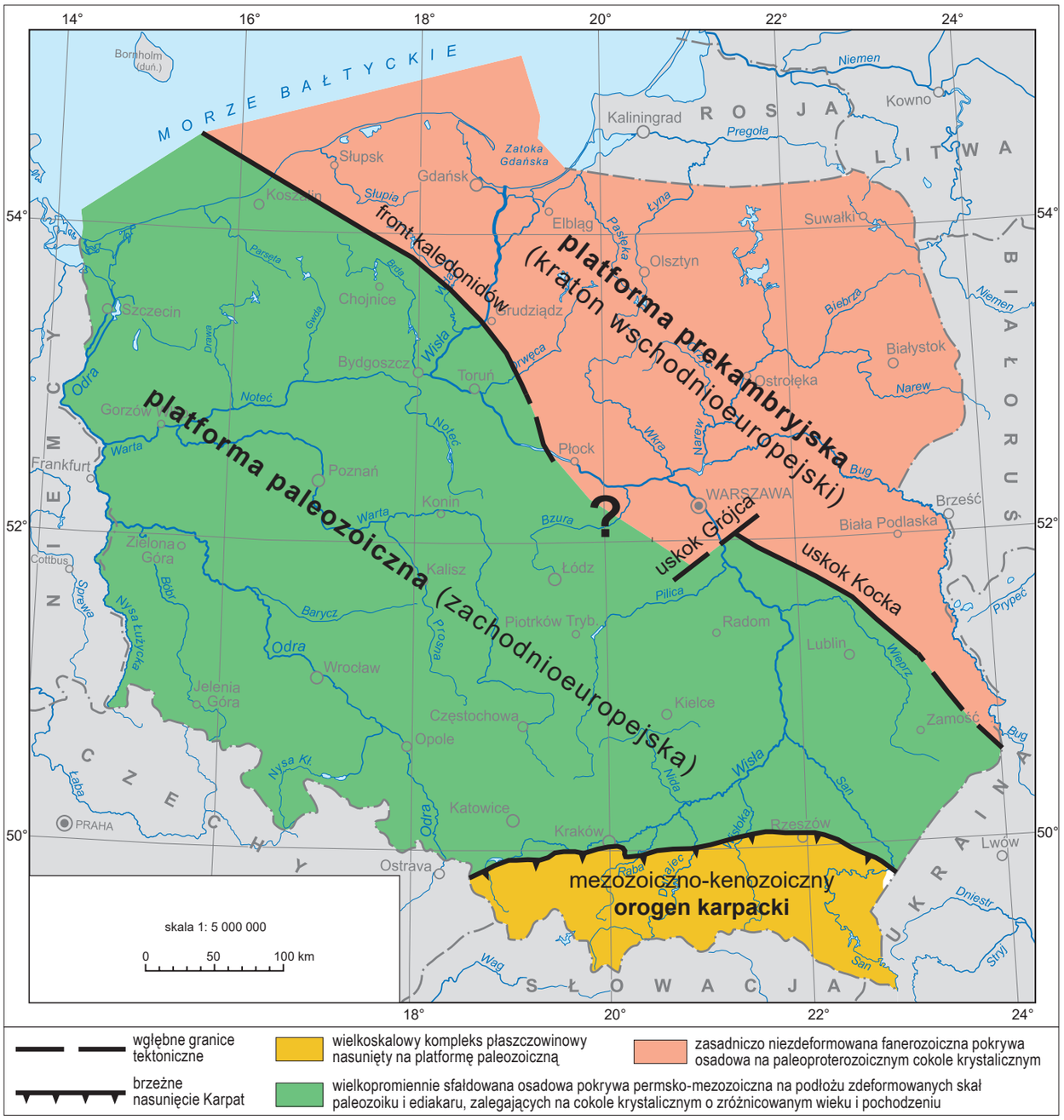
rozprzestrzenił się na całą platformę paleozoiczną (fig. 14), a Sudety pozostawały aktywne jeszcze w miocenie i pliocenie (Różycka, Migoń, 2017). Procesy te były równoczesne z przebudową basenu fliszowego Karpat zewnętrznych, a następnie jego mioceńską inwersją i przekształceniem w stos płaszczowin, czemu towarzyszył rozwój fleksuralnego basenu przedgórskiego Karpat oraz wybrzuszenia przedgórskiego. Transport płaszczowin ku północy w polskich Karpatach zewnętrznych zakończył się w sarmacie lub panonie ok. 10–12 mln lat temu (zob. podrozdział 6.6.2). Następnie doszło do migracji ku wschodowi osi subsydencji basenu przedkarpackiego oraz wygaszenia aktywności tektonicznej w rowach Niżu Polskiego.

Po okresie relaksacji postorogenicznej w pliocenie i czwartorzędzie utrzymywał się obecny reżim naprężeń kompresyjnych (Jarosiński, 2005). Pole naprężeń w tym czasie było zdominowane przez naprężenia kompresyjne związane z kolizją Karpat i oddziaływaniem na ich przedpole, wynikającym z postępującej indentacji płyty adriatyckiej (Jarosiński, 2005). Dodatkowo nasilone oddziaływanie tzw. pchania od grzbietu (ang. *ridge push*), wywierane na pasywne krawędzie północnego Atlantyku (Stephenson i in., 2020) i Morza Arktycznego, przyczyniło się do ukształtowania współczesnego pola naprężeń z dominującym w Polsce kierunkiem maksymalnego ściskania zbliżonym do N–S.

Niektóre rozwiązania przyjęte w „Atlasie geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), a następnie w niniejszym tomie, różnią się od tradycyjnych koncepcji obecnych w literaturze. Wynikają one ze skonfrontowania wcześniejszych propozycji z rezultatami nowych badań, które umożliwiły ich weryfikację oraz krytyczną ocenę dotychczasowych modeli. Niektóre z nich pozytywnie przeszły weryfikację, inne zostały zmodyfikowane lub zastąpione nowszymi modelami. Niezależnie od tego, poszczególni autorzy rozdziałów niniejszego opracowania, opierając się na wynikach tych samych badań prezentują własne, czasem odmienne interpretacje, co nie jest niczym niezwykłym w nauce rozwijającej się przez falsyfikację sprzecznych koncepcji oraz wielostronną analizę faktów.

3.3. JAKIE KONCEPCJE ZOSTAŁY ZMODYFIKOWANE?

W powyższym krótkim przeglądzie tektoniki oraz ewolucji kolejnych pięter strukturalnych i głównych jednostek tektonicznych Polski, przygotowanym w dużej mierze zgodnie z ujęciem przedstawionym w „Atlasie geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), zmodyfikowano szereg koncepcji obowiązujących od dziesięcioleci. Koncepcje te, odnoszące się do układu głównych jednostek tektonicznych i ich interpretowanej natury, zostały zastąpione nowszymi i bardziej aktualnymi rozwiązaniami. Innym autorom rozdziałów niniejszego tomu także sugerowano zastosowanie wspomnianych modyfikacji, pozostawiono im jednak swobodę formułowania własnych interpretacji.



3
Główne rysy tektoniki Polski

FIG. 9. Prowincje tektoniczne Polski (Aleksandrowski, Mazur 2017, wg Aleksandrowskiego, 2017a – zmodyfikowano)

Najważniejszą przyjętą zmianą jest znaczące poszerzenie obszaru orogenu waryscyjskiego w granicach Polski. Ma to liczne konsekwencje, polegające m.in. na przesunięciu granicy pomiędzy platformą prekambryjską i paleozoiczną oraz na nowej interpretacji położenia zapadliska górnośląskiego w obrębie pasa waryscydów. Inne istotne nowelizacje dotyczą m.in. odmiennego ujęcia charakteru strefy Teisseyre'a-Tornquista – w związku z potwierdzeniem hipotezy przedłużania się na SW krystalicznego podłoża platformy wschodnioeuropejskiej pod platformę paleozoiczną – a także przyjęcia istnienia kontrastującego z otoczeniem, wysokogęstościowego podłoża krystalicznego pod południowo-zachodnią Lubelszczyzną, południowym Mazowszem i północno-wschodnią Małopolską. Poniżej omówiono i uzasadniono najważniejsze zmiany o znaczeniu regionalnym, w znacznej mierze opierając się na zaktualizowanej wersji wcześniejszej publikacji autorów (Aleksandrowski, Mazur, 2017).

Przesunięcie granicy orogenu waryscyjskiego ku wschodowi

Pojęcie orogenu, wprowadzone ponad sto lat temu przez Kobera (1921), w ostatnich dziesięcioleciach uległo znacznemu uproszczeniu w stosunku do skomplikowanych propozycji związanych z nieaktualną od ponad półwiecza teorią geosynklinalną, na gruncie której zostało ono oryginalnie sformułowane. Współcześnie orogeny definiuje się przede wszystkim na podstawie cech deformacji tektonicznych o charakterze kontrakcyjnym (kompresyjnym), ich skali oraz położenia względem krawędzi płyt litosferycznych. Oddaje to dobrze kilka prostych, powszechnie uznanych definicji. I tak np. Allaby, Allaby (1999) przyjmują, że „orogen (pas orogeniczny, mobilny, fałdowy) jest to linijna lub łukowata strefa o skali regionalnej [...] poddana tektonice kompresyjnej". Według Neuendorfa i in. (2005) orogen to „linijny lub łukowaty region poddany fałdowaniu lub innym deformacjom w trakcie cyklu orogenicznego", natomiast zdaniem Şengöra (1990) pasmo orogeniczne reprezentuje „strukturę powstałą w wyniku procesów zachodzących na konwergentnych obrzeżeniach płyt litosferycznych". Tak rozumiane pojęcie pasm orogenicznych nie jest ograniczone przez genetyczne typy występujących w ich obrębie kompleksów skalnych, spośród których tylko niektóre w dobie panowania teorii geosynklinalnej uważano za właściwe dla orogenów („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"; zob. np. Znosko, 1965a, 1970; Pożaryski, 1990; choć np. Chain, 1974, wyłamał się skutecznie z tego schematu, wydzielając pasma orogeniczne „epigeosynklinalne" i „epiplatformowe"). Tego typu ograniczenie obowiązywało od dawna w odniesieniu do obszaru świętokrzyskiego, który od końca lat 50. XX wieku stopniowo przestał być zaliczany do strefy orogenicznej waryscydów (Czarnocki, 1957a, b; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983; Pożaryski, Karnkowski, 1992). Nastąpiło to wbrew długoletniej tradycji (Bertrand, 1887; Limanowski, 1922; Bederke, 1930; von Bubnoff, 1930; Samsonowicz,

3
Główne rysy tektoniki Polski

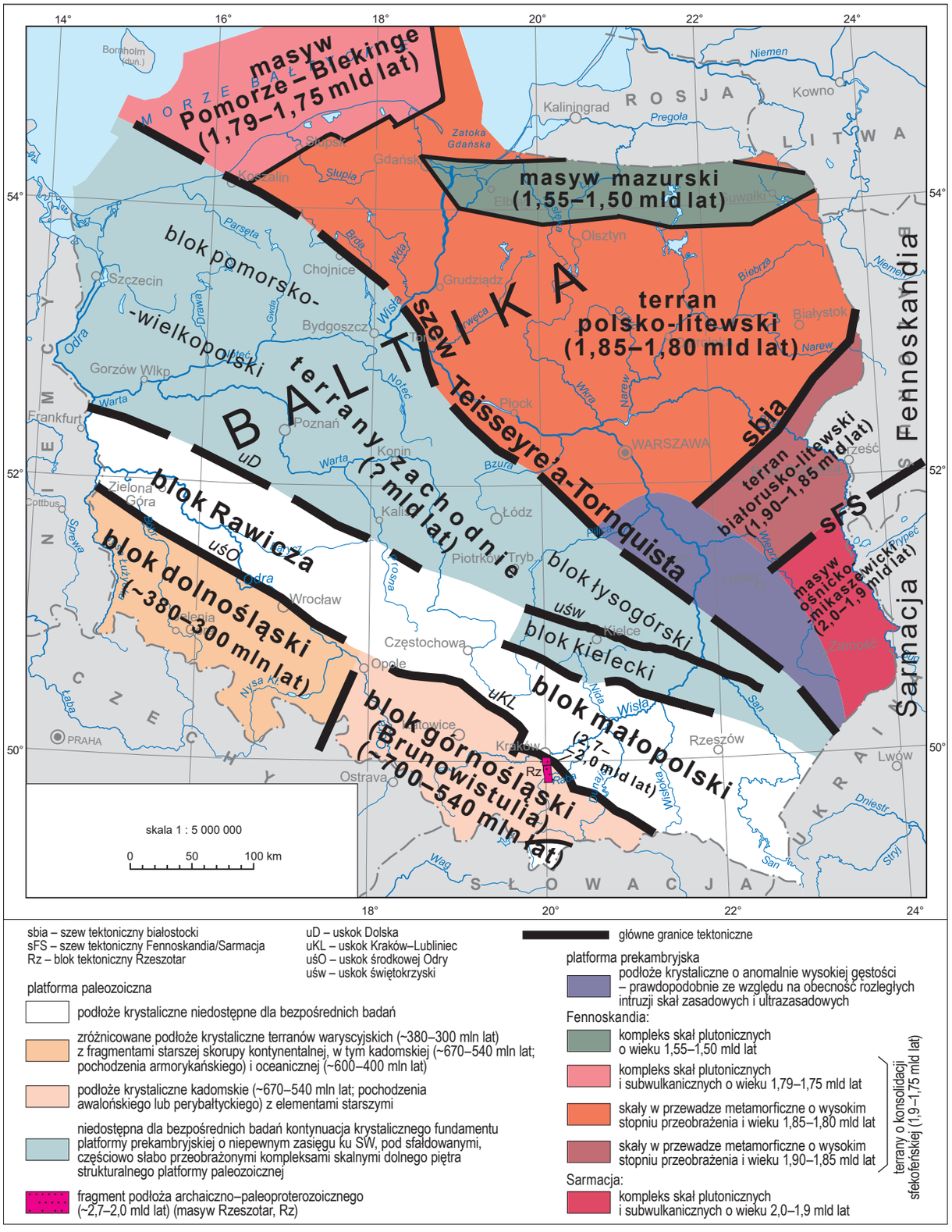
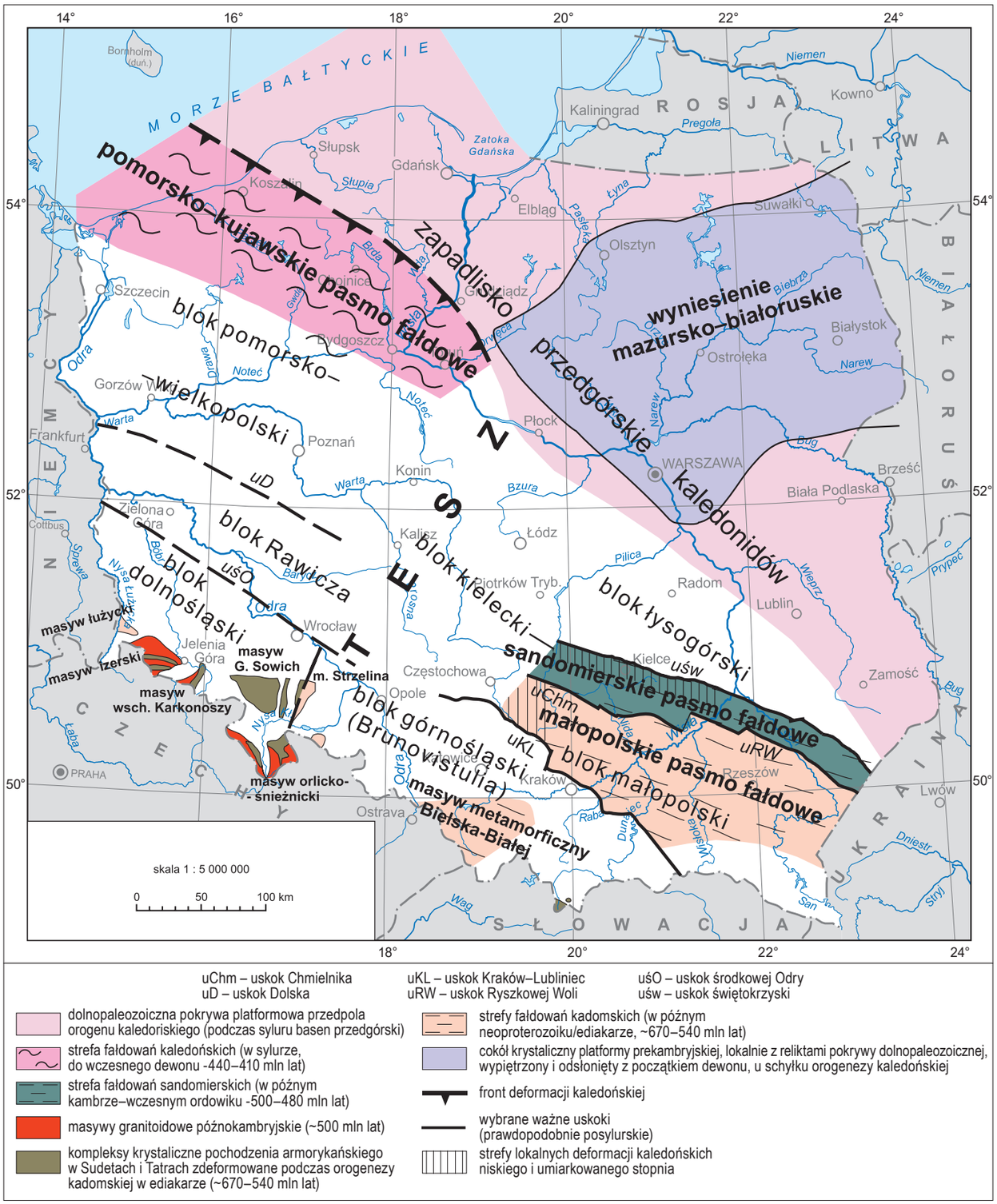


FIG. 10. Jednostki tektoniczne krystalicznego podłoża (Aleksandrowski, Mazur, 2017, wg Aleksandrowskiego i in., 2017 – zmodyfikowano)

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 arbitralnie przyjętego 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). W efekcie w opracowaniach Pożaryskiego, Karnkowskiego (1992), Dadleza (1994) czy Znoski (1998) granicę waryscydów zamykano na zachód od Gór Świętokrzyskich. To rozwiązanie, powielane później na większości map tektonicznych Polski (np. Mazur i in., 2006; Żelaźniewicz i in., 2011), utrwaliło się niemal bezkrytycznie w schematach tektonicznych kraju.

Alternatywnie proponowano zaliczenie obszaru świętokrzyskiego do kaledonidów (czasem tylko w odniesieniu do części kieleckiej – Pożaryski, 1957, 1959; Znosko, 1964, 1965a) lub zakładano, że deformacje kolejnych cykli nie miały tam charakteru orogenicznego, poza najstarszymi (późny neoproterozoik–wczesny kambr oraz późny kambr–wczesny ordowik; Pożaryski, 1959; Znosko, 1964, 1970, 1974, 1983, 1998; Dadlez, 1994; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Konon (2008) oraz Żelaźniewicz i in. (2011) opisali fałdową strukturę Gór Świętokrzyskich i obszaru radomsko-kraśnickiego, nie rozstrzygając, czy utworzyła się w karbonie, w trakcie orogenezy waryscyjskiej. Wydaje się, że w przypadku obszaru świętokrzyskiego trudności wynikające z dążenia do przyznania decydującej roli tej lub innej orogenezie w ukształtowaniu struktury przedpermskiego podłoża można wytłumaczyć przyjmowanym założeniem, że dominująca orogeneza powinna „skonsolidować" podłoże i wykluczyć możliwość efektywnego fałdowania w trakcie



3
Główne rysy tektoniki Polski

FIG. 11. Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne – kaledońskie, sandomierskie i kadomskie (Aleksandrowski, Mazur, 2017, wg Aleksandrowskiego, Buły, 2017b – zmodyfikowano). Białe pola – brak danych/ brak struktur określonego wieku

młodszych wydarzeń orogenicznych. Tymczasem zjawisko ponownego fałdowania obszarów wcześniej skonsolidowanych jest typowe dla wielu orogenów i tradycyjnie określane mianem „regeneracji obszaru skonsolidowanego" (Stille, 1940; Dadlez, Jaroszewski, 1994). Obecność w regionie świętokrzyskim elementów orogenu sandomierskiego (a według niektórych również kaledońskiego) nie wyklucza więc jego późniejszego włączenia w strefę fałdowań waryscyjskich w późnym karbonie, a tym samym w strefę brzeżną orogenu waryscyjskiego.

Poza regionem świętokrzyskim nowoczesna sejsmika refleksyjna potwierdziła w ostatnich dekadach istnienie struktur fałdowo-nasuwczych w obrębie karbonu i podłoża paleozoicznego także w zachodniej części Lubelszczyzny i na ziemi radomskiej (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Regiony te, traktowane dotąd jako nieorogeniczne (rów lubelski, wyniesienie radomsko-kraśnickie; Narkiewicz, 2003; Narkiewicz, Dadlez, 2008), były faktycznie intensywnie fałdowane już w karbonie (Pożaryski, 1964; Książkiewicz i in., 1965). Dlatego w świetle obecnej wiedzy o zasięgu i charakterze deformacji w Polsce zarówno w przeszłości, jak i w kontekście współczesnego rozumienia orogenów, zdecydowano (fig. 12; Aleksandrowski, Buła, 2017a) o włączeniu do waryscydów kompleksów przedpermskich regionu świętokrzyskiego, strefy radomsko-kraśnickiej i południowo-zachodniej Lubelszczyzny, w zgodzie z ustaleniami Tomaszczyka (2015), Krzywca i in. (2017a, b) oraz Tomaszczyka i Jarosińskiego (2017). Ten segment orogenu waryscyjskiego wykazuje cechy brzeżnego pasa fałdowo-nasuwczego (ang. *foreland fold-and-thrust belt*), powstałego w końcowym etapie orogenezy w karbonie, w utworach klastycznych zapadliska przedgórskiego waryscydów i podścielających sukcesjach paleozoicznych. Dolne części tych sekwencji noszą miejscami ślady wcześniejszych deformacji kaledońskich (w końcu syluru; Buła, 2000) oraz silniejszych – sandomierskich.

Styl tektoniczny pasa świętokrzysko-radomsko-lubelskiego różni się jednak od strukturalnego obrazu Karpat zewnętrznych, często błędnie uznawanych w Polsce za typowy przykład strefy frontowej

3
Główne rysy tektoniki Polski

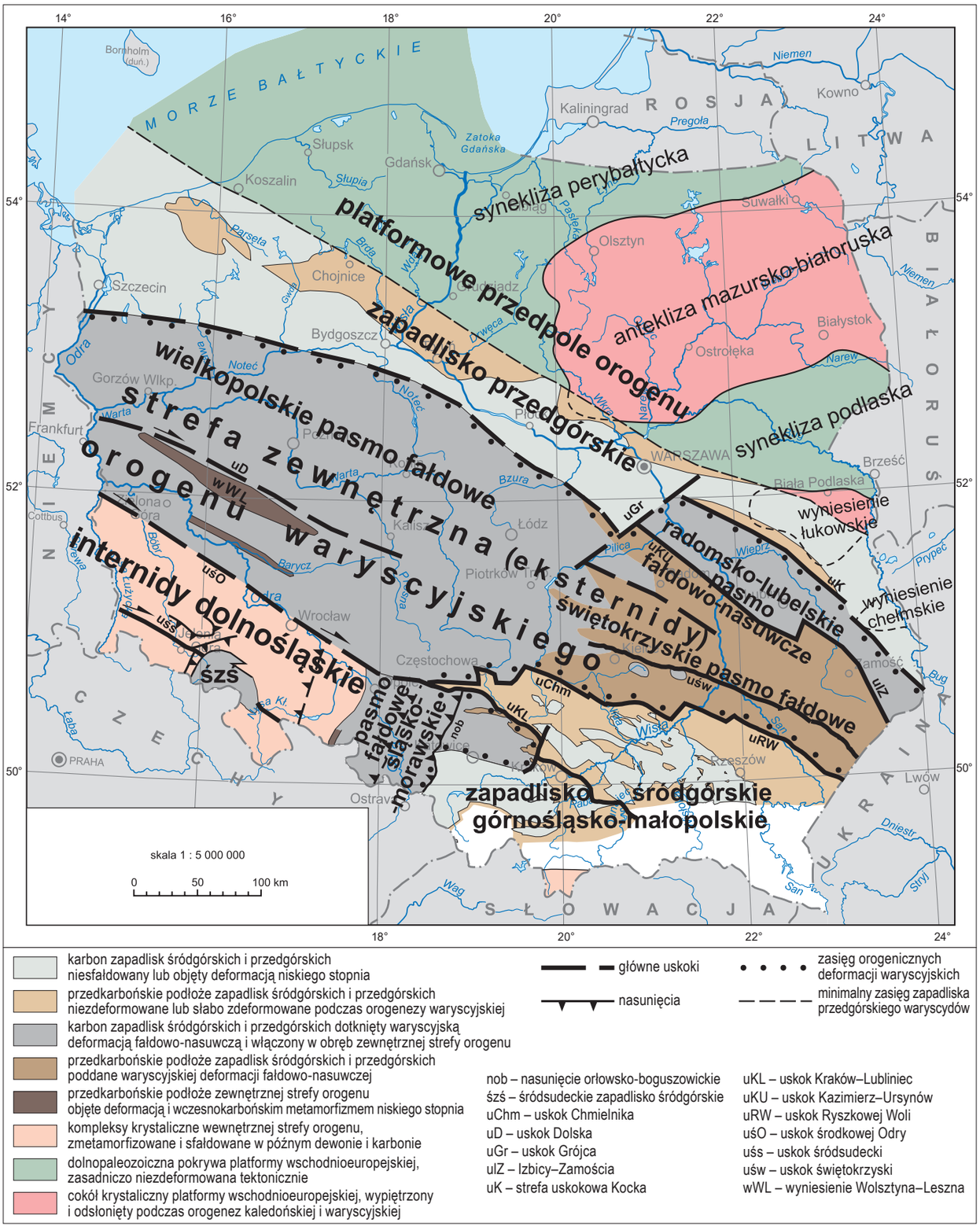


FIG. 12. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie; Aleksandrowski, Mazur, 2017, wg Aleksandrowskiego, Buły, 2017a – zmodyfikowano). Białe pola – brak danych

orogenów. W Karpatach mamy bowiem do czynienia z dalekimi przesunięciami płaszczowin na niezdeformowanym podłożu, natomiast w strefie radomsko-lubelskiej ruchy na spągowym odkłuciu w utworach ediakaru i dolnego syluru są stosunkowo niewielkie i wygasają ku frontowi, zlokalizowanemu wzdłuż strefy uskokowej Kocka (Tomaszczyk, 2015; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; zob. podrozdział 5.1.4.2).

Przesunięcie granicy platformy paleozoicznej w południowo-wschodniej Polsce

Bezpośrednią konsekwencją znacznego przemieszczenia ku wschodowi zasięgu orogenu waryscyjskiego kosztem terenów zaliczanych dotąd do jego przedpola jest przesunięcie granicy platformy paleozoicznej aż po strefę uskokową Kocka. To właśnie wzdłuż niej kończą się wyraźne fałdowo-nasuwcze struktury deformacyjne w skałach karbonu, dewonu i starszego paleozoiku pokrywy osadowej kratonu wschodnioeuropejskiego.

Pojęcie platformy paleozoicznej przyjęte w „Atlasie geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017), a za nim w niniejszej monografii, zakłada – zgodnie z wieloletnią praktyką stosowaną w polskiej geologii – współwystępowanie dwóch pięter strukturalnych: zdeformowanego podłoża (niekoniecznie krystalicznego lub choćby słabo zmetamorfizowanego) oraz zalegającej na nim z niezgodnością erozyjną pokrywy osadowej. Skoro taki układ stwierdza się na części Lubelszczyzny i ziemi radomskiej, należy uznać, że platforma paleozoiczna, wyodrębniona według tych samych kryteriów na blisko połowie terytorium Polski, kontynuuje się także na tym obszarze. Powinna więc być zaznaczona na mapie prowincji tektonicznych Polski (fig. 9). Nie wyklucza tego fakt głębokiego podścielania młodszej platformy przez podłoże kratonu prekambryjskiego, sięgające w tej konfiguracji daleko ku południowemu zachodowi (zob. niżej).

3
Główne rysy tektoniki Polski

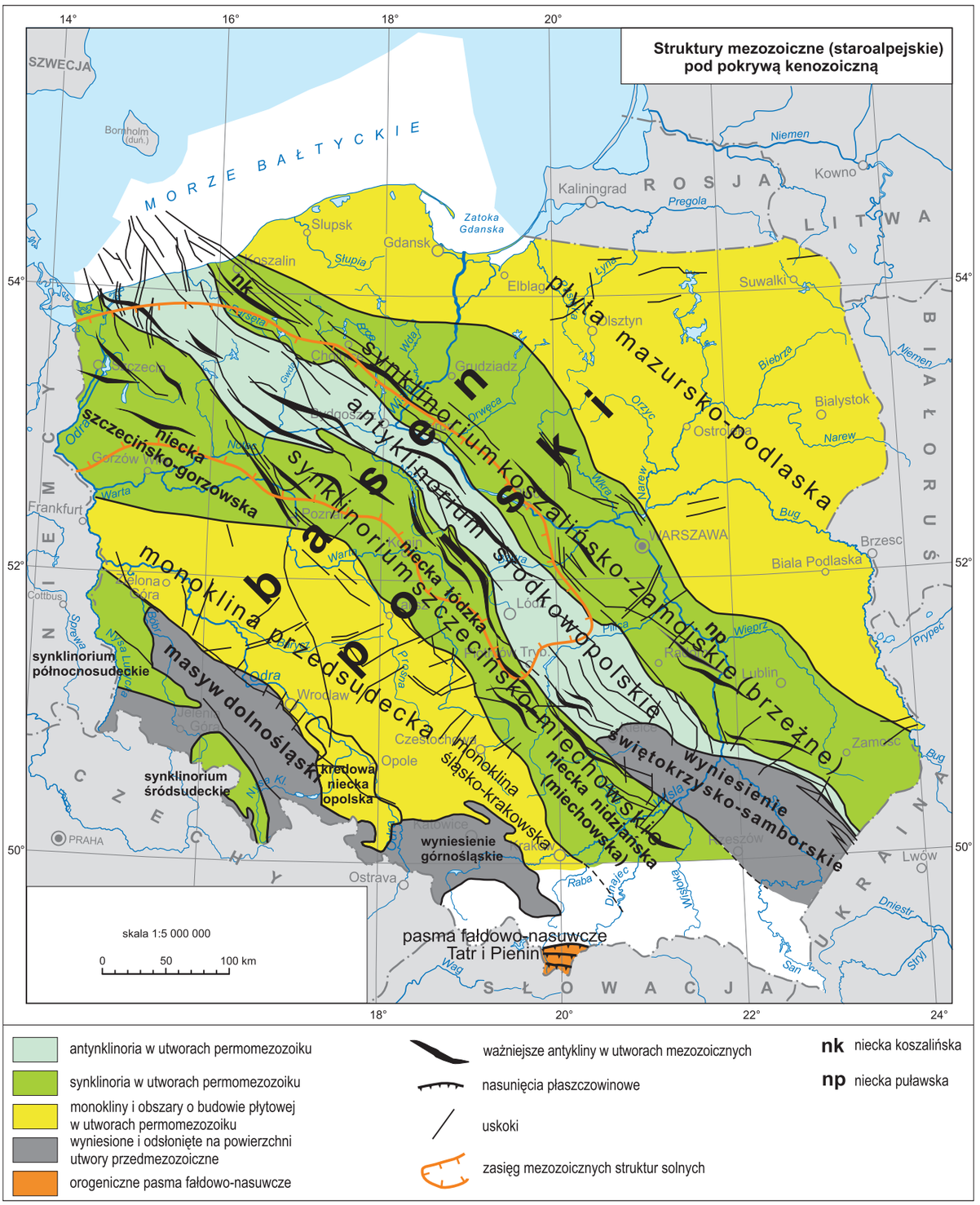


FIG. 13. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie; wg Aleksandrowskiego, 2017b)

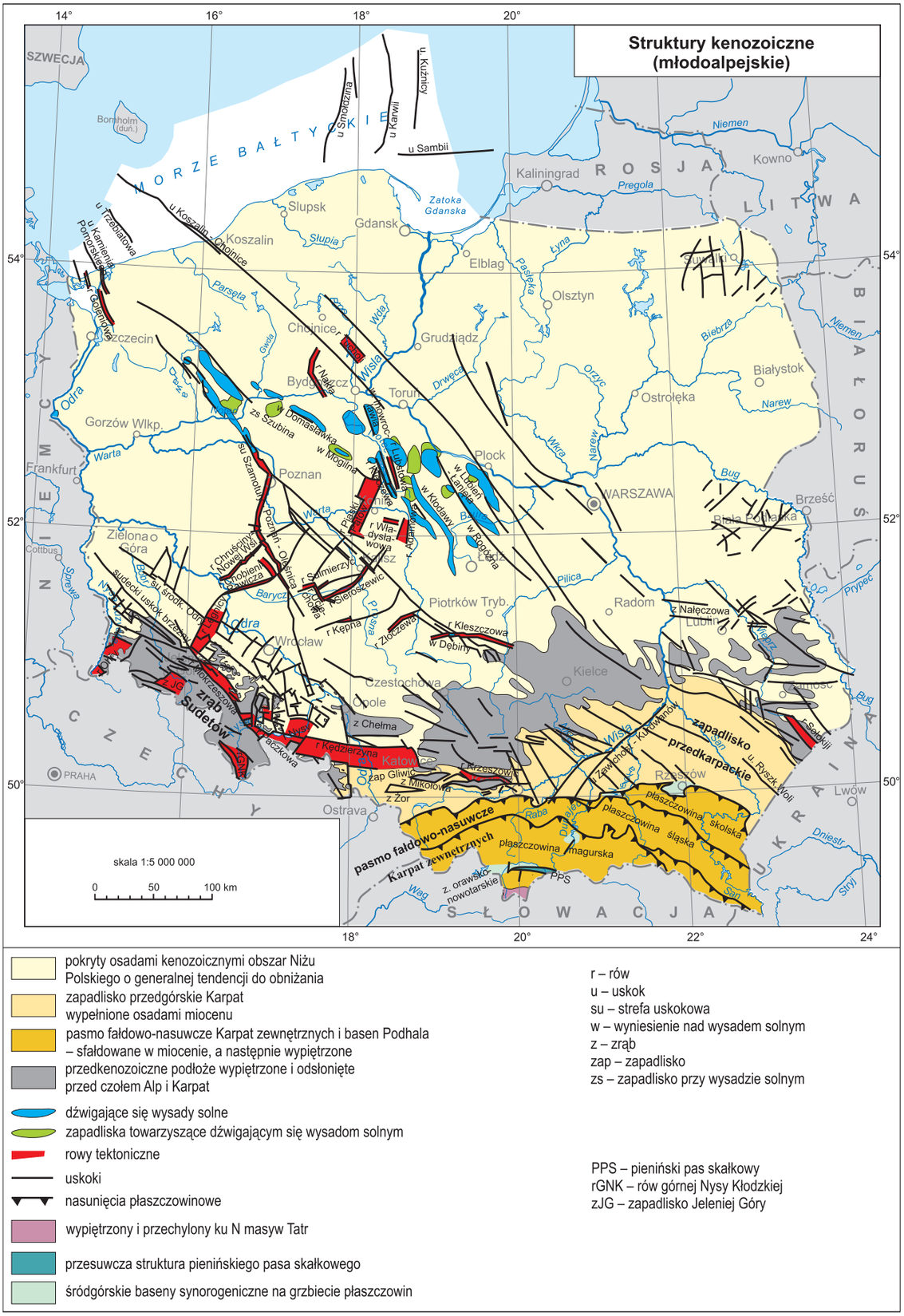
Śródgórskie położenie zapadliska górnośląskiego

Zaliczenie Gór Świętokrzyskich do zewnętrznej strefy orogenu waryscyjskiego prowadzi do reinterpretacji basenu górnośląskiego jako zapadliska śródgórskiego, obejmującego także jego naturalne (choć nie wszędzie produktywne) przedłużenie na blok małopolski (fig. 12). Nie jest to nowe rozwiązanie w ujęciu historycznym – poglądy takie pojawiały się już wcześniej (szczegółowy przegląd *w*: Znosko, 1965b), od czasów Suessa (1888). Słabszy rozwój bądź brak deformacji waryscyjskich na większości obszaru zapadliska górnośląsko-małopolskiego wynika z jego założenia na sztywnym, starszym podłożu brunowistuliku w części górnośląskiej oraz bloku małopolskiego dalej na wschód (fig. 11, 12). Tym samym, za najprawdopodobniej słuszny uznać można pogląd Znoski (1962, 1965b) i Bukowego (1964), że „śląsko-krakowskie zagłębie węglowe" w karbonie funkcjonowało początkowo jako zapadlisko przedgórskie, a po sfałdowaniu regionu świętokrzyskiego znalazło się w pozycji 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).

Anomalna skorupa pod południowo-zachodnią Lubelszczyzną i ziemią radomską

Obecność ciał o wysokiej prędkości przewodzenia fal sejsmicznych (tzw. ciał wysokoprędkościowych) w strefie radomsko-kraśnickiej i na południowo-zachodniej Lubelszczyźnie (fig. 10) sugerowano już wcześniej na podstawie badań refrakcyjnych (Perchuć, 1984; Malinowski i in., 2005; Janik i in., 2005, 2009; Środa i in., 2006). Malinowski i in. (2005) wiązali je z obecnością intruzji skał zasadowych na przełomie prekambru i kambru. Analizy grawimetryczne (Mikołajczak, 2016; Mazur i in., 2017) wskazują na jeszcze większy zasięg tych ciał wysokoprędkościowych/wysokogęstościowych niż sugerowały dane sejsmiczne. Występują one zarówno w dolnej, jak i górnej skorupie (Mazur i in., 2017: fig. 3), obejmując całą strefę radomsko-kraśnicką i SW Lubelszczyznę. Ich zasięg pokrywa się

3
Główne rysy tektoniki Polski



pokryty osadami kenozoicznymi obszar Niżu Polskiego o generalnej tendencji do obniżania
zapadlisko przedgórskie Karpat wypełnione osadami miocenu
pasmo fałdowo-nasuwcze Karpat zewnętrznych i basen Podhala – sfałdowane w miocenie, a następnie wypiętrzone
przedkenozoiczne podłoże wypiętrzone i odsłonięte przed czołem Alp i Karpat
dźwigające się wysady solne
zapadliska towarzyszące dźwigającym się wysadom solnym
rowy tektoniczne
uskoki
nasunięcia płaszczowinowe
wypiętrzony i przechylony ku N masyw Tatr
przesuwcza struktura pienińskiego pasa skałkowego
śródgórskie baseny synorogeniczne na grzbiecie płaszczowin

r – rów
u – uskok
su – strefa uskokowa
w – wyniesienie nad wysadem solnym
z – zrąb
zap – zapadlisko
zs – zapadlisko przy wysadzie solnym

PPS – pieniński pas skałkowy
rGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej
zJG – zapadlisko Jeleniej Góry

FIG. 14. Struktury kenozoiczne (młodoalpejskie; wg Zuchiewicza i in., 2017)

z obszarem małopolskiego wyżu grawimetrycznego. Obecność takich ciał pod świętokrzyską częścią wyżu pozostaje jednak kwestią otwartą i wymaga dalszych badań. Geneza tych struktur również pozostaje nierozstrzygnięta, choć ich związek z ryftingiem Rodinii w ediakarze wydaje się prawdopodobny.

Strefa Teisseyre'a-Tornquista – efekt rozciągania skorupy podczas ryftingu kontynentalnego

Strefa Teisseyre'a-Tornquista (TT) wyraźnie wyróżnia się na mapach pól potencjalnych – magnetycznych i grawimetrycznych (Królikowski, Petecki, 1995; Królikowski, Wybraniec, 1996; Wybraniec, 1999) – oddzielając obszary o odmiennych charakterystykach geofizycznych. Tradycyjnie była interpretowana jako głęboka strefa uskokowa, stanowiąca granicę platformy wschodnioeuropejskiej od strony SW i jej kontakt z platformą paleozoiczną (Brochwicz-Lewiński i in., 1984; Pożaryski, 1990; Franke, 1995; Dadlez i in., 2005; Malinowski i in., 2015; Narkiewicz i in., 2015). Na podstawie badań geofizycznych sugerowano jednak, że granica ta dotyczy tylko górnej skorupy, podczas gdy krystaliczna dolna skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. EEC – *East European Craton)* sięga daleko pod platformę paleozoiczną (Winchester i in., 2002; Grad i in., 2002; Malinowski i in., 2005; Guterch i in., 2010). Nowe

dane sejsmiki refleksyjnej (POLCRUST-01 – Malinowski i in., 2013; PolandSPAN – Krzywiec i in., 2014) w połączeniu z reinterpretacją danych grawimetrycznych i magnetycznych (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak, 2016; Krzywiec i in., 2017a) wykazały, że strefa TT w rzeczywistości nie odzwierciedla regionalnej strefy uskokowej w fanerozoicznych kompleksach osadowych. Kompleksy osadowe pokrywy platformowej kontynuują się przez strefę TT, podobnie jak krystaliczny fundament EEC, którego strop przechodzi w poprzek tej strefy, ulegając jedynie wyraźnemu nachyleniu i pogłębieniu ku SW (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Krzywiec i in., 2017a, b). Szczegółową charakterystykę i interpretację strefy TT przedstawiono w podrozdziale 4.2.

Zmniejszenie grubości skorupy i wypłycanie Moho na SW od strefy TT jest interpretowane jako efekt późnoneoproterozoicznego ryftingu SW obrzeża Baltiki (Poprawa, Pacześna, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006). Proces ten doprowadził do utworzenia perykratonicznego obniżenia, które pogłębiało się w toku kolejnych etapów tektonicznych i sedymentacyjnych w ediakarze i fanerozoiku. Uznanie, że krystaliczne podłoże EEC kontynuuje się daleko na SW poprzez strefę TT, wymusza rezygnację z tradycyjnej interpretacji strefy TT jako uskokowej granicy platform prekambryjskiej i paleozoicznej (por. Narkiewicz i in., 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). W SE Polsce krok ten został już wykonany poprzez rozszerzenie zasięgu waryscydów na Lubelszczyznę (zob. wyżej). Natomiast w NW części Polski za granicę platform należy uznać front deformacji kaledońskiej (fig. 11), na wschód od którego – zgodnie z definicją – rozciąga się platforma paleozoiczna. Warto przy tym podkreślić, że przebieg tego frontu na Pomorzu dość dobrze pokrywa się w pionowym rzucie na mapę z przebiegiem strefy TT.

Zasięg krystalicznego podłoża EEC pod platformą paleozoiczną

Koncepcja dalekiego przedłużania się kratonu wschodnioeuropejskiego pod platformą paleozoiczną nie jest nowa (Tanner, Meissner, 1996; Berthelsen, 1998; Żaba, 1999; 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 jednak dane, które potwierdzają, precyzują i częściowo modyfikują tę hipotezę (Mazur i in., 2015, 2016a, b; Mikołajczak i in., 2019), i na ich podstawie sporządzono mapy odzwierciedlające aktualny stan wiedzy o krystalicznym fundamencie Polski (fig. 10).

W południowej Polsce krystaliczne podłoże EEC wydaje się, że sięga aż po północno-wschodnią granicę bloku górnośląskiego (fig. 10; Malinowski i in., 2005) i uskok Odry (Mazur i in., 2021; Mazur, Schulmann, 2025). Duży fragment tego fundamentu, głęboko podścielający platformę paleozoiczną i odseparowany od znanych fragmentów strefą TT, określony na figurze 10 jako „terrany zachodnie", wyróżnia się odmiennymi cechami geofizycznymi. Jego szczegółowa charakterystyka – litologia, wiek konsolidacji, struktura wewnętrzna i proweniencja – pozostaje jednak nadal nieznana.

Rozwój zapadliska przedgórskiego kaledonidów

Zasięg zapadliska przedgórskiego kaledonidów pomorsko-kujawskich w „Atlasie" (Nawrocki, Becker, 2017) powiązano z występowaniem facji ilasto-mułowcowej w wenloku i ludlowie (Modliński i in., 2010), i umiejscowiono głównie na przedpolu współcześnie rozpoznawanego frontu deformacji kaledońskiej (fig. 11). Podejście to wymaga jednak modyfikacji, gdyż w szerszym ujęciu regionalnym (Poprawa, 2006b) i w świetle nowych badań (Porębski i in., 2013; Mazur i in., 2018b) rozwój tego basenu i jego wypełnienia był bardziej złożony (zob. podrozdziały 4.3 i 5.1.3).

Polska część basenu kaledońskiego stanowi fragment większego basenu sylurskiego rozciągającego się w kierunku NW–SE od cieśnin duńskich po Mołdawię i wybrzeże Morza Czarnego. Główne depocentrum znajdowało się na Pomorzu, gdzie miąższość osadów syluru sięga 4800 m (Mazur i in., 2018b). Poprzednikiem basenu przedgórskiego kaledonidów był ordowicki basen perykratoniczny rozwinięty na pasywnym obrzeżeniu Baltiki. Na początku syluru pojawiły się facje czarnych łupków graptolitowych, związane z transgresją morską po zlodowaceniach ordowickich, a następnie z subsydencją spowodowaną obciążeniem obrzeżenia Baltiki przez stopniowo powiększający swą masę orogen kaledoński (Mazur i in., 2018b). Pierwszym wyraźnym efektem oddziaływania pobliskiego orogenu było pojawienie się synorogenicznych osadów klastycznych 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. Odzwierciedla to migrację depocentrum basenu wzdłuż biegu jego osiowej części w przybliżeniu równolegle do współczesnego położenia frontu deformacji kaledońskiej. Sugeruje to diachroniczne zamykanie Oceanu Tornquista zgodnie z modelem zamka błyskawicznego (ang. *zipper tectonics*; Hatcher, 2002).

Deformacja wypełnienia basenu i jego przedpola miała miejsce na początku dewonu i zachodziła jednocześnie w Polsce (Pomorze, Góry Świętokrzyskie) oraz w innych regionach Europy (Ardeny; szczegóły *w*: Mazur i in., 2018b). Ponieważ Ocean Tornquista był wówczas już zamknięty (od późnego ordowiku–wczesnego syluru w sektorze pomorskim), deformacja nie mogła wiązać się z konwergencją Baltiki i Awalonii. Najpewniej stanowiła efekt dalekiego oddziaływania lewoskrętnych przesunięć wzdłuż szwu Japetusa (Mazur i in., 2018b).

3.4. O KONCEPCJACH TERRANÓW W OBRĘBIE STREFY TESZ

Na południowy zachód od strefy Teisseyre'a-Tornquista, w pasie o szerokości ok. 200–300 km w podpermskim lub poddewońskim podłożu, od ponad 35 lat jest postulowane występowanie zespołu terranów tektonostratygraficznych. Terrany te miały zostać wzajemnie przemieszczone, a także przesunięte względem Baltiki i Gondwany jeszcze przed późnym karbonem (najczęściej przyjmuje się, że głównie we wczesnym paleozoiku), a następnie scalone w kolaż określany mianem strefy szwu transeuropejskiego (por. Pożaryski, 1990; Pharaoh, 1999; Belka i in., 2002; Dadlez i in., 2005; Pharaoh i in., 2006; Nawrocki, 2015; Walczak, Bełka, 2017; Thybo, Artemieva, 2020). Spośród map tektonicznych zamieszczonych w „Atlasie Geologicznym Polski" (Nawrocki, Becker, 2017) najbardziej przydatna do rozważania ewentualnej budowy terranowej strefy TESZ jest mapa struktur wczesnopaleozoicznych i późnoproterozoicznych (fig. 11; Aleksandrowski, Buła, 2017b). Przynajmniej część wyróżnionych na niej bloków skorupowych, oddzielonych granicami tektonicznymi i zawierających fragmenty różnowiekowych orogenów, można uznać za jednostki o odmiennej budowie i historii rozwoju. Z uwagi na brak wystarczających danych nie zdecydowano się jednak przedstawić modeli rozmieszczenia terranów w polskiej części platformy paleozoicznej. Jeden z takich modeli zamieszczono przykładowo w części „Atlasu" dotyczącej paleogeograficznego rozmieszczenia kontynentów (Golonka, Nawrocki, 2017).

Jakie są jednak zasady, na podstawie których wydziela się w strefie TESZ terrany i na ile uzasadnione są te interpretacje? Na obszarze północno-zachodniej i centralnej Polski, gdzie dolnopaleozoiczne podłoże przykrywa gruba sekwencja utworów permsko-mezozoicznych i górnopaleozoicznych, podział na potencjalne terrany opiera się przede wszystkim na zróżnicowanej charakterystyce sejsmicznej skorupy (znanej z sondowań refrakcyjnych) oraz na rozmieszczeniu anomalii grawimetrycznych i magnetycznych (Dadlez i in., 2005; Narkiewicz i in., 2011, 2015; Narkiewicz, Petecki, 2017). Szczególną uwagę zwraca się przy tym na strefy o podwyższonych wartościach gradientów pól potencjalnych, gdzie wnioskuje się o występowaniu granic między terranami. Interpretacje te są obarczone jednak dużą dozą niepewności ze względu na brak możliwości zweryfikowania, na ile obserwacje geofizyczne rzeczywiście odzwierciedlają przebieg granic geologicznych.

Nieco odmienna sytuacja występuje w południowo-wschodniej Polsce, w obrębie masywu małopolskiego. Choć krystaliczne podłoże tej jednostki jest również znane jedynie z badań geofizycznych, to skały dolnopaleozoiczne rozpoznano w wierceniach i odsłonięciach w strefie kieleckiej Gór Świętokrzyskich. Dzięki temu dzieje masywu małopolskiego można rekonstruować z większym prawdopodobieństwem, opierając się na danych geologicznych. W pracy Walczaka i Bełki (2017), zgodnej z wcześniejszymi interpretacjami (np. Winchester i in., 2002) postuluje się, że blok małopolski był pierwszym terranem perygondwańskim, który przebył Ocean Tornquista i zadokował przy Baltice w środkowym kambrze. Choć autorzy ci przytaczają liczne dane izotopowe, faunistyczne i geochronologiczne na poparcie tej tezy, to interpretacja pozostaje zależna od poprawności współczesnych rekonstrukcji tektoniki płyt dla neoproterozoiku (Johansson, 2009, 2014; Torsvik, Cocks, 2013, 2016). Rekonstrukcje te zakładają separację Baltiki od Amazonii przed 650 mln lat. Jeśli jednak przyjąć, że ediakarskie sekwencje ryftowe i towarzyszące im pokrywy bazaltowe na Lubelszczyźnie i Wołyniu wiązały się z rozpadem Rodinii (Poprawa, Pacześna, 2002; Poprawa, 2006a; Shumlyanskyy, 2016; Shumlyanskyy i in., 2016; Poprawa i in., 2020; Krzemińska i in., 2022; Środoń i in., 2023), to oddzielenie nastąpiło dopiero ok. 550–570 mln lat temu (Compston i in., 1995; Shumlyanskyy i in., 2016). W takim ujęciu masyw małopolski mógł nigdy nie opuszczać obrzeżenia Baltiki, a dolnokambryjski materiał o proweniencji amazońskiej mógł być tam transportowany przez dopiero otwierający się Ocean Tornquista. Dlatego interpretacje geofizyczne i geologiczne uznające masyw małopolski za część obrzeżenia Baltiki (Malinowski i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2009) pozostają wciąż realną alternatywą.

3.5. PODSUMOWANIE

Przedstawiliśmy krótkie uzasadnienie szeregu rozwiązań przyjętych w części rozdziałów tego tomu (w dużej mierze za wydanym „Atlasem geologicznym Polski"; Nawrocki, Becker, 2017), szczególnie w odniesieniu do elementów wgłębnej budowy geologicznej kraju, które w świetle dotychczasowych poglądów mogą budzić pewne kontrowersje. Wskazaliśmy również, że wiele z tych interpretacji nie jest nowych – pojawiały się wcześniej jako hipotezy, które w ówczesnych warunkach trudno było zweryfikować. Niektóre, jak zaliczenie Gór Świętokrzyskich, ziemi radomskiej i Lubelszczyzny do orogenu waryscyjskiego, napotykały dodatkowo przeszkody ideologiczne związane z pozostałościami teorii geosynklinalnej. Obecnie, dzięki badaniom głębokich struktur nowoczesnymi metodami sejsmicznymi oraz zaawansowanemu modelowaniu pól potencjalnych, możliwa stała się częściowa weryfikacja wcześniejszych, niekiedy już odrzuconych koncepcji i ich powrót do obiegu naukowego w zmodyfikowanej formie. Niektóre z modeli wgłębnej tektoniki zaprezentowane w tym tomie są natomiast nowymi propozycjami, wynikającymi ze współczesnych badań i interpretacji, które wcześniej nie były dostępne w literaturze przedmiotu.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 2017a. Prowincje tektoniczne Polski. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 40. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., 2017b. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 42. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017a. Struktury późnopaleozoiczne (waryscyjskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 43. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Buła Z., 2017b. Struktury wczesnopaleozoiczne i późnoneoproterozoiczne (kaledońskie, sandomierskie i kadomskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 44. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski". Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.

Aleksandrowski P., Krzemińska E., Nawrocki J., Buła Z., 2017. Jednostki podłoża krystalicznego. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 45. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Allaby A., Allaby M., 1999. A Dictionary of Earth Sciences. Oxford University Press.

Antonowicz L., Iwanowska E., 2004. Naskórkowy typ tektoniki waryscyjskiej na obszarze Lubelszczyzny. Przegląd Geologiczny, 52: 128–130.

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Synklina lubelska jako efekt cienkonaskórkowych deformacji waryscyjskich. Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

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. Geologische Rundschau, 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. Geological Society, London, Special Publications, 201: 19–36.

Bertrand R., 1887. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. Bulletin de la Société géologique de 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.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.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. Elsevier, Amsterdam, the Netherlands: 1–18.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1984. Sinistral strike-slip movements in central Europe in the Paleozoic. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 160: 3–13.

Bukowy S., 1964. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 184: 41–88.

Bukowy S., 1971. Uwagi o podziale tektonicznym Polski. Kwartalnik Geologiczny, 15: 797–812.

Buła Z., 2000. Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 171: 1–89.

Callegari R., Mazur S., McClelland W.C., Barnes C.J., Ziemniak G., Kośmińska K., Majka J., 2025. Middle Cambrian convergence at the southwestern Baltica margin, Holy Cross Mts., Poland, and its significance for reconstructions of early Gondwana. Geoscience Frontiers, 16: 101972.

Chain W.J., 1974. Geotektonika ogólna. Wydaw. Geol., Warszawa.

Collett S., Mazur S., Schulmann K., Soejono I., 2022. Significance of a late neoproterozoic–Early Cambrian southern Baltica active margin in late-stage Rodinian and early Gondwanan reconstructions. Precambrian Research, 383: 106918.

Compston W., Sambridge M.S., Reinfrank R.F., Moczydłowska M., Vidal G., Claesson S., 1995. Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. Journal of the Geological Society, London, 152: 599–611.

Czarnocki J., 1957a. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 18: 1–133.

Czarnocki J., 1957b. Geologia regionu łysogórskiego. Prace Instytutu Geologicznego, 18: 1–138.

Dadlez R., 1994. Polska: Tektonika. *W*: Tektonika (red. R. Dadlez, W. Jaroszewski). Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa (mapa na wklejce).

Dadlez R., Grad M., Guterch A., 2005. Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? Tectonophysics, 411: 111–128.

Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. Tektonika. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

DeCelles P., Giles K., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105–123.

Franke D., 1995. The Caledonian terranes along the south-western border of the East European Platform – evidence, speculation and open questions. Studia Geophysica et Geodaetica, 39: 241–256.

Froitzheim N., Plašienka D., Schuster R., 2008. Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians *W*: The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 1141–1232. Geological Society of London.

Golonka J., Nawrocki J., 2017. Mapy położenia kontynentów w przeszłości geologicznej. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 80–85. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Grabowska T., Bojdys G., 2001. The border of the East-European Craton in south-eastern Poland based on gravity and magnetic data. Terra Nova, 13: 92–98.

Grad M., 2019. Podolian, Saxonian and Baltic plates – Teisseyre-Tornquist Line and the edge of the East European Craton. Geochemistry, 79: 422–433.

Grad M., Polkowski M., 2016. Seismic basement in Poland. International Journal of Earth Sciences, 105: 1199–1214.

Grad M., Guterch A., Mazur S., 2002. Seismic refraction evidence for crustal structure in the central part of the Trans-European Suture Zone in Poland. Geological Society, London, Special Publications, 201: 295–309.

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

Guterch A., Wybraniec S., Grad M., Chadwick R., Krawczyk C., Ziegler P., Thybo H., De Vos W., 2010. Crustal structure and structural framework. W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J. Doornenbal, A. Stevenson). EAGE Publications: 11–23. Houten:

Handy M.R., Ustaszewski K., Kissling E., 2015. Reconstructing the Alps–Carpathians–Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. International Journal of Earth Sciences, 104: 1–26.

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. Geological Society of America Special Papers, 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: 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. Geological Quarterly, 53: 141–158.

Janutyte I., Kozlovskaya E., Majdanski M., Voss P.H., Budraitis M., 2014. Traces of the crustal units and the upper-mantle structure in the southwestern part of the East European Craton. Solid Earth, 5: 821–836.

Jarosiński M., 2005. Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: results of borehole breakout measurements in Poland. Tectonophysics, 410: 189–216.

Jarosiński M., Poprawa P., Ziegler P.A., 2009. Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. Geological Quarterly, 53: 3–26.

Johansson Å., 2009. Baltica, Amazonia and the SAMBA connection-1000 million years of neighbourhood during the Proterozoic? Precambrian Research, 175: 221–234.

Johansson Å., 2014. From Rodinia to Gondwana with the 'SAMBA' model – a distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. Precambrian Research, 244: 226–235.

Jurewicz E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. Acta Geologica Polonica, 55: 295–338.

Karnkowski P.H., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 895–903.

Literatura

Kind R., Yuan X., Schiffer C., 2025. Seismic Images of the Collision of Central European Terranes. Geophysical Journal International, 242, ggaf150.

Kley J., Voigt T., 2008. Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. Geology, 36: 839–842.

Kober L., 1921. Der Bau der Erde. Borntraeger, Berlin.

Konon A., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Góry Świętokrzyskie i regiony przyległe. Przegląd Geologiczny, 56: 921–926.

Królikowski C., Petecki Z., 1995. Atlas grawimetryczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Królikowski C., Wybraniec S., 1996. Gravity and magnetic maps of Poland – historical background and modern presentation. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, M18, 273: 87–92.

Krzemiński L., Krzemińska E., Petecki Z., 2014. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej – podsumowanie projektu badawczego. Przegląd Geologiczny, 62: 288–289.

Krzemińska E., Krzemiński L., Petecki Z., Wiszniewska J., Salwa S., Żaba J., Gaidzik K., Williams I.S., Rosowiecka O., Taran L., Johansson Å., Pécskay Z., Demaiffe D., Grabowski J., Zieliński G., 2017. Mapa geologiczna podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej, 1:1,000,000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Krzemińska E., Poprawa P., Pacześna J., Krzemiński L., 2022. From initiation to termination: the evolution of the Ediacaran Volyn large igneous province (SW East European Craton) constrained by comparative geochemistry of proximal tuffs versus lavas and zircon geochronology. Precambrian Research, 370, 106560.

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., Gągała 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*: Linkages and Feedbacks in Orogenic Systems (red. R.D. Law, J.R. Thigpen, A.J. Merschat, H.H. Stowell). Geological Society of America Special Papers, 213.

Krzywiec P., Gągała 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, 718: 83–91.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., 1952. Zarys geologii Polski. PWN, Warszawa.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E., 1965. Zarys geologii Polski. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kufrasa M., Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Mikołajczak M., 2020. Sequence of deformation at the front of an orogen: Lublin basin case study (Poland). Journal of Structural Geology, 141: 104211.

Limanowski M., 1922. O krzyżowaniu się łańcuchów Europy Środkowej w Polsce i o liniach anagogicznych, biegnących pod temi łańcuchami. Sprawozdania Polskiego Instytutu Geologicznego, Tom I: 557–600.

Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T., CELEBRATION WORKING GROUP, 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltic to Palaeozoic Europe in SE Poland-CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. Tectonophysics, 401: 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. 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.

Maystrenko Y.P., Scheck-Wenderoth M., 2013. 3D lithosphere-scale density model of the Central European Basin System and adjacent areas. Tectonophysics, 601: 53–77.

Mazur S., Schulmann K., 2025. At the border of peri-Gondwana and Baltica: the structure of the eastern termination of the Variscan belt. Journal of the Geological Society, London, 182, jgs2024-075.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.

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., Mikolajczak 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., 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: 1600–1607.

Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Buffenmyer V., 2016b. Pomeranian Caledonides, NW Poland – A collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt? Tectonophysics, 692: 29–43.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2017. Tektoniczne znaczenie strefy Teisseyre'a-Tornquista w świetle nowych badań. Przegląd Geologiczny, 65: 1511–1520.

Mazur S., Krzywiec P., Malinowski M., Lewandowski M., Aleksandrowski P., Mikołajczak M., 2018a. On the nature of the Teisseyre-Tornquist Zone. Geology, Geophysics & Environment, 44: 17–30.

Mazur S., Porębski S.J., Kędzior A., Paszkowski M., Podhalańska T., Poprawa P., 2018b. Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin. Terra Nova, 30: 8–16.

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.

Mazur S., Malinowski M., Maystrenko Y.P., Gągała Ł., 2021. Pre-existing lithospheric weak zone and its impact on continental rifting – the Mid-Polish Trough, Central European Basin System. Global and Planetary Change, 198, 103417.

Mikołajczak M., 2016. Analiza struktury podłoża prowincji łupków gazonośnych centralnej Polski w oparciu o dane grawimetryczne i magnetyczne. ING PAN, Kraków [rozpr. doktor.].

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.

Mizerski W., 1979. Tectonics of the Łysogóry unit in the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 29: 1–38.

Mizerski W., 1995. Geotectonic evolution of the Holy Cross Mts. in Central Europe. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 372: 1–47.

Mizerski W., 1998. Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 46: 337–345.

Mizerski W., 2002. Geologia Polski dla geografów. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Mizerski W., 2015. Geologia Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Modliński Z. (red.), 2010. Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich 1:2 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Narkiewicz M., 2003. Tektoniczne uwarunkowania rowu lubelskiego (późny dewon-karbon). Przegląd Geologiczny, 51: 771–776.

Narkiewicz M., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2017. Basement structure of the Paleozoic Platform in Poland. Geological Quarterly, 61: 502–520.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2019. Strefa Teisseyre'a-Tornquista – dawne koncepcje a nowe dane. Przegląd Geologiczny, 67: 837–848.

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

Nawrocki J., 2015. Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrówce. Przegląd Geologiczny, 63: 1272–1283.

Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

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.

Nawrocki J., Boguckij A., Katinas V., 2004. New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ. Geological Quarterly, 48: 309–316.

Nawrocki J., Dunlap J., Pecskay Z., Krzemiński L., Zylinska A., Fanning M., Kozłowski W., Salwa S., Szczepanik Z., Trela W., 2007. Late Neoproterozoic to early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Europe): an integrated approach. Journal of the Geological Society, London, 164: 405–423.

Neuendorf K.K.E., Mehl Jr. J.P., Jackson J.A., 2005. Glossary of Geology, 5th Edition. American Geological Institute, Alexandria, Virginia.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów, 1927, 1–160. Kraków.

Oberc J., 1967. Podział geologiczny Polski. Kwartalnik Geologiczny, 11: 389–406.

Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegląd Geologiczny, 52: 780–791.

Paszkowski M., Budzyń B., Mazur S., Sláma J., Środoń J., Millar I.L., Shumlyanskyy L., Kędzior A., Liivamägi S., 2021. Detrital zircon U-Pb and Hf constraints on provenance and timing of deposition of the Mesoproterozoic to Cambrian sedimentary cover of the East European Craton, part II: Ukraine. Precambrian Research, 362: 106282.

Perchuć E., 1984. Structure of the Earth's crust in southeastern Poland. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A-13: 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.

Literatura

Pharaoh T.C., Winchester J.A., Verniers J., Lassen A., Seghedi A., 2006. The western accretionary margin of the East European Craton: an overview. Geological Society, London, Memoirs, 32: 291–312.

Plašienka D., 2018. Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: how large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. Tectonics, 37: 2029–2079.

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

Poprawa P., 2006b. Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 189–214.

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: 49–61.

Poprawa P., Krzemińska E., Pacześna J., Armstrong 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.

Porębski S.J., Prugar W., Zacharski J., 2013. Łupki sylurskie platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – wybrane problemy poszukiwawcze. Przegląd Geologiczny, 61: 468–477.

Pożaryski W., 1956. Podział strukturalno-geologiczny Polski jako podstawa badań. Przegląd Geologiczny, 4: 237–241.

Pożaryski W., 1957. Góry Świętokrzyskie. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1959. Budowa geologiczna Polski. Przekroje geologiczne przez Polskę. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1963. Jednostki geologiczne Polski. Przegląd Geologiczny, 11: 4–10.

Pożaryski W., 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 8: 1–32.

Pożaryski W., 1969. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Przegląd Geologiczny, 17: 57–65.

Pożaryski W., 1974. Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. IV. Tektonika, cz. 1. Niż Polski (red. W. Pożaryski): 24–34. Wydaw. Geol., Warszawa.

Pożaryski W., 1990. Kaledonidy środkowej Europy orogenem przesuwczym złożonym z terranów. Przegląd Geologiczny, 38: 1–9.

Pożaryski W., Karnkowski P., 1992. Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1:1 000 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Różycka M., Migoń P., 2017. Tectonic geomorphology of the Sudetes (Central Europe) – a review and re-appraisal. Annales Societatis Geologorum Poloniae 87: 275–300.

Samsonowicz J., 1952. Era paleozoiczna w Polsce. *W*: Zarys geologii Polski (red. M. Książkiewicz, J. Samsonowicz): 51–89. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kounov A., Maţenco L., Nievergelt P., Oberhänsli R., Pleuger J., Schefer S., Schuster R., Tomljenović B., Ustaszewski K., 2020. Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Gondwana Research, 78: 308–374.

Şengör A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. Earth-Science Reviews, 27: 1–201.

Shumlyanskyy 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, 13 pp.

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.

Smit J., Van Wees J.D., Cloetingh S., 2016. The Thor suture zone: From subduction to intraplate basin setting. Geology, 44: 707–710.

Soejono I., Schulmann K., Sláma J., Hrdličková K., Hanzl P., Konopásek J., Collett S., Míková J., 2022. Pre-collisional crustal evolution of the European Variscan periphery: constraints from detrital zircon U-Pb ages and Hf isotopic record in the Precambrian metasedimentary basement of the Brunovistulian Domain. Precambrian Research, 372, 106606.

Sokołowski S., Znosko J., 1959. Mapa tektoniczna Polski. *W*: Atlas geologiczny Polski 1: 1 000 000. Inst. Geol. Warszawa: tabl. 7.

Stephenson R., Schiffer C., Peace A., Nielsen S.B., Jess S., 2020. Late Cretaceous-Cenozoic basin inversion and palaeostress fields in the North Atlantic-western Alpine-Tethys realm: implications for intraplate tectonics. Earth-Science Reviews, 210, 103252.

Stille H., 1940. Einführung in den Bau Amerikas. Borntraeger, Berlin.

Stupnicka E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydaw. 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. Wydaw. Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.

Suess E., 1888. Das Antlitz der Erde. Erster Band. Wydaw. Tempsky, Wien.

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. Geophysical Journal International, 167: 737–760.

Środoń J., Condon D.J., Golubkova E., Millar I.L., Kuzmenkova O., Paszkowski M., Mazur S., Kędzior A., Drygant D., Ciobotaru V., Liivamägi S., 2023. Ages of the Ediacaran Volyn-Brest trap volcanism, glaciations, paleosols, Podillya Ediacaran soft-bodied organisms, and the Redkino-Kotlin boundary (East European Craton) constrained by zircon single grain U-Pb dating. Precambrian Research, 386: 106962.

Tanner B., Meissner R., 1996. Caledonian deformation upon southwest Baltica and its tectonic implications: alternatives and consequences. Tectonics, 15: 803–812.

Thybo H., Artemieva I.M., 2020. Trans-European Suture Zone, Encyclopedia of Solid Earth Geophysics. Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Cham, pp. 1–11.

Tomaszczyk M., 2015. Ewolucja tektoniczna centralnej części basenu lubelskiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa [rozpr. doktor.].

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). Geological Quarterly, 61: 908–925.

Tornquist A., 1908. Die Feststellung des Südwesttrendes des baltisch-russischen Schildes und die geotektonische Zugehörigkeit der ostpreussischen Scholle. Schriften der Physikalisch-Ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 49: 1–12.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2013. Gondwana from top to base in space and time. Gondwana Research, 24: 999–1030.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2016. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press.

Ustaszewski K., Schmid S.M., Fügenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., 2008. A map-view restoration of the Alpine-Carpathian-Dinaridic system for the Early Miocene. Swiss Journal of Geosciences, 101: 273–294.

Vecsey L., Plomerová J., Babuška V., Tiira T.E., Komminaho K.J., PASSEQ Working Group, 2014. Mantle lithosphere transition from the east European Craton to the Variscan Bohemian Massif imaged by shear-wave splitting. Solid Earth, 5: 779–792.

von Bubnoff S., 1930. Bemerkungen zur tektonischen Stellung Oberschlesiens. Zeitschrift des Oberschlesischen Berg- und Hüttenmännischen Vereins, Kattowitz, Jg. 1930: 352–358.

Walczak A., Bełka Z., 2017. Fingerprinting Gondwana versus Baltica provenance: Nd and Sr isotopes in Lower Paleozoic clastic rocks of the Małopolska and Łysogóry terranes, southern Poland. Gondwana Research, 45: 138–151.

Wilde-Piórko M., Świeczak M., Grad M., Majdański M., 2010. Integrated seismic model of the crust and upper mantle of the Trans-European Suture zone between the Precambrian craton and Phanerozoic terranes in Central Europe. Tectonophysics, 481: 108–115.

Winchester J.A., The PACE TMR Network Team, 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. Tectonophysics, 350 (360): 5–21.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–59.

Znosko J., 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 6: 485–511.

Znosko J., 1964. Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie. Kwartalnik Geologiczny, 8: 697–720.

Znosko J., 1965a. Problem kaledonidów i granicy platformy prekambryjskiej w Polsce. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 5–72.

Znosko J., 1965b. Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia węglowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 73–120.

Znosko J., 1970. Rozważania nad istotą i nazewnictwem platform. Kwartalnik Geologiczny, 14: 245–258.

Znosko J., 1974. Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 274: 7–47.

Znosko J., 1983. Tektonika środkowo-południowej Polski pozakarpackiej. Kwartalnik Geologiczny, 27: 457–470.

Znosko J. (red.), 1998. Mapa tektoniczna Polski 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Zuchiewicz W., Badura J., Aleksandrowski P., Kasiński J.R., Jarosiński M., 2017. Struktury kenozoiczne (młodoalpejskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 41. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.

Żaba J., 1999. Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 166: 1–162.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Fanning M., Seghedi A., Żaba J., 2009. More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. Geological Quarterly, 53: 93–124.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żelaźniewicz A., Oberc-Dziedzic T., Slama J., 2020. Baltica and the Cadomian orogen in the Ediacaran–Cambrian: a perspective from SE Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1503–1528.