

Jeszcze raz o terranach w Polsce i ich wędrówce

Jerzy Nawrocki¹



Once again about terranes in Poland and their wandering. *Prz. Geol.*, 63: 1272–1283.

A b s t r a c t. Results of interdisciplinary studies conducted until now lead to a univocal conclusion that Poland should be regarded as a collage of terranes of different ages and provenances of the basement, and different amalgamation and accretion scenarios. Geophysical and tectonic-structural investigations have allowed defining, with different accuracies, the boundaries between particular terranes.

Terranes located in the area of Paleozoic platform were subjected to two or three phases of mobility. The first phase of transcontinental scale was manifested by large-scale tectonic transport during rebuilding of global paleogeography. The second mobility phase of regional scale affected the Teisseyre-Tornquist terrane assemblage and was linked with the Laurentia and Avalonia collision. This process put in motion the escape tectonics in the earliest Devonian. As its result, some of terranes were reshuffled during their tectonic transportation in the SE direction. The third, Carboniferous phase of mobility of only local scale was related mainly to the dextral strike-slip tectonic activity. Unfortunately, in the case of several tectonostratigraphic units, an answer to the questions concerning their initial location and way of migration is still impossible. It is valid also in the case of the Teisseyre-Tornquist terrane assemblage, now located to the SE of the Moravia and Grójec fault zones. This reticence in geological diagnosis in spite of generally good access to the rocks of the Brunovistulia and Małopolska terranes that could contain substantial information about the earliest stages of evolution of these units. In order to eliminate numerous gaps in our knowledge about the Polish terranes a new interdisciplinary scientific program should be developed.

Keywords: paleogeography, tectonic evolution, terranes, Poland

Słowo terran w geologii używane było już w XIX w. Definiowano nim obszar, na którym dominuje konkretna skała lub grupa skał. W podręcznikach dotyczących tektoniki terranów (np. Howel, 1995) terran to ciało skalne powstałe kiedyś na jednym obszarze, z wyróżniającą je stratygrafią, nie wykazujące żadnych związków ze skałami je otaczającymi, od których jest zwykle odseparowane strefami nieciągłości tektonicznych. Wielkość zdefiniowanych do dzisiaj terranów waha się od kilku do kilkuset tysięcy kilometrów kwadratowych. Przykładem największych tego typu jednostek jest terran Lhasy w Tybecie, który ma ponad 2000 km długości, a jego szerokość przekracza miejscami 300 km. Wraz z przebudową skorupy ziemskiej terrany wędrują poprzez oceany, żeby w końcu dołączyć do danego kontynentu, czyli ulec akrecji. Wcześniej, jeszcze przed akrecją, kilka terranów może wzajemnie połączyć się tektonicznie w wyniku procesu amalgamacji. Akrecję należy rozumieć jako silne spojenie z kontynentem, utrwalone często ciałami magmowymi, które spajają terran i kontynent. Amalgamacja jest spojeniem mniej trwałym, które może tylko tymczasowo przerwać wędrówkę terranów. Już po akrecji mogą one ulec dyspersji, tj. wtórnemu rozczłonkowaniu i przetasowaniu, najczęściej w wyniku ruchów wzdłuż uskoków przesuwczych. Wiele terranów pochodzi z odległych lokalizacji. Stąd określano je dodatkowo nazwą „egzotyczne”, w odróżnieniu od będących fragmentami kontynentu terranów proksymalnych (bliższych), które w wyniku procesów tektonicznych zostały od niego oderwane i przemieszczone w inne miejsce, ale wciąż znajdują się przy nim. Często używane w przeszłości nazwy terranów: „egzotyczny” (ang. *exotic*), „podejrzany” (ang. *suspect*) lub tektonostratygraficzny (ang. *tectonostratigraphic*) (zob. np. Coney i in., 1980; Howel, 1995) należy dzisiaj uważać za synonimy. Grupa

terranych, która łączy się ze sobą przed końcowym przyłączeniem do kontynentu, jest nazywana superterraniem lub terranem złożonym. Słowo tektonostratygraficzny wiąże się z faktem, że każdy z terranów ma swoistą historię geologiczną zapisaną w profilu stratygraficznym, która jest różna od historii geologicznej skał z jednostek z nim sąsiadujących. Terran może składać się ze skorupy oceanicznej, kontynentalnej lub ze skorupy pochodzącej z łuku wyspowego. Terran oceaniczny będzie zawierać grube pokłady bazaltów oraz pokrywę osadów morskich, np. wapieni pelagicznych. Terran oderwany z łuku wysp powinien zawierać skały przejściowe – andezyty, czy granodioryty, również często w jego profilu powinny występować szarogłazy. Terran utworzony ze skorupy kontynentalnej posiada głównie skały magmowe i bogate w krzemionkę skały osadowe. Fragment dawnego dna oceanicznego, który przrósł lub został nasunięty na krawędź kontynentu i ma w profilu skały ultramaficzne z górnego płaszcza, nazywamy ofiolitem. Szereg metod badawczych służy do rozpoznania terranu, w tym jego pochodzenia, drogi i czasu jego przemieszczania czy czasu akrecji. Na jego obszarze mogą występować skamieniałości zwierząt i roślin, specyficznych dla danej prowincji paleobiogeograficznej. Dane paleomagnetyczne mogą pozwolić na zdefiniowanie szerokości geograficznej, na której powstawały kompleksy skalne, jak również określić stopień i kierunek rotacji terranu względem lokalnego południka i innych jednostek tektonicznych, których położenie w danym okresie jest już znane. Przydatne są również dane izotopowe. O pochodzeniu terranu może nam mówić izotop strontu ⁸⁷Sr, którego zawartość jest znacznie wyższa w starych skorupach kontynentalnych, niż w skorupach oceanicznych i skorupach z łuków wysp. Tak zwane formacje pokrywowe (ang. *overlap formations*) oraz zszywające plutony (ang. *stitching*

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jerzy.nawrocki@pgi.gov.pl.

plutons), które intrudują w strefie akrecji, wskazują jak dawno temu terran zakończył samodzielną wędrówkę i uległ zespoleniu z kontynentem, co musiało nastąpić przed powstaniem formacji pokrywowej i zsywających terran z kontynentem plutonów (zob. np. Howell, 1995).

Wybitną odrębność budowy geologicznej niektórych jednostek tektonicznych w Polsce zauważano na długo przed wprowadzeniem do naszej literatury geologicznej słowa terran. I tak południową część Gór Świętokrzyskich włączano w większą strukturę nazywaną masywem lub blokiem małopolskim, a masywem lub blokiem górnośląskim nazwano strukturę, na której rozwinął się górnośląski basen węglowy (np. Bukowy, 1964; Znosko, 1964; Kotas, 1968; Pożaryski & Kotański, 1974). Ich mobilność ograniczano wówczas jednak tylko do regionalnej rotacji i deformowania skał przedpoła lub wręcz traktowano jako sztywne bloki oporowe. Słowo masyw było i jest do dzisiaj często używane również w przypadku górotworu tatrzańskiego. Dla innej, ewidentnie odrębnej struktury geologicznej Polski, ze skałami krystalicznymi na powierzchni, wprowadzono nazwę kra. Chodzi tutaj oczywiście o krę sowiogórską, nazwaną tak za geologami niemieckimi przez Smulikowskiego i Teisseyra (1957), która zdaniem części badaczy została nasunięta na skały ofiolitowe, o czym wnioskowano na podstawie rozkładu silnych anomalii magnetycznych (Znosko, 1981). Pierwszymi publikacjami, w których dla określenia fragmentu skorupy ziemskiej z obszaru Polski użyto słowa terran, są prace Grocholskiego (1986, 1987) dotyczące geologii Sudetów, a także publikacja Brochwicza-Lewińskiego i in. (1986) o pochodzeniu masywu górnośląskiego, w której autorzy postulują jego „zewnętrzne” pochodzenie, nazywając go terranem podejrzany. Ich zdaniem był on transportowany na dzisiejszą pozycję wzdłuż strefy tektonicznej Hamburg–Kraków, w trakcie ruchów odpowiedzialnych za fragmentację łańcucha waryscyjskiego. W późniejszej publikacji Pożaryski (1991) wyróżnił na przedpołu kratonu wschodnioeuropejskiego, zgromadzone w wyniku sylurskiego lewoskrętnego przemieszczenia przesuwczego, terrany: Jutlandii – Morza Północnego, Pomorza, Łysogór, Małopolski i Górnego Śląska. Po blisko 30 latach od publikacji Brochwicza-Lewińskiego i in. (1986), poniżej przedstawiono krótkie podsumowanie rozwoju poglądów na temat jednostek tektonostratygicznych – terranów, które w różnych okresach geologicznych znalazły się na obszarze Polski, tworząc skorupę ziemską o bardzo zróżnicowanych parametrach (zob. np. Grad i in., 1999; Majorowicz, 2004). Model terranowy kratonu wschodnioeuropejskiego, wynikający z superpozycji obrazu geofizycznego i danych dotyczących wieku izotopowego oraz składu skał poszczególnych domen, został potraktowany tutaj pobieżnie. Wymagałby on omówienia postępu wiedzy w rozpoznaniu bloków i stref kontaktowych, których znaczące części występują poza obszarem Polski.

OGÓLNE RAMY PALEOGEOGRAFICZNE ISTOTNE DLA BADAŃ TERRANÓW W POLSCE

Pomijając obszar kratonu wschodnioeuropejskiego, dla genezy jednostek geologicznych pozostałej części Polski istotne są zdarzenia tektoniczne po rozpadzie superkontynentu Rodinii, który uformował się z kontynentalnych bloków skorupowych około miliarda lat temu (zob. np.

Pessonen i in., 2003). Wynikiem tego rozpadu, który rozpoczął się około 850 mln lat temu, było między innymi powstanie paleokontynentu Bałtyki, który oddzielił się w rezultacie procesów ryftowych, zachodzących wzdłuż dzisiejszej południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, otwierających Morze Tornquista. W obrębie i na przedpołu Gondwany – największego paleokontynentu, który pozostał po rozpadzie Rodinii – rozwinęły się w neoproterozoiku, odpowiednio w okresach pomiędzy 850–700 mln lat, 650–600 mln lat i 590–540 mln lat, trzy panafrykańskie systemy orogeniczne (np. Silva i in., 2005). Północna krawędź Gondwany, zawierająca elementy tych orogenów, była w ediakarze i w różnych okresach paleozoiku miejscem intensywnych procesów ryftowych, prowadzących do oderwania od Gondwany mniejszych bloków skorupowych, ich migracji i akrecji do innych paleokontynentów. W ediakarze na jej przedpołu formował się kadomski łuk wulkaniczny. U schyłku proterozoiku północno-zachodnie krańce Gondwany, miejsce wspomnianych procesów orogenicznych i ryftowych, rozciągały się od obszarów okołorównikowych (dzisiejsza północna Afryka i Arabia) do strefy umiarkowanych szerokości geograficznych (dzisiejsza północno-wschodnia i północna krawędź Ameryki Południowej) (zob. np. Torsvik i in., 1996). Miejscem ówczesnej konwergencji i procesów orogenicznych była też dzisiejsza wschodnia oraz północno-wschodnia krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego (np. Siedlecka i in., 2004). Tak zwane kadomskie podłoże (wieku 570–590 mln. lat), które występuje w obrębie tureckich terranów Zonguldak i Stambułu może być również pochodzenia bałtyckiego (Kalvoda i in., 2002) lub tworzyć strefę przejściową, łączącą strefę panafrykańską z transeuropejskim szwem tektonicznym (Yigitbas i in., 2004).

Procesy ryftowe na północnych peryferiach megakontynentu Gondwany doprowadziły do oderwania od niego zbiorów terranów awalońskich i armorykańskich. Z miejsca ówczesnego spojenia dzisiejszej północno-zachodniej Afryki i północnej części Ameryki Południowej, na przełomie kambry i ordowiku oderwał się terran Awalonii, otwierając Ocean Reik (zob. np. Torsvik i in., 1996). Wschodnia część tej jednostki zaczęła nasuwać się na skorupę paleokontynentu Bałtyki już w karadoku, a w aszgilu nastąpiło zamknięcie Morza Tornquista (Torsvik & Rehnström, 2003). W czasie syluru, w efekcie kolizji paleokontynentów Laurencji i Bałtyki, co doprowadziło do zamknięcia oceanu Iapetus, terran Awalonii przemieszczał się dalej wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Bałtyki. Zdaniem części autorów jego wschodni kraniec może znajdować się obecnie w podłożu struktur zewnętrznych waryscydów Wielkopolski, jak również częściowo na północ od frontu waryscyjskich nasunięć (Winchester i in., 2002a, Breitkreuz i in., 2007). Prawdopodobnie nieco później, w ordowiku, odrywały się od północnoafrykańskiej krawędzi Gondwany bloki skorupowe tworzące zbiór terranów armorykańskich, które kolidowały i nasuwały się na południową krawędź kontynentu Old Redu. Całkowite zamknięcie Oceanu Reik nastąpiło między 350 a 330 mln. lat (np. Franke, 2000), a za szew między zbiorem terranów armorykańskich a Old Redem uważa się środkowoniemiecki grzbiet krystaliczny, którego przedłużeniem może być w Polsce wyniesienie Leszno–Wolsztyn (Winchester i in., 2002b).

W celu określenia źródła bloków o podłożu neoproterozoicznym, które dzisiaj znajdują się w strefie szwu transeuropejskiego, istotną kwestią jest zdefiniowanie położenia paleokontynentu Bałtyki, zwłaszcza w okresie od ediakaru do kambru. Niestety, zdania badaczy są tutaj podzielone. Mert & Liberman (2004) wskazują, że około 580 mln lat temu dzisiejsza południowa krawędź Bałtyki znajdowała się w pobliżu Półwyspu Arabskiego. Zupełnie inną lokalizację tego paleokontynentu, między Laurencją i Południową Ameryką, widzą w tym czasie Cocks & Torsvik (2005). Według Cawooda & Pisarewskiego (2006) dane paleomagnetyczne wskazują, że 600 mln lat temu Bałtyka znajdowała się między 60 a 90° szerokości południowej, żeby 50 mln lat później znaleźć się już między 10 a 40° szerokości południowej lub północnej, z dzisiejszą południową krawędzią koło równika, wówczas określoną jako pasywna. Rozważane są dwa warianty orientacji przestrzennej tego paleokontynentu u schyłku ediakaru. Jeden z „polską” krawędzią skierowaną ku NW, a drugi przeciwnie – ku SE. Drugi model zakłada gwałtowną rotację i dryf Bałtyki do okolic równika 550–535 mln lat temu (Nawrocki i in., 2004a; Elming i in., 2007). Brak jednoznacznego, ogólnie zaakceptowanego modelu paleogeograficznego dla ediakarskiej Bałtyki niewątpliwie utrudnia określenie pochodzenia terranów znajdujących się dzisiaj w strefie szwu transeuropejskiego.

TERRANY POLSKIEJ CZĘŚCI KRATONU WSCHODNIOEUROPEJSKIEGO

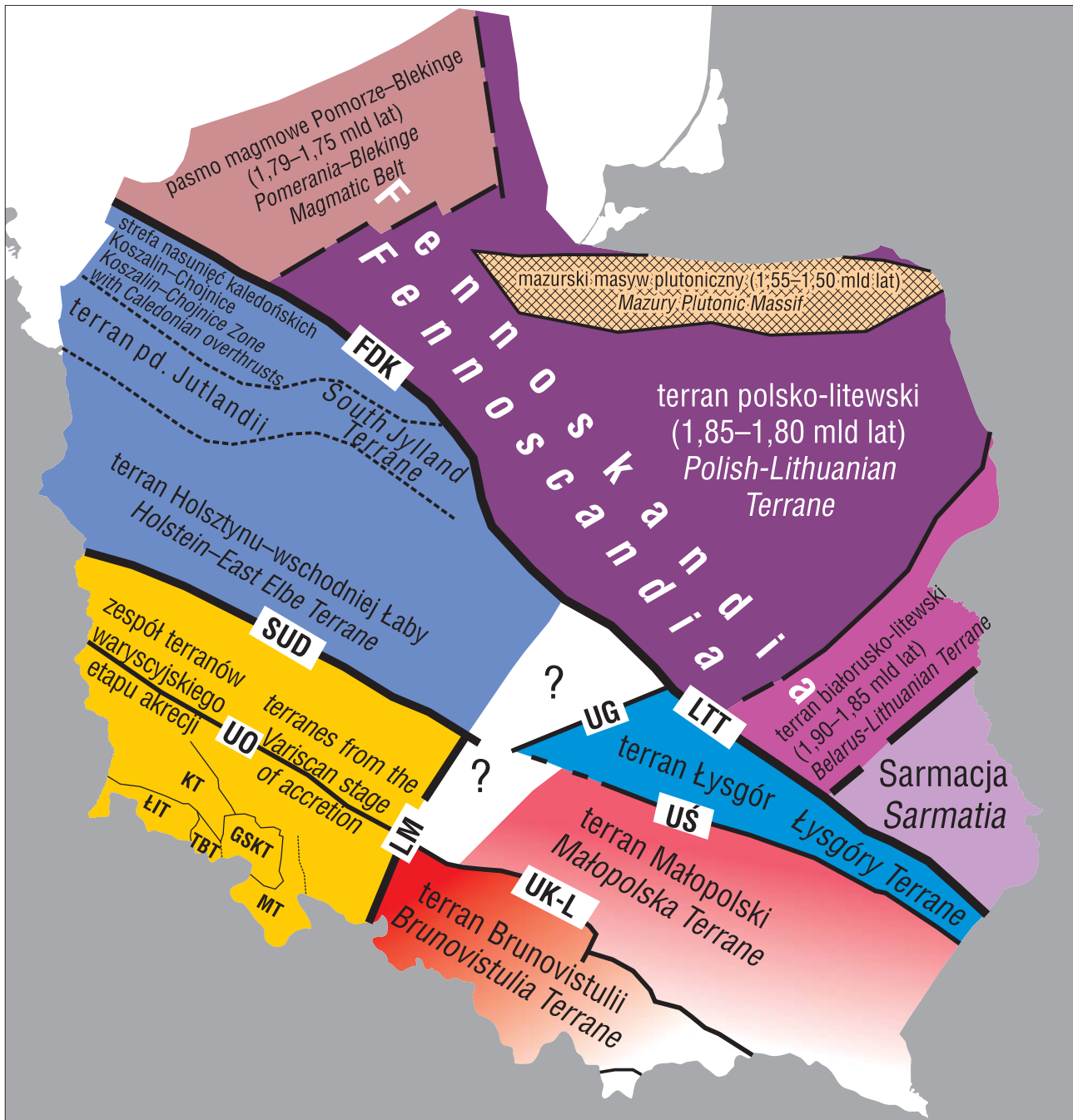
Okolo 1,8 mld lat temu doszło do ukośnej kolizji i spojenia dwóch dużych bloków skorupowych, budujących dzisiaj podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego – Wołgo-Sarmacji i Fennoskandii (zob. np. Bogdanova i in., 2006). W Polsce szew między tymi paleokontynentami znajduje się mniej więcej na linii Sławatycze–Lublin (Krzemińska i in., 2009). W miarę postępu w rozpoznaniu skał magmowych i metamorficznych, tworzących fundament krystaliczny kratonu wschodnioeuropejskiego, jego obszar zaczynał jawić się jako mozaika terranów (np. Skridlaite & Motuza, 2001). W polskiej części Fennoskandii wyróżniono (Krzemińska i in., 2009) dwa terrany o sfekofeńskim wieku konsolidacji, czyli wieku niewiele starszym od wspomnianego szwu między paleokontynentami. Zdaniem wspomnianych autorów od północnego-zachodu do szwu Wołgo-Sarmacji i Bałtyki przylega terran białorusko-litewski, uformowany około 1,9 mld lat temu (Skridlaite i in., 2012), natomiast pozostała część północno-wschodniej Polski zajmuje terran polsko-litewski (ryc. 1), uformowany około 1,85 mld lat temu (*op. cit.*), w który na północy intrudują młodsze (wieku ok. 1,5 mld lat) skały magmowe, tworzące mazurski masyw plutoniczny (Krzemińska i in., 2009). Terran polsko-litewski połączył się z terranem litewsko-białoruskim 1,84–1,81 mld lat temu (Skridlaite i in., 2012).

TERRANY WBUDOWANE W PLATFORMĘ PALEOZOICZNĄ W STREFIE SZWU TRANSEUROPEJSKIEGO

Terran Brunowistulii. Dudek (1980) określił jako Bruno-Vistulikum blok o swoistym dla niego późnokambryjskim wieku podłoża krystalicznego, obejmujący

Morawy, Górny Śląsk i część Małopolski. Jeszcze kilkanaście lat temu większość badaczy, uznających jego egzotyczny charakter, wiązała jego pochodzenie z orogenicznym pasem przygondwańskim. Pogląd ten opierano na analizie prowincji biogeograficznych (Moczyłowska, 1997), ogólnych cechach budowy geologicznej (Unrug i in., 1999), czy też wynikach badań wieku izotopowego detrytusu (Bełka i in., 2000). Różnice dotyczyły tylko miejsca lokalizacji w tym rozciągniętym na przestrzeni ponad pięciu tysięcy kilometrów obszarze. I tak część autorów wiązała jego umiejscowienie z południowoamerykańską częścią tego pasa (Hegner & Kröner, 2000; Friedl i in., 2001; Bełka i in., 2002). W pobliżu północnej krawędzi Afryki lokowali go Unrug i in. (1999) oraz Leichman & Höck, (2001). Bardziej stacjonarny model został zaprezentowany przez Żelaźniewicza i in. (2001), którzy rozwój neoproterozoicznego basenu fliszowego terranów Brunowistulii i Małopolski umiejscowili w pobliżu kratonu wschodnioeuropejskiego. Terran Brunowistulii w pobliżu uralskiej krawędzi kratonu lokowali Fatka & Vavrdova (1998), natomiast Winchester i in. (2002b) oraz Nawrocki i in. (2004b) za jego pierwotną lokalizację po rozpadzie Rodinii uznali dzisiejszą południową krawędź kratonu wschodnioeuropejskiego. Istotne dla rozstrzygnięcia tego problemu mogą być dane paleomagnetyczne i dane dotyczące reżimu geotektonicznego panującego w krawędziowych strefach kratonu wschodnioeuropejskiego u schyłku prekambriu. Jego krawędź, wzdłuż której rozwinął się transeuropejski szew tektoniczny jest uważana za rozbieżną (Poprawa i in., 1999), natomiast dzisiejsza krawędź czarnomorska była najprawdopodobniej krawędzią pasywną (Seghedi, 2012). Jedyne miejscem tektoniki aktywnej, gdzie rozwijał się orogen kadomski, była krawędź uralska (Siedlecka i in., 2004). Dane paleomagnetyczne uzyskane z czerwonych piaskowców i mułowców dolnego kambriu, nawierconych na Górnym Śląsku, wskazują na niskie, międzyzwrotnikowe szerokości geograficzne miejsca badań przed około 530 mln lat, które nie wskazują na awalońskie pochodzenie terranu Brunowistulii (Nawrocki i in., 2004b). Rozstrzygnięcie problemu związku tego terranu z Bałtyką czy z brzegiem Gondawany zależy jednak od poprawnego zdefiniowania położenia kontynentu Bałtyki w tym czasie. Torsvik & Rehnström (2001) umiejscawiają Bałtykę we wczesnym kambrze w umiarkowanych szerokościach geograficznych, co wykluczałoby lokowanie wówczas terranu Brunowistulii przy tym paleokontynencie i raczej należałoby szukać jego miejsca przy północnej krawędzi dzisiejszej Afryki. Jednak istnieje inny model paleogeograficzny kambryjskiej Bałtyki, oparty również na danych paleomagnetycznych. Przedstawili go Popow i in. (2002), którzy umiejscowili wczesnokambryjską Bałtykę między zwrotnikami, co pozwala na przyjęcie interpretacji z przybałtycką lokalizacją Brunowistulii lub umiejscowienie tego terranu w obrębie orogenu kadomskiego, między uralską krawędzią Bałtyki a afrykańskim fragmentem przedpola Gondawy (zob. Nawrocki i in., 2004b). Problem ten, chociaż dyskutowany wielokrotnie później (np. Elming i in., 2007), jest do dzisiaj nie rozstrzygnięty.

Mniej kontrowersji budzi czas zakończenia wędrówki terranu Brunowistulii. Według większości badaczy znalazł się on na obecnym miejscu we wczesnym dewonie, kiedy osady tego wieku tworzą już tam i na terranie Małopolski



Ryc. 1. Terrany na obszarze Polski. Jednostki wyróżnione na kratonie wschodnioeuropejskim wg Krzemińskiej i in. (2014) oraz Aleksandrowskiego i in. (w druku). Zespół terranów proksymalnych Pomorza zawierający terrany południowej Jutlandii i Holstynny – wschodniej Łąby, rozwinięte na dolnej skorupie bałtyckiej, z górną skorupą pochodzenia awalońskiego lub bałtyckiego, wg Oczłona i in. (2007). Terrany zespołu Teisseyre’a-Tornquista, w tym egzotyczne terrany o podłożu kadomskim – Brunowistulii i Małopolski, a także terran Łysogór, wg pierwotnego podziału Pożaryskiego (1991). Terran Łysogór jest najprawdopodobniej terranem proksymalnym. Zespół terranów waryscyjskiego etapu akrecji w Sudetach i na ich przedpolu według Mazura i in. (2010), uproszczone. Na obszarze tym znajduje się najprawdopodobniej również szef oceanu Reik (wyniesienie Wolsztyn–Leszno). LTT – linia tektoniczna Teisseyre’a-Tornquista, FDK – front deformacji kaledońskich, UŚ – uskoki świętokrzyski, SUD – strefa uskokowa Dolska, UG – uskoki Grójca, LM – linia tektoniczna morawska, UO – uskoki Odry, UK-L – strefa uskokowa Kraków–Lubliniec, KT – terran Kaczawy, ŁIT – terran Łużyc – Izery, GSKT – terran Gór Sowich – Kłodzka, MT – terran Moldanubski, TBT – terran Tepla–Barrandien.

Fig. 1. Terranes in Poland. Tectonostratigraphic units presented in the area of East European Craton according to Krzemińska et al. (2014) and Aleksandrowski et al. (in press). The Pomerania proximal terrane assemblage containing South Jylland and Holstein–East Elbe terranes and developed in the lower crust layer but with Avalonian or Baltic upper crust according to Oczłona et al. (2007). The Teisseyre–Tornquist terrane assemblage containing exotic Brunovistulia and Małopolska terranes with Cadomian basement, and the Łysogóry terrane according to primary subdivision of Pożaryski (1991). The Łysogóry terrane is most probably proximal in origin. Terranes of Variscan stage of accretion in the Sudetes and its foreland are as in Mazur et al. (2010), simplified. The suture zone of the Rheic Ocean (Wolsztyn–Leszno High) also occurs most probably in this area. LTT – Teisseyre–Tornquist tectonic line, FDK – front of Caledonian deformations, UŚ – Holy Cross fault, SUD – Dolsk fault zone, UG – Grójec fault, LM – Moravian tectonic line, UO – Odra fault, UK-L – Kraków–Lubliniec fault zone, KT – Kaczawa terrane, ŁIT – Lusatia – Izera terrane, GSKT – Góry Sowich – Kłodzko terrane, MT – Moldanubian terrane, TBT – Tepla–Barrandian terrane.

wspólną pokrywę (Dadlez i in., 1994; Bełka i in., 2002; Nawrocki i in., 2004a, b). Inne zdanie prezentują Unrug i in. (1999), dla których terran Brunovistulii zakończył wędrówkę dopiero w późnym wizenie, wbijając się klinem między terrany armorykańskie i awalońskie.

Harańczyk (1994) umieścił w strefie kontaktu bloku górnośląskiego z blokiem małopolskim transpresyjny kaledoński górotwór Krakowidów i jeszcze jeden terran egzotyczny – Lubliniec–Zawiercie–Wieluń. W świetle różnorodnych danych geologicznych z północno-wschodniej części bloku górnośląskiego (np. Żaba, 1999; Buła, 2000; Bylina i in., 2000; Habryn i in., 2014) prawdopodobna wydaje się teza o istnieniu w ramach Brunovistulii rozległego terranu Rzeszotar, który Oczlon i in. (2007) wiąże z fragmentem skorupy przedpola wschodniej Awalonii, w odróżnieniu od morawskiego fragmentu, który autorzy ci widzą jako część skorupy zachodniej Awalonii. Z pewnością terran Rzeszotar nie ogranicza się obszarem występowania tylko do zrębu tektonicznego o tej nazwie, tworząc wyniesione i pograżone podłoże znacznej części bloku górnośląskiego. Morawska część Brunovistulii składa się co najmniej z trzech jednostek, które utworzyły jeden blok u schyłku orogenezy kadomskiej (Finger i in., 2000; Kalvoda i in., 2007). Tak więc terran Brunovistulii należy traktować jako terran złożony, skonsolidowany ostatecznie pod koniec ediakaru (Żelaźniewicz i in., 2009).

Terran Małopolski. Słabo zmetamorfizowane, fliszowej genezy skały ediakaru (Compston i in., 1995; Żelaźniewicz i in., 2009) budujące podłoże bloku małopolskiego nie bardzo korelują się przestrzennie z ekstensyjnym (ryftowym) reżimem tektonicznym, panującym w tym czasie w obrębie „polskiej” części krawędzi Bałtyki (por. Nawrocki i in., 2004a; Nawrocki & Poprawa, 2006). I tak naprawdę jest to do dzisiaj główna przesłanka przemawiająca za uznaniem bloku małopolskiego za terran egzotyczny. Pewnych argumentów idących w tym kierunku dostarczają jeszcze wyniki badań wieku materiału detrytycznego (Bełka i in., 2002) i badań sejsmicznych, wskazujące na podobieństwo dolnej skorupy bloku małopolskiego do tej występującej pod terranem Awalonii (Malinowski i in., 2013). Z drugiej jednak strony należy zauważyć, że dane sejsmiczne, uzyskane na innym również przecinającym blok małopolski profilu sejsmicznym, zostały wcześniej uznane za dowód na bałtyckie korzenie tego bloku (Malinowski i in., 2005). Analizując informację geologiczną otrzymaną ze skał jego ediakarskiego podłoża, nie sposób przeoczyć faktu, że wiek izotopowy U-Pb (~ 550 mln lat), otrzymany z cyrkonów wypreparowanych z tufów występujących w stropie szarogłazów z bloku małopolskiego (otwór Książ Wielki IG 1), jest niemal identyczny z wiekiem otrzymanym z ediakarskich tufów nawierconych na pobliskim kratonie wschodnioeuropejskim (Compston i in., 1995), co może nie wspierać modeli zakładających odległe położenie bloku małopolskiego w stosunku do tej części Bałtyki u schyłku ediakaru. Pogląd o proksymalnym (przybałtyckim) pochodzeniu terranu Małopolski wydaje się dzisiaj dominować. Taką genezę przyjęli między innymi Dadlez i in. (1994), Nawrocki i in. (2004a), Nawrocki i Poprawa (2006), czy też Żelaźniewicz i in. (2009). Winchester i in. (2002a) zdefiniowali terran Małopolski jako pryzmę akrecyjną terranu Bruno-Silesii, wskazując, że te dwa terrany zawsze były razem i niekoniecznie daleko od

Bałtyki. We wszystkich tych publikacjach pierwotne położenie terranu Małopolski autorzy widzą gdzieś przy dzisiejszej południowo-zachodniej lub południowej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego. Za strukturą podłoża Małopolski typu pryzmy akrecyjnej, bez sztywne-go podłoża krystalicznego, może przemawiać fakt, że wszystkie intruzje granitoidów waryscyjskich w strefie kontaktu terranów Małopolski i Brunovistulii znalazły swoje ujście tylko na tym pierwszym terranie.

Pogląd o perygondwańskim, a ściślej awalońskim pochodzeniu terranu Małopolski prezentowali Unrug i in. (1999) oraz Bełka i in. (2000). Miał on być odseparowany od awalońskiej części Perygondwany, dokładniej z obszaru leżącego w pobliżu kratonu Amazonii, jeszcze we wczesnym kambrze, czyli przed oderwaniem się od niego terranu Awalonii (Bełka i in., 2000, 2002).

Czas zasadniczego etapu przemieszczenia i akrecji lub raczej amalgamacji terranu Małopolski wyznaczają dane paleomagnetyczne. Bieguny paleomagnetyczne z datowanych na przełom syluru i dewonu diabazów bardziańskich (Nawrocki, 2000), węglanów górnego ordowiku z Mójczy (Schatz i in., 2006), a także z mułowców węglanowych z przełomu dolnego i środkowego kambru z Nawodziec (Nawrocki i in., 2007) nie odbiegają od ścieżki zmian położenia bieguna charakterystycznego dla Bałtyki. Przy czym kambryjski biegun jest tutaj najmniej reprezentatywny statystycznie i powinien być traktowany z ostrożnością. Tak czy inaczej w świetle danych paleomagnetycznych terran Małopolski odbył zasadniczy etap swojej wędrówki w kambrze lub na przełomie ediakaru i kambru. Być może ostatnie fazy tego przemieszczania i amalgamacja miały miejsce u schyłku kambru, a ich efektem były intensywne deformacje tektoniczne (Szczepanik i in., 2004). Późnoediakarski lub kambryjski wiek przemieszczenia terranu Małopolski do miejsca, które w przybliżeniu zajmuje do dzisiaj, przyjmują Bełka i in. (2002), Winchester i in. (2002b), Nawrocki i in. (2004b, 2007), Nawrocki & Poprawa (2006), a także Żelaźniewicz i in. (2009). Inny punkt widzenia na ten temat prezentują w swojej publikacji Dadlez i in. (1994) oraz Unrug i in. (1999), którzy czas tego przemieszczenia wiążą ze schyłkiem epoki kaledońskiej (przełom syluru i dewonu). Jeszcze późniejsze, związane z epoką waryscyjską, przemieszczenie terranu Małopolski wzdłuż krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego z okolic Krymu postuluje Lewandowski (1993), na podstawie danych paleomagnetycznych uzyskanych ze skał dolnego dewonu południowej części Gór Świętokrzyskich.

Strefa szwu transeuropejskiego była miejscem przemieszczeń przesuwczych o różnej amplitudzie w różnych okresach fanerozoiku (np. Pegrum, 1984; Konon, 2007; Malinowski i in., 2013). Ułatwiała je słaba konsolidacja tego obszaru, bez charakterystycznych dla orogenów kolidacyjnych magmowych intruzji spajających. Dane paleomagnetyczne mogą być tutaj niewystarczające do wykrycia przemieszczeń na mniejszą skalę. Część autorów uważa, że terran Małopolski przemieścił się jeszcze wzdłuż krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego u schyłku syluru lub nawet później, ale przed późnym permem. Ten drugi etap jego mobilności miałyby tutaj jedynie skalę regionalną. I tak Narkiewicz (2002) opierając się między innymi na różnicach w rozwoju basenu sylurskiego w kieleckim i łysogórskim regionie Gór Świętokrzyskich, postuluje prawoskrętne

przemieszczenie terranu Małopolskiego z okolic położonych na północ od dzisiejszej Dobrudży. Inny, lewoskrętny kierunek regionalnego przemieszczenia proponują Kozłowski i in. (2014), również na podstawie różnic w rozwoju sekwencji osadowych tych dwóch regionów Gór Świętokrzyskich. Ogólna paleogeografia wskazywałaby raczej na lewoskrętny reżim tektoniczny w tej strefie w późnym sylurze (zob. Żaba, 1999), związany najprawdopodobniej z „ucieczką” terranu Awalonii wzdłuż szwu transeuropejskiego w trakcie ostatnich faz kolizji z Laurencją. Prawoskrętny reżim tektoniczny był najprawdopodobniej charakterystyczny w obszarze szwu transeuropejskiego nieco później – we wczesnym dewonie i karbonie – w związku z procesami tektonicznymi zachodzącymi na obszarze Oceanu Rei.

Terran Łysogór postulowany przez Pożaryskiego (1991), jako przywleczony w rezultacie lewoskrętnego transportu tektonicznego w sylurze ze strefy zajmowanej przez Awalonię, był następnie zakwestionowany przez Dadleza i in. (1994), którzy podłoże regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich określili jako część pasywnego brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Mizerski (1995, 1998) wskazuje na zasadnicze różnice w rozwoju tektonicznym kieleckiej i łysogórskiej części Gór Świętokrzyskich, ale tylko do dewonu. Zdaniem tego autora obraz tektoniczny jest wspólny dla całych Gór Świętokrzyskich właśnie dopiero od tego okresu. W późniejszych pracach powrócono do idei wyodrębnienia terranu Łysogór. I tak Winchester i in. (2002b) wskazują, że terran Łysogór dokował do Bałtyki później niż terran Małopolski i podobnie jak on, czy też terran Brunovistulii, nie mają nic wspólnego z terranem Awalonii, od którego oddziela je morawska linia tektoniczna (ryc. 1), wzdłuż której prawoskrętnie przemieszczał się później w kierunku północnym zbiór terranów armorykańskich. Bełka i in. (2002) za źródło terranu Łysogór uważają kadomski brzeg Gondwany. Niestety o skałach starszych od górnego kambru obszaru postulowanego terranu Łysogór nic nie wiemy. Przesłanki paleobiogeograficzne oparte na późnokambryjskiej faunie trylobitowej (Żylińska, 2002), czy też wiek materiału detrytycznego pozyskanego ze skał górnego kambru (Bełka i in., 2002) przemawiają za ówczesnym związkiem z Bałtyką. Dane sejsmiczne, które mogą wskazywać na bałtycki rodzaj skorupy (Malinowski i in., 2005), nie wydają się być rozstrzygające przy znaczącej anizotropii sejsmicznej badanego ośrodka skalnego (Środa, 2006).

Terran Pomorza i inne terrany północno-zachodniej Polski. Wyróżniony przez Pożaryskiego (1991) terran Pomorza został zakwestionowany przez Dadleza i in. (1994), którzy uznali go za część pasywnego brzegu kratonu wschodnioeuropejskiego. Wrona i in. (2001) wskazują jednak na przesłanki paleontologiczne, skłaniające do wyróżnienia terranu Pomorza. Ich zdaniem obecność w osadach karadoku Pomorza konodontów z rodzaju *Scabardella altipes* i skamieniałości śladowej *Alcyonidiopsis* przemawia za wysokimi szerokościami geograficznymi, na jakich obszar ten się znajdował. Konkluzja ta jednak nie do końca nawiązuje do ogólnie akceptowanego modelu globalnej paleogeografii, w którym Awalonia i „polska” część Bałtyki znajdowały się 455 mln lat temu już w strefie umiarkowanych szerokości geograficznych (np. Torsvik i in., 2012). Wspomniani autorzy (Wrona i in., 2001) wska-

zują, że był to terran oderwany od Awalonii. Zarówno obraz anomalii magnetycznych (Wybraniec, 1999), jak i wyniki głębokich sondowań sejsmicznych przecinających północno-zachodnią Polskę (Guterch i in., 1986; Guterch & Grad, 2006), przemawiają za tym, że obszar zajmowany przez postulowany terran Pomorza leży na pograżonej skorupie bałtyckiej. Kolizja i przemieszczanie znajdującego się w sylurze na zachód od tego obszaru terranu Awalonii (Torsvik & Rehnström, 2003) ukształtowała ówczesny obraz tektoniczny tej części Pomorza (tj. strefy Koszalin–Chojnice), gdzie już od dawna wskazywano na kaledońską tektonikę fałdowo-nasuwczą (np. Znosko, 1963). Na południe od strefy Koszalin–Chojnice Oczlon i in. (2007) postulują obecność proksymalnego terranu południowej Jutlandii o bałtyckiej dolnej skorupie. Wydzielony przez Pożaryskiego (1991) terran Pomorza obejmuje zatem najprawdopodobniej część proksymalnego terranu południowej Jutlandii, z dolną skorupą bałtycką, a także, w strefie Koszalin–Chojnice, zewnętrzną część pasa fałdowo-nasunięciowego, zajmującego brzeg kratonu wschodnioeuropejskiego (ryc. 1).

Narkiewicz i in. (2011) wskazując na bałtycki charakter dolnej skorupy na całym obszarze od Kujaw do Pomorza, wydzielają terrany proksymalne o granicy prostopadłej do granic terranów wydzielonych przez Oczloną i in. (2007). Terrany te nazywają jednostkami: kujawską i pomorską.

TERRANY OROGENU WARYSCYJSKIEGO

Terran Wielkopolski. Problem, co znajduje się w Polsce w podłożu waryscydy, na obszarze zawartym między strefą uskokową Dolska, morawską linią tektoniczną i uskokiem Odry, od dawna budził zainteresowanie badaczy. Wyniki badań geofizycznych mogą wskazywać, że strefa uskokowa Dolska wyznacza w Polsce północną granicę skorupy waryscyjskiej (Dadlez, 2006; Guterch & Grad 2006). Brochwicz-Lewiński i in. (1986) wyróżnili po południowej stronie linii tektonicznej, zbieżnej ze strefą uskokową Dolska, terran Leszna, nie definiując jednak jego pochodzenia i historii akrecji. Winchester i in. (2002a) stwierdzili na tym samym obszarze kontynuację szwu między kontynentem Old Redu i zbiorem terranów armorykańskich, czyli wschodnią część środkowoniemieckiego grzbietu krystalicznego, manifestującego się w Polsce w postaci wyniesienia Leszno–Wolsztyn. Otworzy wiertnicze na wyniesieniu nie pozwalają na rozstrzygnięcie tej kwestii, gdyż kończą się w górnodewońskich fyllitach (Haydukiewicz i in., 1999).

Nawrocki & Poprawa (2006) wskazali, że w podłożu omawianego obszaru znajduje się kadomski terran Wielkopolski, który został przemieszczony we wczesnym dewonie w trakcie dokowania terranu Brunovistulii. Bardziej prawdopodobne wydaje się jednak rozwiązanie zaprezentowane przez Kozłowskiego i in. (2014), którzy na podstawie sygnatury geochemicznej materiału wypełniającego sylurskie subbaseny Gór Świętokrzyskich i transportowanego z obszaru położonego na zachód od Gór Świętokrzyskich zdefiniowali w tym miejscu nieistniejąca już jednostkę – rozwinięty przed czołem Awalonii łuk wyspowy Teisseyra. Zdaniem tych autorów materiał szarogłazowy syluru Gór Świętokrzyskich to efekt kolizji ze zbiorem terranów znaj-

dujących się przy krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego łuku wulkanicznego Teisseyre'a, który rozwijał się na przedpolu dokującej Awalonii. Łuk ten, jak i część proksymalna masywu małopolskiego byłyby w tym modelu skonsumowane podczas wędrówki terranów armorykańskich wzdłuż linii morawskiej i zamykania Oceanu Reik.

Według Oczłona i in. (2007) eksternidy waryscyjskie Wielkopolski, położone na północ od uskoku Dolska, zawierają w podłożu proksymalny terran Holsztynu-wschodniej Łaby, rozwinięty na dolnej skorupie kratonu wschodnioeuropejskiego (por. Janik i in., 2005; Narkiewicz i in., 2011). Interpretacja ta nie musi stać w sprzeczności z interpretacją Winchestera i in. (2002a), którzy ułokowali tutaj wschodnią Awalonie, gdyż górna skorupa mogła być nasunięta właśnie z tamtego obszaru, o czym mogą świadczyć awalońskie (w tym amazońskie) wieki cyrkonów porwanych przez wczesopermskie intruzje magmowe badane w północno-zachodniej Polsce (Breitkreuz i in., 2007).

Analizując przebieg strefy uskokowej Dolska, nietrudno zauważyć, że wschodnią kontynuacją tej strefy jest uskok świętokrzyski. Może prowadzić to do interpretacji, że cały obszar położony pomiędzy pasem anomalii magnetycznych, widocznych na wyniesionej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Wybraniec, 1999), a linią utworzoną przez te dwie strefy tektoniczne zawiera zespół terranów proksymalnych rozwiniętych na zuskokowanej i pogrążonej dolnej skorupie Bałtyki, z górną skorupą zawierającą formacje skalne, nasunięte w wielu miejscach z zachodu przez dokującą Awalonie (por. Oczlon i in., 2007; Narkiewicz i in., 2011). Przyjmując taką interpretację, należy odrzucić interpretację Winchestera i in. (2002a), zgodnie z którą morawska linia tektoniczna przedłuża się w uskok Grójca. Linia ta jest najprawdopodobniej uskokiem transformacyjnym, pogrążającym się pod uskok Dolska. Wzdłuż niej następowała migracja terranów armorykańskich i zamykanie oceanu Rei.

Terrany w Sudetach. Ogólną koncepcję terranowej struktury wschodniej części pasa waryscyów przedstawili Matte i in. (1990). W Sudetach wyróżnili fragmenty terranów Münchberg-Tepla, saksoturyńskiego, Barandianu i Gföhl. Aleksandrowski (1990) oraz Aleksandrowski i in. (1997) zwrócili uwagę na rolę stref przesuwczych w ostatecznym ukształtowaniu mozaikowej budowy Sudetów. Cymerman & Piasecki (1994) podzielili Sudety na pięć terranów. W ich modelu złożony terran Sudetów centralnych jest otoczony przez terrany: saksoturyński, Barrandien, moldanubski i morawski. Oddzielają je strefy ścinania, takie jak linia Kaczawy, uskok śródsudecki, czy strefa Leszczyńca. Granice te są wieku kaledońskiego, ale później silnie przekształcone w wyniku wzajemnego oddziaływania wyszczególnionych wyżej jednostek. Prawdopodobnie na taką interpretację wpływ miały wyniki badań wieku izotopowego skał sudeckich Olivera i in. (1993), którzy na ich podstawie postulowali kaledońską akrecję obszaru sudeckiego, wyróżniając terrany: sudecki batolitowy, Rudaw Janowickich, Kłodzka i Kaczawy. Franke & Żelaźniewicz (2000) uznali, że terrany wokół masywu Bohemii tworzą rozerwaną oroklinę. Za wschodnią kontynuację terranu saksoturyńskiego autorzy ci uznają blok Łużyc-Izery, jednostkę Orlica-Śnieżnik i pas Starego

Mèsta, a Rudawy Janowickie i ofiolit sudecki zawierają ich zdaniem fragmenty oceanu saksoturyńskiego. Protolity jednostek: Görlitz-Kaczawa, południowych Karkonoszy, Gór Sowich i Kłodzka albo pierwotnie należały do terranu Bohemii, albo były włączone do niego w czasie środkowo- i późnodewońskiego metamorfizmu oraz deformacji (*op. cit.*). Cymerman (2000) dzisiejszą aranżację przestrzenną terranów w Sudetach tłumaczy tektoniką ucieczkową.

Aleksandrowski & Mazur (2002) widzą w Sudetach cztery główne terrany i dwa lub trzy małe, zakleszczone wzdłuż granic między dużymi jednostkami. I tak terran Łużyc-Izery, z armorykańskim podłożem przerobionym przez ordowicki magmatyzm i późnodewońską-karbońską kolizję, korelują ze strefą sakso-turyńską waryscyów. Złożony terran Gór Sowich-Kłodzka zdaniem tych autorów, podobnie jak Bohemia, masyw Centralny i Armoryka, podlegał wieloetapowej ewolucji, w tym sylurskiej subdukcji, środkowo- do późnodewońskiej kolizji, ekshumacji i ekstensji. Na zapis tych procesów nałożyły się jeszcze karbońskie deformacje. Kolejny terran – moldanubski (Gföhl), który zawiera masywy Orlica-Śnieżnik i Kamieniec, został poddany metamorfizmowi wysokiego stopnia we wczesnym karbonie i późniejszej ekshumacji. Ostatni duży terran w tym zestawieniu – Brunowistulia, zajmuje fragment wschodnich Sudetów i został rozwinięty na skorupie Awalonii (*op. cit.*). Mniejsze terrany, opisane w tej publikacji, to: terran morawski, zakleszczony między Brunowistulią i moldanubik, zdeformowany w trakcie kolizji wczesnkarbońskiej; terran SE Karkonoszy-Izery, pochodzący z prowincji saksoturyńskiej, wciśnięty między terrany Łużyc-Izery i Gór Sowich-Kłodzka, poddany metamorfizmowi wysokociśnieniowemu, a także terran Kaczawy, o charakterze oceanicznej pryzmy akrecyjnej, zmetamorfizowany i zdeformowany u schyłku dewonu i na początku karbonu.

W kolejnej syntetycznej pracy poświęconej mozaikowej budowie tektonicznej Sudetów autorzy (Mazur i in., 2006) rozwinęli wcześniejsze idee dotyczące roli późno-paleozoicznej tektoniki przesuwczej w zaburzeniu pierwotnie w miarę prostego obrazu jednostek tektonostratygraficznych. O czasie deformacji tektonicznych i amalgamacji terranów w różnych regionach Sudetów pisali Mazur i in. (2010). Zdaniem tych autorów centralne, zachodnie i wschodnie Sudety ulegały deformacjom i amalgamacji odpowiednio na przełomie środkowego i późnego dewonu, na pograniczu dewonu i karbonu oraz we wczesnym karbonie. Kulminacja tych procesów miała miejsce w późnym dewonie, w związku z dokowaniem terranów armorykańskich. W bardziej szczegółowej pracy dotyczącej kopuły Orlicy-Śnieżnika Chopin i in. (2012) podali, że kopuła ta, stanowiąca fragment terranu moldanubskiego, powstała w wyniku wielofazowego recyklingu materiału z domeny saksoturyńskiej, a jej ostateczny kształt wiązali z karbońskim naciskiem Brunowistulii. Dla określenia dewońskiego położenia niektórych terranów sudeckich stosowano badania paleomagnetyczne (np. Kądziółko-Hofmökł i in., 2006). Problemem utrudniającym jednoznacznie interpretację ich wyników jest zdefiniowanie położenia ówczesnej płaszczyzny poziomej, do której dane paleomagnetyczne należy odnieść, żeby prawidłowo obliczyć dawną szerokość geograficzną miejsca badań.

PODSUMOWANIE

Po 30 latach od pierwszych nieśmiałyh wzmianek o terranach na obszarze Polski, zdecydowana większość badaczy nie ma wątpliwości, że nasz kraj to mozaika terranów o odmiennym wieku i pochodzeniu podłoża, a także o różnych scenariuszach amalgamacji lub akrecji. Dzięki badaniom tektoniczno-strukturalnym i geofizycznym zostały z mniejszą lub większą dokładnością określone ich granice (ryc. 1). Niestety w przypadku wielu jednostek tektonostratygraficznych nadal dużo gorzej wygląda sprawa odtworzenia ich pierwotnego położenia oraz drogi wędrówki i czasu jej zaprzestania. Dotyczy to również zespołu terranów Teisseyre'a-Tornquista, leżących na południowy wschód od linii morawskiej i uskoku Grójca. Niełatwo będzie powiększyć naszą wiedzę o obszarze hipotetycznych terranów proksymalnych północno-zachodniej Polski, obszarze przykrytym młodszymi skałami i przez to w większości niedostępnym bezpośrednim badaniom. Podobny problem dotyczy rejonu wyniesienia Wolsztyn–Leszno.

Dane paleomagnetyczne wiążą terran Małopolski ze zbliżoną do obecnej pozycją względem kratonu wschodnioeuropejskiego co najmniej od późnego ordowiku. Dalszej weryfikacji wymaga koncepcja takiego związku już od kambru. Różnice w rozwoju tektonicznym w czasie ediakaru „polskiej” krawędzi Bałtyki i terranu Małopolski jednoznacznie wskazują, że obszary te wówczas nie były obok siebie. Jednak mimo różnorodnych badań nie mamy rozstrzygających dowodów na to, żeby wskazać, z jakiego dokładnie miejsca został oderwany terran Małopolski i jak wyglądała jego wędrówka. W celu wyjaśnienia tych kwestii, niezbędne są dalsze badania skał ediakaru, kambru i dolnego ordowiku z jego obszaru, jak również badania skał tego wieku z kratonu wschodnioeuropejskiego.

W przypadku terranu Łysogór nie ma konsensusu nawet o do jego istnienia. Wielu badaczy, podobnie jak na Pomorzu, widzi tutaj pasywny brzeg kratonu wschodnioeuropejskiego. W odróżnieniu od terranu Małopolski możliwości badawcze są w tym przypadku bardziej ograniczone, gdyż dostępny profil geologiczny rozpoczyna się dopiero od górnego kambru. Niewątpliwie zagadkową sprawą jest wspomniany już fakt, że uskoku świętokrzyski, ograniczający od SW terran Łysogór (lub inaczej blok radomsko-łysogórski) od terranu Małopolski, dokładnie przedłuża się w strefę uskokuw Dolska (ryc. 1). Oddziela ona obszar związany z rozwojem wewnętrznego orogenu waryscyjskiego, według scenariusza połączonego z kolizją terranów armorykańskich, od obszaru związanego z historią dokowania Awalonii. Koincydencja ta mogłaby przemawiać za pewnym wpływem na rozwój geologiczny bloku radomsko-łysogórskiego właśnie procesów łączonych z migracją i kolizją Awalonii z Bałtyką, czemu towarzyszyło postulowane przez niektórych badaczy (Oczlon i in., 2007) powstanie na obszarze Danii, północno-wschodnich Niemiec i północno-zachodniej Polski zespołu terranów proksymalnych, w ramach których blok radomsko-łysogórski byłby jednostką najbardziej odległą od miejsca kolizji. Z tego powodu nie obserwuje się tutaj jej efektów w postaci chociażby synkolizyjnych deformacji skał. Pewien indywidualizm w rozwoju geologicznym bloku radomsko-łysogórskiego w stosunku do otoczenia był zjawiskiem zapoczątkowanym zapewne wcześniej niż

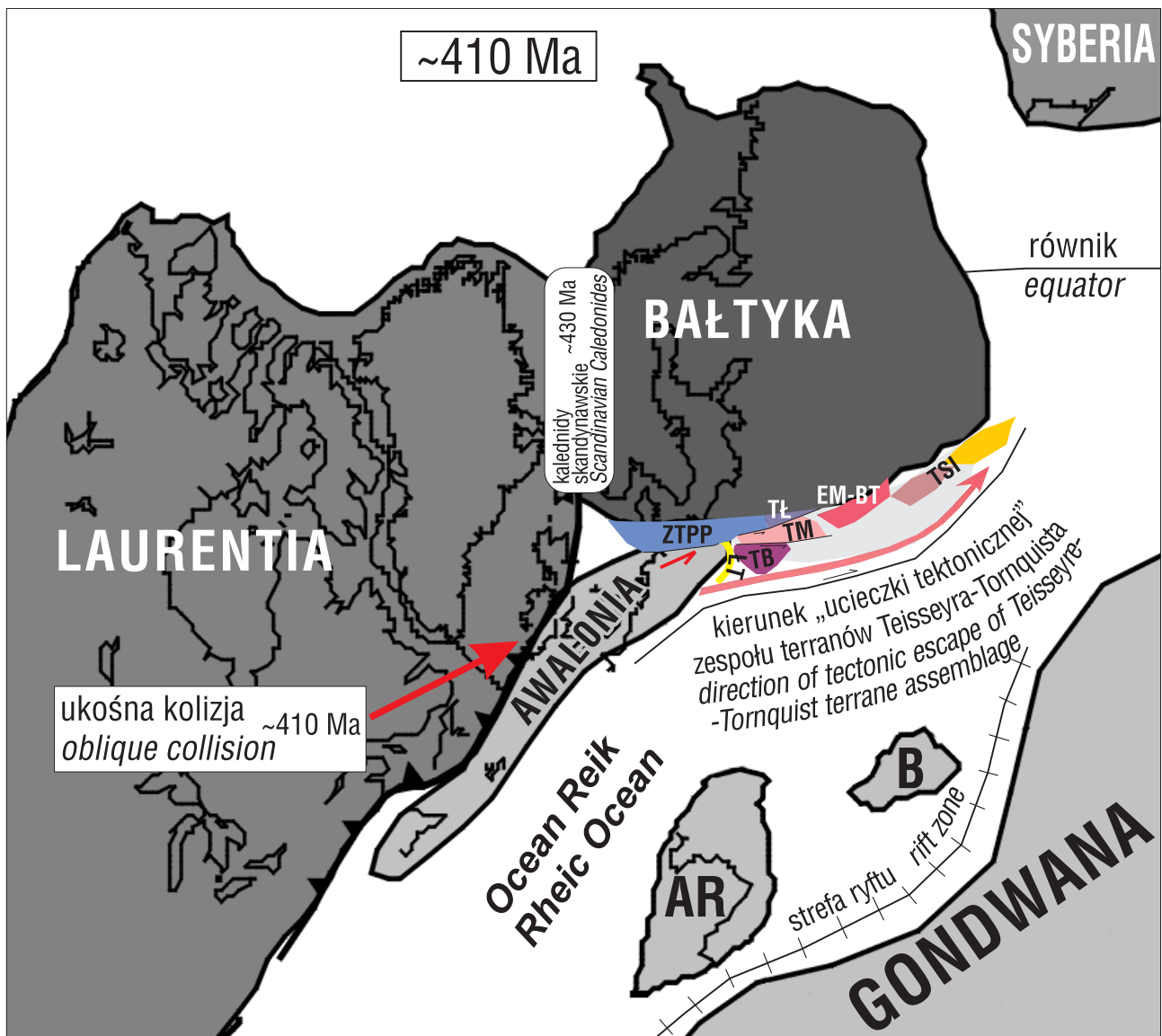
wspomniane powyżej procesy kolizyjne. Należałoby go wiązać się z kambryjsko-wczesnoordowicką przebudową tektoniczną strefy szwu transeuropejskiego.

Istnieje na ogół zgodność poglądów, że terran Brunovistulii znalazł się w pobliżu obecnego miejsca przy terranie Małopolski we wczesnym dewonie, będąc prawdopodobnie jeszcze nieznacznie przemieszczanym w karbonie, w trakcie dokowania terranów armorykańskich i nieco późniejszych prawoskrętnych ruchów przesuwczych, które objęły górotwór waryscyjski i jego przedpole (Matte i in., 1990). Nie budzi wątpliwości też fakt, że jest to terran złożony z kilku mniejszych jednostek tektonostratygraficznych, połączonych ze sobą jeszcze w neoproterozoiku. Podobnie jak w przypadku terranu Małopolski nadal sprawą definitywnie nierozstrzygniętą jest to, z którego miejsca orogenu neoproterozoicznego został on oderwany i dokładnie kiedy. Weryfikacji wymaga też koncepcja o wspólnym pochodzeniu i wspólnej wędrówce obydwu terranów. Dane paleomagnetyczne, uzyskane z czerwonych klastyków dolnego kambru, nie wspierają tezy o awalońskiej proveniencji terranu Brunovistulii. Przy braku konsensusu co do położenia w tym czasie Bałtyki, niestety równocześnie nie rozstrzygają, czy miejscem pierwotnym dla tego terranu był orogen rozwijający się przy krawędzi tego paleokontynentu, czy też orogen kadomski związany z północnoafrykańskim skrajem Gondwany.

Ogromny postęp zanotowano w rozpoznaniu terranowej budowy obszaru sudeckiego. Na obecnym etapie wydaje się, że badania Sudetów będą szły w kierunku uszczegółowienia obrazu wędrówki, ewolucji, amalgamacji i „przetasowania” jednostek tektonostratygraficznych Sudetów. W miarę łatwo dostępny materiał skalny i dobre rozpoznanie w zakresie anomalii geofizycznych pól potencjalnych będą takim badaniom sprzyjać, mimo wieloetapowych zjawisk termicznych i tektonicznych, kształtujących dzisiejszy obraz geologiczny tego rejonu.

Biorąc pod uwagę argumenty ujęte w dotychczasowych opracowaniach, można dojść do wniosku, że terrany w Polsce doświadczyły od dwóch do trzech etapów mobilności. Pierwszy, zasadniczy etap o skali trans- lub międzykontynentalnej nastąpił po oderwaniu się od pierwotnego miejsca i polegał na wielkoskalowej wędrówce w trakcie generalnej przebudowy globalnej paleogeografii. Tak było zapewne z terranami z grupy armorykańskiej i terranami Małopolski i Brunovistulii. Terrany armorykańskie etap ten przechodziły od dewonu do wczesnego karbonu (por. Kroner i in., 2008), terrany Małopolski i Brunovistulii zaś głównie na przełomie ediakaru i kambru z ostatnimi fazami kończącymi się w najwcześniejszym ordowiku (por. Winchester i in., 2002b; Nawrocki i in., 2004a, 2007). Mobilność tektoniczna terranów Brunovistulii i Małopolski była wówczas najprawdopodobniej związana z gwałtownymi zmianami położenia paleogeograficznego Bałtyki (Nawrocki i in., 2007).

Drugi etap wędrówki o skali tylko regionalnej, trudnej do wykrycia za pomocą metody paleomagnetycznej, objął terrany z grupy Teisseyre'a-Tornquista, tj. wcześniej wymienione dwie jednostki i terrany proksymalne NW Polski. Lewoskrętny reżim tektoniczny obserwowany na przełomie syluru i dewonu w strefie kontaktu Brunovistulii i Małopolski (Żaba, 1999) może wskazywać na ówczesny kierunek transportu z NW, nawiązujący do modeli Pożary-



Ryc. 2. Prawdopodobna paleogeografia w otoczeniu Oceanu Reik w najwcześniejszym dewonie. Położenie kontynentów i terranów Awalonii, Armoryki (AR) i Bohemii (B) (Tait i in., 2000). ZTPP – zespół terranów proksymalnych Pomorza, TŁ – terran Łysogór, TB – terran Brunovistulii, TM – terran Małopolski, EM–BT – terran Boclugęa wschodniej Moezji, TSI – terrany strefy Stambułu, ŁT – łuk wyspy Teisseyra

Fig. 2. Possible earliest Devonian paleogeographic model of land distribution in the area of Rheic Ocean. Location of continents and the Avalonia, Armorica (AR) and Bohemia (B) terranes (Tait et al., 2003). ZTPP – Pomerania proximal terranes assemblage, TŁ – Łysogóry terrane, TB – Brunovistulia terrane, TM – Małopolska terrane, EM–BT – Buclugea terrane of east Moesian plate, TSI – terranes of Istanbul zone, ŁT – Teisseyre island arch

skiego (1991) oraz Kozłowski i in. (2014). Za takim kierunkiem przemawia scenariusz i geometria kolizji Awalonii z Bałtyką na przełomie ordowiku i syluru, a także kolizji Laurencji z Bałtyką w sylurze i z Awalonią w najwcześniejszym dewonie (McKerrow i in., 2002; Torsvik & Rehnström, 2003). Kompresja i procesy ukośnej kolizji uruchomiły najprawdopodobniej wówczas zjawiska z obszaru tak zwanej tektoniki ucieczki (ang. *escape tectonics*; Burke & Sengör, 1986) w kierunku SE, obejmujące bloki od wschodu i południowo-wschodu sąsiadujące z Awalonią (ryc. 2). Doprowadziło to do przetasowania wzdłuż uskoków lewoskrętnych wcześniejszego układu terranów strefy szwu transeuropejskiego, a nawet wymieszania się terranów proksymalnych i egzotycznych w ten sposób, że terrany o podłożu lub tylko górnej skorupie panafrykańskiej mogły się znaleźć bliżej krawędzi Bałtyki

niż terrany proksymalne od niej oderwane, nieposiadające w profilu skorupy elementów panafrykańskich (zob. np. Seghedi, 2012). Trzeci i ostatni etap dotychczasowej mobilności terranów wbudowanych w platformę paleozoiczną, o bardzo niewielkiej tylko lokalnej skali, był związany z karbońskimi, prawoskrętnymi przemieszczeniami przesuwczymi (zob. np. Konon, 2007; Mazur i in., 2010).

Przedstawiony tutaj szkic rozwoju poglądów dotyczących kolażowej struktury skorupy ziemskiej obszaru Polski ujawnia duże niedostatki naszej wiedzy i wskazuje na potrzebę uruchomienia kolejnego programu badawczego poświęconego terranom w Polsce. W obszarze związanym ze zbiorem terranów Teisseyre’a-Tornquista program taki powinien być skoncentrowany głównie na badaniach skał wieku od późnego ediakaru do wczesnego ordowiku, uzupełnionych dalszym rozpoznaniem sejs-

smicznym struktury skorupy ziemskiej. Dane dotyczące poszczególnych terranów i stref ich kontaktu stanowią punkt wyjścia do wielu rozważań surowcowych. Strefy kontaktu terranów, będące często strefami ścinania, mogą być miejscami nagromadzenia surowców metalicznych. Budowa podłoża, a także sposób i zakres migracji przestrzennej danego terranu, implikują styl rozwoju basenów sedymentacyjnych go pokrywających, w tym ich rozwoju termicznego, przez co rzutują na potencjał węglowodorowy danego obszaru.

Autor serdecznie dziękuje prof. Włodzimierzowi Mizerskiemu i anonimowemu recenzentowi za cenne uwagi, które przyczyniły się do ulepszenia treści i formy tego opracowania. Prof. Pawłowi Aleksandrowskiemu jest wdzięczny za liczne dyskusje na temat tektoniki terranów w Polsce.

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P. 1990 – Early Carboniferous strike-slip displacements at the northeast periphery of the Variscan belt in Central Europe. [W:] International Conference on Paleozoic orogens in Central Europe (Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens). IGCP Program 233, Abstracts: 7–10. Göttingen.
- ALEKSANDROWSKI P. & MAZUR S. 2002 – Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemia Massif. [W:] Winchester J.A., Pharaoh T.C. & Verniers J. (red.), Paleozoic Amalgamation of Central Europe, Geol. Soc. London Spec. Pub., 201: 237–277.
- ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R., MAZUR S. & ŻABA J. 1997 – Kinematic data on major Variscan fault and shear zones in the Polish Sudetes, NE Bohemia Massif. Geol. Mag., 134: 727–739.
- ALEKSANDROWSKI P., KRZEMIŃSKA E., NAWROCKI J., BUŁA Z. (w druku) – Struktury podłoża krystalicznego. [W:] Nawrocki J. & Becker A. (red.) Atlas Geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Bad., Warszawa.
- BEŁKA Z., AHRENDT H., FRANKE W. & WEMMER K. 2000 – The Baltica–Gondwana suture in central Europe: evidence from K–Ar ages of detrital muscovites and biogeographical data. [W:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (red.), Orogenic processes, Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London Spec. Pub., 179: 87–102.
- BEŁKA 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.
- BOGDANOVA S.V., GORBATSHEV R., GRAD M., JANIK T., GUTERCH A., KOZŁOWSKAYA E., MOTUZA G., SKRIDLAITE G., STAROSTENKO I., TARAN L. & EUROBRIDGE & POLONAISE WORKING GROUP 2006 – EUROBRIDGE: New insight into the geodynamic evolution of East European craton. [W:] Gee D.G. & Stephenson R.A. (red.), European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc., London, Mem., 32: 599–625.
- BREITKREUZ C., KENNEDY A., GEISSLER M., EHLING B.C., KOPP J., MUSZYŃSKI A., PROTAS A. & STONGE S. 2007 – Far Eastern Avalonia: its chronostratigraphic structure revealed by SHRIMP zircon ages from Upper Carboniferous to Lower Permian volcanic rocks (drill cores from Germany, Poland and Denmark). Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 423: 173–190.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., VIDAL G., POŻARYSKI W., TOMCZYK H., ZAJĄC R. 1986 – Pre-Permian tectonic position of the Upper Silesian Massif (S Poland) in the light of studies on the Cambrian. C.R. Acad. Sc. Paris, 303, II (16): 1493–1496.
- BUKOWY S. 1964 – Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biul. Inst. Geol., 184: 5–34.
- BUŁA Z. 2000 – Lower Palaeozoic of Upper Silesia and West Małopolska (in Polish with English summary). Pr. Państw. Inst. Geol., 171: 1–89.
- BURKE K. & SENGÖR A.M.C. 1986 – Tectonic escape in the evolution of the continental crust. [W:] Barazangi M. & Brown L. (red.), The continental crust. Geodynamic Series 14. Am. Geophys. Union, Washington D.C.: 41–53.
- BYLINA P., ŻELAŻNIEWICZ A. & DÖRR W. 2000 – Archean basement in the Upper Silesia Block: U–Pb zircon age from amphibolites of the Rzeszotary Horst. Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE projects, Zakopane/Holy Cross Mountains, Poland, Abstracts Volume, Pol. Acad. Sci., Pol. Geol. Inst., Ass. Oil & Gas Ind. Eng., Warszawa: 11–12.
- CAWOOD P.A. & PISAREVSKY S.A. 2006 – Was Baltica right-way-up or upside-down in the Neoproterozoic? J. Geol. Soc., London, 163: 753–759.
- CHOPIN F., SCHULMAN K., SKRZYPEK E., LEHMANN J., DUJARDIN J.R., MERTELAT J.E., LEXA O., CORSINI M., EDEL J.B., STIPSKA P. & PITRA P. 2012 – Crustal influx, indentation, ductile thinning and gravity redistribution in a continental wedge: Building a Moldanubian mantled gneiss dome with underthrust Saxothuringian material (European Variscan belt). Tectonics, 31: 1–27.
- COCKS L.R.M. & TORSVIK T.H. 2005 – Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. Earth Sc. Rev., 72: 39–66.
- 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.
- CONEY P.J., JONES D.L. & MONGER J.W.H. 1980 – Cordilleran suspect terranes. Nature, 288: 329–333.
- CYMERMAN Z. 2000 – Tektonika ucieczkowa i kliny terranowe Masywu Czeskiego. Prz. Geol., 48 (4): 336–344.
- CYMERMAN Z. & PIASECKI M.A.J. 1994 – The terrane concept in the Sudetes, Bohemian Massif. Geol. Quart., 38: 191–210.
- DADLEZ R. 2006 – The Polish Basin – relationships between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. Geol. Quart., 50: 43–57.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 – Some key problem of the pre-Permian tectonics of Poland. Geol. Quart., 38 (2): 169–190.
- DUDEK A. 1980 – The crystalline basement block of the outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpr. Českoslov. Akad. Ved., 90 (8): 81–85.
- ELMING S.A., KRAVCHENKO S.N., LAYER P., RUSAKOV O.M., GLEVASKAYA A.M., MIKHAILOVA N.P. & BACHTADSE V. 2007 – Palaeomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. J. Geol. Soc., London, 164: 969–982.
- FATKA O. & VAVRDOVA M. 1998 – Early Cambrian Acritarcha from sediments underlying the Devonian in Moravia (Menin-1 borehole, southern Moravia). Bull. Czech Geol. Surv., 73: 55–60.
- FINGER F., HANZL P., PIN C., VON QUADT A. & STEYRER H.P. 2000 – The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? [W:] Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (red.), Orogenic processes, Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London Spec. Pub., 179: 87–102.
- FRANKE W. 2000 – The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution? [W:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (red.), Orogenic processes, Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc. London Spec. Pub., 179: 87–102.
- FRANKE W. & ŻELAŻNIEWICZ A. 2000 – The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. [W:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (red.), Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol. Soc., London, Spec. Publ., 179: 63–86.
- FRIEDL G., FRITZ A., VON QUADT A., McNAUGHTON N.J. & FLETCHER I.R. 2001 – Results of conventional and SHRIMP U–Pb zircon dating in the south-eastern Bohemian Massif (Austria, Czech republic): Implications for a delineation of different Peri-Gondwana terranes in Variscan Central Europe. ESF EUROPROBE Meeting “Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic Response on the Margins of Baltica”, Ankara, Abstracts: 16–18.
- GRAD M., JANIK T., YLINIEMI J., GUTERCH A., LUOSTO U., KOMMINAHO K., ŚRODA P., HOING K., MAKRIJÄRVI J. & LUND C.E. 1999 – Crustal structure of the Mid Polish Trough beneath TTZ seismic profile. Tectonophysics, 314: 145–160.
- GROCHOLSKI A. 1986 – Proterozoic and Paleozoic of south-western Poland in a light of new data. Biul. Inst. Geol., 355: 7–29.
- GROCHOLSKI A. 1987 – Paleozoik południowo-zachodniej Polski. Geol. Sudet., 22: 69–90.

- GUTERCH A. & GRAD M. 2006 – Lithospheric structure of the TESZ in Poland based on modern seismic experiments. *Geol. Quart.*, 50 (1): 23–32.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R. & PERCHUĆ E. 1986 – Deep structure of the earth's crust in the contact zone of the Paleozoic and Precambrian platforms in Poland (Tornquist–Teisseyre Zone). *Tectonophysics*, 128: 251–279.
- HABRYN R., BUŁA Z. & NAWROCKI J. 2014 – Strefa tektoniczna Kraków–Lubliniec na odcinku krakowskim w świetle danych uzyskanych z nowych otworów badawczych Trojanowice 2 i Cianowice 2. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 459: 45–60.
- HARAŃCZYK CZ. 1994 – Kaledońskie Krakowidy jako górotwór transpresyjny. *Prz. Geol.*, 42: 893–901.
- HAYDUKIEWICZ J., MUSZER J. & KŁAPCIŃSKI J. 1999 – Palaeontological documentation of the sub-Permian sediments in the vicinity of Zbąszyń (Fore-Sudetic Monocline. [W:] Muszer A. (red.), Selected problems of stratigraphy, tectonics and ore mineralization in Lower Silesia: 7–17, Wrocław.
- HEGNER E. & KRÖNER A. 2000 – Review of Nd isotopic data and xenocrystic and detrital zircon ages from the pre-Variscan basement in the eastern Bohemian Massif: speculations on palinspastic reconstructions. [W:] Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (red.), Orogenic processes, quantification and modelling in the Variscan Belt. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 179: 113–130.
- HOWELL D.G. 1995 – Principles of terrane analysis. New applications for global tectonics. Chapman & Hall. London.
- JANIK T., GRAD M., GUTERCH A., DADLEZ R., YLINIEMI J., TIIRA T., KELLER G.R., GACZYŃSKI E., ŚRODA P., KOMMINAHO K., HRUBCOVA P., CZUBA W. & MALINOWSKI M. 2005 – Lithospheric structure of the Trans-European Suture Zone along the TTZ-CEL03 seismic transect (from NW to SE Poland). *Tectonophysics*, 411: 129–156.
- KALVODA J., MELICHAR R., BABEK O. & LEICHMANN J. 2002 – Late Proterozoic-Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography of Brunovistulian Terrane and comparison with other terranes at the SE margins of Baltica–Laurussia. *J. Czech Geol. Soc.*, 47 (3/4): 81–102.
- KALVODA J., BABEK O., FATKA O., LEICHMANN J., MELICHAR R., NEHYBA S. & SPACEK P. 2007 – Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. *Int. J. Earth Sci., Geol. Rundsch.*, 97: 497–518.
- KADZIAŁKO-HOFMOKL M., JELEŃSKA M., BYLINA P., DUBIŃSKA E., DELURA K. & NAJBERT K. 2006 – Paleomagnetism of Palaeozoic ultrabasic rocks from the Sudetes Mts (SW Poland): Tectonic implications. *Geoph. J. Inter.*, 167 (1): 24–42.
- KONON A. 2007 – Strike-slip faulting in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. *Acta Geol. Pol.*, 57: 415–441.
- KOTAS A. 1968 – Budowa geologiczna podłoża utworów karbonu produktywnego. *Kwart. Geol.*, 12 (4): 1088–1090.
- KOZŁOWSKI W., DOMAŃSKA-SIUDA J. & NAWROCKI J. 2014 – Geochemistry and petrology of the Upper Silurian greywackes from the Holy Cross Mountains (central Poland): implications for the Caledonian history of the southern part of the Trans-European Suture Zone (TESZ). *Geol. Quart.*, 58 (2): 311–336.
- KRONER U., MANSY J.-L., MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., HANN H.P., HUCKRIED H., LACQUEMENT F., LAMARCHE J., LEDRU P., PHARAOH T.C., ZEDLER H., ZEH A. & ZULAUF G. 2008 – Variscan tectonics. [W:] McCann (red.), The geology of Central Europe. v. 1. Precambrian and Palaeozoic. *Geol. Soc., London*: 599–664.
- KRZEMIŃSKA E., WISZNIEWSKA J., SKRIDLAITE G. & WILLIAMS I.S. 2009 – Late Svecofennian sedimentary basins in the crystalline basement of NE Poland and adjacent area of Lithuania: ages, major sources of detritus, and correlations. *Geol. Quart.* 53 (3): 255–272.
- KRZEMIŃSKA E., KRZEMIŃSKI L., WISZNIEWSKA J., WILLIAMS I.S., PETECKI Z. 2014 – A novel image of hidden crystalline basement in NE Poland At the junction of Fennoscandia and Sarmatia. 31th Nordic Geological Winter Meeting, Lund, Sweden, January 8–10, Abstracts: 115.
- LEICHMAN J. & HÖCK V. 2001 – The Brunovistulicum: A Gondwana derived terrain accreted to Baltica. ESF EUROPROBE Meeting “Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic Response on the Margins of Baltica”, Ankara, Abstracts: 37–38.
- LEWANDOWSKI M. 1993 – Paleomagnetism of the Paleozoic rocks of the Holy Cross Mts (Central Poland) and the origin of the Variscan orogen. *Pub. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A-23, 265, s. 84.
- MAJOROWICZ J.A. 2004 – Thermal lithosphere across the Trans-European Suture Zone in Poland. *Geol. Quart.*, 48: 1–14.
- MALINOWSKI M., ŻELAŻNIEWICZ A., GRAD M., GUTERCH A. & JANIK T. 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: 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. *Geoph. Res. Lett.*, 40: 1–6.
- MATTE P., MALUSKI H., RAJLICH P. & FRANKE W. 1990 – Terrane boundaries in the Bohemia Massif: results of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177 (1–3): 151–170.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R. & OBERC-DZIEDZIC T. 2006 – The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, 50 (1): 89–118.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. & SZCZEPAŃSKI J. 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, 58 (2): 133–145.
- McKERRROW W.S., McNIOCAILL C. & DEWEY J.F. 2002 – The Caledonian Orogeny redefined. *J. Geol. Soc., London*, 157: 1149–1154.
- MEERT J.G. & LIBERMAN B.S. 2004 – A palaeomagnetic and palaeobiographical perspective on latest Neoproterozoic and early Cambrian tectonic events. *J. Geol. Soc. London*, 161: 477–487.
- 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.
- MOCZYDŁOWSKA M. 1997 – Proterozoic and Cambrian successions in Upper Silesia: an Avalonian terrane in Southern Poland. *Geol. Mag.*, 134: 679–689.
- NARKIEWICZ M. 2002 – Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): Constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geol. Quart.*, 46 (3): 255–266.
- 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.
- NAWROCKI J. 2000 – Late Silurian paleomagnetic pole from the Holy Cross Mountains: constraints for the post-Caledonian tectonic activity of the Trans-European Suture Zone. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 179: 325–334.
- NAWROCKI J. & POPRAWA P. 2006 – Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geol. Quart.*, 50: 59–76.
- NAWROCKI, J., BOGUCKI, A. & KATINAS, V. 2004a. New Late Vendian palaeogeography of Baltica and the TESZ. *Geol. Quart.*, 48 (4): 309–316.
- NAWROCKI J., ŻYLIŃSKA A., BUŁA Z., GRABOWSKI J., KRZYWIEC P. & POPRAWA P. 2004b – Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. *J. Geol. Soc., London*, 161: 513–522.
- NAWROCKI J., DUNLAP J., PECSKAY Z., KRZEMIŃSKI L., ŻYLIŃSKA 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. *J. Geol. Soc., London*, 164: 405–423.
- OCZLON M.S., SEGHEDI A. & CARRIGAN C.W. 2007 – Avalonian and Baltican terranes in the Moesian Platform (southern Europe, Romania and Bulgaria) in the context of Caledonian terranes along the Southwestern margin of the East European craton. [W:] Linemann U., Nance R.D., Kraft P. & Zulauf G. (red.), The Birth of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to the Alleghenian-Variscan Collision. *Geol. Soc. America Spec. Pap.*, 423: 375–400.
- OLIVER J.H., CORFU F. & KROUGH T.E. 1993 – U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc. London*, 150: 355–369.
- PEGRUM R.M. 1984 – The extension of the Tornquist Zone in the Norwegian North Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 64: 39–68.
- PESONEN L.J., ELMING S.A. & MERTANEN S. 2003 – Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, 375: 289–324.
- POPOV V., IOSIFIDI A., KHRAMOV A., TAIT J. & BACHTADSE V. 2002 – Paleomagnetism of Upper Vendian sediments from the Winter

- Coast, White Sea region, Russia: Implications for the paleogeography of Baltica during Neoproterozoic times. *J. Geoph. Res.*, 107, B11, EPM 10: 1–8.
- POPRAWA P., ŚLIAUPA S., STEPHENSON R.A. & LAZAUŠKIENE J. 1999 – Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314: 219–239.
- POŻARYSKI W. 1991 – The strike-slip terrane model for the North German–Polish Caledonides. *Pub. Inst. Geophys., Polish Acad. Sci.*, A-19: 3–15.
- POŻARYSKI W. & KOTAŃSKI Z. 1974 – Polska na tle Europy. [W:] Pożaryski W. (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 4, Tektonika cz. 1, Niż Polski. Wyd. Geol. Warszawa: 13–23.
- SEGHEDI A. 2012 – Palaeozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea – An Overview. *Turkish J. Earth Sci.*, 21: 669–721.
- SHATZ M., ZWING A., TAIT J., BELKA Z., SOFFEL H.C. & BACHTADSE V. 2006 – paleomagnetism of Ordovician carbonate rocks from Małopolska Massif, Holy Cross Mountains, SE Poland – magnetostratigraphic and geotectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 244: 349–360.
- SIEDLECKA A., ROBERTS D., NYSTUEN J.P. & OLOVYANISHNIK V.G. 2004 – Northeastern and northwestern margins of Baltica in Neoproterozoic time: evidence from the Timanian and Caledonian orogens. [W:] Gee D.G. & Pease V. (red.), *The Neoproterozoic Timanide orogen of eastern Baltica*. *Geol. Soc., London, Mem.*, 30: 169–190.
- SILVA L.C., McNAUGHTON N.J., ARMSTRONG R., HARTMANN L.A. & FLETCHER J. 2005 – The neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Prec. Res.*, 136: 203–240.
- SKRIDLAITE G. & MOTUZA G. 2001 – Precambrian domains in Lithuania: evidence of terrane tectonics. *Tectonophysics*, 339: 113–133.
- SKRIDLAITE G., BOGDANOVA S., TARAN L. & WISZNIEWSKA J. 2012 – The Palaeoproterozoic accretionary crustal growth: implications from New age data on the crystalline basement in Lithuania, NW Belarus and N Poland (the East European Craton). *Geoph. Res. Abstracts*, 14, EGU2012–10738.
- SMULIKOWSKI K. & TEISSEYRE H. 1957 – Budowa geologiczna Sudetów Środkowych. [W:] Teisseyre H. (red.), *Regionalna Geologia Polski*, t. III. Sudety, z. 1. Utwory przedtrzciorzędowe: 39–178. *Pol. Tow. Geol., PWN Kraków*.
- SZCZEPANIK Z., TRELA W. & SALWA S. 2004 – Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 53 (9): 895.
- ŚRODA P. 2006 – Seismic anisotropy of the upper crust in southwestern Poland – effect of compressional deformation at the EEC margin: Results of CELEBRATION 2000 seismic data inversion. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L22302, s. 6.
- TAIT J., SCHATZ M., BACHTADSE V. & SOFFEL H. 2000 – Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes. [W:] Franke W., Haak V., Oncken O. & Tanner D. (red.), *Orogenic processes, quantification and modelling in the Variscan Belt*. *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 179: 21–34.
- TORSVIK T.H. & REHNSTRÖM E.F. 2001 – Cambrian palaeomagnetic data from Baltica: implications for true polar wander and Cambrian palaeogeography. *J. Geol. Soc., London*, 158: 321–329.
- TORSVIK T.H. & REHNSTRÖM E.F. 2003 – The Tornquist Sea and the Baltica–Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362: 67–82.
- TORSVIK T.H., SMETHURST M.A., MEERT J.G., VAN DER VOO R., MC KERROW W.S., BRASIER M.D., STURT B.A. & WALDERHAUG H.J. 1996 – Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic – a tale of Baltica and Laurentia. *Earth Sci. Rev.*, 40: 229–258.
- TORSVIK T.H., VAN DER VOO R., PREEDEN U., Mac NIOCAIL C., STEINBERGER B., DOUBROVINE P.V., HINSBERGEN D.J.J., DOMEIER M., GAINA C., TOHVER E., MEERT J.G., McCAUSLAND P.J.A. & COCKS L.R. 2012 – Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth Sci. Rev.*, 114: 325–368.
- UNRUG R., HARAŃCZYK C. & CHOCYK-JAMIŃSKA M. 1999 – Easternmost Avalonian and Armorican-Cadomian terranes of central Europe and Caledonian–Variscan evolution of the polydeformed Kraków mobile belt: geological constraints. *Tectonophysics*, 302: 133–157.
- WINCHESTER J.A., PHARAOH T.C. & VERNIERS J. 2002a – Palaeozoic amalgamation of Central Europe: an introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. [W:] Winchester J.A., Pharaoh T.C. & Verniers J. (red.) – *Paleozoic Amalgamation of Central Europe*, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 201:1–18.
- WINCHESTER J.A. & THE PACE TMR NETWORKTEAM 2002b – Paleozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics*, 360: 5–21.
- WRONA R., BEDNARCZYK W.S. & STĘPIEŃ-SAŁEK M. 2001 – Chitinozoans and acritarchs from the Ordovician of Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland: implications for stratigraphy and palaeogeography. *Acta Geol. Pol.*, 51 (4): 317–331.
- WYBRANIEC S. 1999 – Transformations and visualization of potential field data. *Pol. Geol. Inst. Spec. Pap.*, 1: 1–88.
- YIGITBAS E., KERRICH R., YILMAS Y., ELMAS A. & XIE Q. 2004 – Characteristics and geochemistry of Precambrian ophiolites and related volcanics from the Istanbul-Zonguldak Unit, Northwestern Anatolia, Turkey: following the missing chain of the Precambrian South European suture zone to the east. *Prec. Res.*, 13: 179–206.
- ZNOSKO J. 1963 – Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. *Pr. Inst. Geol.*, 30: 71–105.
- ZNOSKO J. 1964 – Poglądy na przebieg kaledonidów w Europie. *Kwart. Geol.*, 8: 697–720.
- ZNOSKO J. 1981 – The problem of the oceanic crust and ophiolites in the Sudetes. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre*, 29: 185–187.
- ŻABA J. 1999 – The structural evolution of Lower Palaeozoic succession in the Upper Silesia Block and Małopolska Block border zone (Southern Poland) (in Polish with English summary). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 166: 1–162.
- ŻELAŻNIEWICZ A., SEGHEDI A., JACHOWICZ M., BOBIŃSKI W., BUŁA Z. & CWOJDZIŃSKI S. 2001 – U-Pb SHRIMP Data confirm the Presence of a Vendian Foreland Flysch Basin next to the East European Craton. *ESF EUROPROBE Meeting “Neoproterozoic–Early Palaeozoic Time-Slice Symposium: Orogeny and Cratonic response on the Margins of Baltica”*, Ankara, Abstracts: 98–100.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., FANNING M., SEGHEDI A. & ŻABA J. 2009 – More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geol. Quart.*, 53: 93–124.
- ŻYLIŃSKA A. 2002 – Stratigraphic and biogeographic significance of Late Cambrian trilobites from Lysogóry (Holy Cross Mountains, central Poland). *Acta Geol. Pol.*, 52: 217–238.