W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 107–322. Warszawa, 2026

PLATFORMA PALEOZOICZNA

5

Stanisław Mazur, Aleksander Kowalski, Paweł Henryk Karnkowski, Jerzy Żaba, Rostislav Melichar, Piotr Krzywiec, Ulf Linnemann, Jonas Kley, Janusz Jureczka, Paweł Aleksandrowski, Andreas Gärtner, Łukasz Gągała, Andrzej Głuszyński, Alexander Malz, Włodzimierz Mizerski, Karsten Obst, Paweł Poprawa

5.1. PRZEDPERMSKIE PODŁOŻE OROGENICZNE

5.1.1. Blok górnośląski

Jerzy Żaba, Janusz Jureczka

5.1.1.1. Pozycja tektoniczna

Jerzy Żaba

Blok górnośląski występuje w podłożu południowej Polski (Górnego i Dolnego Śląska i zachodniej Małopolski), gdzie uważany jest za element mozaiki (kolażu) bloków skorupowych w obrębie paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej, występujących w strefie szwu transeuropejskiego (TESZ) na przedpolu kratonu wschodnioeuropejskiego. Wraz z położonym dalej na SW, w morawskiej części Republiki Czeskiej, blokiem Brna tworzy on jednostkę tektonostratygraficzną (terran) zwaną w Czechach po łacinie *Brunovistulicum*[1] (tutaj używamy spolonizowanych odpowiedników tej nazwy – Brunowistulikum lub brunowistulik[2], albo też – mając na myśli dawny mikrokontynent – terminu Brunowistulia; fig. 1; m.in. Havlena, 1976; Dudek, 1980; Kotas, 1985a, b; Pożaryski, 1990; Żelaźniewicz i in., 1997; Żaba, 1999; Finger i in., 2000; Kalvoda i in., 2003; Buła, Żaba, 2005, 2008; Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). Brunowistulikum ku zachodowi graniczy z elementami strukturalnymi środkowych Sudetów, zaliczanymi do domeny saksoturyńskiej waryscydów (zob. też podrozdziały 5.1.4.1 i WZS 5.1.1), natomiast na północnym wschodzie – z blokiem (terranem) małopolskim (Buła, Żaba, 2005, 2008; Buła i in., 2008). Ku południowemu wschodowi zanurza się pod Karpaty, sięgając po pieniński pas skałkowy (Żaba, 1999) i, być może, znajduje swoje przedłużenie (choć nie bezpośrednie) w terranach południowo-zachodniej Turcji (Kalvoda i in., 2003). W ujęciu Stillego (1948) blok górnośląski stanowi zachodnią część Brunowistulikum, natomiast według Karnkowskiego (1999) – południowo-zachodnią część masywu małopolskiego obejmującego ponadto bloki kielecki i łysogórski.

Podłoże bloku górnośląskiego (Brunowistulikum) uważane jest przez wielu autorów za fragment terranu Awalonii, wywodzącego się z paleokontynentu Gondwany, z peryferycznych obszarów dzisiejszej Zachodniej Afryki/Wschodniej Amazonii (m.in. Franke, 1994a, b; Pharaoh, 1999; Żaba, 1999; Winchester i PACE, 2002; Belka i in., 2002; Kalvoda i in., 2003; Nawrocki, 2015; Thybo, Artemieva, 2020), jednak inni autorzy optują za jego proweniencją perybałtycką.

5.1.1.2. Granice bloku górnośląskiego

Jerzy Żaba

Blok górnośląski stanowi północną część terranu brunowistuliańskiego. Południowo-zachodnią jego granicę z blokiem Brna wyznacza strefa uskokowa Hána (fig. 1) będąca południowo-wschodnim przedłużeniem strefy uskokowej górnej Łaby. Granicę zachodnią stanowi morawsko-śląska strefa uskokowa wyznaczona przez strefę nasunięcia moldanubskiego (Franke, Żelaźniewicz, 2002; Jastrzębski i in., 2015). W granicach Polski jego ekwiwalent stanowi nasunięcie Strzelina (Oberc-Dziedzic i in., 2001, 2003; Buła, Żaba, 2005, 2008; fig. 1; por. też podrozdział WZS 5.1.1.). Północno-wschodnią granicą bloku górnośląskiego jest strefa uskokowa Kraków–Lubliniec, przez niektórych autorów traktowana jako element hipotetycznej transregionalnej dyslokacji Hamburg–Kraków lub nawet Hamburg–Kraków–Dobrudża (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Oberc, 1993; Żaba, 1994; Buła, Żaba, 2005; Żelaźniewicz i in., 2009). Za granicę południową uznaje się perypieniński strefę uskokową (Buła, Żaba, 2005).

Granice bloku górnośląskiego przedstawiono tu zgodnie z propozycjami prezentowanymi w pracach dotyczących regionalizacji tektonicznej Polski (Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

5.1.1.3. Prekambryjski fundament

Jerzy Żaba

Prekambryjskie podłoże bloku górnośląskiego odznacza się heterogeniczną budową. W jego obrębie wyróżnia się pięć głównych jednostek strukturalnych (Buła, Żaba, 2005, 2008): Cieszyna, Strzelina, Jeseniku, Rzeszotar oraz jednostkę centralną (fig. 2). Skały prekambryjskiego podłoża bloku górnośląskiego odsłaniają się na powierzchni jedynie w masywie strzelińskim i w masywie Jeseników. Znane są również z kilkudziesięciu wierceń (fig. 3) w obszarze podkarpackim (Krasna–Bielsko Biała–Lachowice) oraz w rejonie Siewierza (otwór Bibiela PIG 1), gdzie zaznaczają się na powierzchni podkenozoicznej (fig. 4). Zalegają one pod różnowiekowymi skałami osadowymi należącymi do kambru dolnego, jury i miocenu (Moryc, Heflik, 1998; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005) oraz bezpośrednio pod skałami ordowiku (otwór Bibiela PIG 1). Skały prekambryjskiego fundamentu bloku górnośląskiego stwierdzono na głębokościach wahających się od 710,95 m (otwór Bibiela PIG 1) oraz 833,4 m (otwór Rzeszotary 1) do 4136 m (otwór Lachowice 1). Tak duże deniwelacje stropowej powierzchni prekambryjskiego podłoża są wynikiem intensywnych procesów denudacyjnych oraz wielofazowo zachodzących pionowych ruchów przesuwczych.

---

[1] Nazwa *Brunovistulicum* stanowi utworzone przez autorów czeskich połączenie pochodzącego od łacińskiej nazwy rzeki Wisły terminu Vistulicum, wprowadzonego przez Stillego (1948) dla naszego bloku górnośląskiego (choć wraz ze strefą kielecką Gór Świętokrzyskich), z łacińską wersją nazwy miasta Brno, które zlokalizowane jest na masywie (bloku) leżącym na przedłużeniu Vistulicum ku południowi, na obszar Moraw (fig. 1).

[2] Przyjęto tutaj, że nazwy regionalnych jednostek tektonicznych w powszechnie stosowanej w literaturze czeskiej i słowackiej wersji łacińskiej, w tym nieco spolonizowanej, jak „Brunowistulikum", piszemy dużą literą, zaś w wersji całkowicie spolonizowanej, jak „brunowistulik" – małą literą, tak jak „zwykłe" nazwy geologiczne w języku polskim.

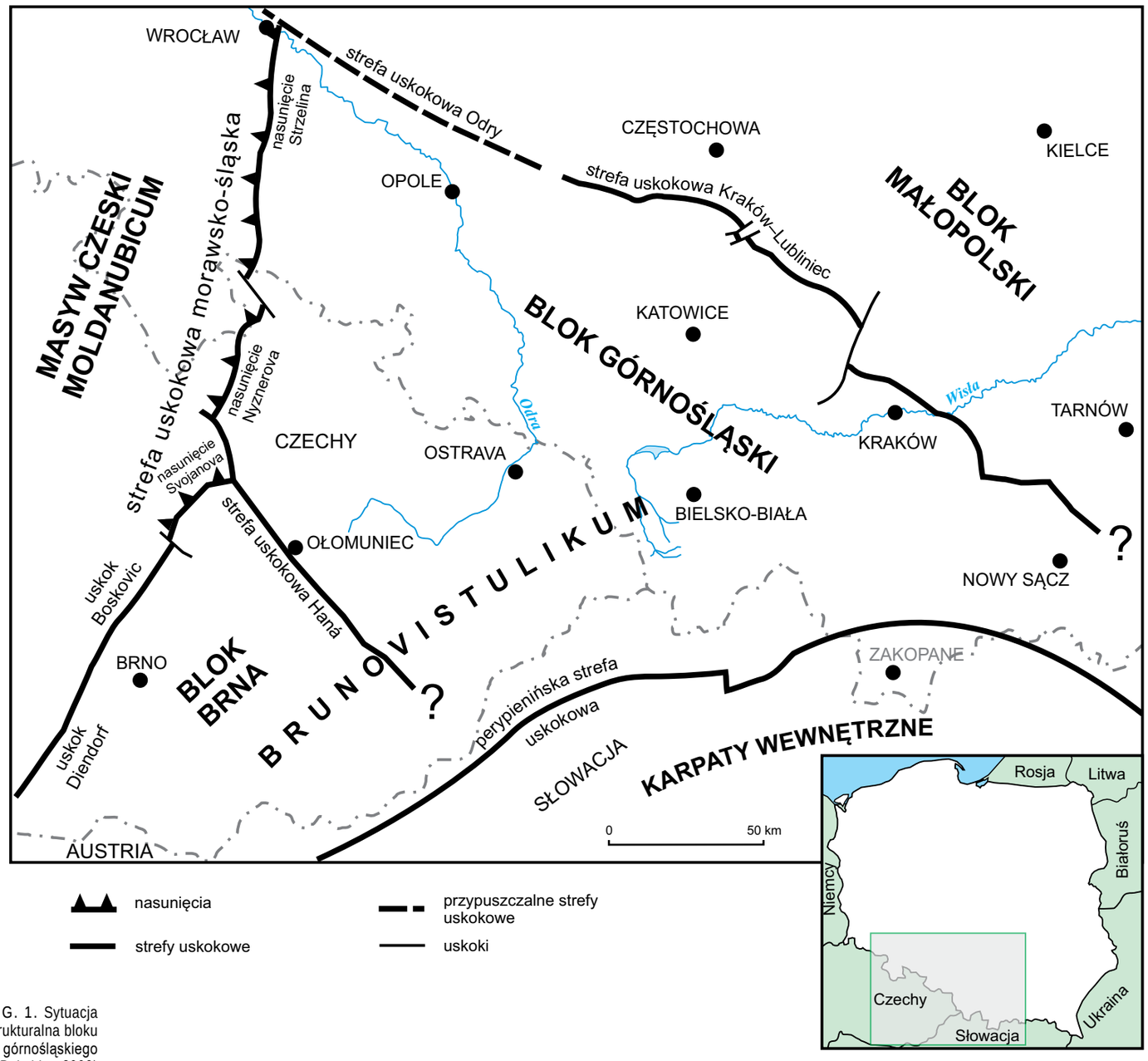


FIG. 1. Sytuacja strukturalna bloku górnośląskiego (wg Buły i in., 2008)

Jednostka Cieszyna

Jednostka Cieszyna (fig. 2, 4) zajmuje południową część bloku górnośląskiego, rozciągając się w podłożu Karpat na terytorium Polski i Republiki Czeskiej. Na obszarze Polski jej prekambryjskie podłoże zostało najlepiej rozpoznane w obrębie równoleżnikowo rozciągniętej **kopuły Bielska-Białej** (wyniesienie Bielska-Białej–Andrychowa wg Kotasa, 1972). W osi tej elewacji, prekambryjski fundament znajduje się na głębokości około 1,0–1,5 km, a na jej skrzydłach – na głębokościach poniżej 2,5, a nawet 3,0 km. Składa się on z neoproterozoicznych (o wieku 660–556/540 mln lat) skał krystalicznych, związanych z kadomskimi procesami tektonometamorficznymi oraz z anchimetamorficznych utworów klastycznych ediakaru (m.in. Dudek, 1980; Żelaźniewicz i in., 1997, 2002, 2011; Finger i in., 1999, 2000; Buła, Żaba, 2005, 2008). Wśród skał krystalicznych przeważają utwory metamorficzne ukształtowane w warunkach facji amfibolitowej: gnejsy (niemal wyłącznie paragnejsy) i łupki łyszczykowe, które lokalnie uległy procesom migmatyzacji (m.in. Konior, Tokarski, 1959; Heflik, Konior, 1974; Nowak, 1974; Wieser, 1974, 1978; Żytko, 1978; Moryc, Heflik, 1998). Na południowym skrzydle kopuły Bielska-Białej (fig. 11, 12) występują gnejsy hornfelsowe oraz leukogranity, leptynity i gnejsy tonalitowe (plagiogranitognejsy – Wieser, 1974) o składzie odpowiadającym trondhjemitom. Stopień metamorfizmu skał krystalicznych kopuły Bielska-Białej spada w jej północnych i wschodnich, peryferycznych częściach (a także lokalnie wewnątrz jednostki Cieszyna) do warunków facji zieleńcowej. Na północ i wschód od Bielska-Białej stwierdzono silnie tektonicznie zdeformowane, anchimetamorficzne utwory klastyczne reprezentujące ediakarski flisz (Cebulak, Kotas, 1982; Jachowicz i in., 2002; Buła, Żaba, 2005, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). W centralnej części kopuły Bielska-Białej znajdują się też granitoidy powstałe wskutek wielofazowych procesów metamorficznych, które objęły wcześniejsze paragnejsy i łupki łyszczykowe (Heflik, Konior, 1965, 1967, 1970, 1971). Procesy te wykazują ścisły związek z przejawiającym się w tym rejonie prekambryjskim magmatyzmem granitoidowym.

Prekambryjskie skały magmowe rozpoznane wyłącznie w centralnej części kopuły są reprezentowane przez granity oraz gabra diallagowo-oliwinowe, tworzące niewielkie intruzje wśród paragnejsów i łupków łyszczykowych (Heflik, Konior, 1967, 1974; Moryc, Heflik, 1998; Żelaźniewicz, Żaba, 2002; Żelaźniewicz i in., 2002, 2004; Linnemann i in., 2008). Na podstawie analiz (wiek U-Pb SHRIMP) próbek cyrkonów (Żelaźniewicz i in., 1997, 2002, 2004) pochodzących z granitów ich wiek określono na ok. 590–545 mln lat. Granitoidy te pochodziły najprawdopodobniej z przetapiania skał, które krystalizowały ok. 640–620 mln lat temu (Żelaźniewicz i in., 2004).

Na terytorium Republiki Czeskiej jednostka Cieszyna sięga w kierunku południowo-zachodnim aż po strefę uskokową Haná. W krystalicznym podłożu tej części jednostki występują głównie skały metamorficzne facji amfibolitowej, reprezentowane przez paragnejsy biotytowe i biotytowo-muskowitowe, często zawierające granaty (m.in. Tomšík, 1972, 1997; Dudek, 1980), którym lokalnie towarzyszą łupki łyszczykowe i paraamfibolity. Część paragnejsów uległa w różnym stopniu procesom diaftorycznym lub migmatyzacji. Wiek

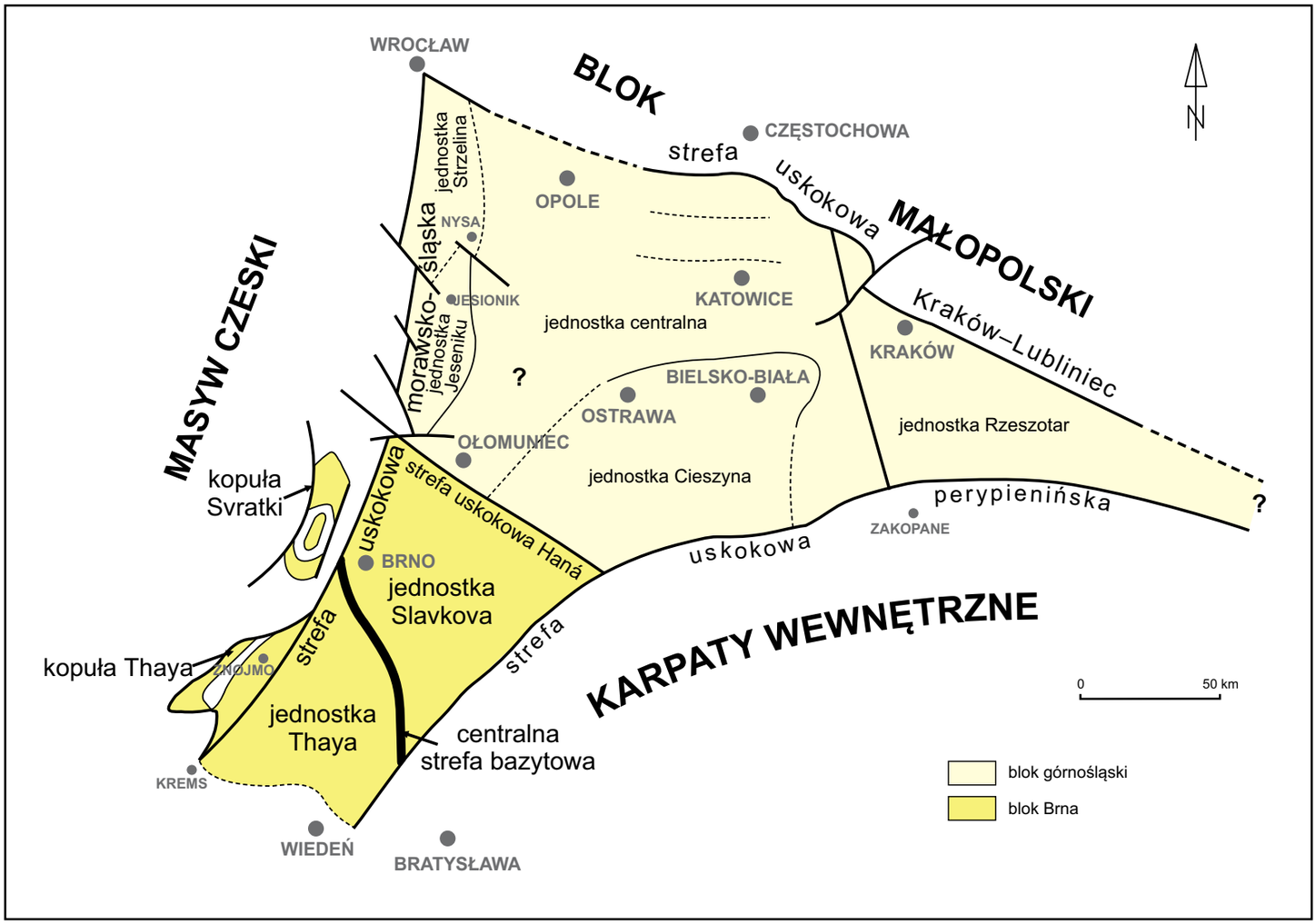


FIG. 2. Szkic strukturalny prekambryjskiego fundamentu bloku górnośląskiego i bloku Brna (wg Buły i Żaby, 2005; Buły i in., 2008); pozostałe objaśnienia jak na fig. 1

paragnejsów waha się najczęściej w granicach 660–610 mln lat, a sporadycznie wynosi 526 mln lat (Tomšík, 1972, 1997; Dudek, Melková, 1975; Dudek, 1980; Menčík, 1983).

Wśród paragnejsów sporadycznie spotykane są intruzje skał magmowych (Buła, Żaba, 2008; Linnemann i in., 2008). W masywie Jablunkova położonym na południe od Cieszyna są to gabra piroksenowe, a w masywie Rusavy (leżącym w SW części jednostki Cieszyna w sąsiedztwie strefy uskokowej Haná) gabronoryty. Z otworu Krasna 1 znane są dioryty biotytowo-amfibolowe, których wiek został określony (Dudek, Melková, 1975; Dudek, 1980) na 621 mln lat (wiek amfibolu) i 558 mln lat (wiek biotytu). Wiek monacytów (Th-U-total Pb), pochodzących z kontaktowej aureoli gabrowego masywu Jablunkova wskazuje, że skały te reprezentują kadomską (ok. 550 mln lat) intruzję bazytową (Finger i in., 1999).

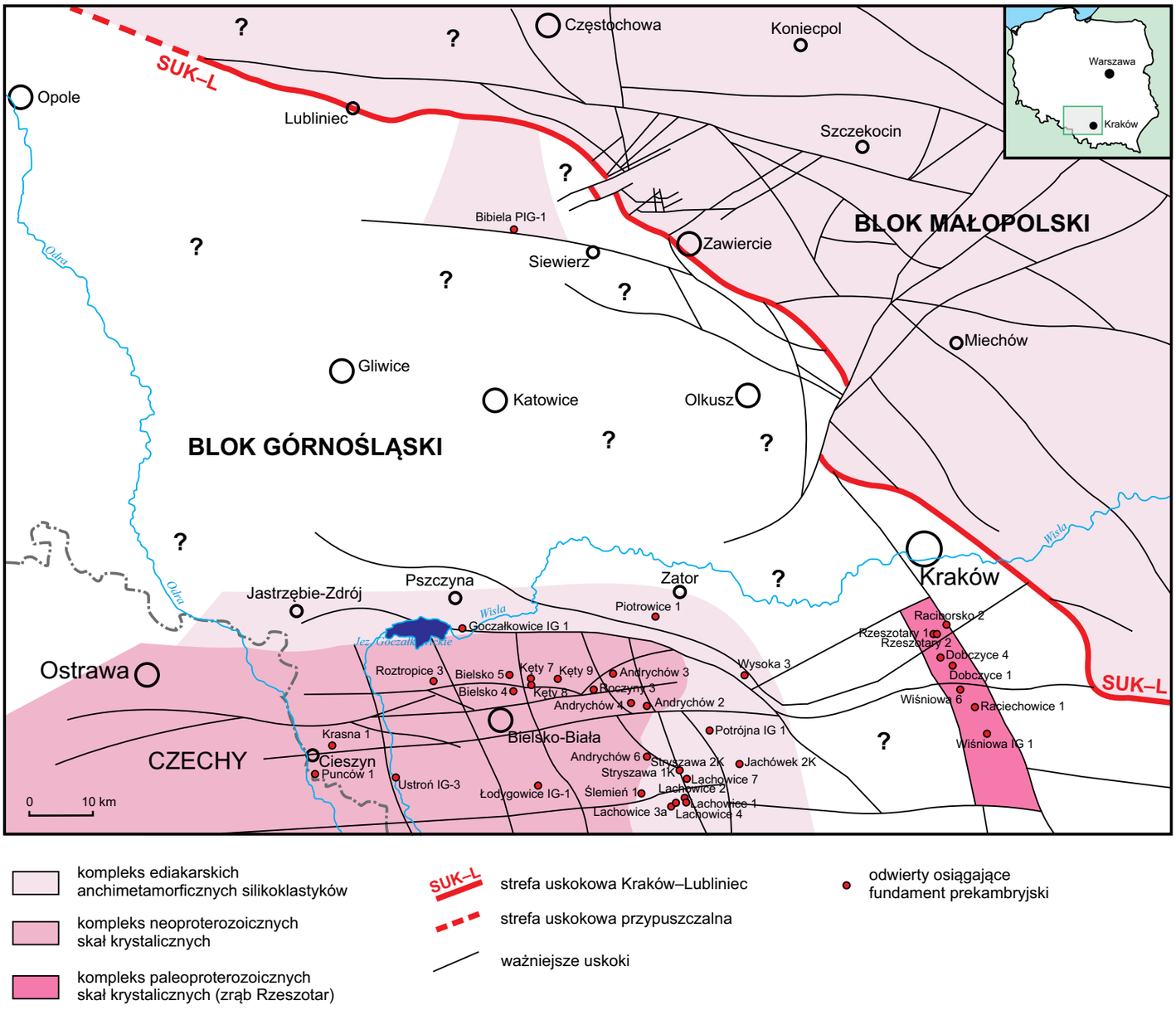
Jednostka Strzelina

Jednostka Strzelina (fig. 2, 4) obejmuje skały krystaliczne fundamentu Brunowistulikum odsłaniające się w obrębie masywu (kompleksu krystalicznego) Strzelina. Zasięg tej jednostki jest różnie interpretowany, gdyż pod przykryciem młodszych utworów ma ona znacznie szersze rozprzestrzenienie lateralne (por. Cymerman, 1998, 2004). Od południa graniczy ona z jednostką Jeseniku, natomiast na zachodzie z jednostką moldanubską Masywu Czeskiego. Zachodnia granica jest reprezentowana przez nasunięcie Strzelina, które stanowi wąską strefę ścinania rozwiniętą wskutek waryscyjskiej kolizji między terranami Moldanubikum (Lugikum) i Brunowistulikum (m.in. Skácel, 1989; Oberc-Dziedzic, Madej, 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Linnemann i in., 2008).

Masyw (kompleks) Strzelina jest zbudowany z różnych odmian proterozoicznych gnejsów, którym towarzyszą neoproterozoiczno-kambryjskie (?) amfibolity, łupki łyszczykowe, skały wapniowo-krzemianowe i marmury oraz dewońskie kwarcyty, łupki kwarcytowo-serycytowe i metazlepieńce warstw z Jegłowej (m.in. Oberc, 1966, 1972; Wójcik, 1968; Wojnar, 1995; Patočka, Szczepański, 1997; Szczepański, Oberc-Dziedzic, 1998; Oberc-Dziedzic, 1999; Oberc-Dziedzic, Madej, 2002). Na obszarze tym dominują ortognejsy Strzelina, które są nasunięte na migmatyczne, sillimanitowe ortognejsy Nowolesia. Ortognejsy obu kompleksów ukształtowały się podczas deformacji waryscyjskich w warunkach facji amfibolitowej. Wiek protolitu migmatycznych ortognejsów Nowolesia został ustalony na ok. 1020 mln lat (Kröner, Mazur, 2003), jednak wiek cyrkonów z tych skał jest młodszy i wynosi 576 mln lat (Mazur i in., 2010). Z kolei protolit ortognejsów Strzelina jest datowany na ok. 600 i 570 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2001, 2003), co wskazuje na neoproterozoiczny (kadomski) plutonizm granitoidowy.

Jednostka Jeseniku

Jednostka Jeseniku (fig. 2, 4), położona na południe od jednostki Strzelina, litostratygraficznie odpowiada skałom brunowistuliku, jednak nie ma charakteru blokowego i pod względem tektonicznym jest zaliczana do Sudetów Wschodnich, nadścielając zachodnią, krawędziową część bloku górnośląskiego/Brunowistulikum. Położona jest ona w strefie morawsko-śląskiej (Suess, 1912; Dallmeyer i in., 1995; Franke, Żelaźniewicz, 2000), na styku z jednostkami strukturalnymi Sudetów Zachodnich. Wskutek kolizji bloku Brunowistulikum z elementami Sudetów Zachodnich/Lugikum (m.in. Matte i in., 1990; Schulmann i in., 1991; Fritz, Neubauer, 1993; Cymerman i in., 1997; Cymerman, 1998; Schulmann, Gayer, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Jastrzębski, 2009, 2012; Jastrzębski i in., 2015), zachodnia strefa krawędziowa proterozoicznego fundamentu krystalicznego oraz dewońskiej pokrywy brunowistuliku zostały objęte intensywnymi waryscyjskimi deformacjami tektonicznymi i procesami metamorficznymi. Utwory te zostały ponasuwane na siebie w formie płaszczowin (m.in. Cháb i in., 1994; Schulmann, Gayer, 2000; Jastrzębski, 2009, 2012; Jastrzębski i in., 2015). Silnie zdeformowana i rozczłonowana krawędziowa część Brunowistulikum często jest wydzielana jako terran morawski (Matte i in., 1990; Matte, 1991; Aleksandrowski, Mazur, 2002). W tym tomie został on szczegółowo opisany w podrozdziale 5.1.4.1.



kompleks ediakarskich anchimetamorficznych silikoklastyków

kompleks neoproterozoicznych skał krystalicznych

kompleks paleoproterozoicznych skał krystalicznych (zrąb Rzeszotar)

SUK–L strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

strefa uskokowa przypuszczalna

ważniejsze uskoki

odwierty osiągające fundament prekambryjski

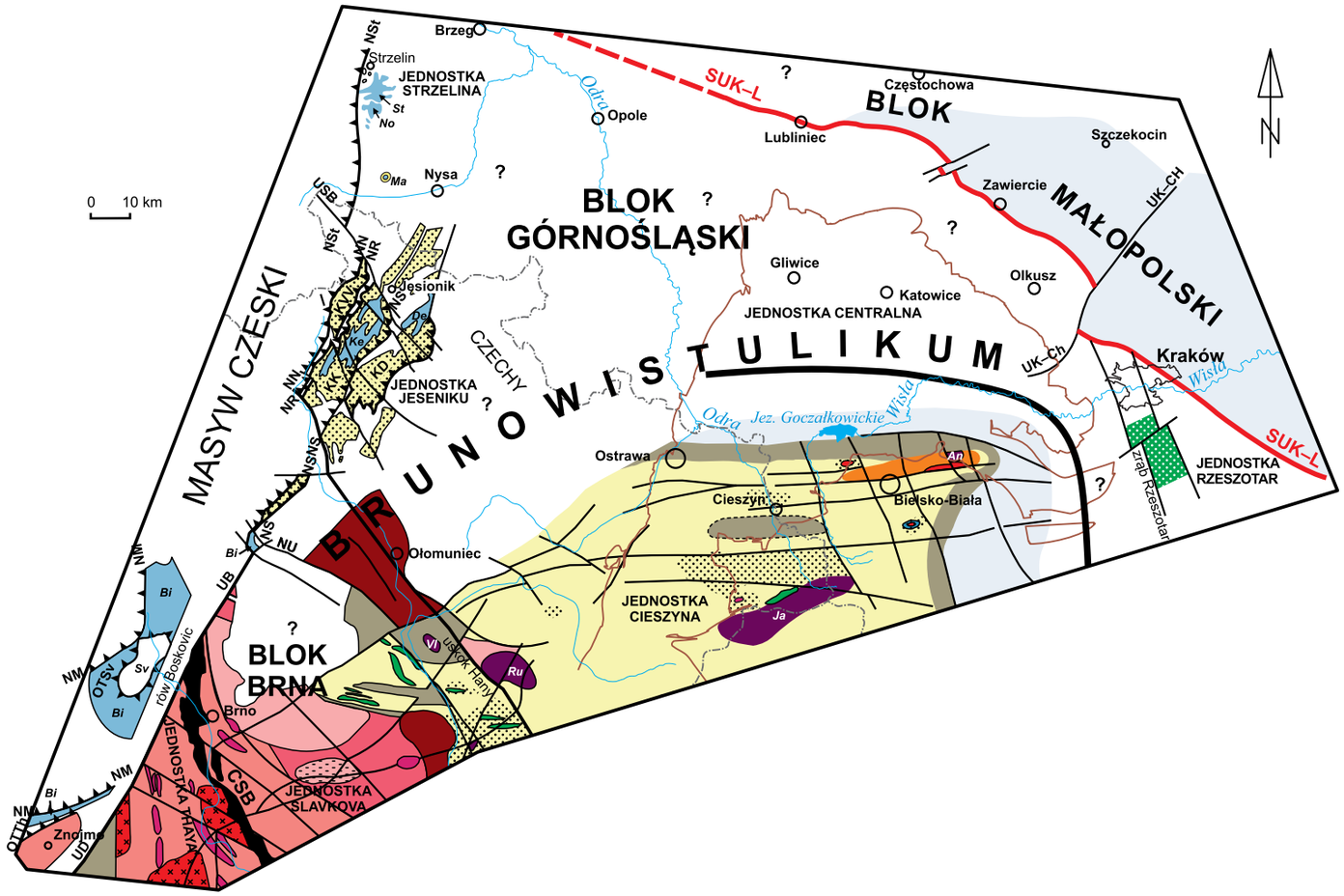
FIG. 3. Mapa geologiczna odkryta do proterozoiku (bez utworów młodszych od ediakaru) z zaznaczonymi wybranymi otworami wiertniczymi, które osiągnęły prekambryjskie podłoże (wg Buły i Żaby, 2005; Buły i Habryna, 2008, zmodyfikowano)

Na obszarze jednostki Jeseniku wyróżniane są trzy wielkie kopuły: Velkého Vrbna, Keperníka i Desny. Każda z nich zawiera krystaliczne jądro reprezentowane przez skały proterozoiczne, a kopuły Keperníka i Desny odznaczają się ponadto obecnością okrywy utworzonej z przeobrażonych utworów serii dewońskiej. Kopuły Velkého Vrbna i Keperníka mają charakter płaszczowinowych nasunięć (stanowią kolejno dolny i górny allochton), natomiast kopuła Desny ma pozycję parautochtoniczną (Schulmann, Gayer, 2000). Od zachodu na kopuły Velkého Vrbna i Keperníka zostało nasunięte (nasunięcie Nýznerova) pasmo Starého Města, reprezentujące na tym obszarze najniższą jednostkę tektoniczną Sudetów Zachodnich. Nasunięcie Nyznerova stanowi granicę między terranami Moldanubikum i Brunowistulikum.

Proterozoiczne jądra kopuł są zbudowane ze skał metamorficznych reprezentowanych przez para- i ortognejsy, migmatyty, łupki łyszczykowe, amfibolity, kwarcyty, skały wapniowo-krzemianowe, marmury i łupki grafitowe. Wiek protolitu ortognejsów z kopuły Velkého Vrbna został ustalony metodą ewaporacji pojedynczych cyrkonów na ok. 574 mln lat (Kröner i in., 2000), natomiast ortognejsów kopuły Keperníka (wiek U-Pb cyrkonu) na 546 mln lat (Van Breemen i in., 1982) oraz (analiza cyrkonu) na ok. 553–584 mln lat (Kröner i in., 2000). Z kolei wiek (analiza cyrkonu) magmowego protolitu granitoidowych gnejsów i migmatytów kopuły Desny został określony na ok. 570–650 mln lat (Kröner i in., 2000; Schulmann, Gayer, 2000). Uzyskane dane radiometryczne wskazują na przejawy późnoproterozoicznego, granitoidowego plutonizmu zlokalizowanego w zachodniej, brzeżnej strefie bloku górnośląskiego (Brunowistulikum). Natomiast wiek materiału źródłowego łupków plagioklazowo-biotytowych z kopuły Desny został określony (metodą ewaporacji pojedynczych cyrkonów) na ok. 598–665 mln lat (Kröner i in., 2000).

Jednostka Rzeszotar i jednostka centralna

Jednostka Rzeszotar jest położona w południowo-wschodniej części bloku górnośląskiego, pomiędzy jednostką Cieszyna na zachodzie a strefą uskokową Kraków–Lubliniec na północnym wschodzie (fig. 2, 4). Ku północnemu zachodowi prawdopodobnie przedłuża się ona na obszar jednostki centralnej, której prekambryjskie podłoże dotychczas nie zostało bezpośrednio poznane. Prekambryjskie utwory jednostki Rzeszotar stwierdzono w kilku otworach, zlokalizowanych na głębokościach od ok. 800 do 2400 m zlokalizowanych w obrębie **zrębu Rzeszotar**, znanego też jako wypiętrzenie rzeszotarskie (Konior, 1974). Zrąb Rzeszotar (fig. 3, 4) jest wąską strukturą o przebiegu NNW–SSE, ograniczoną od wschodu i zachodu stromymi uskokami normalnymi o amplitudzie co najmniej 1500 m. Rozciąga się on od północnych granic Krakowa, gdzie styka się ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, po Myślenice i Wiśniową na południu. Przecinany jest przez liczne uskoki poprzeczne. W podłożu zrębu Rzeszotar stwierdzono skały metamorficzne reprezentowane głównie przez para- i ortognejsy, gnejsy amfibolowe, łupki łyszczykowe oraz para- i ortoamfibolity (Nowak, 1927; Pelczar, Wieser, 1962; Borucki, Sałdan, 1965;



skały anchimetamorficzne

- (meta-)iłowce, mułowce, piaskowce i zlepieńce

skały metamorficzne

- łupki krystaliczne fyllitowe, gnejsowe i zieleńcowe (facja zieleńcowa)
- granity metamorficzne
- migmatyty oraz ślady migmatyzacji
- amfibolity
- paragnejsy i łupki łyszczykowe z wkładkami innych skał
- łupki krystaliczne, gnejsy, amfibolity, wapienie krystaliczne i in. (facja zieleńcowa i amfibolitowa)
- (meta-)bazyty i (meta-)ultrabazyty, (metagabra, metabazalty, amfibolity, hornblendyty, piroksenity, perydotyty, serpentynity, łupki talkowe, łupki aktynolitowe, łupki chlorytowe, dioryty, metadioryty)

CSB centralna strefa bazytowa

skały magmowe

- leukogranity biotytowe (typu Lubnej)
- granity biotytowo-muskowitowe
- granity biotytowe
- jasne granodioryty amfibolowo-biotytowe i leukogranity (typu Slavkowa)
- ciemne tonality amfibolowo-(+/)biotytowe i dioryty kwarcowe (typu Ždánic)
- biotytowe leukogranity i leukotonality (typu Stupavy)
- granodioryty biotytowo-(+/)amfibolowe
- gnejsy tonalitowe
- dioryty i tonality
- gabra i gabronoryty
- ortognejsy (proterozoiczne granitoidy przeobrażone w gnejsy podczas deformacji waryscyjskich)

- strefa uskokowa przypuszczalna
- granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
- oś anomalii magnetycznych Tychów-Jordanowa

nasunięcia:

NM	moldanubskie
NN	Nyznerova
NR	Ramzovej (ramzowskie)
NS	Svojanova
NSt	Strzelina

ważniejsze uskoki:

NU	Nectavy
SUK–L	Kraków–Lubliniec
UB	Boskovic
UD	Diendorfu
UK–Ch	Krzeszowice–Charasznica
USB	sudecki brzeżny

kopuły:

KD	Desny
KK	Keperníka
KVV	Velkého Vrbna

okna tektoniczne:

OTSv	Svratki
OTTh	Thaya (Dyji)

masywy gabrowe i gabronorytowe:

An	Andrychowa
Ja	Jablunkova
Ru	Rusavy
Vl	Vlkos

ortognejsy:

Bi	Bítešy
De	Desny
Ke	Keperníka
Ma	Maciejowic
No	Nowolesia
St	Strzelina
Sv	Svratki

FIG. 4. Budowa geologiczna prekambryjskiego fundamentu Brunowistulikum (wg Buły i Żaby, 2005; Buły i in., 2008)

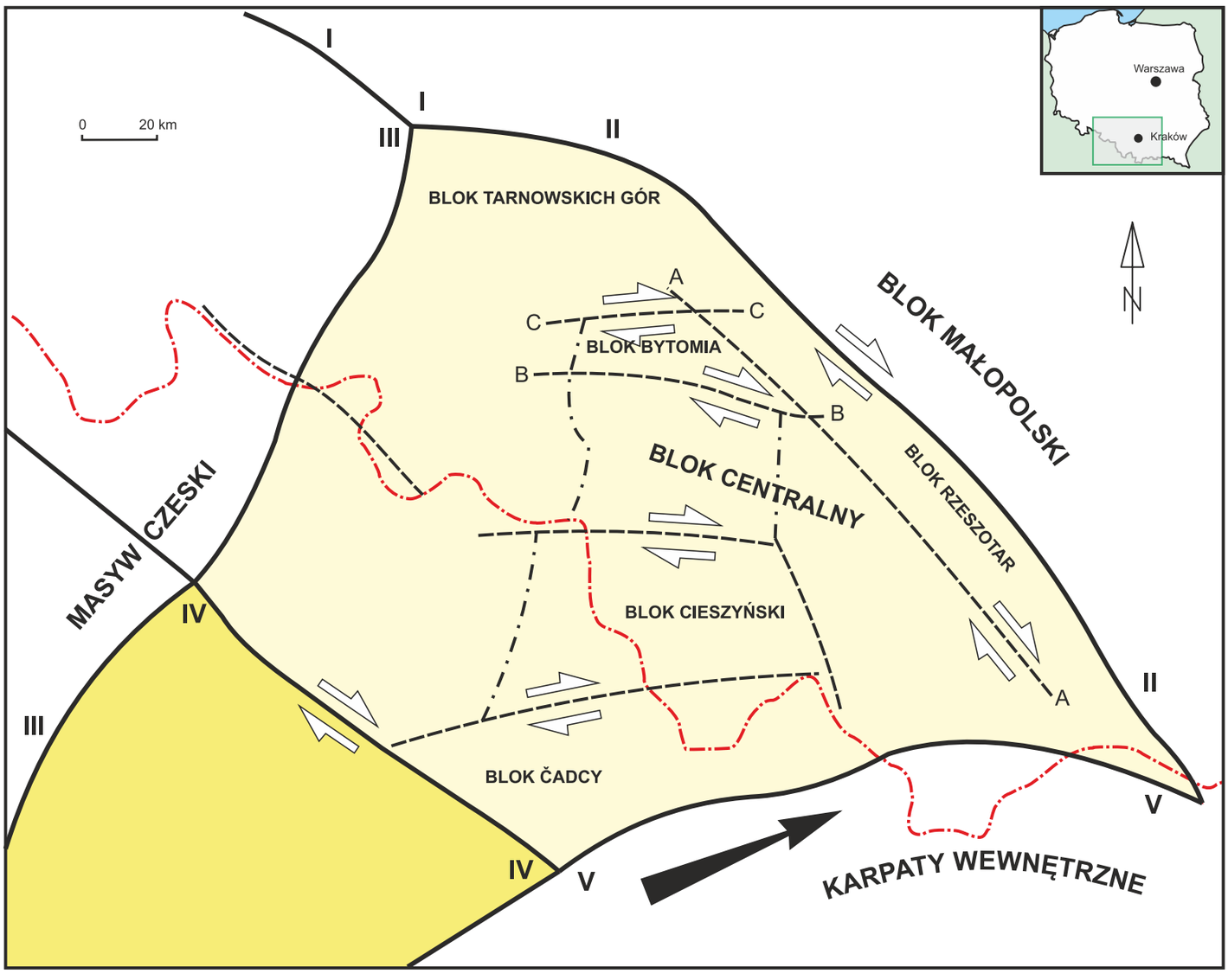


FIG. 5. Schemat tektoniczny podłoża Górnośląskiego Zagłębia Węglowego według Kotasa (1985a), zmodyfikowany przez Tepera (2008)

Heflik, Konior, 1971, 1972, 1974; Konior, 1974; Żelaźniewicz i in., 2004; Buła, Żaba, 2005). Gnejsy i amfibolity zawierają lokalnie wkładki skał węglanowych. Część z nich wykazuje objawy migmatyzacji bądź lokalnie uległa silnym zmianom retrogresywnym (diaftorezie). Przeobrażenia skał zrębu Rzeszotar odpowiadają warunkom zawartym w przedziale między facją zieleńcową i amfibolitową.

Prekambryjskie podłoże zrębu Rzeszotar należy do najstarszych w obrębie Brunowistulikum, stanowiąc jego archaiczny element. Wiek amfibolitów zrębu Rzeszotar (otwór Rzeszotary 2) został określony konwencjonalną metodą U-Pb na 2,7 mld lat (Bylina i in., 2000). Badania wieku cyrkonów pochodzących ze zmigmatytyzowanych amfibolitów z otworu Rzeszotary 2 wykazały (Żelaźniewicz i in., 2004), że skały te reprezentują archaiczną intruzję bazytów (2,8–2,6 mld lat), która została przeobrażona i zdeformowana po raz ostatni we wczesnym proterozoiku (2,0 mld lat temu). Oznaczenia radiometryczne wieku amfibolitów z tego otworu (837 mln lat) wskazują na wtórne, lokalne procesy diaftorezy, które objęły partie tych skał (837 mln lat temu; Burchart, 1971).

Jednostka centralna położona jest w centralnej części bloku górnośląskiego (fig. 2, 4). Nawiązuje ona w przybliżeniu do wyróżnionej przez Kotasa (1982, 1985a, b) oraz Tepera (2008) strefy (kry/bloku) centralnej (fig. 5). Miałaby ona stanowić podłoże niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW), jednak w obrębie tej ostatniej nie stwierdzono dotychczas bezpośrednio prekambryjskiego podłoża bloku górnośląskiego.

Jednostka centralna łączy się prawdopodobnie z jednostką Rzeszotar, odznaczając się, podobnie jak ona, archaiczno-dolnoproterozoiczne podłożem krystalicznym (Buła, Żaba, 2008; fig. 6). Południową i zachodnią granicę tych dwóch jednostek wyznacza dodatnia anomalia magnetyczna Tychów i Jordanowa, stanowiąca strefę kontaktu o charakterze szwu ofiolitowego, reprezentowanego przez zmetamorfizowane skały zasadowe i ultrazasadowe (Kotas, 1972; Buła, Żaba, 2008; Żelaźniewicz i in., 2009). Strefa ta rozgranicza przedkarelskie/karelskie, archaiczno-dolnoproterozoiczne podłoże jednostek Rzeszotar i centralnej od górnoproterozoicznego fundamentu jednostki Cieszyna (fig. 4, 6). Północną i wschodnią granicę tych jednostek wyznacza strefa uskokowa Kraków–Lubliniec (fig. 2, 6).

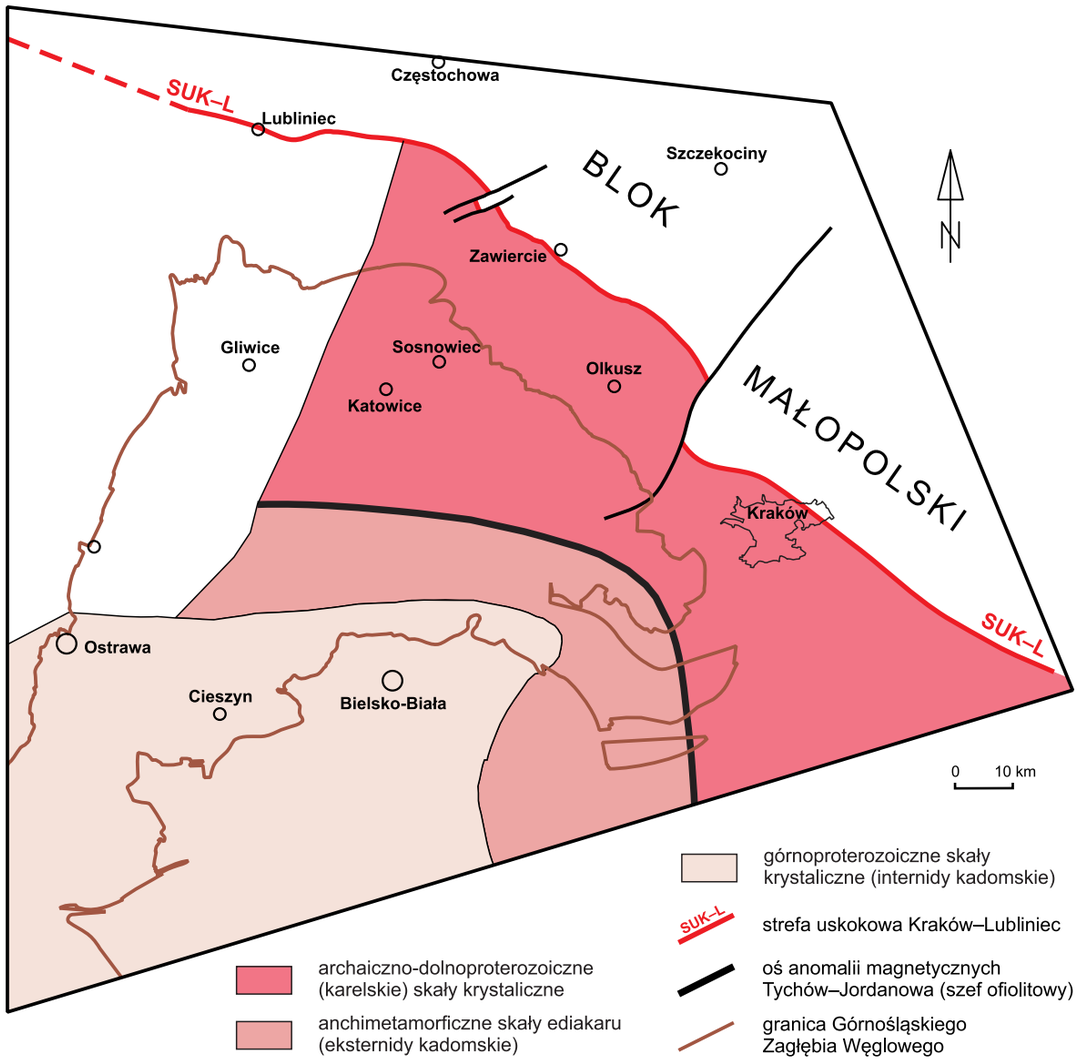


FIG. 6. Schemat tektoniczny podłoża południowej i wschodniej części bloku górnośląskiego (wg Buły i Żaby, 2008)

5.1.1.4. Terrany prekambryjskiego podłoża bloku górnośląskiego

Jerzy Żaba

Jednostki Rzeszotar i centralna według Żelaźniewicza i in. (2009) tworzą wspólnie **terran Rzeszotar**, będący najstarszym elementem strukturalnym podłoża Brunowistulikum, zawierającym archaiczno-dolnoproterozoiczne (przedkarelskie/karelskie) skały krystaliczne. Z kolei graniczącą z terranem Rzeszotar od zachodu jednostka Cieszyna stanowi element neoproterozoicznego **terranu Slavkova** (fig. 7), którego podłoże składa się z górnoproterozoicznych (kadomskich) skał krystalicznych oraz anchimetamorficznych utworów ediakaru. Terran Slavkova, według tej interpretacji, jest ograniczony od północnego wschodu przez oś anomalii (szew ofiolitowy) Tychów–Jordanowa (fig. 4, 6), natomiast ku południowemu zachodowi sięga aż po centralną strefę bazytową znajdującą się na obszarze bloku Brna w Republice Czeskiej, która oddziela go z kolei od terranu Thaya (Żelaźniewicz i in., 2009; fig. 2, 4, 7).

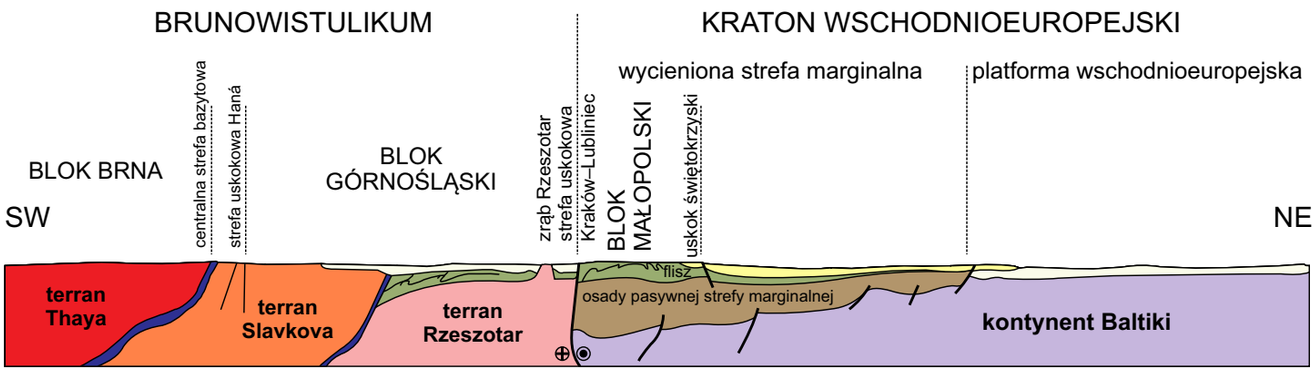


FIG. 7. Schematyczny model struktury neoproterozoicznego podłoża bloku górnośląskiego na tle budowy obszarów przyległych według Żelaźniewicza i in. (2009)

5
Platforma paleozoiczna

5.1.1.5. Paleozoiczna pokrywa platformowa bloku górnośląskiego

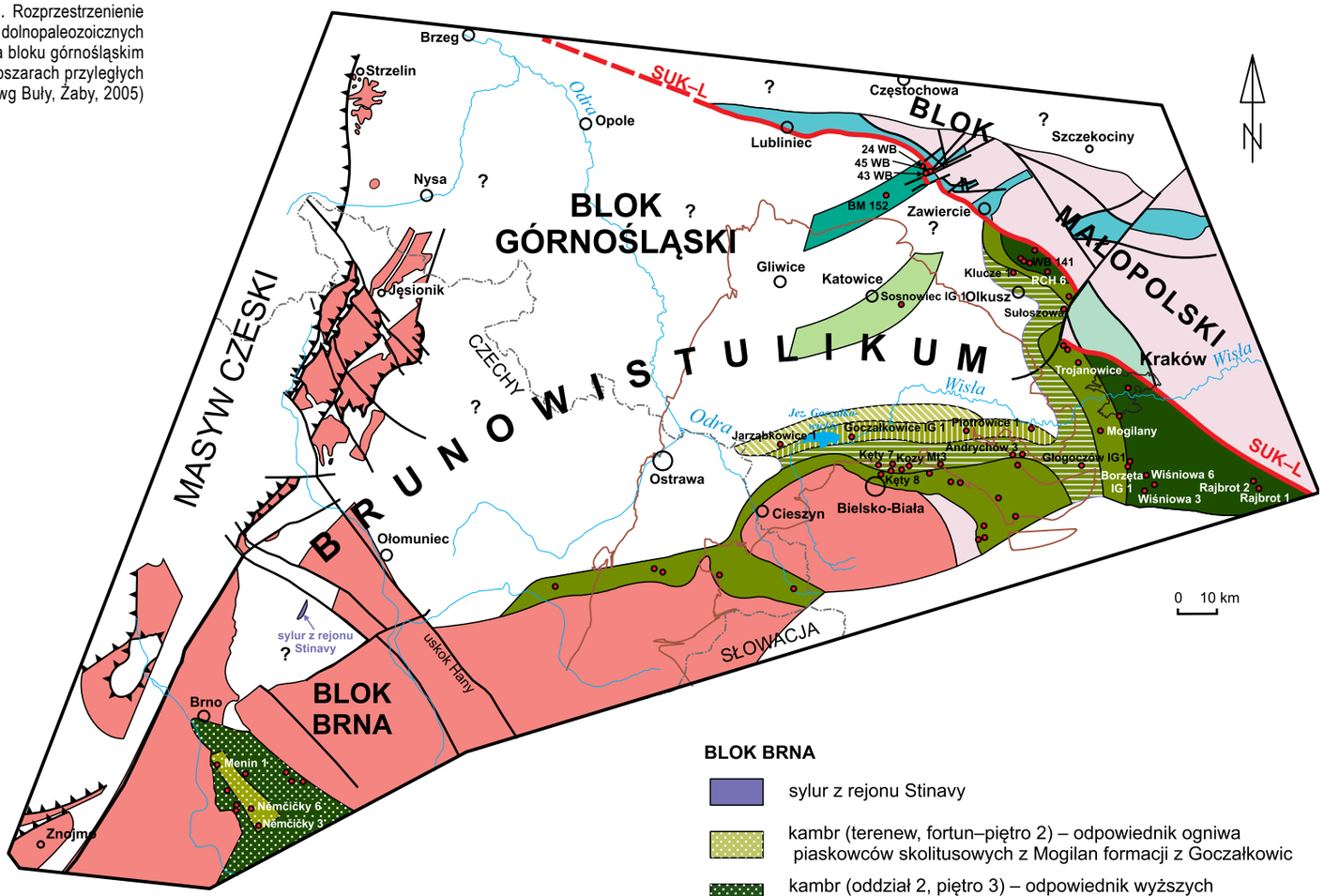
Jerzy Żaba

Piętro dolnopaleozoiczne

Dolnopaleozoiczna pokrywa osadowa bloku górnośląskiego jest rozpoznana tylko fragmentarycznie w południowej i południowo-wschodniej części bloku, pomiędzy Cieszynem a Krakowem oraz w rejonie Olkusza na północnym wschodzie (Buła, Jachowicz, 1996; Buła i in., 1997, 2008, 2015; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005; Pacześna, 2014; fig. 8). Cechą charakterystyczną osadów dolnopaleozoicznych jest ich strefowe rozprzestrzenienie (fig. 8). Począwszy od południowego wschodu i południa, w kierunku północno-zachodnim i zachodnim, na powierzchni poddewońskiej odsłaniają się coraz to młodsze skały dolnopaleozoiczne – od najniższego kambru aż po ordowik (Buła, Żaba, 2005).

Prekambryjskie podłoże jest przykryte tam przez klastyczne utwory kambru (terenew i oddział 2 oraz lokalnie miaoling) reprezentowane przez piaskowce, mułowce i iłowce. W profilu kambru wydzielane są formacje: z Borzęt (terenew) i z Goczałkowic (terenew i oddział 2) oraz formacja z Sosnowca (miaoling), stwierdzona tylko w jednym otworze Sosnowiec IG 1 (Buła, 2000). Miąższość utworów kambru na obszarze bloku górnośląskiego dochodzi do kilku kilometrów.

FIG. 8. Rozprzestrzenienie utworów dolnopaleozoicznych na bloku górnośląskim i obszarach przyległych (wg Buły, Żaby, 2005)



BLOK MAŁOPOLSKI

- sylur – formacja z Łapczycy
- sylur i ordowik – formacja z Mrzygłodu i formacja z Zawiercia

BLOK GÓRNOŚLĄSKI

- ordowik – formacja z Bibieli
- kambr (miaoling) formacja z Sosnowca
- kambr (oddział 2, piętro 3) – formacja z Goczałkowic, ogniwo iłowców z Jarząbkowic
- kambr (oddział 2, piętro 3) – formacja z Goczałkowic ogniwo mułowców z trylobitami z Pszczyny
- kambr (terenew, piętro 2–oddział 2, piętro 3) – formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców bioturbacyjnych z Głogoczowa
- kambr (terenew, fortun–piętro 2) – formacja z Goczałkowic, ogniwo piaskowców skolitusowych z Mogilan
- kambr (terenew, fortun) – formacja z Borzęt

BLOK BRNA

- sylur z rejonu Stinavy
- kambr (terenew, fortun–piętro 2) – odpowiednik ogniwa piaskowców skolitusowych z Mogilan formacji z Goczałkowic
- kambr (oddział 2, piętro 3) – odpowiednik wyższych ogniw formacji z Goczałkowic

PREKAMBRYJSKIE UTWORY BRUNOWISTULIKUM I BLOKU MAŁOPOLSKIEGO

- ediakar – skały anchimetamorficzne
- neoproterozoik – skały krystaliczne
- proterozoik i archaik – skały krystaliczne
- SUK–L strefa uskokowa Kraków–Lubliniec
- nasunięcia
- ważniejsze uskoki
- granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
- Klucze 1 otwory, w których paleontologicznie udokumentowano skały dolnopaleozoiczne Brunovistulikum
- inne otwory, w ktorych stwierdzono skały dolnopaleozoiczne

Profile ordowiku rozpoznano fragmentarycznie w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego (fig. 8). Są to utwory klastyczno-węglanowe (iłowce z wkładkami mułowców, piaskowców, kwarcytów i dolomitów) zaliczane do formacji z Bibieli, których miąższość wynosi tam ok. 80 m (Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000).

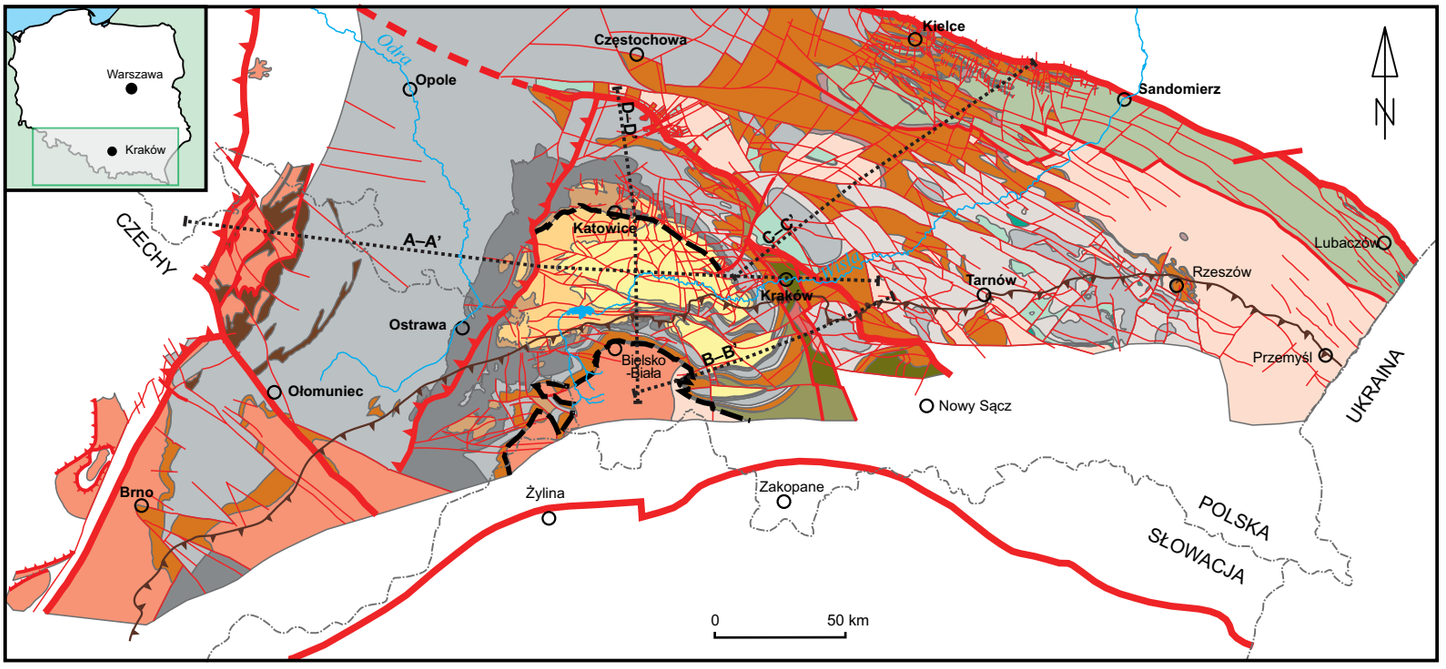
Piętro dewońsko-karbońskie

Na obszarze bloku górnośląskiego skały piętra dewońsko-karbońskiego tworzą zazwyczaj zwartą pokrywę i leżą penakordantnie lub wyraźnie niezgodnie i zazwyczaj przekraczająco na skałach piętra dolnopaleozoicznego; często zalegają też bezpośrednio na prekambryjskim podłożu (fig. 9, 10). Rozległa luka stratygraficzna ma charakter zarówno sedymentacyjny, jak i erozyjny, a niezgodność kątowa dochodzi zazwyczaj do ok. 20° (Perski, Żaba, 1997; Żaba, 1999).

Utwory dewońskie w zachodniej części bloku górnośląskiego są reprezentowane przez wielokrotnie zdeformowane skały metamorficzne powstałe z przeobrażenia utworów wulkaniczno-klastycznych w warunkach facji amfibolitowej (Hladil, 1988; Cháb i in., 1994; Cwojdziński, Żelaźniewicz, 1995; Schulmann, Gayer, 2000; Buła, Żaba, 2005; Żaba i in., 2005; Szczepański, 2007; Buła i in., 2008). W kierunku wschodnim i południowym skały te stopniowo przechodzą w utwory platformy węglanowej środkowego i górnego dewonu zalegające na dolnodewońskich utworach klastycznych typu *old red* (Chlupač, 1988; Narkiewicz, 2005, 2007).

Zapoczątkowana w dewonie subsydencja podłoża była kontynuowana w karbonie, z początkiem którego nastąpiła zmiana warunków sedymentacji na klastyczną fliszową i fliszopodobną (kulm). Osady karbońskie rozwijały się w obrębie rozległego **basenu morawsko-śląskiego** (Unrug, Dembowski, 1971; Kumpera, 1980, 1988; Kotas, 1982, 1985a, b; Kumpera, Martinec, 1995; Kumpera, Grygar, 1997; Buła, Żaba, 2005; Buła in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), którego rozwój był głównie determinowany przez naciski wywoływane kolizją terranów Masywu Czeskiego z Brunowistulikum. W zachodniej części bloku górnośląskiego sedymentacja ta rozpoczęła się na przełomie dewonu i karbonu, natomiast w części południowo-wschodniej i południowej w późnym wizenie. W części

FIG. 9. Rozprzestrzenienie utworów paleozoicznych na bloku górnośląskim i obszarach przyległych – schematyczna mapa geologiczna podpermska odkryta do karbonu (wg Buły, Żaby, 2005; Buły i in., 2008; m.in. na podstawie Poprawy, Nemčoka, 1988–1989; Buły, Kotasa, 1994; Kumpera, Martineca, 1995; Austa, 1996; Buły i in., 2002; Cymermana, 2004; Jureczki i in., 2005; Buły, Habryna, 2008)



skały magmowe na powierzchni paleozoiku

- porfiry, granitoidy
- diabazy, melafiry

górny paleozoik

- krakowska seria piaskowcowa
- seria mułowcowa
- górnośląska seria piaskowcowa
- seria paraliczna

→ BRUNOWISTULIKUM – karbońskie (górny missisip–dolny i środkowy pensylwan) utwory węglonośne GZW

- karbońskie skały klastyczne (kulm)
- karbońskie skały węglanowe
- dewońskie skały węglanowe

→ BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI

- dewońskie skały wulkanoklastyczne → BRUNOWISTULIKUM
- dolnodewońskie skały klastyczne → BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI

dolny paleozoik

- sylur
- ordowik

→ BLOK MAŁOPOLSKI

- ordowik – formacja z Bibieli → BRUNOWISTULIKUM
- kambryjskie skały klastyczne → BLOK MAŁOPOLSKI
- kambr (terenew–oddział 2) – formacja z Goczałkowic
- kambr (terenew) – formacja z Borzęt

→ BRUNOWISTULIKUM

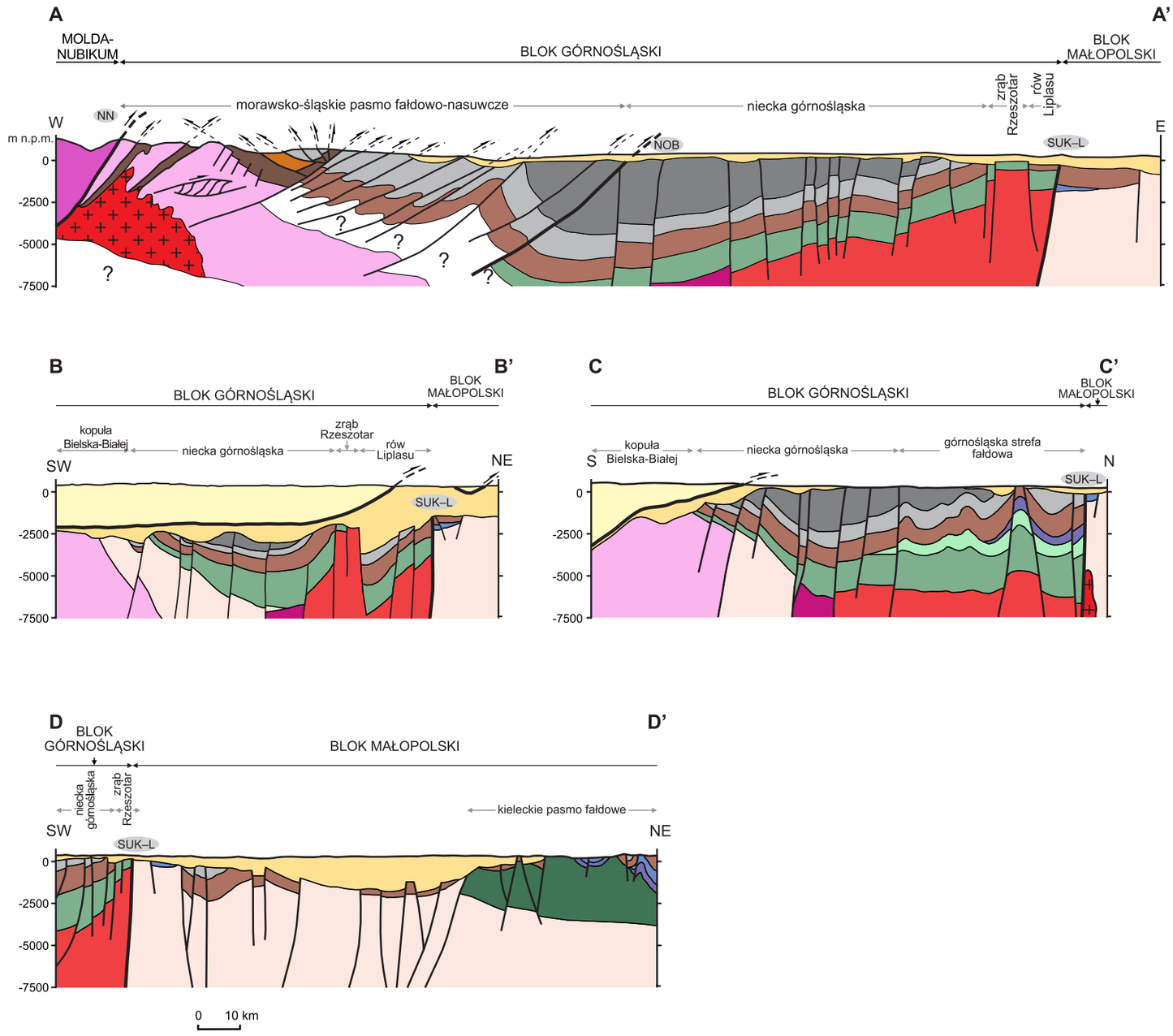
prekambr

- ediakarskie skały anchimetamorficzne → BRUNOWISTULIKUM I BLOK MAŁOPOLSKI
- ediakarskie zlepieńce polimiktyczne
- neoproterozoiczne skały krystaliczne
- archaiczno-dolnoproterozoiczne skały krystaliczne

→ BRUNOWISTULIKUM

granice jednostek tektonicznych

- strefy uskokowe
- główne uskoki
- główne nasunięcia
- granice przejściowe
- podrzędne uskoki
- podrzędne nasunięcia
- nasunięcie karpackie
- A–A' linie przekrojów geologicznych (patrz fig. 10)



płaszczowiny karpackie

utwory pokrywy permsko-mezozoiczno-kenozoicznej

waryscyjskie granitoidy

karbońskie (górny missisip–dolny i środkowy pensylwan) utwory węglonośne GZW

karbońskie (missisip) utwory klastyczne (kulm)

utwory węglanowe dewonu i karbonu (dolny i środkowy missisip)

metaklastyki dewonu górnego (?) i karbonu (missisip)

metawulkanoklastyki dewonu

utwory syluru

utwory ordowiku

utwory kambru (miaoling) bloku górnośląskiego

utwory kambru (tenerew–oddział 2) bloku górnośląskiego

sfałdowane utwory kambryjskie bloku małopolskiego

anchimetamorficzne skały klastyczne ediakaru

neoproterozoiczne skały krystaliczne bloku górnośląskiego (runovistulikum)

proterozoiczne skały krystaliczne Sudetów (Moldanubicum)

proterozoiczne (meta-) bazyty i (meta-) ultrabazyty (szew ofiolitowy)

archaiczno-dolnoproterozoiczne (karelskie) skały krystaliczne bloku górnośląskiego

uskoki

nasunięcia

SUK–L strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

NN nasunięcie Nyznerova

NOB nasunięcie orłowsko-boguszowickie

FIG. 10. Przekroje geologiczne przez blok górnośląski i obszary przyległe (wg Buły i in., 2008); linie przekrojów – patrz fig. 9

wschodniej bloku górnośląskiego, od późnego missisipu po środkowy pensylwan, tworzyły się molasowe osady węglonośne, początkowo paraliczne, a później limniczne, wypełniające **zapadlisko górnośląskie** (fig. 11). Zachowana była ciągłość sedymentacyjna między kulmem a utworami węglonośnymi. W części produktywnej zapadliska górnośląskiego jest ulokowane **Górnośląskie Zagłębie Węglowe** (Kotas, 1982, 1985a, b; Buła in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 11). Osady karbońskie rozwijały się w obrębie rozległego **basenu morawsko-śląskiego** (Unrug, Dembowski, 1971; Kumpera, 1980, 1988; Kotas, 1982, 1985a, b; Kumpera, Martinec, 1995; Kumpera, Grygar, 1997; Buła, Żaba, 2005; Buła in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), którego rozwój był głównie determinowany przez naciski wywoływane kolizją terranów Masywu Czeskiego z blokiem górnośląskim (Brunowistulikum).

5.1.1.6. Paleozoiczne jednostki tektoniczne bloku górnośląskiego

Jerzy Żaba

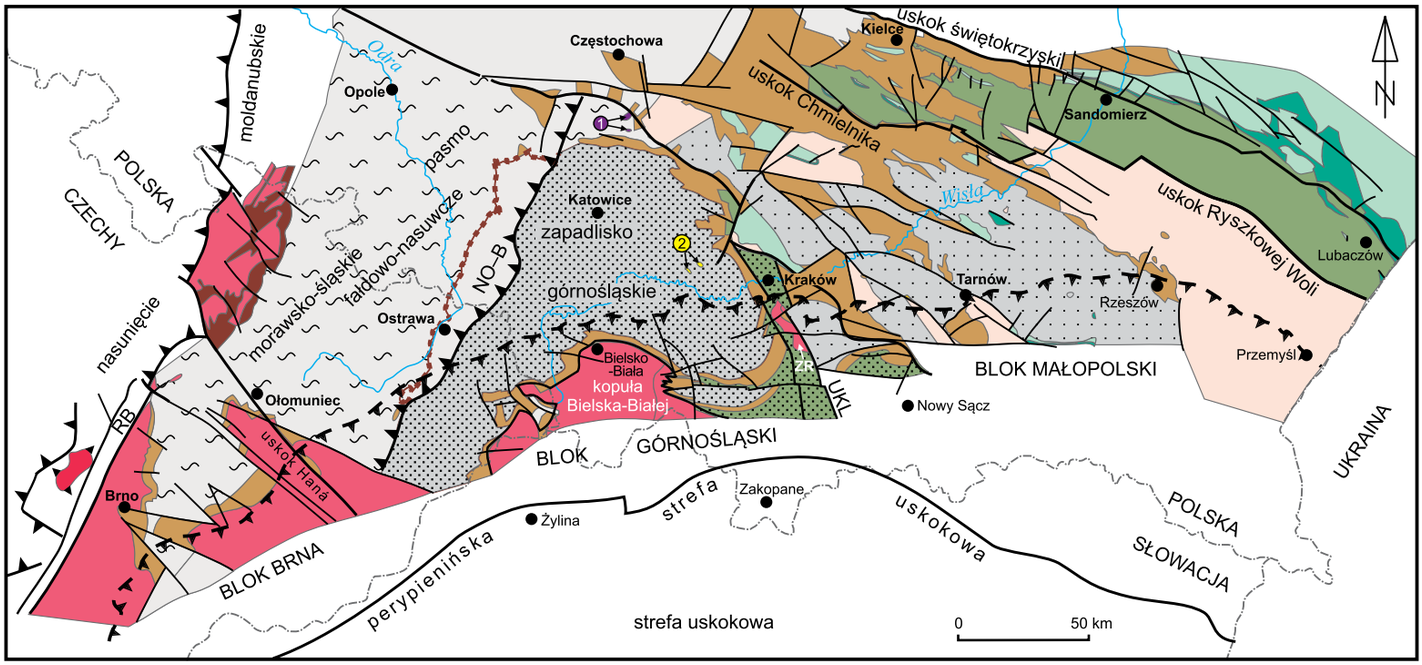
W planie podpermsko-mezozoicznym na obszarze bloku górnośląskiego zaznaczają się trzy główne struktury tektoniczne (Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011): morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, zapadlisko górnośląskie oraz kopuła Bielska-Białej (fig. 10–12).

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze

Pasmo to rozciąga się w zachodniej części bloku górnośląskiego (fig. 11, 12), w przybliżeniu odpowiadając morawsko-śląskiej strefie fałdowej (wg Kotasa, 1982, 1985a, b; Pożaryskiego i in., 1992). Powstało w wyniku kolizji bloku górnośląskiego (Brunowistulikum) z terranami Masywu Czeskiego. W późnym karbonie, wskutek ruchów tektonicznych zachodzących podczas orogenezy waryscyjskiej, pasmo to zostało nasunięte ku wschodowi na zapadlisko górnośląskie, wzdłuż linii nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, stanowiącego jego wschodnią granicę. Od północy jednostka ta graniczy ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, natomiast od zachodu z pasmem fałdowym Starého Města (poprzez strefę uskokową morawsko-śląską). W kierunku południowym rozciąga się dalej na terytorium Republiki Czeskiej.

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze obejmuje karbońskie utwory węglonośne zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, a także proterozoiczne i dewońskie skały krystaliczne (przede wszystkim metamorficzne) oraz karbońskie utwory fliszowe występujące na zachód od GZW. Wszystkie te kompleksy skalne odznaczają się fałdowo-nasuwczym charakterem budowy. Struktury fałdowe charakteryzują się przeważnie południkowym przebiegiem i wschodnią wergencją. Również większość nasunięć wykazuje zwrot skierowany ku wschodowi, jednak w zachodniej części tej jednostki część struktur powstała na obszarze występującej tam pryzmy akrecyjnej odznacza się zwrotem przeciwnym (fig. 10A).

Budowa tektoniczna morawsko-śląskiego pasma fałdowego (zob. też rozdział 5.1.4.1) została ukształtowana podczas wielofazowych deformacji waryscyjskich spowodowanych kolizją terranu Brunowistulikum z elementami skorupy kontynentalnej Masywu Czeskiego, reprezentowanymi w tym regionie przez terran Moldanubikum. W północnej części strefy krawędziowej obu terranów stwierdzono ślady kilku (najczęściej dwóch lub trzech) deformacji waryscyjskich (m.in. Oberc, 1974; Miszewski, 1977; Niemczyk, 1981; Rajlich, 1990; Aleksandrowski, 1995; Dvořák, 1995; Grygar, Vavro, 1995; Mazur, Puziewicz, 1995; Testa, Gibbons, 1996; Żaba, 1998, 2002; Mazur, Józefiak, 1999; Cymerman, 2000; Schulmann, Gayer, 2000).



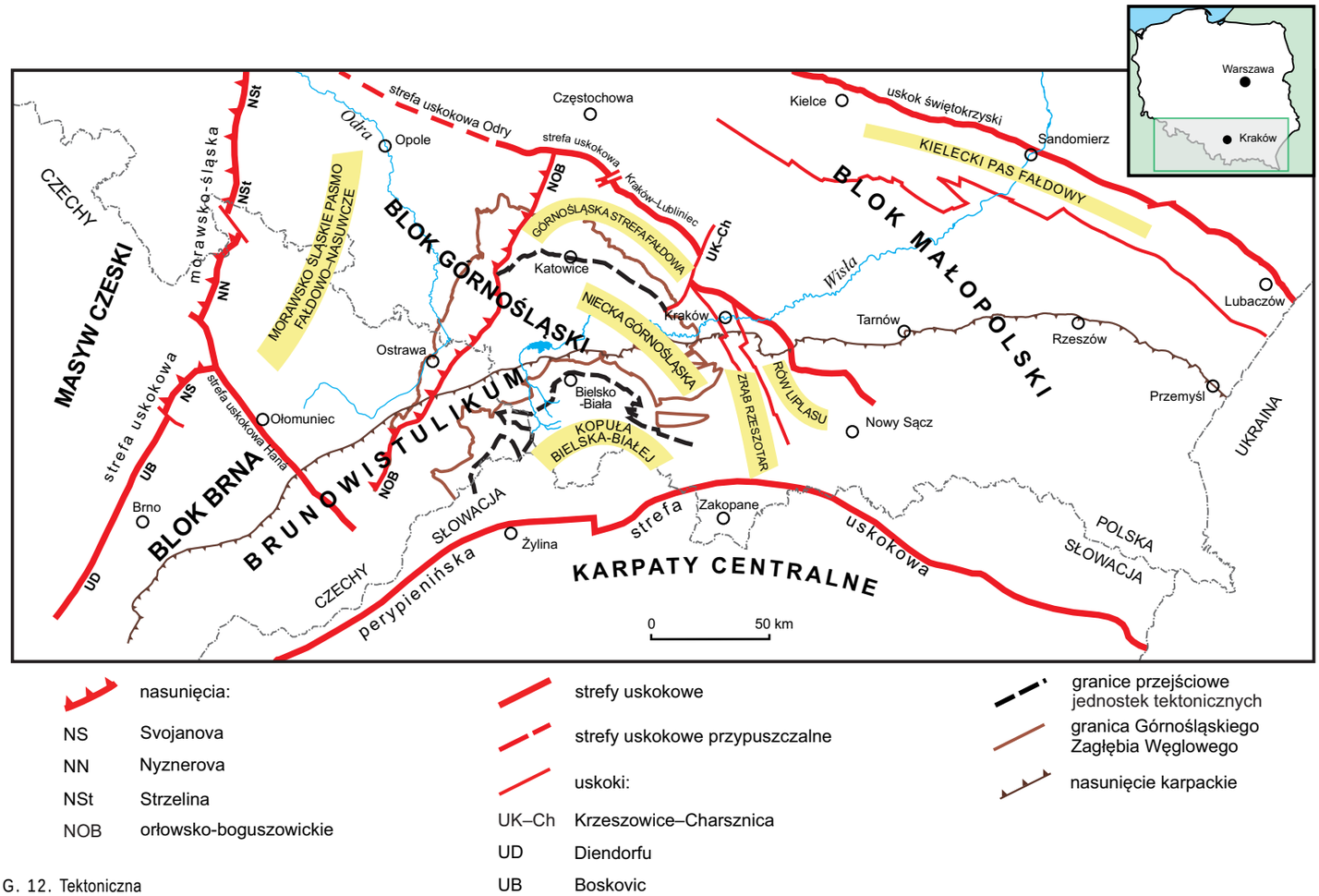
blok małopolski
- karbon
- sylur
- ordowik
- kambr

blok górnośląski
- górnokarbońskie utwory węglonośne niecki Tychów
- karbon (kulm) pasma morawsko-śląskiego
- 1 porfiry i granitoidy
- 2 diabazy i melafiry
- kambr
- proterozoiczne skały krystaliczne bloku górnośląskiego i Sudetów Wschodnich (Brunovistulikum)

- karbon
- dewon (skały klastyczne i węglanowe)
- dewon (skały metawulkanoklastyczne)
- anchimetamorficzne skały bloku małopolskiego
- nasunięcie karpackie
- wychodnie
- strefy uskokowe
- uskoki
- nasunięcia
- granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

ZR zrąb Rzeszotar
NO–B nasunięcie orłowsko-boguszowickie
RB rów Boškovic
UKL strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

FIG. 11. Główne struktury tektoniczne bloku górnośląskiego na tle jednostek przyległych – odkryta mapa geologiczna bez pokrywy permsko-mezozoicznej (wg Żelaźniewicza i in., 2011)



nasunięcia:

NS	Svojanova
NN	Nyznerova
NSt	Strzelina
NOB	orłowsko-boguszowickie

strefy uskokowe

strefy uskokowe przypuszczalne

uskoki:

UK–Ch	Krzeszowice–Charsznica
UD	Diendorfu
UB	Boskovic

granice przejściowe jednostek tektonicznych

granica Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

nasunięcie karpackie

FIG. 12. Tektoniczna regionalizacja bloku górnośląskiego i obszarów przyległych w planie podpermsko-mezozoicznym (wg Buły i in., 2008; Żelaźniewicza i in., 2011)

W utworach dewońsko-karbońskich Gór Opawskich, leżących w zachodniej, brzeżnej strefie bloku górnośląskiego (Brunowistulikum), wyróżniono przejawy pięciu wydarzeń tektonicznych prowadzących do formowania się struktur fałdowych (Żaba i in., 2005). Wydarzenia najstarsze miały związek z wczesnokarbońskim, skośnym podsuwaniem terranu Brunowistulikum pod krystaliczne skały Moldanubikum (Schulmann, Gayer, 2000) oraz kształtowaniem się na tym obszarze kontynentalnej pryzmy akrecyjnej (m.in. Grygar, Vavro, 1995; Kumpera, Martinec, 1995; Grygar, 1998; Schulmann, Gayer, 2000). Deformacje te zachodziły w warunkach prawoskrętnej transpresji (Żaba i in., 2005), prowadząc do przemieszczeń nasuwczych o kierunku NNE–SSW (góra ku SSW, rzadziej ku NNE). W tym okresie utwory formacji andelskohorskiej nasuwały się ku SW na podłoże dewońskie. Wskutek podnoszenia się rejonów położonych na zachodzie w skałach formacji andelskohorskiej tworzyły się, w wyniku przemieszczeń grawitacyjnych, wąskopromienne, przeważnie izoklinalne fałdy o wergencji wschodniej. Późniejsze wydarzenia tektoniczne wiązały się z wypiętrzaniem pryzmy akrecyjnej i późnokarbońską transpresją (Schulmann, Grygar, 2000; Żaba i in., 2005). Początkowo (we wczesnym pensylwanie) uformowały się, w warunkach lewoskrętnej transpresji, struktury fałdowe o kierunku NE–SW. W schyłkowym okresie tych wydarzeń doszło natomiast do nasuwania się ku zachodowi utworów formacji andelskohorskiej na sekwencje dewońskie, a także osadów formacji hornobeneszowskiej na skały formacji andelskohorskiej, co spowodowało, że przyjęły one w wielu miejscach pozycję odwróconą (Żaba i in., 2005). Późniejsze wydarzenia, zachodzące prawdopodobnie w środkowym pensylwanie, wiązały się z prawoskrętną transpresją, prowadzącą do nasunięć ku NE, ENE lub E; dużo rzadziej odznaczały się one zwrotem przeciwnym (Żaba i in., 2005). Wydarzenie najmłodsze, zachodzące najprawdopodobniej na pograniczu środkowego i późnego pensylwanu, wiązało się z wielofazowym rozwojem nasunięć ku NNW lub N (Żaba i in., 2005). U schyłku tego etapu nasunięcia lokalnie wykazywały zwrot przeciwny.

Zapadlisko górnośląskie

Utworzone w trakcie orogenezy waryscyjskiej zapadlisko górnośląskie (fig. 11) zajmuje środkową i wschodnią część bloku górnośląskiego. Tworzy je dewońsko-karbońskie piętro platformy. Od zachodu graniczy z utworami karbońskimi morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego, które w późnym karbonie zostały nasunięte na zapadlisko z zachodu wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (fig. 9–12). Od północnego wschodu i wschodu zapadlisko górnośląskie graniczy ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, natomiast od południa z kopułą Bielska-Białej. Rozwój zapadliska zapoczątkowany został dewońską subsydencją podłoża. Proces ten był kontynuowany w karbonie, przy diachronicznej zmianie warunków sedymentacji na fliszową (kulm), zastępowaną następnie (od późnego missisipu po środkowy pensylwan) przez depozycję molasowych osadów węglonośnych. Z ich występowaniem jest związane Górnośląskie Zagłębie Węglowe, które jest zlokalizowane w produktywnej części zapadliska górnośląskiego (fig. 11) oraz w brzeżnej, wschodniej części morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (fig. 11, 12).

Skały zapadliska górnośląskiego uległy deformacjom o charakterze blokowym i fałdowym, których szczególna intensywność zaznaczyła się w sąsiedztwie strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Pod względem zróżnicowania stylu budowy tektonicznej zapadliska górnośląskiego (fig. 11), w jego obrębie wyróżnia się kilka jednostek strukturalnych niższego rzędu (Buła i in., 2008), reprezentowanych przez: nieckę górnośląską (zwaną też niecką tyską – Żelaźniewicz i in., 2011), górnośląską strefę fałdową (dębnicko-siewierska strefa fałdowa – Żelaźniewicz i in., 2011), zrąb Rzeszotar i rów Liplasu (fig. 12).

Niecka górnośląska (niecka tyska) obejmuje wyróżnianą przez Kotasa (1972, 1982, 1985a, b) nieckę główną, rozciągającą się łukowato od okolic Żor na zachodzie po rejon Zawoi na południu (Buła i in., 2008; fig. 12). Zaznacza się ona wyraźnie w obrębie karbońskich utworów węglonośnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz w zalegających poniżej starszych skałach karbońskich i dewońskich (Buła, Habryn, 2008). Na zachodzie graniczy z morawsko-śląskim pasmem fałdowo-nasuwczym wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, na południu z kopułą Bielska-Białej, natomiast na południowym wschodzie ze zrębem Rzeszotar. Nieckę górnośląską przecinają liczne, subrównoleżnikowe uskoki, dzielące ten obszar na odrębne bloki.

Górnośląska strefa fałdowa (dębnicko-siewierska strefa fałdowa) obejmuje struktury karbońskie występujące w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wyróżnione przez Kotasa, 1972, 1982, 1985a, b, jako siodło główne), a także struk-

tury dewońsko-karbońskie położone na północ i północny wschód od granic GZW, rozciągające się pomiędzy Tarnowskimi Górami, Siewierzem i Krzeszowicami (Buła i in., 2008), wydzielone przez Kotasa (1982, 1985a, b) jako krakowska strefa fałdowa. Według starszych interpretacji tektonicznych obszary te były włączane do krakowskiej gałęzi waryscydów (Bukowy, 1964), a także antyklinorium śląsko-krakowskiego (Bukowy, 1972).

Na południu górnośląska strefa fałdowa graniczy z niecką górnośląską, na zachodzie z morawsko-śląskim pasmem fałdowo-nasuwczym (wzdłuż nasunięcia orłowsko-boguszowickiego), na północy i północnym wschodzie ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec, natomiast na południowym wschodzie jest ograniczona przez uskok Krzeszowice–Charsznica (Buła i in., 2008; fig. 12). Osie antyklin i synklin w obrębie omawianej jednostki wykazują wyraźne undulacje. W północnej części odznaczają się one przebiegiem subrównoleżnikowym, natomiast w części południowo-wschodniej ulegają wygięciu ku południowemu wschodowi (fig. 13). Do szczególnie wyrazistych struktur dewońsko-karbońskich w tej strefie należą: synklina Woźnik, antyklina Brudzowic, antyklina Chechło–Golczowice, synklina Pomorzany–Michałówka (fig. 14) oraz antyklina Dębnika.

Stopień deformacji tektonicznych utworów budujących górnośląską strefę fałdową stopniowo wzrasta w kierunku północno-wschodnim, w miarę zbliżania się do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Najsilniejsze deformacje typu fałdowego i fałdowo-blokowego pokrywy paleozoicznej zachodziły tu w karbonie oraz na przełomie dewonu i karbonu. We wczesnym karbonie na obszarze tym doszło do wyraźnie zaznaczających się ruchów pionowych, natomiast w późnym karbonie do intensywnych, wielofazowych deformacji fałdowych zachodzących w warunkach dwukrotnie powtarzającej się prawoskrętnej transpresji (Żaba, 1996, 1999). Procesom tym towarzyszyły zjawiska magmowe, których aktywność utrzymywała się do dolnego permu.

Zrąb Rzeszotar leży w południowo-wschodniej części zapadliska górnośląskiego, rozdzielając tam niecką górnośląską od rowu Liplasu (fig. 12, 13). Stanowi wąski, przebiegający subpołudnikowo element strukturalny, rozciągający się od Krakowa na północy po Myślenice i Wiśniową na południu. Zrąb ten, znany też jako wypiętrzenie rzeszotarskie (Konior, 1974), jest ograniczony od wschodu i zachodu stromymi uskokami normalno-zrzutowymi o amplitudzie dochodzącej nawet do 1,5 km. Struktura ta jest zbudowana głównie z archaiczno-dolnoproterozoicznych skał krystalicznych, na których zalegają ediakarskie zlepieńce polimiktyczne, kambryjskie utwory klastyczne terenewu (Jachowicz-Zdanowska, 2014) i lokalnie dewońskie skały klastyczne oraz węglanowe (Buła i in., 2008; Żelaźniewicz i in., 2011).

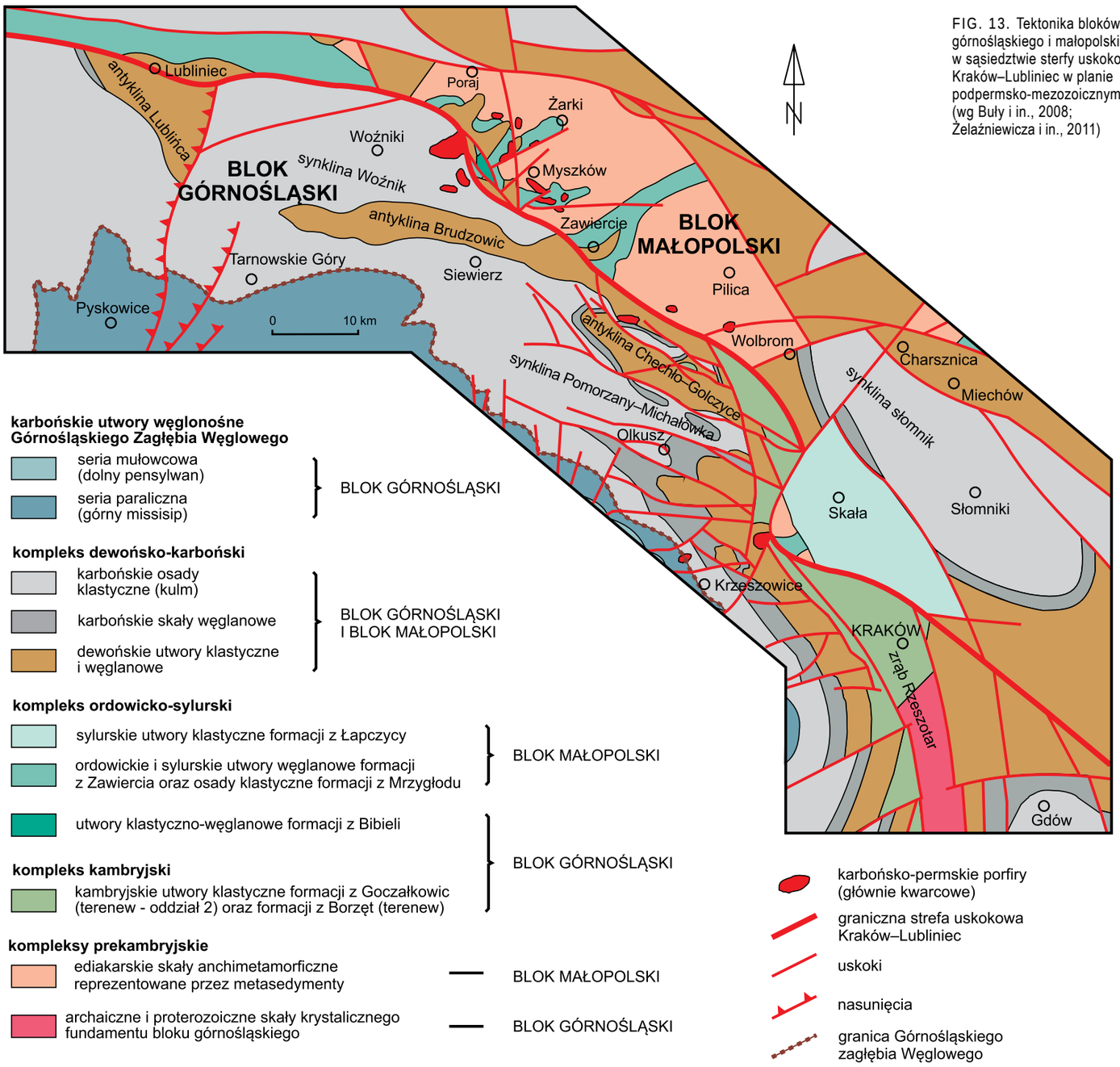
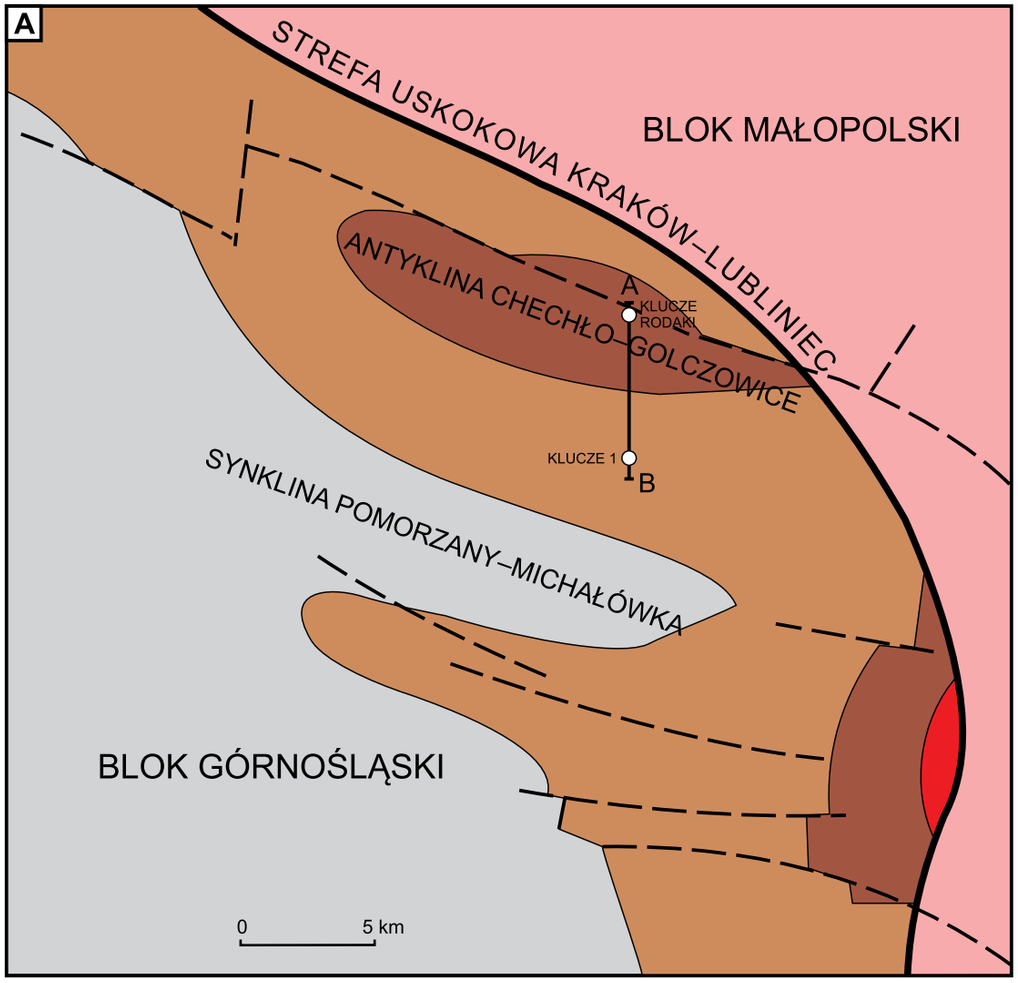
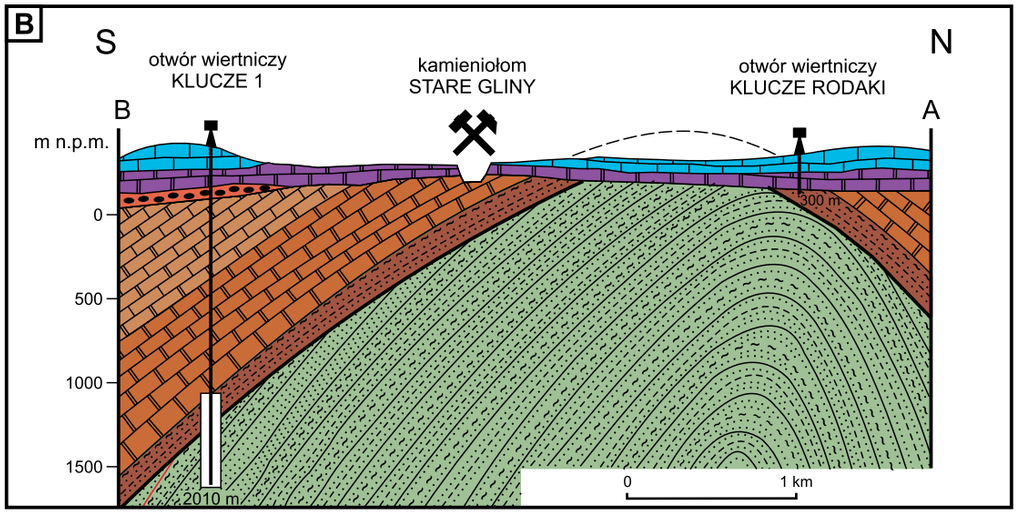


FIG. 13. Tektonika bloków górnośląskiego i małopolskiego w sąsiedztwie sterfy uskokowej Kraków–Lubliniec w planie podpermsko-mezozoicznym (wg Buły i in., 2008; Żelaźniewicza i in., 2011)



blok małopolski
- utwory górnoproterozoiczne i dolnopaleozoiczne

blok górnośląski
- osady klastyczne karbonu (środkowy i górny missisip)
- utwory węglanowe dewonu środkowego i górnego oraz karbonu (do wizenu)
- utwory klastyczne starszego paleozoiku i dewonu dolnego
- proterozoiczne krystaliczne podłoże
- uskok
- linia przekroju geologicznego
- otwór wiertniczy



- jura
- trias
- perm
- dewon górny
- dewon środkowy
- dewon dolny
- kambr (terenew i oddział 2)
- wapienie
- dolomity
- iłowce
- mułowce
- piaskowce
- zlepieńce

FIG. 14. Waryscyjska tektonika fałdowa północno-wschodniej flanki bloku górnośląskiego. A – Szkic strukturalny rejonu Olkusza; poziom hipsometryczny: –1000 m n.p.m. (wg Żaby, 1999; na podstawie Buły, 1993; Perskiego, Żaby 1997); B – Przekrój geologiczny przez antyklinę Chechło-Golczowice w rejonie Olkusza. Lokalizacja na szkicu A (wg Perskiego, Żaby, 1997; Żaby, 1999)

Stopień deformacji tektonicznych utworów budujących górnośląską strefę fałdową stopniowo wzrasta w kierunku północno-wschodnim, w miarę zbliżania się do strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Najsilniejsze deformacje typu fałdowego i fałdowo-blokowego w obrębie pokrywy paleozoicznej zachodziły tu w karbonie. Na pograniczu dewonu i karbonu oraz we wczesnym karbonie na obszarze tym doszło do wyraźnie zaznaczających się ruchów pionowych, natomiast w późnym karbonie do intensywnych, wielofazowych deformacji fałdowych zachodzących w warunkach dwukrotnie powtarzającej się prawoskrętnej transpresji (Żaba, 1996, 1999). Procesom tym towarzyszyły zjawiska magmowe, których aktywność utrzymywała się do późnego permu.

Rów Liplasu graniczy od zachodu ze zrębem Rzeszotar, a od północnego wschodu ze strefą uskokową Kraków–Lubliniec (fig. 12). Wypełniają go (uwidoczniające się na powierzchni podpermsko-mezozoicznej) utwory klastyczne kambru (terenew i oddział 2), węglanowe skały dewonu oraz węglanowe i klastyczne (kulm) osady karbonu (Buła, 2000; Buła i in., 2008).

Kopuła Bielska-Białej

Kopuła Bielska-Białej (fig. 11, 12) stanowi tarczowato wysklepione wystąpienie neoproterozoicznych kompleksów skał metamorficznych i magmowych oraz anchimetamorficznych klastyków ediakaru. Zalegają one pod przykryciem osadów miocenu, na które zostały nasunięte płaszczowiny fliszu karpackiego. Struktura ta, określana też jako wyniesienie, bądź rygiel, Bielska-Białej (Kotas, 1972), graniczy od północy, a także od północnego wschodu i północnego zachodu z paleozoicznymi utworami niecki górnośląskiej.

5.1.1.7. Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec

Jerzy Żaba

Przebieg i charakter strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Regionalnych rozmiarów strefa uskokowa Kraków–Lubliniec przebiega wzdłuż granicy bloku górnośląskiego (brunowistuliku) i bloku małopolskiego (fig. 1–4, 6–10, 12–15). Rozciąga się ona pomiędzy Lublińcem a Krakowem i kontynuuje ku południowemu wschodowi – po okolice Bochni i Nowego Sącza, gdzie chowa się pod frontem nasunięć fliszu karpackiego (Buła, 1994, 2000; Żaba, 1994, 1999; Buła i in., 1997). Jest to stosunkowo wąska strefa uskokowa o długości ok. 200 km i szerokości dochodzącej do 500 m. Strefa ta przecina i przemieszcza wszystkie serie

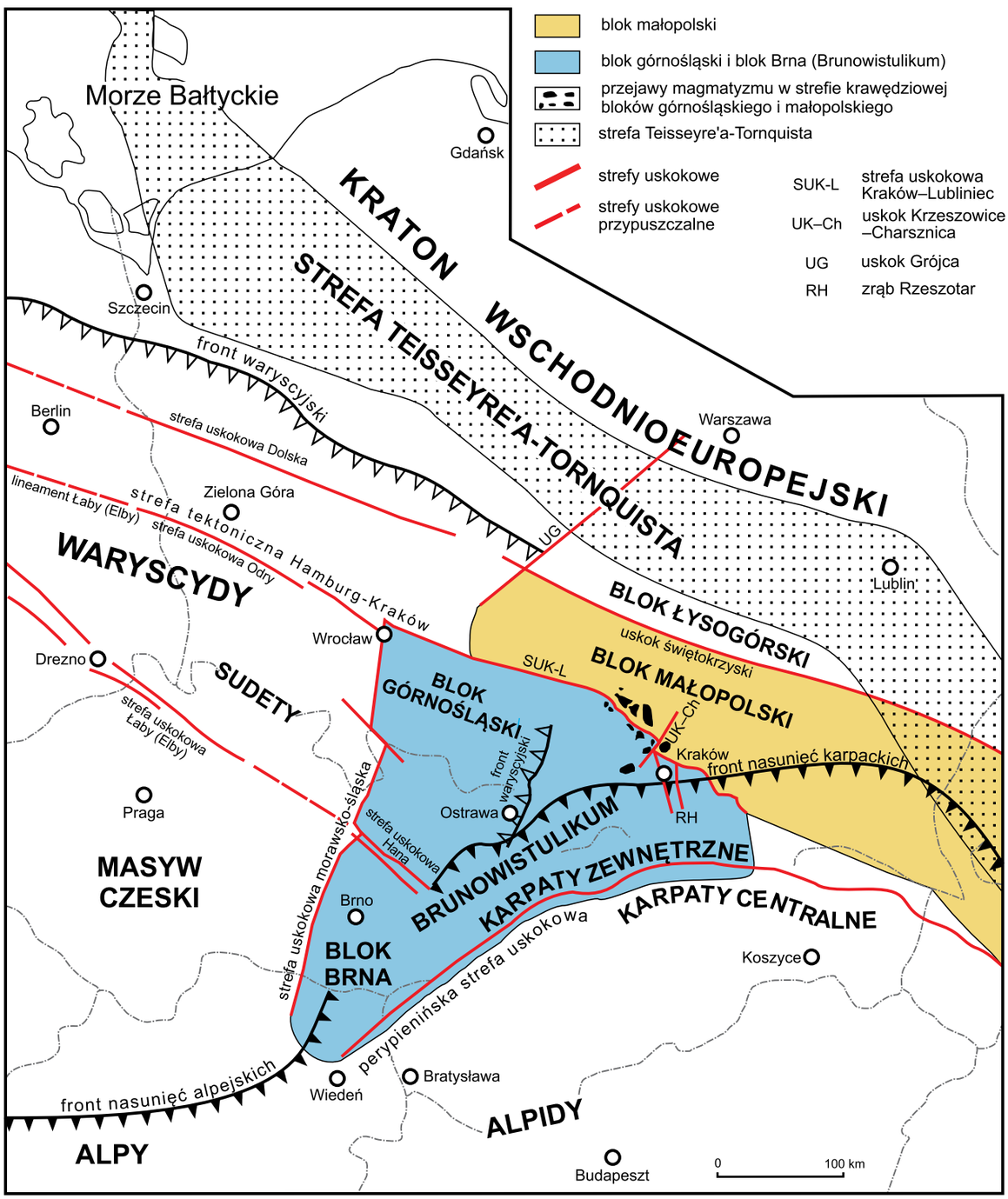


FIG. 15. Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec jako segment większej, hipotetycznej strefy tektonicznej Hamburg–Kraków (wg Żaby 1995, 1999; Słaby i in., 2010)

5 Platforma paleozoiczna

skalne prekambru i paleozoiku (Żaba, 1999; Buła, 2000; fig. 13, 16). Ukształtowała się ona w wyniku polifazowej ewolucji zachodzącej przede wszystkim w warunkach lewo- i prawoskrętnej transpresji, przedzielanej etapami aktywności zarówno o charakterze normalnym, jak i nasuwczym. Deformacje w tej strefie rozwijały się przeważnie w warunkach kruchych i półkruchych, jednak lokalnie zachodziły też w warunkach podatno-kruchych, a nawet podatnych.

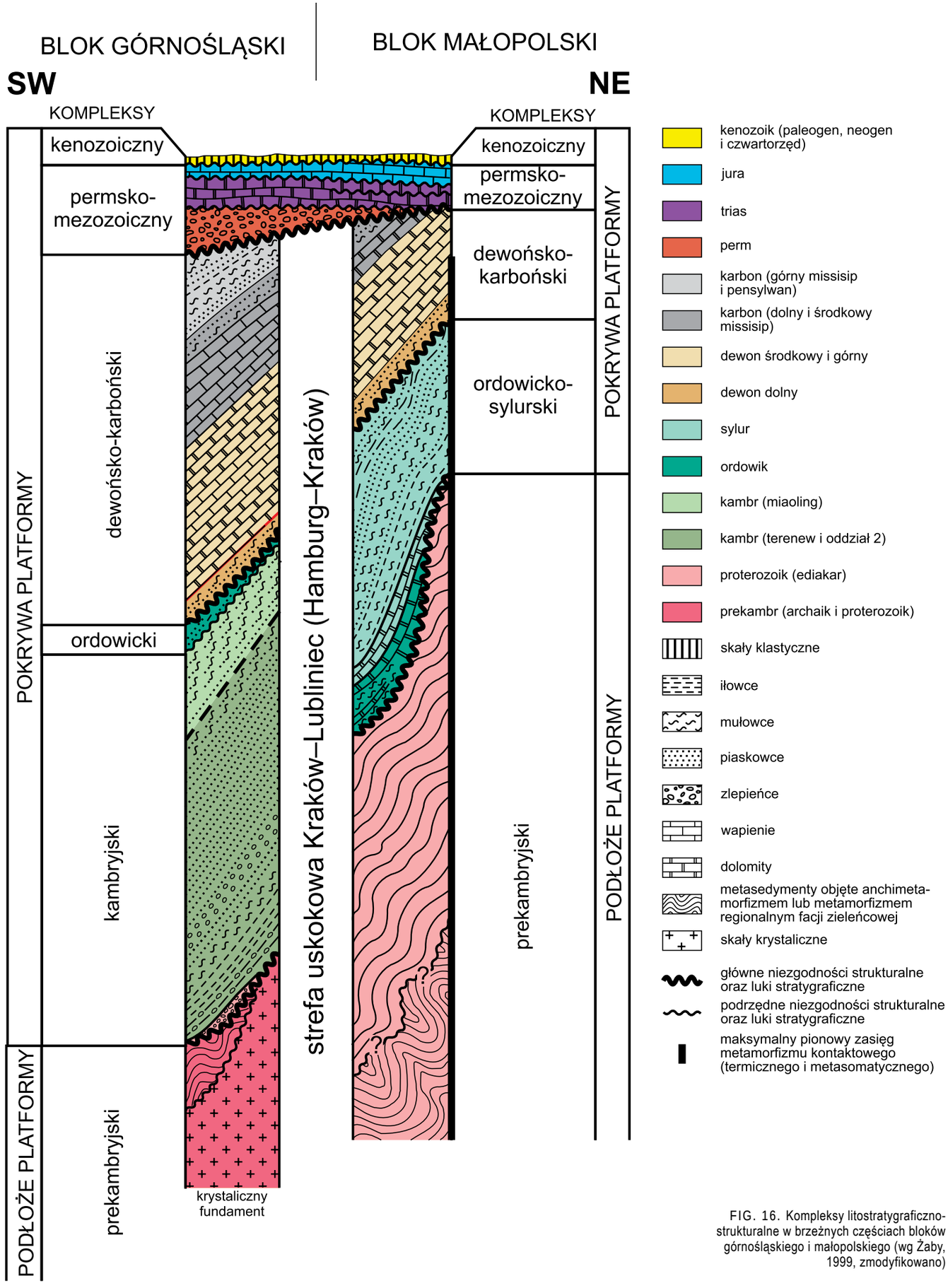


FIG. 16. Kompleksy litostratygraficzno-strukturalne w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego (wg Żaby, 1999, zmodyfikowano)

Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec stanowi według wielu badaczy segment znacznie większej, transkontynentalnej strefy tektonicznej Hamburg–Kraków (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Oberc, 1993; Żaba, 1994; Buła, Żaba, 2005), łącząc się na obszarze Dolnego Śląska ze strefą uskokową Odry, a dalej ku NW, na terytorium Niemiec, z lineamentem dolnej Łaby (fig. 3). Rozpatrywane są też inne warianty północno-zachodniej kontynuacji tej dyslokacji (np. Żelaźniewicz i in., 1997). Warto zauważyć, że w rozdziale 5.2.3 w tym tomie autorzy niemieccy wyrażają opinię krytyczną co do słuszności hipotezy o dalekiej kontynuacji uskoków środkowej Odry w kierunku strefy uskokowej dolnej Łaby. Ich zdaniem nie znajduje ona potwierdzenia w układzie uskoków odsłaniających się na terenie wschodnich Niemiec na powierzchni podkenozoicznej na północno-zachodnim przedłużeniu uskoku Odry.

Strefa uskokowa Kraków–Lubliniec może kontynuować sie też (z przerwą na odcinku zajmowanym przez Karpaty centralne i wewnętrzne) dalej ku południowemu wschodowi, zaznaczając się w utworach prekambru i paleozoiku na obszarze Rumunii i stanowiąc w ten sposób segment jeszcze większej, choć dalece hipotetycznej, dyslokacji Hamburg–Kraków–Dobrudża (Żelaźniewicz i in., 2009).

Budowa skrzydeł strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Dyslokacja Kraków–Lubliniec na odcinku kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego oddziela odmiennie wykształcone jednostki litostratygraficzne prekambru oraz dolnego i częściowo górnego paleozoiku (sięgającego ku górze po dolny dewon) (fig. 16). Brzeżna część bloku górnośląskiego, stanowiąca południowo-zachodnie skrzydło strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, jest zbudowana z ediakarskich skał krystalicznych prekambryjskiego fundamentu Brunowistulikum, na których zalegają utwory klastyczne kambru (terenew i oddział 2 oraz lokalnie miaoling) oraz lokalnie skały klastyczne i węglanowe górnego ordowiku. Brak jest tu utworów najwyższego kambru (furong), dolnego i środkowego ordowiku oraz syluru. Natomiast w podłożu brzeżnej części bloku małopolskiego, stanowiącego północno-wschodnie skrzydło strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, występują skały archimetamorficzne ediakaru (lokalnie ukształtowane też w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej), na których zalegają utwory węglanowe ordowiku oraz węglanowe i klastyczne syluru. Luki stratygraficzne w tym skrzydle obejmują utwory całego kambru i częściowo wczesnego ordowiku (Buła i in., 1997, 2015; Żaba, 1999; Buła, 2000; Buła, Żaba, 2005; Oszczepalski i in., 2010; Habryn i in., 2014).

Z kolei litologia i wiek skał górnopaleozoicznych (od środkowego dewonu), mezozoicznych i kenozoicznych wykazują w krawędziowych strefach obu bloków daleko idące podobieństwa (fig. 16). Są to zalegające dyskordantnie (niezgodność kątowa i luka stratygraficzna obejmująca najwcześniejszy dewon) na starszych seriach skalnych, skały klastyczne i węglanowe dewonu i karbonu (wczesny i środkowy missisip), na których niezgodnie zalegają utwory kompleksów litostratygraficzno-strukturalnych: permsko-mezozoicznego i kenozoicznego.

Skały prekambryjskie, dolnopaleozoiczne i częściowo górnopaleozoiczne (dewon dolny) występują w strefie granicznej obu bloków wyłącznie pod przykryciem młodszych osadów. Najstarszymi skałami występującymi na powierzchni terenu (wyłącznie w brzeżnej części bloku górnośląskiego) są utwory węglanowe dewonu środkowego (żywetu).

W prekambrze i starszym paleozoiku brzeżne części bloków (terranów) górnośląskiego i małopolskiego kształtowały się w całkowicie odmiennych, oddalonych od siebie środowiskach geologicznych. Blok górnośląski uległ amalgamacji z blokiem małopolskim dopiero na przełomie syluru i dewonu, o czym świadczy szerokie rozprzestrzenienie utworów górnopaleozoicznych (począwszy od dolnego dewonu) i młodszych na obszarach obu tych bloków.

Magmatyzm i przejawy mineralizacji kruszcowej w skrzydłach strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Strefa graniczna bloków górnośląskiego i małopolskiego wykazuje obecność bardzo licznych i różnorodnych przejawów magmatyzmu. Koncentrują się one w brzeżnych częściach obu bloków, wykazując ścisły związek z aktywnością przebiegającej przez ten region dyslokacji Kraków–Lubliniec oraz z niektórymi uskokami drugorzędnymi (np. z uskokiem Krzeszowice–Charsznica) i strukturami

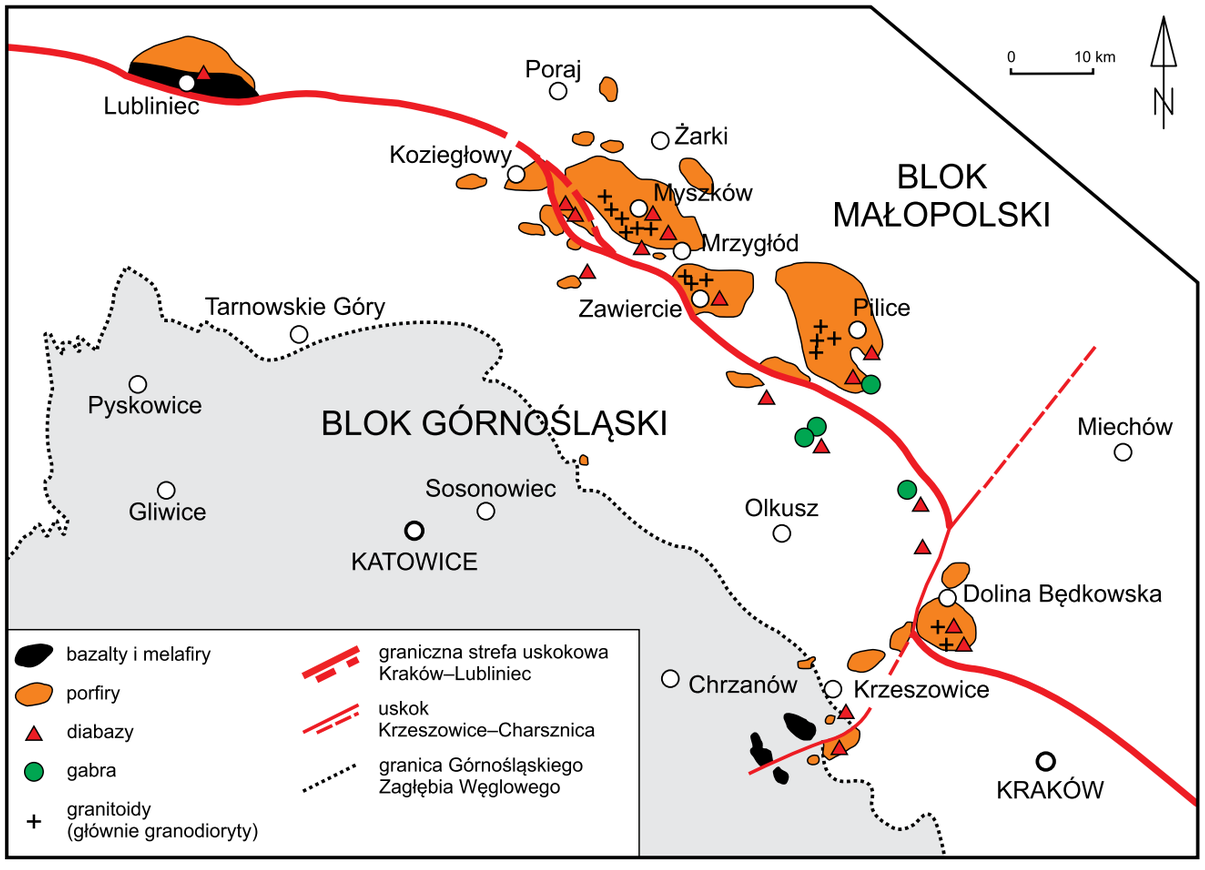


FIG. 17. Pozycja strukturalna przejawów magmatyzmu w strefie kontaktowej bloków górnośląskiego i małopolskiego (Żaba, 1999)

o charakterze rowów tektonicznych (np. powstałych we wczesnym permie). W strefie tej wyodrębniono ok. 50 różnych gatunków skał magmowych reprezentowanych przede wszystkim przez granitoidy, gabra, diabazy, lamprofiry, melafiry, dacyty, ryolity itp. (fig. 17). Występują one w postaci hipabysalnych i subwulkanicznych ciał intruzyjnych lub różnych form wulkanicznych. Liczne przejawy zarówno kwaśnego, jak i zasadowego magmatyzmu wiążą się głównie z dwoma okresami magmowej aktywności: późnosylurskim oraz karbońsko-permskim (m.in. Ekiert, 1957; Bukowy, Cebulak, 1964; Jarmołowicz-Szulc, 1985; Piekarski, 1985; Karwowski, 1988; Żaba, 1996, 1997, 1999; Nawrocki i in., 2007; Słaby i in., 2010). Przeważająca część tych skał należy do cyklu młodszego, kiedy w strefie krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego zachodziły najbardziej intensywne procesy magmowe (Żaba, 1999; Nawrocki i in., 2007, 2010; Żelaźniewicz i in., 2008).

Szczególną pozycję w opisywanej strefie zajmuje waryscyjski, granitoidowy plutonizm ulokowany w brzeżnej części bloku małopolskiego (Żaba 1999; fig. 17). Intruzja granitoidów rozciąga się tam na odcinku ponad 120 km, zgodnie z przebiegiem strefy uskokowej Kraków–Lubliniec. Jej apikalne części, stwierdzone bezpośrednio otworami wiertniczymi, występują w rejonach Myszkowa, Mrzygłodu, Zawiercia, Pilic i Doliny Będkowskiej (fig. 17). Granitoidy są reprezentowane w przewadze przez granodioryty datowane na 312–298 mln lat (m.in. Jarmołowicz-Szulc, 1985; Ślósarz, 1996; Depciuch, 1971; Stein i in., 2005; Żelaźniewicz i in., 2008).

Z granitoidowym plutonizmem łączy się bogata mineralizacja porfirowa Mo-Cu-W, często o znaczeniu złożowym. Występuje ona w obrębie granitoidów, dajek porfirowych oraz w utworach osłony intruzji magmowych i jest reprezentowana głównie przez chalkopiryt, molibdenit i scheelit, a rzadziej wolframit. Mineralizacji tej towarzyszą też m.in. kruszce Pb, Zn i Fe (m.in. Harańczyk, 1985; Podemski, 2001; Truszel i in., 2006; Oszczepalski i in., 2010; Markowiak, 2015; Mikulski i in., 2019). Mineralizacja kruszcowa jest spotykana przede wszystkim w obrębie strefy krawędziowej bloku małopolskiego, a rzadziej w brzeżnej części bloku górnośląskiego (rejon Mysłowa).

Ewolucja strukturalna skrzydeł strefy uskokowej Kraków–Lubliniec

Utwory paleozoicznego podłoża występujące w strefach krawędziowych bloków górnośląskiego i małopolskiego wyraźnie różnią się wzajemnie stylem budowy tektonicznej; w brzeżnej strefie bloku górnośląskiego przeważa budowa fałdowa, natomiast w bloku małopolskim – blokowa (fig. 13). Przejawy starszej, wieloetapowej aktywności strefy uskokowej Kraków–Lubliniec zaznaczają się w jej skrzydłach na obszarach o szerokości ponad 20 km. Efekty późniejszej aktywności tej dyslokacji uwidaczniają się też w utworach mezozoiczno-kenozoicznej pokrywy, przykrywającej strefę kontaktową obu bloków (Krokowski, 1984; Morawska, 1985, 1987; Żaba, 1999; fig. 18).

W wieloetapowej ewolucji strukturalnej strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego dominującą rolę odegrały przemieszczenia o charakterze przesuwczym zachodzące wzdłuż linii uskokowej Kraków–Lubliniec. Szczególnie wysoka aktywność tej strefy przejawiała się w dwóch okresach, podczas których w dużej mierze ukształtował się współczesny styl strukturalny utworów paleozoicznych tego obszaru (Żaba, 1999; Słaby i in., 2010; fig. 19).

Pierwszy okres wzmożonej aktywności przesuwczej łączył się z lewoskrętną transpresją zachodzącą w późnym sylurze oraz na pograniczu syluru i dewonu. Wiązał się on z tektonicznym zestawieniem Brunowistulikum (w tym bloku górnośląskiego) z blokiem małopolskim. Wtedy też nastąpiło sfałdowanie utworów staropaleozoicznych występujących w brzeżnych częściach bloków górnośląskiego i małopolskiego. Procesowi temu towarzyszyła niewielka aktywność magmowa, obejmująca przejawy zasadowego oraz kwaśnego magmatyzmu zaznaczające się w formie niezgodnie tnących otoczenie żył. Wskutek nacisków o kierunkach zbliżonych (w dzisiejszych koordynatach) do W–E, wzdłuż strefy uskokowej Kraków–Lubliniec dochodziło do lewoskrętnych przemieszczeń przesuwczych, z jednoczesnym względnym podnoszeniem się północno-wschodniego skrzydła tej dyslokacji, reprezentowanego przez brzeżną część bloku małopolskiego, a obniżaniem skrzydła południowo-zachodniego, stanowiącego krawędziową część bloku górnośląskiego (Żaba, 1994, 1995, 1999). W strefach krawędziowych obu bloków wykształciły się w tym czasie pozytywne struktury kwiatowe (fig. 19A). Procesy te wiązały się ze skośną kolizją dwóch odrębnych, sztywnych fragmentów skorupowych reprezentowanych przez Brunowistulikum i Baltikę. Sugerowany wiek lewoprzesuwczych deformacji znajduje potwierdzenie w pracy Brochwicza-Lewińskiego i in. (1983), według której lewoskrętne przemieszczenia wzdłuż strefy Kraków–Myszków zachodziły od wczesnego ordowiku do wczesnego dewonu. Ma on być też częściowo zgodny z wiekiem lewoskrętnych ruchów odbywających się, zdaniem Pożaryskiego i in. (1982), wzdłuż linii Teisseyre'a-Tornquista od ordowiku środkowego do późnego syluru.

Drugi okres wzmożonej aktywności przesuwczej łączył się z dwukrotnie powtarzającą się prawoskrętną transpresją, przypadającą na późny karbon oraz na pogranicze karbonu i permu, powodującą ponowne sfałdowanie utworów staropaleozoicznych i pierwsze – osadów młodopaleozoicznych. Procesom tym towarzyszył intensywny magmatyzm, którego aktywność utrzymywała się do wczesnego permu. W wyniku późnokarbońskiej, prawoskrętnej transpresji (naciski o kierunkach zmieniających się od N–S do NE–SW) doszło do wysokokątowego nasunięcia północno-wschodniego brzegu bloku górnośląskiego na krawędź bloku małopolskiego (Żaba, 1995, 1996, 1999; fig. 18, 19B). W rezultacie, oprócz fałdów, wykształciły się liczne uskoki odwrócone i niewielkie nasunięcia, rozwinięte głównie w brzeżnej części bloku małopolskiego, oraz prawoprzesuwcza kontrakcyjna struktura dupleksowa Mysłowa (fig. 20).

Doszło też wtedy do tworzenia się i gromadzenia magmy granitoidowej, intrudującej następnie w brzeżną, bardziej zdyslokowaną strefę bloku małopolskiego. Intruzja granitoidów zachodziła w warunkach prawoskrętnej transtensji, związanej z lewoskrętną rotacją osi głównych naprężeń. W związku z nawrotem warunków prawoskrętnej transpresji u schyłku karbonu, granitoidy wraz ze skałami osłony uległy deformacjom. Intensywna aktywność magmowa (głównie wulkaniczna) w strefie kontaktowej bloków górnośląskiego i małopolskiego zaznaczała się jeszcze we wczesnym permie, w warunkach subhoryzontalnej ekstensji, prowadzącej do kształtowania się tam rowów tektonicznych (Żaba, 1999; Słaby i in., 2010; fig. 21).

Przemieszczenia przesuwcze wzdłuż strefy Kraków–Lubliniec, związane były z transkontynentalnym, prawoskrętnym ścinaniem, zainicjowanym kolizją płyty afrykańskiej i euroazjatyckiej. Tego typu przemieszczenia odgrywały decydującą rolę zarówno w rozwoju waryscydów południowej Polski, jak i centralnej Europy (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Mazur i in., 2020).

5.1.1.8. Tektonika regionu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

Janusz Jureczka

Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) – wydzielane jako regionalna jednostka geologiczno-złożowa zbudowana z karbońskich, molasowych utworów węglonośnych – jest położone w południowej Polsce oraz w rejonie ostrawsko-karwińskim w Republice Czeskiej (fig. 22). Jego obszar wynosi ok. 7250 km^2, w tym na terenie państwa polskiego ok. 5650 km^2 (Jureczka i in., 2005). Granice GZW wyznacza zasięg utworów węglonośnych karbonu, określony wychodniami spągu tych utworów na przedpermskiej powierzchni erozyjnej, a w niewielkim stopniu – głównie w południowo-wschodniej części zagłębia – także przebiegiem ograniczających je uskoków.

Genetycznie zagłębie jest związane z orogenezą waryscyjską, a jego karbońska pozycja tektoniczna wiąże się ze środowiskiem zapadliska przedgórskiego (Kotas, Porzycki, 1984), lub – przynajmniej częściowo – śródgórskiego (Znosko, 1965; Bukowy, 1964), we wschodniej części rozległego basenu sedymentacyjnego, określanego jako basen morawsko-śląski, w którym następowała depozycja osadów od dewonu po późny karbon (m.in.: Unrug, Dembowski, 1971; Kotas, 1982, 1985a, b; Jureczka, Kotas, 1995; Kumpera, Martinec, 1995). Basen ten został ukształtowany na podłożu neoproterozoicznej, kadomskiej jednostki tektonicznej określanej jako masyw Brunii–Górnego Śląska (Kotas, 1985a, b) lub Brunowistulikum (Buła, Żaba, 2005; fig. 12, 22). Podłoże zagłębia stanowi wschodni segment tej jednostki, określany jako blok górnośląski lub blok skorupowy Górnego Śląska (Kotas, 1985a, b). Według Kotasa (2006), decydujący wpływ na kształt i ewolucję górnośląskiej części basenu morawsko-śląskiego, a tym samym, na późniejszą jego tektonikę, wywarł układ i aktywność bloków uskokowych w jego podłożu i otoczeniu podczas depozycji karbońskiego wypełnienia osadowego.

Zapadlisko górnośląskie wykształciło się na przedpolu wewnętrznej strefy orogenu waryscyjskiego, którą reprezentowały dzisiejsze Sudety i Masyw Czeski (wysokogórskie internidy), stanowiące główny obszar alimentacyjny osadów karbońskich zagłębia (Kumpera, Grygar, 1997; Kotas, 2006). Od zachodu, pomiędzy internidami a obszarem zagłębia, biegnie wąski pas morawsko-śląskiej strefy fałdowej, interpretowanej często jako reprezentującej waryscyjskie fliszowe eksternidy. Od południa struktury podłoża zagłębia obcięte są linią Lednic i lineamentem perypienińskim (Kotas, 1985a, b), a od strony północno-wschodniej przecięte są jedną z ważniejszych

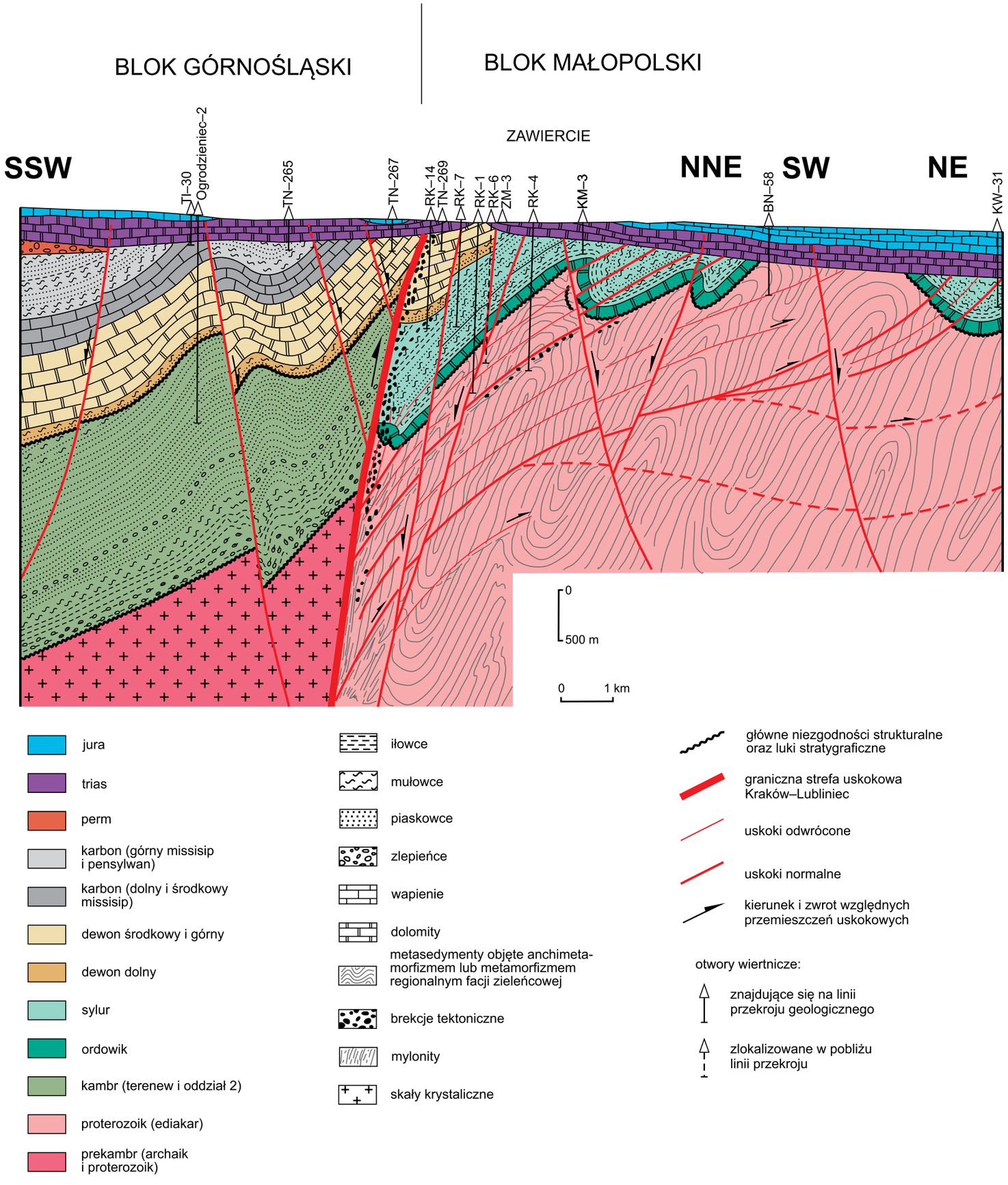


FIG. 18. Kontakt bloków górnośląskiego i małopolskiego w rejonie Siewierza i Zawiercia – bez uwzględnienia zjawisk magmowych (wg Żaby, 1999 – zmodyfikowano)

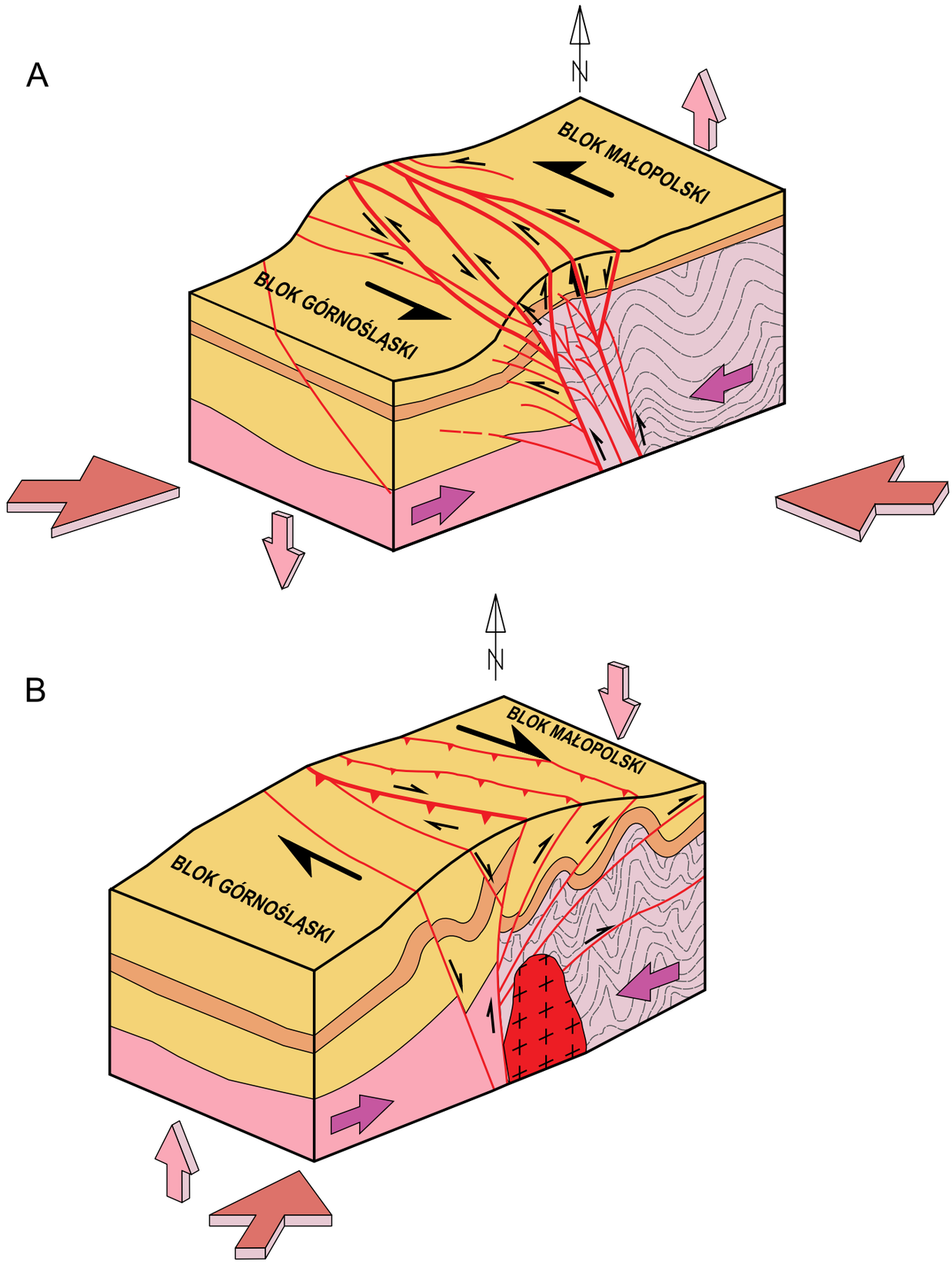


FIG. 19. Główne okresy przesuwczej aktywności strefy uskokowej Kraków–Lubliniec w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego – schematyczne modele bez skali (wg Żaby, 1994, 1999). A – późnosylurska lewoskrętna transpresja (kompresja o kierunku W–E); B – późnokarbońska prawoskrętna transpresja (kompresja o kierunku NNE–SSW)

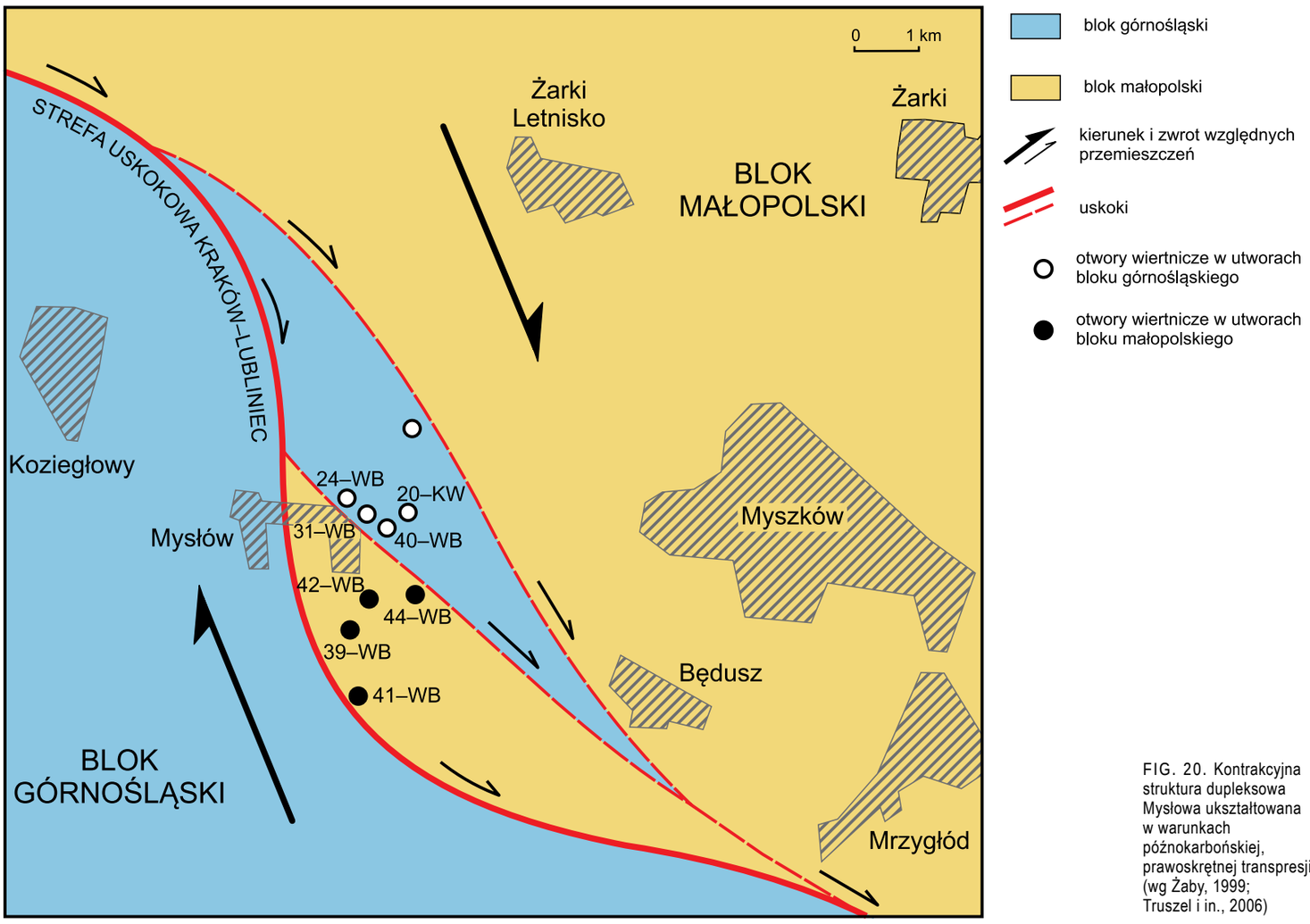


FIG. 20. Kontrakcyjna struktura dupleksowa Mysłowa ukształtowana w warunkach późnokarbońskiej, prawoskrętnej transpresji (wg Żaby, 1999; Truszel i in., 2006)

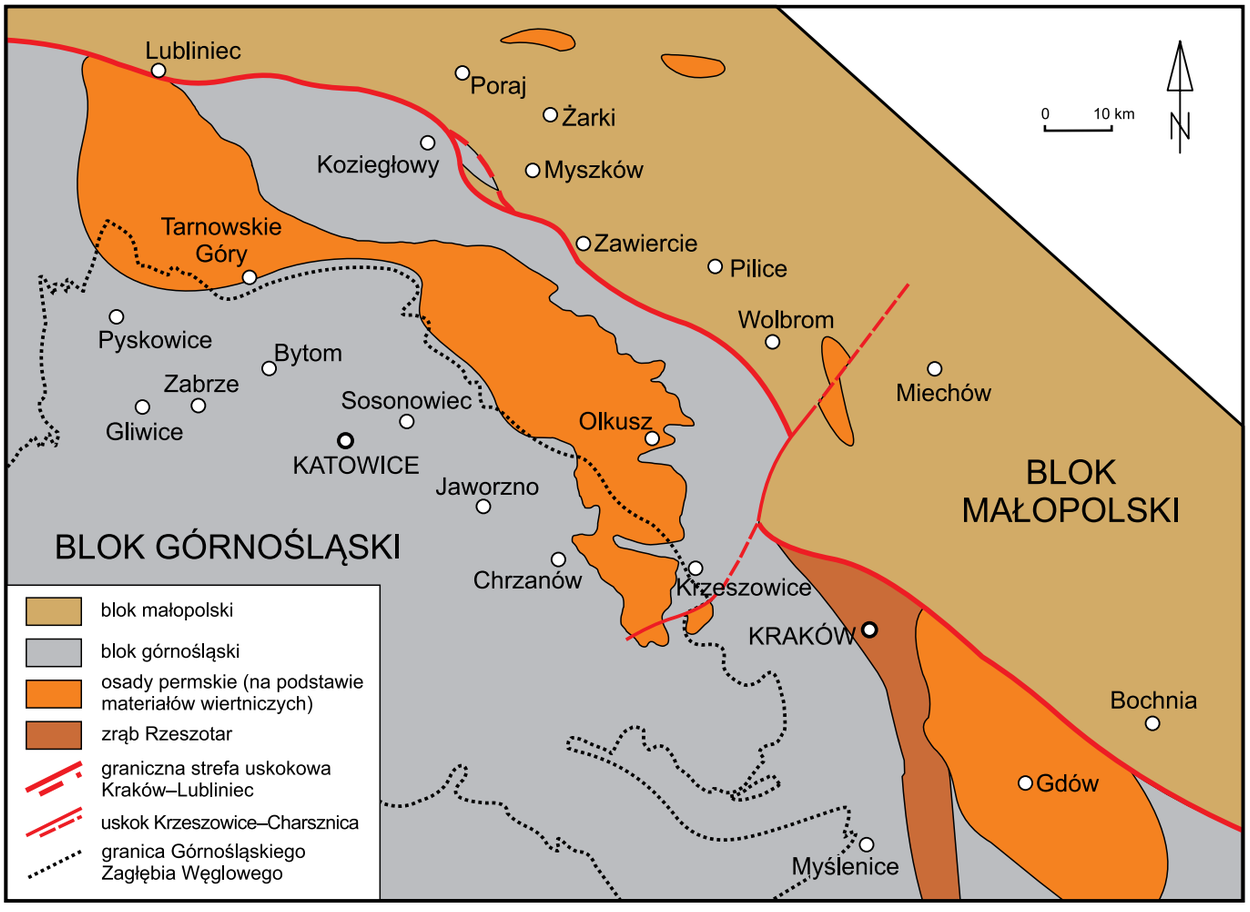


FIG. 21. Pozycja strukturalna osadów permskich wypełniających rowy, półrowy i niecki powstałe w strefie kontaktowej bloków górnośląskiego i małopolskiego w warunkach wczesnopermskiej, subhoryzontalnej ekstensji (Żaba, 1999)

struktur tektonicznych regionu – prawoskrętną strefą tektoniczną Kraków–Lubliniec (Buła i in., 1997; Buła, Żaba, 2005; Buła i in., 2008), która odcina basen morawsko-śląski bloku małopolskiego (fig. 12). Północno-zachodnia granica bloku górnośląskiego z waryscyjskimi internidami (por. rozdział WZS 5.1.1) ma charakter konwergentnej granicy kolizyjnej, mającej wpływ na asymetrię wypełnienia basenu karbońskiego. Z kolei, granica północno-wschodnia basenu, mająca charakter przesuwczej strefy uskokowej, przekształcała w końcowej fazie ewolucji basen przedgórski w śródgórski (Kotas, 2006).

Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego została ukształtowana w toku dwóch cykli orogenicznych, waryscyjskiego i alpejskiego, przy czym podstawowe znaczenie dla uformowania struktury utworów karbonu miały ruchy waryscyjskie, w szczególności późnowaryscyjskie, tradycyjnie odnoszone do orogenicznej fazy asturyjskiej (m.in. Kotas, 1972; Herbich, 1981). Struktura GZW została następnie zmodyfikowana w czasie orogenezy alpejskiej, poprzez odnowienie waryscyjskich stref uskokowych (głównie tych o kierunkach równoleżnikowych), powiększenie ich zrzutów oraz powstanie towarzyszących im rowów lub półrowów antytetycznych (Kotas, 1982, 1985a, b).

Orogeneza waryscyjska

Skutkiem orogenezy waryscyjskiej było wyodrębnienie w obrębie GZW trzech stref o odmiennym stylu tektoniki: strefy zdominowanej przez tektonikę fałdową, strefy o tektonice uskokowo-blokowej oraz strefy łączącej tektonikę fałdową i blokową (Kotas, 1972). Dwie pierwsze strefy, które rozdziela nasunięcie orłowsko-boguszowickie (orłowskie) (fig. 23, 24 – przekrój A–A'), występują w obrębie samego GZW, natomiast strefa tektoniki fałdowo-blokowej przylega do zagłębia od północy i północnego wschodu, przy czym jej południowy zasięg jest dyskusyjny (m.in. Buła i in., 2008).

Strefa tektoniki fałdowej obejmuje wąski obszar wzdłuż zachodniej granicy zagłębia do linii nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (fig. 12), wyznaczającego wschodnią granicę strefy. Fałdy w utworach karbonu w tej strefie wykazują morawsko-śląski (NNE–SSW) kierunek osi, stanowiąc odpowiednik struktur utworów fliszowych karbonu położonych dalej na zachód. Od pozostałych obszarów GZW, strefa ta odróżnia się występowaniem dwóch regionalnych rozmiarów nasunięć o wergencji wschodniej i sub-południkowym przebiegu – nasunięcia orłowsko-boguszowickiego i nasunięcia michałkowicko-rybnickiego. Oba nasunięcia w centralnej części strefy (rejon Rybnika) mają w planie charakterystyczny łukowaty przebieg, charakteryzują się też dość znaczną amplitudą przemieszczenia oraz niewielkim kątem nachylenia powierzchni ku zachodowi. W kierunku południowym (rejon Ostrawy) przechodzą w formy złożonych antyklinalnych struktur fałdowych i fleksurowych. Z kolei w kierunku północnym (rejon Gliwic) oba nasunięcia zanikają i są zastępowane po biegu przez wiązki ciasno stłoczonych fałdów oraz wachlarze stromych uskoków odwróconych. W skrajnie północno-zachodniej części zagłębia struktury te skręcają ku północnemu wschodowi i wschodowi, przyjmując kierunek struktur strefy tektoniki fałdowo-blokowej. W strefie tektoniki fałdowej znajdują się dwie duże struktury brachysynklinalne: niecka jejkowicka i niecka michałkowicka, rozdzielone od siebie nasunięciem michałkowicko-rybnickim (fig. 23). Większość struktur w omawianej strefie wykazuje kierunek SSW–NNE. Notuje się tu również obecność licznych uskoków normalnych o różnych amplitudach zrzutu i uskoków zrzutowo-przesuwczych. Upady warstw karbonu w tej strefie są silnie zróżnicowane, zwłaszcza na obszarze Gliwic, gdzie występują warstwy stojące i odwrócone.

Położona na wschód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego (fig. 12) strefa tektoniki uskokowo-blokowej wykazuje inny charakter struktur. Efekty waryscyjskiej inwersji tej strefy są podporządkowane regionalnemu kierunkowi W–E i odzwierciedlają blokową strukturę podłoża. Nadrzędnymi skutkami tej inwersji są:
– obniżenie się bloku centralnego doprowadzającego do powstania rozległej strefy synklinalnej (tzw. niecki głównej),
– wydźwignięcie części południowej strefy, odpowiadającej blokowi Cieszyna (por. fig. 5) i uformowanie elewacji (rygli) Kozłowice–Trzyniec i Bielsko–Andrychów,
– wydźwignięcie części północnej zagłębia odpowiadającej blokom Bytomia (fig. 5) i Tarnowskich Gór (Kotas, 1985a, b).

Utwory karbońskie w obrębie strefy tektoniki uskokowo-blokowej zalegają stosunkowo płasko, upady warstw na ogół nie przekraczają 15°. Silnie rozwinięta jest tektonika uskokowa tworząca różne formy schodowe i zrębowe, obecne są duże strefy uskokowe o równoleżnikowym przebiegu i wysokich amplitudach zrzutu (500–1000 m i więcej) ich skrzydeł południowych.

Strefa tektoniki uskokowo-blokowej obejmuje przeważającą część obszaru GZW. Jej głównym elementem strukturalnym jest rozległa struktura synklinalna – niecka główna (fig. 23), obejmująca centralną część zagłębia po linię Rudy Śląskiej–Katowic–Jaworzna oraz część południową, a fragmentarycznie również część wschodnią. Jej oś biegnie łukiem od rejonu Żor poprzez Tychy i Chełmek w kierunku Zatora. Do niecki głównej przylega od wschodu synklinalna struktura Nieporaz–Brodła (w okolicach Chrzanowa–Alwerni), od północy – antyklinalna struktura siodła głównego, a od południa

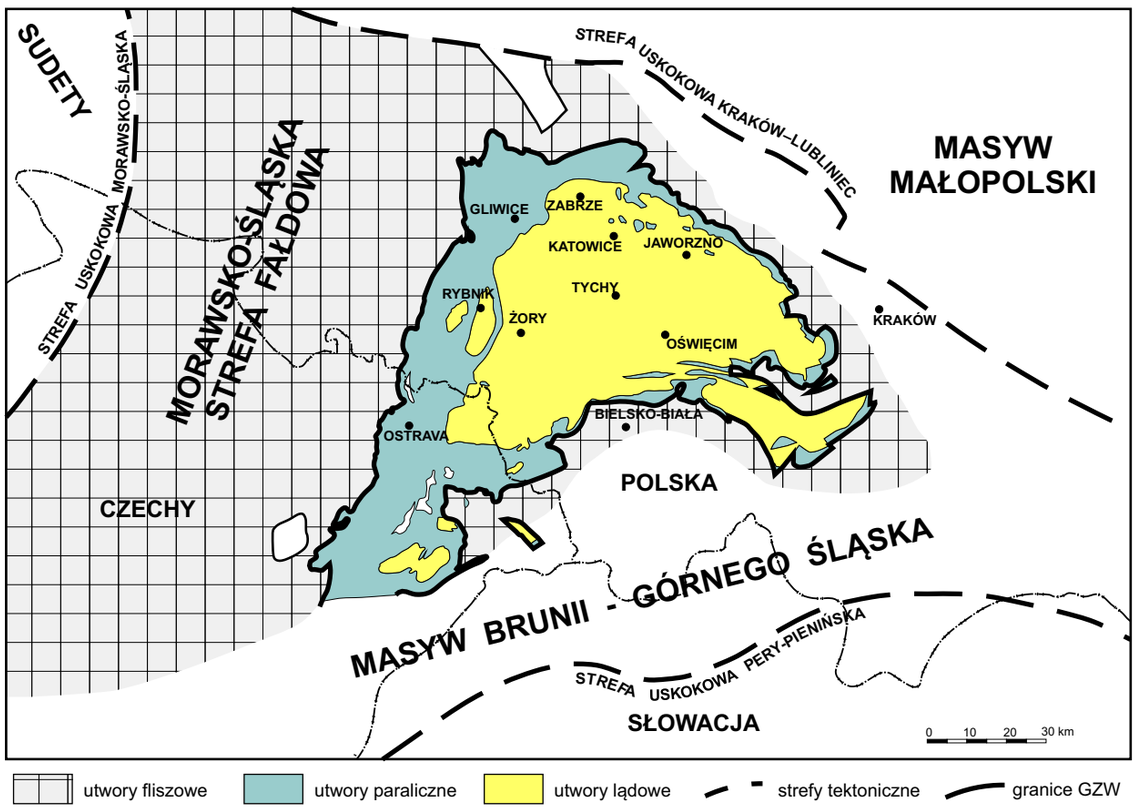


FIG. 22. Zróżnicowanie facjalne i sytuacja tektoniczna utworów karbońskich Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Jureczka, Kotas, 1995 ze zmianami, wg Kotasa, Porzyckiego, 1984; strefy uskokowe wg Buły i in., 1997)

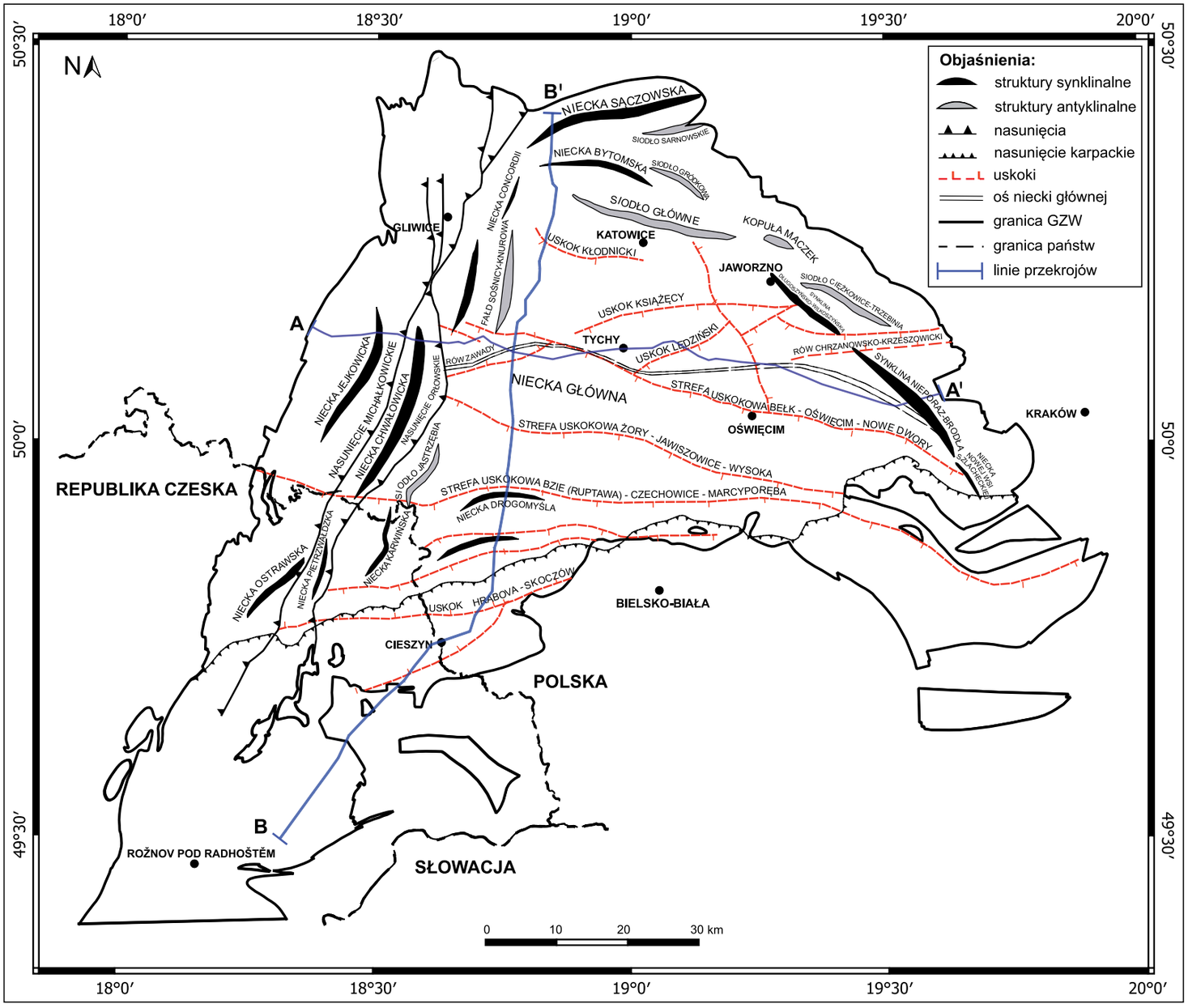


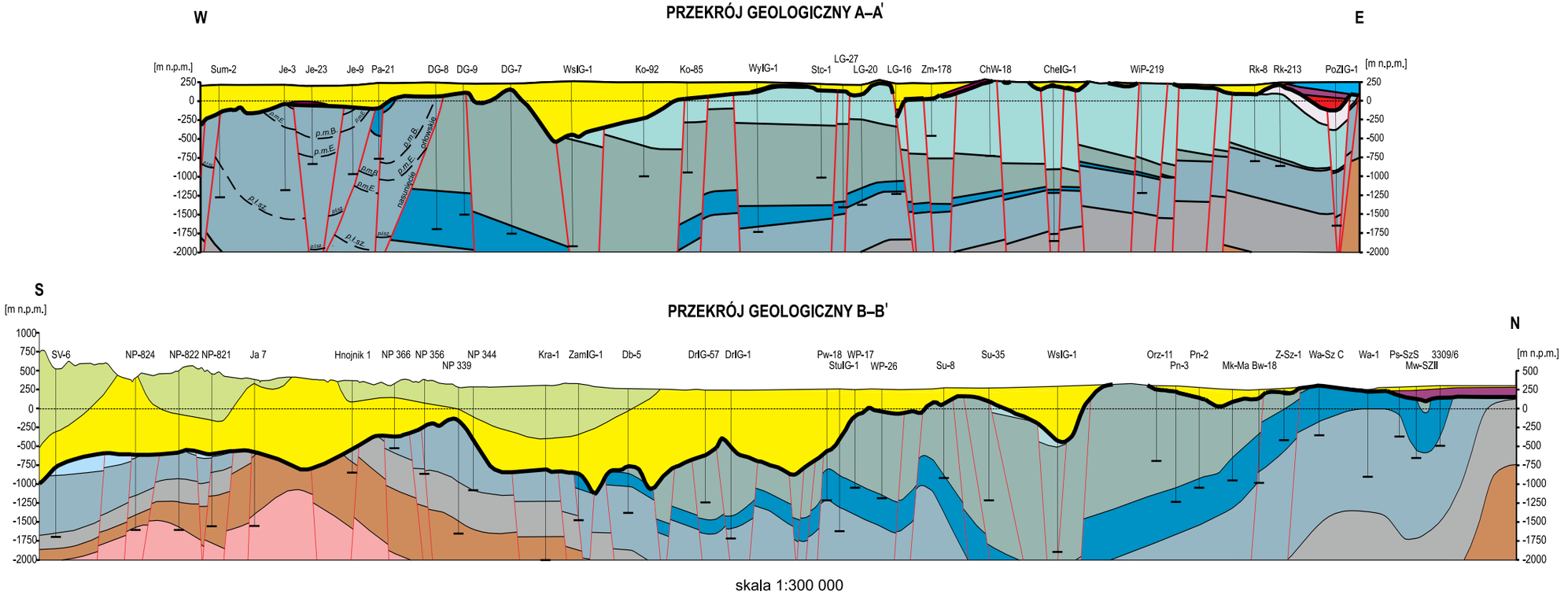
FIG. 23. Schemat tektoniczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (wg Jureczki i in., 2005); przekroje geologiczne – patrz fig. 24

synklinalna niecka Drogomyśla. W obrębie niecki głównej upady warstw są niewielkie i wynoszą od kilku do 15°. Obszar niecki głównej jest rozcięty kilkoma subrównoleżnikowymi uskokami o dużych amplitudach zrzutu (od 200 do ponad 1000 m), reprezentowanymi np. przez strefy uskokowe Żory–Jawiszowice i Ruptawa–Czechowice. W strefach tych zrzuty zrzuty dotyczą, konsekwentnie, skrzydeł południowych, co sprawia, że południowe skrzydło niecki głównej wykazuje strukturę schodową. W sąsiedztwie tych stref uskokowych, o łukowatym przebiegu i zmiennych po biegu wartościach zrzutu, występują struktury o charakterze półrowów i półrzębów, rozcinających subrównoleżnikowo nieckę główną. Na kontakcie strefy tektoniki uskokowo-blokowej z nasunięciem orłowsko-boguszowickim występują struktury fałdowe o niewielkim zasięgu, wśród których wyróżnia się antyklinalna struktura Jastrzębia (siodło Jastrzębia) oraz fałd Sośnicy–Knurowa. W strefie objętej tektoniką uskokowo-blokową, oprócz wspomnianych, wyróżniających się subrównoleżnikowych uskoków przemieszczających utwory karbonu głównie ku południowi, występuje gęsta sieć uskoków o innych kierunkach przebiegu. Amplitudy zrzutu tych uskoków są zmienne, od kilku do ponad 100 m, przy czym na ogół nie przekraczają 150 m, zwłaszcza w północnej części zagłębia. Niemniej, występują tam też uskoki o amplitudach zrzutu sięgających 200–300 m (np. uskoki lędziński i kłodnicki).

Występujące w strefie tektoniki uskokowo-blokowej dyslokacje wykazują zróżnicowaną charakterystykę kinematyczną (Herbich, 1981). Przemieszczenia na nich mają kinematykę normalno-zrzutową, jak w przypadku subrównoleżnikowych stref uskokowych (zwłaszcza w południowej części zagłębia) lub – w przypadku niektórych dyslokacji położonych bardziej na północ, tworzących zespoły uskoków kulisowych – zrzutowo-przesuwczą (np. uskok książęcy) lub też przesuwczo-zrzutową (np. uskok kłodnicki) (Kotas, 1982; Żaba, 2004; Teper, 2008).

Do największych dyslokacji o regionalnym znaczeniu należą subrównoleżnikowe strefy uskokowe: Bełk–Oświęcim–Nowe Dwory, Żory–Jawiszowice–Wysoka oraz Bzie (Ruptawa)–Czechowice–Marcyporęba (fig. 23). Nazwy określające przebieg wymienionych stref w południowo-wschodniej części zagłębia (Nowe Dwory, Wysoka, Marcyporęba) pochodzą z czasów, gdy ta część zagłębia była bardzo słabo rozpoznana geologicznie. W świetle późniejszych prac kartograficznych (Jureczka i in., 2005) przebieg stref uskokowych przez rejony tych miejscowości budzi zasadne wątpliwości. Niemniej, ze względu na funkcjonowanie w literaturze, w niniejszym opracowaniu utrzymano bez zmian tradycyjne nazwy stref uskokowych. Strefy te charakteryzuje znaczna zmienność amplitudy zrzutów wzdłuż biegu oraz lokalizacji rejonów maksymalnych zrzutów w obrębie zagłębia.

Strefa uskokowa Bełk–Oświęcim–Nowe Dwory, o długości ok. 74 km na kierunku WNW–ESE, początkowo w rejonie przylegającym do nasunięcia orłowskiego ma niewielki zrzut ok. 100 m, który szybko wzrasta osiągając ok. 500–600 m w rejonie na południe od Orzesza i Wyr, a następnie za przecięciem z uskokiem lędzińskim maleje do ok. 150–200 m na odcinku następnych 49 km, przy czym przebieg tej strefy i jej tożsamość w południowo-



skala 1:300 000

neogen

kreda + paleogen (nasunięcie karpackie)

jura

trias

perm

karbon – arkoza kwaczalska

karbon produktywny – krakowska seria piaskowcowa

karbon produktywny – seria mułowcowa

karbon produktywny – górnośląska seria piaskowcowa

karbon produktywny – seria paraliczna

karbon – warstwy malinowickie/zalaskie

karbon/dewon - seria węglanowa

prekambr

p.m.B. – poziom morski Barbara (V)

p.m.E. – poziom morski Enna (VII)

p.ł.sz. – poziom łupku szlifierskiego

FIG. 24. Przekroje geologiczne przez Górnośląskie Zagłębie Węglowe (przewyższenie ok. ×4; wg Jureczki i in., 2005); linie przekrojów – patrz fig. 23

-wschodniej części zagłębia w rejonie miejscowości Miejsce–Nowe Dwory (ok. 12 km) są problematyczne. Najbardziej charakterystyczna część strefy, o największym zrzucie na uskokach, znajduje się w centralnej części zagłębia, gdzie częściowo pokrywa się z osią niecki głównej. Strefę tworzy w tym rejonie system kilku kulisowych uskoków schodowych, co według Żaby (2004) może wskazywać na wcześniejsze procesy uskokowania o składowej przesuwczej, poprzedzające późniejszą aktywność o charakterze normalno-zrzutowym.

Strefa Żory–Jawiszowice–Wysoka, o długości ok. 59 km na generalnym kierunku WNW–ESE, największe zrzuty wykazuje w południowej części zagłębia. W rejonie Żor, w centralnej części zagłębia, zrzuty na uskokach w tej strefie są w granicach 250–400 m i w kierunku wschodnim wzrastają do ok. 600 m w rejonie Pszczyny, osiągając maksymalne wielkości 1000–1100 m w rejonie Jawiszowic. Według najnowszych opracowań kartograficznych (Jureczka i in., 2005), przebieg tej strefy uskokowej należy przedłużyć o ok. 38 km w skrajnie południowo-wschodniej części zagłębia, gdzie prawdopodobnie wyznacza ona granice zasięgu utworów węglonośnych zalegających na znacznych głębokościach pod nasunięciem karpackim, sięgając miejscowości Bęczarka w powiecie myślenickim. W tym ujęciu, nazwę omawianej strefy uskokowej dla całego jej przebiegu na obszarze GZW należałoby zmienić na Żory–Jawiszowice–Wysoka–Bęczarka. Wielkości zrzutów w przedłużeniu strefy pod nasunięciem karpackim są trudne do określenia ze względu na słabe rozpoznanie geologiczne i brak utworów karbonu w skrzydle podniesionym. Przypuszczalnie zrzuty przekraczają 1000 m i mogą sięgać nawet 2000 m. Strefa ma charakter normalno-zrzutowy, jej przebieg w planie jest lekko falisty, a w skrajnie południowo-wschodniej części GZW łukowaty w związku ze zmianą kierunku na WSW–ENE.

Strefa uskokowa Bzie (Ruptawa)–Czechowice–Marcyporęba, w odróżnieniu od dwóch wyżej omówionych stref uskokowych, jest dyslokacją przecinającą cały obszar zagłębia, włącznie ze strefą tektoniki fałdowej. Ma długość ok. 124 km, w tym na zachód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego do rejonu Gorzyc ok. 16 km. Przebieg strefy na znacznym obszarze zagłębia ma kierunek zbliżony do W–E, co powoduje zbliżenie się w części południowo-wschodniej do strefy uskokowej Żory–Jawiszowice–Wysoka. Według nowych rozwiązań kartograficznych (Jureczka i in., 2005), w tej części zagłębia obie strefy prawdopodobnie biegną równolegle do siebie, aczkolwiek nie można wykluczyć ich połączenia lub przecięcia. Nowe ujęcia kartograficzne wskazują również na konieczność zmian w nazwie omawianej strefy – tj. zamiany nazwy Marcyporęba na Wadowice oraz uzupełnienie o miejscowość Jawornik w powiecie myślenickim, wyznaczającej koniec tej strefy uskokowej w granicach zagłębia. Uwzględniając również obszar na zachód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego, nazwę strefy należałoby zmienić na Gorzyce–Bzie (lub Ruptawa)–Czechowice–Wadowice–Jawornik. Wielkości zrzutów omawianej dyslokacji na wschód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego są dość stałe, na ogół w granicach 500–600 m, tylko w rejonie wschodniej części Zbiornika Goczałkowickiego i Czechowic wzrastają do ok. 700–800 m. Natomiast na zachód od nasunięcia orłowsko-boguszowickiego wielkości zrzutów są znacznie mniejsze i wynoszą ok. 200 m, malejąc w kierunku granic zagłębia do ok. 100 m.

Obok dominującej jednostki tektonicznej, którą jest rozległa struktura synklinalna – niecka główna, występują w obrębie GZW również inne mniejsze jednostki tektoniczne: niecka bytomska i siodło główne na północy oraz siodło Jastrzębia i niecka Drogomyśla na południu.

Waryscyjska inwersja strefy tektoniki uskokowo-blokowej jest podporządkowana regionalnemu kierunkowi W–E i odzwierciedla blokową strukturę podłoża. Obniżenie lub wydźwignięcie podstawowych jednostek podłoża doprowadziło do powstania struktur inwersji I rzędu:
– niecki głównej – rozległej struktury synklinalnej uformowanej na obniżeniu kry (bloku) centralnej,
– elewacji (rygli) Kozłowice–Trzyniec i Bielsko–Andrychów – na wyniesieniu kry (bloku) Cieszyna (fig. 5),
– wyniesienia części północnej zagłębia odpowiadającego krom (blokom) Bytomia i Tarnowskich Gór.

Wymienione elementy są komplikowane strukturami II rzędu, często o subrównoleżnikowym, kulisowym układzie. Na bloku Bytomia (fig. 5) rozwinięta jest niecka bytomska i kulisowy szereg kopuł siodła głównego. Niecka główna jest pocięta subrównoleżnikowymi, łukowatymi, asymetrycznymi półzrębami i rowami o dużym zrzucie. W bloku Cieszyna ważne znaczenie ma niecka Karwiny, przechodząca ku wschodowi w nieckę Drogomyśla.

Elementy I i II rzędu strefy tektoniki uskokowo-blokowej oraz granice kier (bloków) podłoża przedłużają się w obręb strefy tektoniki fałdowej, powodując jej poprzeczną segmentację. Na przedłużeniu niecki głównej znajduje się charakterystyczne wygięcie ku wschodowi nasunięć orłowsko-boguszowickiego oraz michałkowicko-rybnickiego i ulokowane są dwie duże brachysynkliny: niecka jejkowicka i michałkowicka (fig. 23).

Strefą tektoniki fałdowo-blokowej objęta jest skrajnie północno-wschodnia i wschodnia część zagłębia. Do niej zaliczony jest obszar na północ od siodła głównego i niecki bytomskiej, aczkolwiek tu zdania są podzielone, w szczególności w kontekście wydzielanej górnośląskiej strefy fałdowej w północno-wschodniej części bloku górnośląskiego (Buła i in., 2008; fig. 12). Wyróżniają się tu asymetryczne brachystruktury (synkliny i antykliny) o kulisowym ułożeniu, których osie w północnej części przyjmują kierunek W–E, a dalej ku południowemu wschodowi zmieniają kierunek na NW–SE. Są to szerokopromienne, łagodne struktury, w obrębie których upady warstw z reguły nie przekraczają 20°. Podobnie jak w strefie tektoniki uskokowo-blokowej, występuje tu gęsta sieć uskoków o zmiennych kierunkach przebiegu i zrzutu. Amplitudy zrzutów przeważnie nie przekraczają 100 m.

Wpływ deformacji alpejskich

Na współczesny kształt budowy strukturalnej GZW znaczny wpływ wywarła również orogeneza alpejska. Podczas kenozoiku przeważająca część GZW zaczęła pełnić rolę podłoża zapadliska przedkarpackiego, wypełniającego się morskimi osadami miocenu. Najdalej wysunięte na południe rejony zagłębia sięgają pod nasunięte na miocen osady fliszowe płaszczowin Karpat Zachodnich (fig. 23). W północnej i wschodniej części zagłębia osady karbonu są niezgodnie przykryte utworami pięter pokrywowych platformy paleozoicznej, wchodzącymi w skład monokliny śląsko-krakowskiej.

Wpływ alpejskich ruchów tektonicznych na strukturę zagłębia nie jest dobrze poznany ze względu na stosunkowo małe pokrycie jego powierzchni utworami mezozoicznymi, dokumentującymi wiek aktywności rejestrowanych w karbonie dyslokacji dysjunktywnych. Niemniej, uprawniony jest pogląd, że większość uskoków powstałych w czasie orogenezy waryscyjskiej, szczególnie w dużych strefach uskokowych, uległa odmłodzeniu i zwiększyły się amplitudy ich zrzutów.

Wynikiem orogenezy alpejskiej jest także powstanie – prawdopodobnie w paleogenie – skomplikowanej rzeźby terenu o założeniach tektonicznych i relatywnie znacznych deniwelacjach (Jura, 2001), która została wypełniona osadami molasowymi miocenu zapadliska przedkarpackiego, zalegającymi na ogół bezpośrednio na utworach karbonu.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society, London, Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine 134: 727–739.

Aust J. (red.), 1996. Odkrytá geologická mapa paleozoika české části Hornoslezské pánve. Ministerstvo hospodářství ČR, Praha.

Belka Z., Val Verde-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.

Borucki J., Sałdan M., 1965. Promieniotwórczość naturalna i wiek bezwzględny (K-Ar) skał krystalicznych z otworu Rzeszotary IG-2. Kwartalnik Geologiczny, 9: 1–16.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1983. Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 31: 651–658.

Bukowy S., 1964. Nowe poglądy na budowę północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 184: 5–34.

Bukowy S., 1972. Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 23–50.

Bukowy S., Cebulak S., 1964. Nowe dane o magmatyzmie antyklinorium śląsko-krakowskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego 184: 41–94.

Buła Z., 1993. Mapy ścięć poziomych regionu górnośląskiego, skala 1:500 000, 1:200 000. Archiwum Oddziału Górnośląskiego Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec.

Buła Z., 1994. Problemy stratygrafii i wykształcenie osadów starszego paleozoiku NE obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Przewodnik 65 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1431: 31–57.

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

Buła Z., Habryn R. (red.), 2008. Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Jachowicz M., 1996. The Lower Palaeozoic sediments in the Upper Silesian Block. Geological Quarterly, 40: 299–336.

Literatura

Buła Z., Kotas A., (red.), 1994. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, Cz. 3: Mapy geologiczno-strukturalne, skala: 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Żaba J., 2005. Pozycja tektoniczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle prekambryjskiego i dolnopaleozoicznego podłoża. *W*: Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Rudach koło Rybnika: 14–42.

Buła Z., Żaba J., 2008. Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). Przegląd Geologiczny, 56: 473–480.

Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). Geological Magazine, 134: 669–677.

Buła Z., Habryn R., Krieger W., Kurek S., Markowiak M., Woźniak P., 2002. Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Buła Z., Habryn R., Jachowicz-Zdanowska M., Żaba J., 2015. The Precambrian and Lower Paleozoic of the Brunovistulicum (eastern part of the Upper Silesian Block, southern Poland) – the state of the art. Geological Quarterly, 59: 123–134.

Burchart J., 1971. Wiek bezwzględny skał polskich (Katalog oznaczeń geochronologicznych). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 41: 241–255.

Bylina P., Żelaźniewicz A., Dörr W., 2000. Archean basement in the Upper Silesia Block: U-Pb zircon age from amphibolites of the Rzeszotary. *W*: Joint Meeting EUROPROBE and PACE Projects: 11–12.

Cebulak S., Kotas A., 1982. Profil utworów intruzywnych i prekambryjskich w otworze Goczałkowice IG-1. Przewodnik 54. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Sosnowiec. Wydaw. Geol., Warszawa: 205–210.

Cháb J., Mixa P., Vaneček M., Žáček V., 1994. Geology of the NW part of the Hrubý Jeník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). Věstník Českého geologického ústavu, 69: 17–26.

Chlupač I., 1988. The Devonian of Czechoslovakia and its stratigraphical significance. Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists, 14: 481-497.

Cymerman Z., 1998. Spory o podział geologiczny Sudetów. Przegląd Geologiczny, 46: 530–536.

Cymerman Z., 2000. Palaeozoic orogeneses in the Sudetes: a geodynamic model. Geological Quarterly, 44: 59–80.

Cymerman Z., 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block, 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Cymerman Z., Piasecki M., Seston R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 717–725.

Cwojdziński S., Żelaźniewicz A., 1995. Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego. *W*: Przewodnik 66. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wrocław. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 11–28.

Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (red.), 1995. Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer Verlag, Berlin.

Depciuch T., 1971. Oznaczenie wieku bezwzględnego za pomocą wolumetrycznej odmiany metody K-Ar stosowanej w Instytucie Geologicznym. Kwartalnik Geologiczny 15: 483–496.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy Československé Akademie Věd, Řada matematických, přírodních věd, 90: 1–85.

Dudek A., Melková J., 1975. Radiometric age determination in the crystalline basement of the Carpathian Foredeep and of the Moravian Flysch. Věstnik Ústředního ústavu geologického, 50: 257–264.

Dvořák J., 1995. Stratigraphy of the Moravo-Silesian Zone. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 477–489. Springer Verlag, Berlin.

Ekiert F., 1957. Warunki geologiczne występowania skał magmowych w Mrzygłodzie w okolicy Zawiercia. Kwartalnik Geologiczny 1: 106–112.

Finger F., Schitter F., Riegler G., Krenn E., 1999. The history of the Brunovistulian total-Pb monazite ages from the metamorphic complex. Geolines, 8: 21–23.

Finger F., Hanžl P., Pin C., von Quadt A., Steyrer H.P., 2000. The Brunovistulian: Avalonian Precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? Geological Society, London, Special Publications, 179: 103–112.

Franke D., 1994a. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's Southwestern margin. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 1/2: 67–80.

Franke D., 1994b. TESZ and the Caledonian Terrane Model. Europrobe News, 5: 6.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 63–86.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. Society, London, Special Publications, 201: 133–155.

Fritz H., Neubauer F., 1993. Kinematic of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. Geologische Rundschau, 82: 556–565.

Grygar R., 1998. Deformation history of the Variscan accretion wedge – the Moravo-Silesian Zone of the Bohemian Massif. Acta Universitatis. Carolinae, Geologica, 42, 257.

Grygar R., Vavro M., 1995. Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): Kinematics of Variscan deformation. Journal of the Czech Geological Society, 40: 65–90.

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. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 459: 45–60.

Harańczyk C., 1985. Paragenezy mineralne w złożach krakowidów i ich pokrywy. Annales Societatis Geologorum Poloniae 53: 91–126.

Havlena V., 1976. Late Palaeozoic Palaeogeography of Czechoslovakia and the Plzeň Basin. Folia Mus. Rer. Natur. Bohem. Occid. Geol., 7: 1–31.

Heflik W., Konior K., 1965. Le teschénite et le granitoides métasomatiques dans le forage B4 pres de Bielsko. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 67–72.

Heflik W., Konior K., 1967. Les roches plutoniques dans le substratum des Karpates bordurales aux environs d'Andrychów. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 15: 219–222.

Heflik W., Konior K., 1970. Granitoidy w poddewońskim podłożu obszaru Bielsko-Andrychów. Kwartalnik Geologiczny, 14: 283–290.

Heflik W., Konior K., 1971. Pochodzenie i wiek utworów metamorficznych obszaru Cieszyn-Rzeszotary. Nafta, 27: 229–232.

Heflik W., Konior K., 1972. Utwory metamorficznme w otworze wiertniczym Dobczyce 1. Kwartalnik Geologiczny, 16: 546–556.

Heflik W., Konior K., 1974. Obecny stan rozpoznania podłoża krystalicznego w obszarze Cieszyn-Rzeszotary. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 273:195–228.

Herbich E., 1981. Analiza tektoniczna sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Annales de la Société Géologique de Pologne, 51: 383–434.

Hladil J., 1988. Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR). Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif, Praha: 121–126.

Jachowicz M., Żelaźniewicz A., Buła Z., Bobiński W., Habryn R., Markowiak M., Żaba J., 2002. Geneza i pozycja stratygraficzna podkambryjskich i podordowickich anchimetamoeficznych skał w południowej Polsce – przedpole orogenu neoproterozoicznego? Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Sosnowiec-Warszawa.

Jachowicz-Zdanowska M., 2014. Mikroskamieniałości organiczne terrenewu (kambr dolny) i późnego ediakaru (neoproterozoik) okolic Krakowa. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 499: 61–82.

Jarmołowicz-Szulc K., 1985. Badania geochronologiczne K-Ar skał magmowych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny 29: 343–354.

Jastrzębski M., 2009. A Variscan continental collision of the West Sudetes and the Brunovistulian terrane: a contribution from structural and metamorphic record of the Stronie Formation, the Orlica–Śnieżnik Dome, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 98: 1901–1923.

Jastrzębski M., 2012. New insights into the polyphase evolution of the Variscan suture zone: evidence from the Stare Mesto Belt, NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 149: 945–963.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Murtezi M., Larionov A.N., Sergeev S., 2015. The Moldanubian Thrust Zone – A terrane boundary in the Central European Variscides refined based on lithostratigraphy and U-Pb zircon geochronology. Lithos, 220–223: 116–132.

Jura D., 2001. Morfotektonika i ewolucja różnowiekowej niezgodności w stropie utworów karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wydaw. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.

Jureczka J., Kotas A., 1995. Upper Silesian Coal Basin. In: Zdanowski A., Żakowa H. (red.), The Carboniferous system in Poland. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 164–173.

Jureczka J., Aust J., Buła Z., Dopita M., Zdanowski A., 1995. Geological Map of the Upper Silesian Coal Basin, Carboniferous Subcrop 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Jureczka J., Dopita M., Gałka M., Krieger W., Kwarciński J., Martiniec P., 2005. Atlas geologiczno-złożowy polskiej i czeskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Kalvoda J., Leichmann J., Bábek O., Melichar R., 2003. Brunovistulian terrane (Central Europe) and Istanbul Zone (NW Turkey): Late Proterozoic and Paleozoic tectonostratigraphic development and paleogeography. Geologica Carpathica, 54: 139–152.

Karnkowski P., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute, Special Papers, 3: 1–93.

Karwowski Ł., 1988. Ewolucja fluidów minerałotwórczych waryscyjskiej formacji miedziowo – porfirowej krakowidów na przykładzie rejonu Myszkowa-Mrzygłodu. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 929: 1–89.

Konior K., 1974. Budowa geologiczna wypiętrzenia rzeszotarskiego w świetle najnowszych danych wiertniczych i geofizycznych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 44: 321–375.

Konior K., Tokarski A., 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 140: 1–79.

Kotas A., 1972. Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. Komitet Górnictwa PAN (Katowice). Problemy geodynamiki i tąpań, 1: 5–55.

Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Przewodnik 54. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Wydaw. Geol., Warszawa: 45–72.

Literatura

Kotas A., 1985a. Uwagi o ewolucji strukturalnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Tektonika Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Materiały Konferencji Naukowej, Sosnowiec. Wydaw. Uniwersytetu Śląskiego: 17–46.

Kotas A., 1985b. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). 10 Congr. Int. Stratigr. Geol. Carb., Madrid (1983). Compt. Rend., 3: 459–469.

Kotas A., 2006. Pozycja geotektoniczna GZW i jej wpływ na rozwój sedymentacyjny utworów karbońskich. *W*: Roślinność tropikalna karbonu podczas wczesnych stadiów epoki lodowcowej: międzykontynentalne porównanie rozwoju flory w czasie namuru (serpuchow–baszkir). Inw. 3378-B Kat. R/220 Arch. Państw. Inst. Geol., Oddz. Górnośląski, Sosnowiec.

Kotas A., Porzycki J., 1984. Pozycja geologiczna i główne cechy karbońskich zagłębi węglowych Polski. Przegląd Geologiczny, 32: 268–280.

Krokowski J., 1984. Mezoskopowe studia strukturalne w osadach permsko-mezozoicznych południowo-wschodniej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 54: 79–121.

Kröner A., Mazur S., 2003. Proterozoic and Palaeozoic crustal components across the East/Central Sudetes boundary at the eastern margin of the Bohamian Massif: new U/Pb single zircon ages from the eastern Fore-Sudetic block (SW Poland). Journal Czech Geological Society, Abstract Volume, 48: 83–84.

Kröner A., Štípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. Geological Society, London, Special Publications, 179: 175–197.

Kumpera O., 1980. Structural and geotectonic zonality of the Moravo-Silesian Carboniferous (Bohemian Massif). VII Congr. Int. Stratigr. Carb. Compt. Rend., 6: 191–198.

Kumpera O., 1988. Brunovistulicum ve variském vývoji. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 4: 401–410.

Kumpera O., Grygar R., 1997. Hlavni rysy geologickeho vyvoje a stavby ceske casti hornoslezské pánve. *W*: Geologie české části hornoslezské pánve (red. M. Dopita *et al.*). Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha: 17–33.

Kumpera O., Martinec P., 1995. The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic basin. Journal Czech Geological Society, 40: 49–66.

Linnemann U., Romer R.L., Pin Ch., Aleksandrowski P., Buła Z., Geisler T., Kachlik V., Krzemińska E., Mazur S., Motuza G., Murphy J.B., Nance R.D., Pisarevsky S.A., Schulz B., Ulrich J., Wiszniewska J., Żaba J., Zeh A., 2008. Precambrian. *W*: The Geology of Central Europe, Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic (red. T. McCann): 21–101. Geological Society of London.

Markowiak M., 2015. Charakterystyka mineralizacji kruszcowej na tle przeobrażeń termiczno-metasomatycznych skał w rejonie Żarek-Kotowic. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 203: 1–74.

Matte P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in Western Europe. Tectonophysics, 196: 309–337.

Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177: 151–170.

Mazur S., Józefiak D., 1999. Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Ząbkowicki, Sudetes Foreland, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 1–26.

Mazur S., Puziewicz J., 1995. Deformacja i metamorfizm serii skalnych na wschód od bloku sowiogórskiego – nowe dane i interpretacje. Przegląd Geologiczny, 43: 786–793.

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 Carboniferous foreland basin of Western Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 47–64.

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.

Menčík E., 1983. Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Oblastni Regionální Geologie ČSR, Ústř. Úst. Geol., Praha: 133–141.

Mikulski S.Z., Williams I.S., Markowiak M., 2019. Carboniferous-Permian magmatism and Mo-Cu (W) mineralization in the contact zone between the Małopolska and Upper Silesia Blocks (south Poland): an echo of the Baltica-Gondwana collision. International Journal of Earth Sciences, 108: 1467–1492.

Miszewski K., 1977. Drobne struktury tektoniczne i następstwo deformacji w warstwach andelskohorskich (SE część bloku przedsudeckiego). Geologia Sudetica, 12: 133–144.

Morawska A., 1985. Rozwój sedymentacji permu i pstrego piaskowca w rejonie grzbietu Lublińca. Przegląd Geologiczny, 8: 444–448.

Morawska A., 1987. The Lubliniec fracture zone: boundary of the Upper Silesian and Małopolska Massifs, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 429–437.

Moryc W., Heflik W., 1998. Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biała and Cracow. Kwartalnik Geologiczny, 42: 1–14.

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

Nawrocki J., Lewandowska A., Fanning M., 2007. Wiek izotopowy a wiek paleomagnetyczny ryodacytów z Zalasu koło Krakowa (S Polska). Przegląd Geologiczny, 55: 475–478.

Nawrocki J., Krzemiński L., Pańczyk M., 2010. ^{40}Ar-^{39}Ar ages of selected rocks and minerals from the Kraków–Lubliniec Fault Zone, and their relation to the Paleozoic structural evolution of the Małopolska and Brunovistulian terranes (S Poland). Geological Quarterly, 54: 289–300.

Narkiewicz M., 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 177: 5–43.

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

Niemczyk J., 1981. Badania mezostrukturalne epimetamorficznej serii łupkowo-szarogłazowej w rejonie Jarnołtówka. Zeszyty Naukowe AGH, 782, Geologia, 6: 59–70.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. *W*: II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce 1927, 1–160. Kraków.

Nowak W., 1974. Wstępne wyniki z otworu badawczego Łodygowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 18: 929–930.

Oberc J., 1966. Geologia krystaliniku Wzgórz Strzelińskich. Studia Geologica Polonica, 20: 1–187.

Oberc J., 1972. Metamorfik Wzgórz Strzelińskich i okolic Doboszowic. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 2: Sudety i obszary przyległe. Wydaw. Geol., Warszawa: 211–224.

Oberc J., 1974. Zarys tektoniki Opolszczyzny. Przewodnik 46. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Opole. Wydaw. Geol., Warszawa: 55–68.

Oberc J., 1993. The role of longitudinal dislocation zones and strike-slip transversal deep fracture of Silesia-Lubusza (Hamburg-Kraków) in formation of main zone of meridional folds on Silesia and Moravia areas. Geological Quarterly, 37: 1–18.

Oberc-Dziedzic T., 1999. The metamorphic and structural development of gneisses and older schist series in the Strzelin Crystalline Massif (Fore-Sudetic block, SW Poland). Miner. Soc. Pol. Spec. Papers, 14: 10–21.

Oberc-Dziedzic T., Madej S., 2002. The Variscan overthrust of the Lower Palaeozoic gneiss unit on the Cadomian basement in the Strzelin and Lipowe Hills massifs, Fore-Sudetic block, SW Poland; is this part of the East-West Sudetes boundary? Geologia Sudetica, 34: 39–58.

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C. M., 2001. SHRIMP zircon geochronology of the Neoproterozoic Strzelin gneiss: evidence for the Moravo-Silesian zone affinity of the Strzelin massif. Fore-Sudetic block, SW Poland. Geolines, 13: 96–97.

Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2003. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic block, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 92: 701–711.

Oszczepalski S., Markowiak M., Mikulski Z., Lasoń K., Buła Z., Habryn R., 2010. Porfirowa mineralizacja Mo-Cu-W w utworach prekambryjsko-paleozoicznych – analiza prognostyczna strefy kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 439: 339–354.

Pacześna J., 2014. Rozwój facjalny utworów terenewu we wschodniej części bloku górnośląskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 459:133–146

Patočka F., Szczepański J., 1997. Geochemistry of quartzites from the eastern margin of the Bohemian Massif (the Hrubý Jeseník Mts. Devonian and the Strzelin Crystalline Massif). Miner. Soc. Pol. Spec. Papers, 9: 151–154.

Pelczar A., Wieser T., 1962. Budowa metamorfiku wykrytego otworem wiertniczym w Rzeszotarach. Kwartalnik Geologiczny, 6: 444–445.

Pharaoh T. C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Perski Z., Żaba J., 1997. Tektonika klastycznych utworów kambru i dewonu w Kluczach koło Olkusza (NE krawędź bloku górnośląskiego). Przegląd Geologiczny, 1: 51–57.

Piekarski K., 1985. Analiza metalogeniczno-prognostyczna utworów paleozoicznych północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 53: 207–234.

Podemski M. (red.), 2001. Palaeozoic porphyry molybdenum-tungsten deposit in the Myszków area, southern Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 6: 1–88.

Poprawa D., Nemčok J. (red.), 1988–1989. Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

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

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982. O heterogeniczności linii Teisseyrea-Tornquista. Przegląd Geologiczny 11: 569 – 574.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Rajlich P., 1990. Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Bohemian Massif, Czechoslovakia. Tectonophysics, 174: 351–367.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Literatura

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J. M., Urban M., Lobkowicz M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geologische Rundschau, 80: 73–92.

Skácel J., 1989. Hranice Lugika a Silezika (střednich a východnich Sudet). Acta Universitatis Wratislaviensis, 1113, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 17: 45–55.

Słaby E., Breitkreuz Ch., Żaba J., Domańska-Siuda J., Gaidzik K., Falenty K., Falenty A., 2010. Magma generation in an alternating transtensional – transpressional regime, the Kraków–Lubliniec Fault Zone, Poland. Lithos, 119: 251–268.

Stein H. J., Markowiak M., Mikulski Z., 2005. Metamorphic to magmatic transition captured at the Myszków Mo-W deposit, southern Poland. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge, Berlin – Heidelberg: 833–836.

Stille H., 1948. Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde des gesamteuropäischen. Z. Deutsch. Geol. Ges., 100: 223–266.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 88: 541–631.

Szczepański J., 2007. A vestige of an Early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) – evidence from geochemistry of the Jegłowa Beds, Strzelin Massif. Geological Quarterly, 51: 271–284.

Szczepański J., Oberc-Dziedzic T., 1998. Geochemistry of amphibolites from the Strzelin Crystalline Massif, Fore-Sudetic block, SW Poland. N. Jb. Miner. Abh., 173: 23–40.

Ślósarz J., 1996. Waryscyjska mineralizacja kruszcowa w rejonie krakowsko-częstochowskim – rys metalogeniczny. *W*: Tektonika i rozwój budowy geologicznej północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz strefy fałdowej Krakowa: 34–42.

Teper L., 2008. O wykształceniu strukturalnym Górnośląskiego Zagłębia Węglowego – urywki dyskusji bez zakończenia. Przegląd Geologiczny, 56: 481–485.

Testa S., Gibbons W., 1996. Late orogenic structural control on the regional geometry of basement massifs: An example from the Jeseník Mountains, Czech Republic. Journal Czech Geological Society, 41: 147–155.

Thybo H., Artemieva I. M., 2020. Trans-European Suture Zone. *W*: Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (red. H. Gupta). Encyclopedia of Earth Sciences Series: 1–11. Springer, Cham.

Tomšík J., 1972. Petrografie a chemické složení metamorfitů z podloží čs. části hornoslezké pánve. Časopis pro Mineralogii a Geologii, 17: 147–162.

Tomšík J., 1997. Podloží uhlonosného karbonu. *W*: Geologie české části hornoslezské pánve (red. M. Dopita): 25–33. Ministerstvo životní prostředí České Republiky, Praha.

Truszel M., Karwowski Ł., Lasoń K., Markiewicz J., Żaba J., 2006. Magmatyzm i metamorfizm strefy tektonicznej Kraków – Lubliniec jako przesłanki występowania złóż polimetalicznych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 418: 55–103.

Unrug R., Dembowski Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 119–168.

Van Breemen O., Aftalion M., Bowes D. R., Dudek A., Mísař Z., Povondra P., Vrána S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sc., 73: 89–108.

Wieser T., 1974. Fundament krystaliczny w otworze wiertniczym Łodygowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 18: 934–935.

Wieser T., 1978. Skały metamorficzne z otworu wiertniczego Bystra IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 22: 946–947.

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

Wojnar B., 1995. Analiza strukturalna i petrografia skał metamorficznych południowej części masywu strzelińskiego. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1633, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 46: 1–74.

Wójcik L., 1968. The Strzelin granitoid massif and its cover. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 121–141.

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

Żaba J., 1994. Mezoskopowe struktury kwiatowe w dolnopaleozoicznych utworach NE obrzeżenia GZW – rezultat transpresyjnego ścinania w strefie dyslokacyjnej Kraków-Myszków (Hamburg-Kraków). Przegląd Geologiczny, 42: 643–648.

Żaba J., 1995. Tectonic activity of the Kraków-Lubliniec (Hamburg-Kraków) fault zone at the boundary of Upper Silesia and Małopolska massifs (S Poland). European Coal Conference. Abstracts. Prague, 91.

Żaba J., 1996. Późnokarbońska aktywność przesuwcza strefy granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. Przegląd Geologiczny, 2: 173–180.

Żaba J., 1997. Główne etapy ewolucji strukturalnej utworów paleozoicznych w brzeżnej części bloku małopolskiego (NE obrzeżenie GZW). Technika Poszukiwań Geologicznych, Geosynoptyka i Geotermia, 1–2: 31–42.

Żaba J., 1998. Zarys budowy geologicznej Gór Opawskich. *W*: XVIII Terenowa Szkoła Geologów Uniwersytetu Śląskiego. Mat. Konferencji Naukowej, Pokrzywna: 1–14.

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

Żaba J., 2002. Przejawy tektoniki nasuwczej w utworach formacji hornobeneszowskiej (Góry Opawskie, Sudety Wschodnie). Przegląd Geologiczny, 50: 1226–1227.

Żaba J., 2004. Charakter deformacji osadów basenu górnośląskiego w świetle reinterpretacji opracowań tektonicznych rdzeni wiertniczych: tektonika dysjunktywna obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Paleozoiczna Akrecja Polski (Projekt Celowy Zamawiany, Nr PCZ 07/21), Zadanie 8: Ewolucja geologiczna zapadliska górnośląskiego w świetle wyników modelowań termicznych i tektonicznych. Państwowy Instytut Geologiczny, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.

Żaba J., Ciesielczuk J., Malik K., Strzyżewska-Konieczna S., 2005. Budowa oraz ewolucja strukturalna utworów dewońsko-karbońskich Gór Opawskich (strefa morawsko-śląska). *W*: Przewodnik 76. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Rudach koło Rybnika. Państwowy Instytut Geologiczny, Polskie Towarzystwo Geologiczne: 116–127.

Żelaźniewicz A., Żaba J., 2002. Nowe dane o dynamice bloku górnośląskiego i małopolskiego na przełomie prekambru i paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 50: 1227–1228.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. The crystalline basement SW of the Trans—European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian?) orogen. Terra Nostra, 11: 167–171.

Żelaźniewicz A., Buła Z., Jachowicz M., 2002. Neoproterozoic granites in the Upper Silesia massif of Bruno-Vistulicum, S Poland: U-Pb SHRIMP evidence. Schriftenreihe Deutschen Geologischen Gesellschaft, 21: 361–362.

Żelaźniewicz A., Biernacka J., Bobiński W., Buła Z., Dymna K., Dziadzio P., Florek R., Fanning M., Habryn R., Jachowicz M., Kowalska S., Kozłowski W., Krzemiński L., Markiewicz J., Markowiak M., Nowak I., Trela W., Woźniak P., Żaba J., 2004. Paleozoiczna Akrecja Polski – Zadanie 1: Budowa geologiczna bloku górnośląskiego i południowej części bloku małopolskiego – model tektogenezy przedwaryscyjskiej. Centralne Archiwum Geologiczne, Warszawa.

Żelaźniewicz A., Pańczyk M., Nawrocki J., Fanning M., 2008. A Carboniferous/Permian, calcalkaline, I-type granodiorite from the Małopolska Block, Southern Poland: implications from geochemical and U-Pb zircon age data. Geological Quarterly, 52: 301–308.

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.

Żytko K., 1978. Profil otworu badawczego Bystra IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 22: 943–945.

5.1.2. Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe – centralny element masywu małopolskiego[1]

Paweł H. Karnkowski, Włodzimierz Mizerski
Współredakcja *Karol Zglinicki*

5.1.2.1. Góry Świętokrzyskie i ich stosunek do jednostek sąsiednich

Góry Świętokrzyskie są rozpoznawalne przede wszystkim dzięki swoim cechom geomorfologicznym i geologicznym (fig. 1). W regionalizacji fizycznogeograficznej Kondrackiego (2009) zostały one wyróżnione jako jedyny obszar na północ od Karpat i Sudetów należący do kategorii „przedgórzy i gór niskich". Tak zdefiniowana jednostka (mezoregion Góry Świętokrzyskie) graniczy od północy z Płaskowyżem Suchedniowskim, od północnego wschodu z Wyżyną Sandomierską, od południa z Niecką Nidziańską, od zachodu ze Wzgórzami Łopuszańskimi, a od południowego zachodu z Pasmem Przedborsko-Małogoskim (fig. 2). W ujęciu geologicznym definicja ta ulega rozszerzeniu: Góry Świętokrzyskie to przede wszystkim wychodnie utworów paleozoicznych regionu świętokrzyskiego wraz z ich mezozoicznym obrzeżeniem (zachodnim i południowym). Od południa granica jednostki jest wyznaczona przez zasięg klastycznych utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego (fig. 2).

Aby jednak badać i porównywać jednostki geologiczne, muszą być one wydzielane według ustalonych kryteriów i zasad. Obecnie najbardziej praktycznym sposobem regionalizacji geologicznej jest przyjęcie kryteriów tektonicznych (Żelaźniewicz i in., 2011), według których jednostkę tektoniczną definiuje się jako „*trójwymiarowy zespół elementów strukturalnych powiązanych ze sobą genetycznie*".

Samo pojęcie „tektonika" współcześnie powinno być rozumiane szeroko (holistycznie) – jako „*naukę o pochodzeniu i rozwoju basenów sedymentacyjnych oraz procesach i produktach ich ewolucji strukturalnej*" (Karnkowski, 2008). Taka definicja ma na celu objęcie jak najszerszego (globalnego) spektrum zagadnień geologicznych podkreślając, że cała informacja geologiczna zapisana jest w materiale skalnym, a wszystkie skały powstają w basenach sedymentacyjnych lub w wyniku procesów, które są z nimi związane. Najłatwiej jest wydzielać jednostki geologiczne na podstawie cech litologicznych skał znajdujących się bezpośrednio na powierzchni terenu. I tak rzeczywiście przebiega każdy proces prospekcji geologicznej, ale każda jednostka geologiczna w istocie ma charakter trójwymiarowy i najprostszym sposobem ich przedstawiania są mapy i przekroje geologiczne. Celem niniejszego rozdziału jest przedstawienie pozycji Gór Świętokrzyskich w kontekście sąsiadujących jednostek geologicznych o zbliżonej kategorii i randze. Ponadto autorzy uznają za istotne ukazanie ich relacji w odniesieniu do innych jednostek na obszarze całej Polski.

Niektóre dotychczas wykonane mapy tektoniczne Polski zostały przedstawione z uwzględnieniem wieku konsolidacji podłoża (np. Dadlez, Jaroszewski, 1994; Znosko, 1998). Ten sposób wizualizacji zagadnień tektonicznych jest zrozumiały, gdyż piętrowość budowy strukturalnej – rozumiano jako wpływ podłoża na genezę i rozwój dużych jednostek regionalnych – została wielokrotnie udowodniona. Podstawą regionalizacji tektonicznej na jednostki skonsolidowanego podłoża jest przyjęcie założenia, że najmłodsze wydarzenie orogeniczne, które dotyka dany fragment skorupy ziemskiej ma warunki do szerokiego rozwoju procesów dynamometamorficznych. W ich wyniku powstają struktury geologiczne o określonej (spójnej) charakterystyce, a wszystkie późniejsze zjawiska geologiczne rozwijają się już tylko w reżimie platformowym.

Zagadnienie podziału Polski na jednostki strukturalno-geologiczne zostało zapoczątkowane przez Pożaryskiego (1956), który zaproponował dla Polski pozakarpackiej podział na „struktury mezozo-

[1] W rozdziale zachowano tradycyjne nazewnictwo stratygraficzne (np. wend, arenig, karadok) stosowane w cytowanych pracach źródłowych. Decyzja ta podyktowana jest koniecznością zachowania spójności z archiwalną dokumentacją wiertniczą oraz literaturą regionalną.

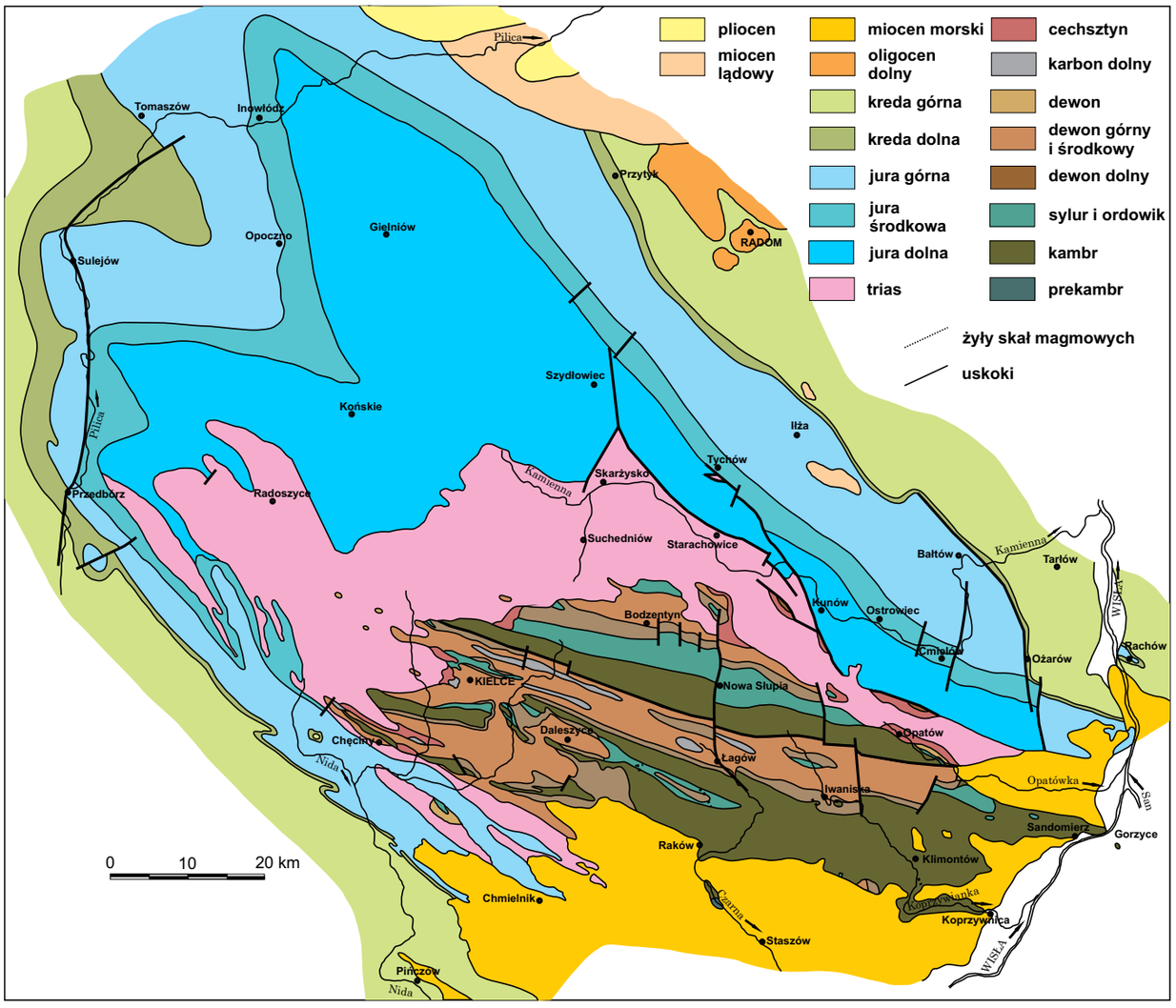


FIG. 1. Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich (wg Samsonowicza, 1965, uproszczona)

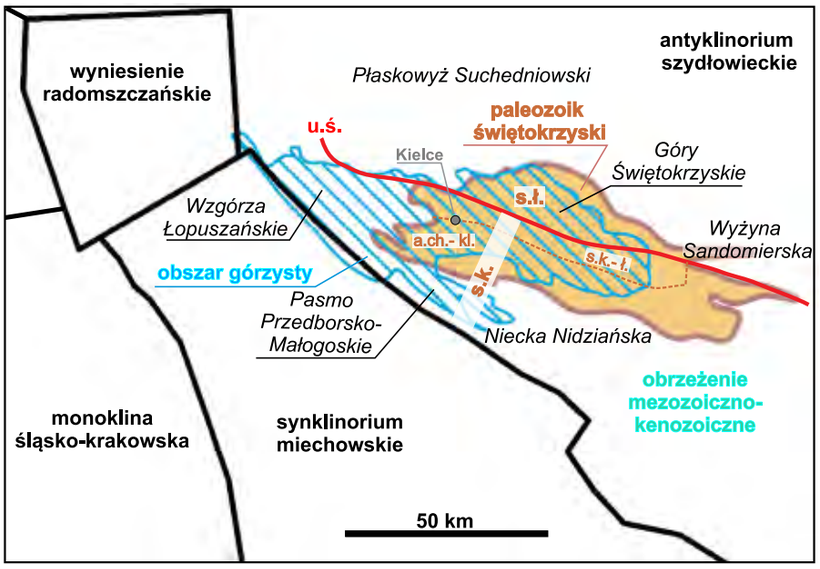


FIG. 2. Jednostki geologiczne (wg Czarnockiego, 1927; Pożaryskiego, 1963; Samsonowicza, 1965; Karnkowskiego, 2008; Konona, 2008) i geograficzne (Kondracki, 2009) Gór Świętokrzyskich i ich otoczenia; u.ś. – uskok świętokrzyski; s.ł. – strefa łysogórska (łysogórska strefa fałdów); s.k. – strefa kielecka (kielecka strefa fałdów); s.k.–ł. – synklinorium kielecko-łagowskie; a.ch.–kl. – antyklinorium chęcińsko-klimontowskie; napisy kursywą – jednostki geograficzne

iczne" (wał śródpolski wraz z przylegającymi nieckami) i otaczające je obszary nazwane jako „struktury paleozoiczne i starsze". W późniejszym podziale Pożaryski (1963), wyodrębnia już inne jednostki i nadaje im nowe nazwy: orogen waryscyjski, przegłębienie perykratoniczne, obszary sfałdowane paratektonicznie przegłębienia perykratonicznego, masyw małopolski (cokół platformy epibajkalskiej). Podstawą wyróżnienia tej ostatniej jednostki były nowe dane z obszaru południowo-wschodniej Polski (Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki, Karnkowski, 1963; Głowacki i in., 1963; Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965; Karnkowski, 1974), uszczegółowione w późniejszych latach (Karnkowski, 1983). Warto podkreślić, że jednostka ta obejmowała obszar na południe od uskoku świętokrzyskiego, sięgając daleko pod Karpaty. Pożaryski przywiązywał dużą wagę do koncepcji „przegłębienia perykratonicznego" (1953–1970), którą później określił jako – „bruzda" (1970–1978), a ostatecznie wykreował dla tej jednostki nazwę – „aulakogen" (1978–2008). Podobne stanowisko prezentował Dadlez, nazywając tę jednostkę „bruzdą śródpolską", jednak od 2006 roku ograniczył jej zasięg jedynie do uskoku Grójca (por. Karnkowski i in., 2023). Poglądy te analizował również Znosko (1962, 1963, 1965, 1974, 1984, 1986, 1990, 1998, 2000). Z kolei Krzywiec (2009) również akcentował zasięg waryscydów i kaledonidów w Polsce, proponując utożsamianie zasięgu waryscydów mniej więcej zgodnie z północną granicą monokliny przedsudeckiej. Tak określona granica zasięgu waryscydów na Niżu Polskim implikowała istnienie szerokiej strefy kaledonidów, biegnącej w poprzek Polski – od Pomorza Zachodniego po Górny Śląsk i Małopolskę – chowających się obecnie pod zapadlisko przedkarpackie i Karpaty. Poglądy te były podzielane i propagowane przez Dadleza i in. (1994), a ilustracją tego stanowiska jest znana mapa zawarta w podręczniku „Tektonika" (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Niemniej jednak, stanowisko to było mocno kontestowane przez niektórych geologów (np. Szulczewski, 1977; Głazek i in., 1981; Stupnicka, 1988; Głazek, 1993, 1995; Mizerski, 1995, 1996).

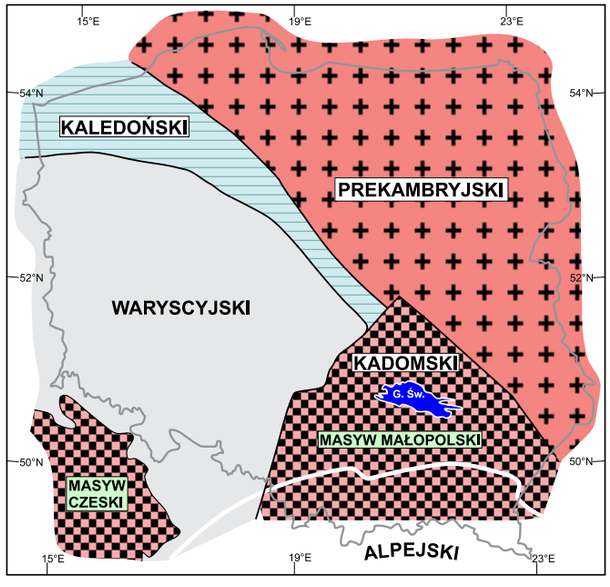


FIG. 3. Pozycja Gór Świętokrzyskich (G. Św.) i masywu małopolskiego na tle mapy wieku konsolidacji podłoża (Karnkowski, 1999, 2008)

Nowsze prace dotyczące kaledonidów pomorskich, oparte przede wszystkim na modelowaniu magnetycznych i grawimetrycznych pól potencjalnych (Mazur i in., 2016), potwierdzają ich istnienie. Jednak obszar występowania kaledonidów pomorskich został zawężony do bardzo wąskiej strefy (por. również Mazur, Schulmann, 2025: fig. 1) w stosunku do wcześniejszych poglądów (np. Znosko, 1965, 1974, 1984, 1986, 1998; Pożaryski, 1991; Karnkowski, 1999, 2008).

Karnkowski (1999), nawiązując do pierwotnej nazwy zaproponowanej przez Pożaryskiego (1963) – masyw małopolski – utrzymuje tę terminologię, interpretując ją jako zbiór trzech bloków: kieleckiego, łysogórskiego i górnośląskiego (Karnkowski, 1999; fig. 3). Zbliżone stanowisko wyraża również Żelaźniewicz i in. (2020). Wyniki wierceń zrealizowanych przez Jurkiewicza (1974, 1975) w Niecce Nidziańskiej oraz zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Karnkowski, 2024) umożliwiły połączenie różnych jednostek w spójny, genetycznie uzasadniony obszar konsolidacji podłoża – prowincję kadomską (Karnkowski, 1999, 2008, 2024).

Od początku XXI wieku nowoczesne metody datowania skał i określania ich pozycji w paleogeoprzestrzeni (paleomagnetyka i geochronologia izotopowa) dostarcza coraz więcej danych potwierdzających kadomski wiek prekambryjskiego podłoża masywu małopolskiego (Bełka i in., 2000, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006; Nawrocki i in., 2007, 2021; Walczak, 2013; Walczak, Belka, 2017; Żelaźniewicz i in., 2020; Callegari i in., 2025).

Główne prowincje skonsolidowanego podłoża to prekambryjski kraton wschodnioeuropejski, kadomski masyw (w obrębie którego wyróżnia się trzy bloki: łysogórski, kielecki i górnośląski) oraz obszary kaledońskich, waryscyjskich i alpejskich pasów fałdowych (fig. 3). W trakcie długiej i złożonej ewolucji tektonicznej podłoża obszaru Polski mozaika elementów skorupy stopniowo ulegała konsolidacji.

Położenie tektoniczne Gór Świętokrzyskich oraz ich związek z głównymi jednostkami tektonicznymi w Polsce pokazuje mapa prowincji skonsolidowanego podłoża (fig. 3), ale wiele szczegółów zostanie wyjaśnionych przede wszystkim w odniesieniu do bloku kieleckiego i łysogórskiego masywu małopolskiego. Blok górnośląski, który również cechuje się konsolidacją kadomską (Żelaźniewicz i in., 2020; Nawrocki i in., 2021) ze względu na swoje położenie w brzeżnej strefie masywu małopolskiego, gdzie Masyw Czeski istotnie wpływał na jego rozwój sedymentacyjny i strukturalny, został szczegółowo omówiony w podrozdziale 5.1.1.

Silnie sfałdowane skały wczesnego paleozoiku pomorskiego są skorelowane z bardzo podobnymi kompleksami z Rugii, określanymi jako północnoniemiecko-polskie kaledonidy. Najbardziej wysuniętym na południowy wschód odwiertem dokumentującym to zjawisko jest Toruń-1, skąd dalej na wschód kaledonidy kontynuują się wzdłuż krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Zasięg ku SE kaledonidów pomorskich ustalono w miejscu przebiegu uskoku Grójca. Strefa ta ma bardzo istotne znaczenie w strukturalnej i sedymentacyjnej ewolucji centralnej Polski w czasie całego fanerozoiku, a w szczególności w dewonie i karbonie, powodując również zróżnicowanie facji i miąższości osadów po obu stronach tego systemu uskokowego w rejonie Lublina i Warszawy (Żelichowski, 1983, 1987). Przebieg tego uskoku jest też dobrze odwzorowany na mapach grawimetrycznych (Królikowski, 1993; Królikowski, Petecki, 1995). Ta granica zasięgu kaledonidów pomorskich wyznacza jednocześnie zasięg masywu małopolskiego o konsolidacji kadomskiej (fig. 3).

Północno-zachodnia granica masywu małopolskiego utożsamiana jest z uskokiem Grójca, natomiast zachodnią granicę wyznacza obecny zasięg sfałdowanego fliszu waryscyjskiego, który udokumentowany jest jedynie przez nieliczne otwory wiertnicze. Zaznaczony tutaj zasięg waryscydów (fig. 3) zbliżony do przedstawionego na „Mapie tektonicznej Polski w okresie waryscyjskim" (Pożaryski, Karnkowski, 1992; Pożaryski i in., 1992).

Konsolidację masywu małopolskiego w wyniku ruchów bajkalskich/kadomskich postulowali Pożaryski i Tomczyk (1968). W okresie wczesnego paleozoiku wyróżniono wiele faz tektonicznych w Górach Świętokrzyskich i masywie małopolskim (Tomczyk, 1974; Karnkowski, 1974). Rozpoznanie ruchów tektonicznych opierano na występowaniu niezgodności kątowych, luk stratygraficznych i sedymentacyjnych oraz zmianach facjalnych (fig. 4). Główne niezgodności kątowe stwierdzono: (1) między prekambrem i kambrem (faza małopolska), (2) pomiędzy środkowym a górnym kambrem – faza świętokrzyska, (3) między arenigiem i lanwirnem – faza sandomierska, (4) przed emsem – faza ardeńska oraz (5) przed permem (fazy ruchów hercyńskich) (por. Karnkowski, 1974).

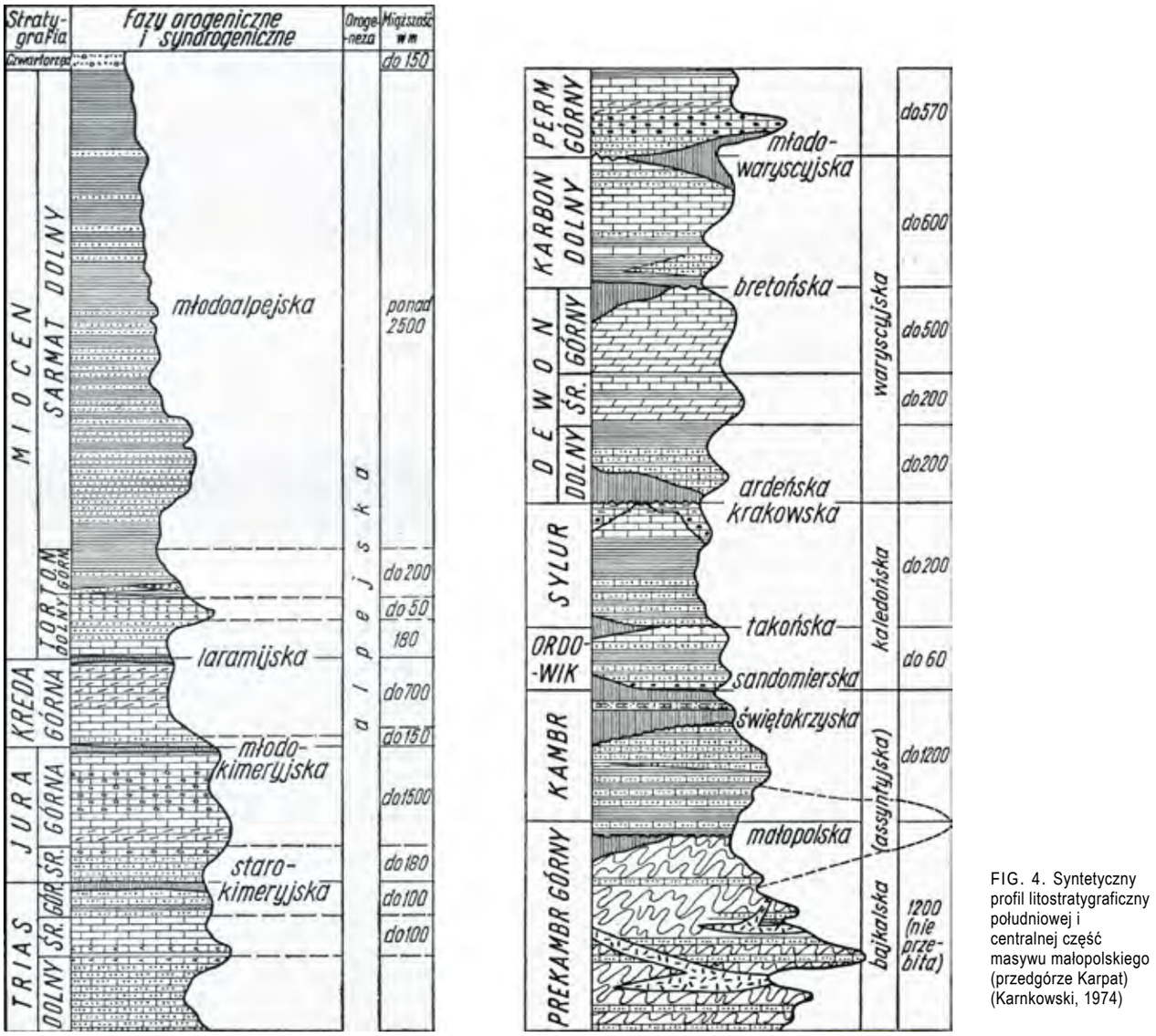


FIG. 4. Syntetyczny profil litostratygraficzny południowej i centralnej część masywu małopolskiego (przedgórze Karpat) (Karnkowski, 1974)

Liczba faz tektonicznych w Górach Świętokrzyskich w paleozoiku i ich odmienny obraz w zależności od lokalizacji (strefa kielecka, strefa łysogórska, antyklinorium dolnego Sanu, Niecka Nidziańska) wywołały kontrowersje pomiędzy zwolennikami orogenicznego fałdowania kaledońskiego (Znosko, 1974, 1984; Kowalczewski, 1981) i ruchów waryscyjskich (Mizerski, 1992, 1995; Stupnicka, 1992). W przypadku obu jednostek zaprzeczono możliwości jakichkolwiek procesów orogenicznych po kambrze (Szulczewski, 1977). Można zatem wysnuć wniosek, że nie ma przedłużenia północnogermańsko-polskich kaledonidów w rejonie jednostki łysogórskiej lub kieleckiej.

Generalnie, skały paleozoiczne Gór Świętokrzyskich są umiarkowanie sfałdowane, co pozwala uznać waryscyjskie ruchy tektoniczne za ważny epizod w historii geologicznej tego obszaru (Mizerski, 1979; Stupnicka, 1992; Stupnicka, Ziółkowski, 2001). Strefę, w której podłoże jest przesłonięte przez kadomską lub starszą konsolidację, i gdzie wyraźnie widoczny jest wpływ tektoniki waryscyjskiej, proponuje się nazwać „Peri-Variscicum" (Kotański, 1997a). Dobrze odzwierciedla ona związek między waryscydami *sensu stricto* a przyległymi obszarami, w których późnopaleozoiczne osady facji platformowej są umiarkowanie sfałdowane i zuskokowane.

Najstarsze skały w masywie małopolskim (Samsonowicz, 1955, 1965) to ciemnoszarozielone lub czerwone meta-argillity, które są silnie stektonizowane (kąty nachylenia wynoszą 60–80°). Ich wiek skorelowano z łupkami z Dobrudży (Głowacki, Karnkowski, 1963) i przyjęto jako ryfejski (ediakar). Tego typu skały były pierwotnie nawiercane w podłożu zapadliska przedkarpackiego, bezpośrednio pod utworami mioceńskimi. Obszar ten nazwano antyklinorium dolnego Sanu. Dalej ku zachodowi, w niecce miechowskiej rozpoznano bardzo podobne formacje (Jaworowski i in., 1967). Prekambr w tym rejonie został najpełniej udokumentowany przez Jurkiewicza i Kowalczewskiego (1968) oraz Jurkiewicza (1975), gdzie wydzielił nieformalne jednostki litostratygraficzne (warstwy z Książa Wielkiego, Potoka Małego i Brzegów). Najstarszymi z nich są warstwy z Książa Wielkiego i składają się one głównie z piaskowców i mułowców szarogłazowych o szarozielonawym zabarwieniu, z przewarstwieniami łupków i tufitów szaro-żółtych lub zielonawych, charakteryzując się nachyleniem warstw w zakresie 60–80°. Łupki, stanowiące podrzędne wkładki wśród utworów piaszczysto-mułowcowatych, składają się z masy chlorytowo-muskowitowej, zanieczyszczonej drobnym detrytusem mineralnym o składzie identycznym jak w piaskowcach. Łupki te są zazwyczaj silnie zdiagenezowane lub nieznacznie zmetamorfizowane. Utwory z Potoka Małego zostały określone jako zlepieńce występujące w otworach Potok Mały IG 1 oraz Węgleszyn IG 1. Są to zlepieńce szaro-zielonkawe i różowawe o charakterze arkozowym, zbudowane ze słabo obtoczonych fragmentów kwarcu żyłowego i skataklazowanego, dużych okruchów skaleni potasowych (do średnicy 0,7 cm), głównie pertytów, rzadziej mikroklastów, okruchów plagioklazów, zrostów różnego typu skaleni z kwarcem, fragmentów skał wulkanicznych o strukturze trachitowej, oraz licznych okruchów zdewitrykowanego szkliwa wulkanicznego, zabarwionego hematytowym pigmentem, skał głębinowych typu granitu i anortozytu, skał metamorficznych i osadowych (Jurkiewicz, 1975). Warstwy z Brzegów zostały wyróżnione w wierceniach: Węgleszyn IG 1, Jaronowice IG 1, Biała Wielka IG 1, Secemin IG 1, Potok Mały IG 1 oraz Jędrzejów IG 1. Te warstwy są reprezentowane przez szarozielonawe i brunatnoszare piaskowce i mułowce oraz brunatnowiśniowe i szarozielonawe łupki. Kąt nachylenia warstw wynosi 40–60°. Nad opisanymi piaskowcami do stropu rozpoznanego prekambru występują warstwy mułowcowo-ilaste, rzadko z wkładkami piaskowców polimiktycznych. Szczątki organiczne występują dość licznie, ale są trudne do precyzyjnego określenia wieku. L. Jagielska, która sprawowała nadzór stratygraficzno-paleontologiczny nad projektem wierceń w Niecce Nidziańskiej, wskazała, że warstwy te są starsze od kambru (por. Jurkiewicz, 1975).

Uzyskane wyniki dotyczące utworów prekambryjskich i staropaleozoicznych w podłożu Niecki Nidziańskiej (Jurkiewicz, 1975) oraz

dane z antyklinorium dolnego Sanu (Karnkowski, Głowacki, 1961; Głowacki i in., 1963), czy kambru Gór Świętokrzyskich (Orłowski, 1975) zachęciły innych badaczy do próby regionalnego zestawienia dotychczasowych wyników (Kowalczewski, 1979, 1981; Kowalski, 1983). Wyróżnione w niecce miechowskiej skały prekambryjskie (Jurkiewicz, 1975) kontynuują się w kierunku wschodnim (antyklinorium dolnego Sanu), budując osiową część masywu małopolskiego. Wyróżnienie tam przez Głowackiego i Karnkowskiego (1963) skał górnego prekambru (ryfeju/ediakaru) i porównanie ich do serii zielonych łupków Dobrudży doczekało się potwierdzenia znacznie później (Kräutner i in., 1988; Żelaźniewicz i in., 2009). Również przy użyciu zaawansowanych metod petrograficznych (Moryc, Łydka, 2000), paleontologicznych (Jachowicz-Zdanowska, 2011) oraz izotopowych (Compston i in., 1995), potwierdzono późnoprekambryjski (ediakarski) wiek skał sfałdowanego podłoża niecki miechowskiej.

W żadnym wierceniu w Niecce Nidziańskiej nie nawiercono utworów kambryjskich. Skały ordowiku zostały stwierdzone tylko w otworach Jaronowice IG i Książ Wielki IG 1 i są reprezentowane przez drobnoziarniste piaskowce z przewarstwieniami szarych łupków, a znaleziona fauna wskazuje na arenig (Jurkiewicz, 1975). Piaskowce te mają upad w zakresie 20–25°. Powyżej nich występują organogeniczne wapienie z przewarstwieniami dolomitu. Seria węglanowa ordowiku osiąga ok. 14,5 m miąższości, a oznaczone konodonty wskazują na karadok.

Na obszarze centralnej części niecki miechowskiej utwory syluru stwierdzono tylko w otworach Jaronowice IG 1, Książ Wielki IG 1 i Włoszczowa IG 1. Stratygrafia syluru została oparta na oznaczeniach graptolitów (Jaworowski i in., 1967), które wskazują na utwory landoweru i wenloku wykształcone w facji łupków graptolitowych z wkładkami wapieni organogenicznych oraz lidytów. Ludlow może tu reprezentować 31-metrowa seria zawarta między wenlokiem a dewonem dolnym, złożonym z mułowców szarych i szarozielonawych (Jurkiewicz, 1975). Graptolity w profilu syluru z otworów Książ Wielki IG 1 określają wiek na dolny ludlow. Upady warstw syluru wynoszą 15–20°.

Zaprezentowany powyżej obraz wykształcenia i zasięgu utworów staropaleozoicznych w Niecce Nidziańskiej znacząco odbiega od południowej części Gór Świętokrzyskich. Pomimo kadomskiego podłoża w obu tych obszarach, ich rozwój już od kambru nie przebiegał w sposób zbliżony. Pomijając różnice facjalno-miąższościowe, warto podkreślić, że stwierdzone upady utworów ordowicko-sylurskich są niewielkie i porównywalne nawet z upadami formacji mezozoicznych. Nie tylko nie ma utworów kambru, a ordowik i sylur zachował się tylko w niewielkich płatach (rowy, półrowy) nie wykazując silnego zaangażowania tektonicznego. Na obszarze Niecki Nidziańskiej nie ma żadnych przesłanek do wnioskowania o kaledonidach.

Obszary kielecki i łysogórski są dobrze scharakteryzowane w rozdziałach bezpośrednio ich dotyczących. Jednak warto się tutaj odnieść do profilu w wierceniu Lenarczyce PIG 1 (Szczepanik i in., 2004). W profilu Lenarczyc, położonym 7 kilometrów na zachód od Sandomierza, stwierdzono utwory syluru, ordowiku i górnego kambru o upadach 5–40°, bez wewnętrznych zaburzeń, średnio zdiagenezowanych oraz serii prawdopodobnie środkowo/dolnokambryjskiej, którą tworzą silnie zaburzone tektonicznie osady ilasto-mułowcowe. Stwierdzone upady wykazują zmienność na niewielkich odcinkach od niemal poziomych do pionowych i odwróconych. Fakt ten wiąże się ze sfałdowaniem opisywanych osadów. Ta część profilu została zdeformowana przed zdeponowaniem nadległych osadów górnokambryjskich i ordowickich (Szczepanik i in., 2004). Profil Lenarczyc jest zlokalizowany w strefie kieleckiej, gdzie nie ma utworów górnego kambru. Gdy jednak porównać omawiany profil z opisami formacji bezpośrednio zalegających na podłożu kadomskim na północ od antyklinorium dolnego Sanu (warstwy rzeszowskie – eokambr, por. Karnkowski, 1974), to są one bardzo podobne. Zatem profil Lenarczyc to w istocie nietypowe wykształcenie i następstwo warstw w regionie kieleckim, ale profil z regionu sandomiersko-lubaczowskiego (Grelewicz i in., 2010). Jego cechą charakterystyczną jest właśnie występowanie ponad kadomskim podłożem sfałdowanych (ale nie w tym stopniu co kadomidy) utworów dolno-środkowokambryjskich (Żak, 1963, 1965, 1966; Żylińska, Szczepanik, 2009; Żylińska, 2013a, b). Wyróżnione przez Samsonowicza (1934) sandomirydy (orogeneza sandomierska, niezgodność pomiędzy tremadokiem a arenigiem) nie została potwierdzona późniejszymi danymi, co spowodowało konieczność ustalenia dwóch nowych faz (małopolskiej i świętokrzyskiej) (fig. 4). Faza małopolska utożsamiana jest jeszcze z orogenezą kadomską, podobnie jak i faza świętokrzyska, która pozycjonuje się przed górnym kambrem (podobnie jak w profilu Lenarczyc). Orogenezie (fazie) sandomierskiej przypisano zatem wiek z przełomu tremadoku i arenigu, który w istocie nie manifestuje się żadną niezgodnością kątową, a jedynie przerwą w sedymentacji i kolejną transgresją. Podobieństwo do profilu Lenarczyc wykazuje sekwencja z otworu Bazów-1, korelowanego z warstwami kotuszowskimi najstarszego kambru (terenew) południowej części regionu kieleckiego (Karnkowski, 2024). Jak ostatecznie zostanie rozstrzygnięte zagadnienie ruchów tektonicznych w kambrze kieleckim pokaże czas. Sprawa nie jest prosta, na co wskazuje ukazanie się po ponad dwudziestu latach nowej publikacji o profilu Lenarczyc (Trela i in., 2025), gdzie pokreślono poprzednio postulowane znaczenie świętokrzyskiej fazy tektonicznej, a wczesnoordowickiej fazie sandomierskiej przypisano tylko rolę ruchów uskokowo-blokowych oraz podkreślono łączność sedymentacyjną obszaru kieleckiego i łysogórskiego od początku okresu kambryjskiego. Dodatkowo można wskazać badania Kowalskiej (2012), która zajęła się zagadnieniem diagenezy/anchimetamorfizmu w skałach najwyższego proterozoiku i kambru ze wschodniej części masywu małopolskiego na podstawie badań minerałów ilastych. Wyniki tych analiz pokazują wzrost anchimetamorfizmu w kierunku wschodnim i to zarówno w skałach podłoża kadomskiego, jak i utworów dolnokambryjskich. Jest to z pewnością przesłanka do rozważań o wpływie strefy akrecji terranu małopolskiego na procesy diagenetyczne kontrolowane przez zjawiska frontu geotermicznego – im dalej od strefy akrecji, tym mniejszy strumień cieplny. Nie bez znaczenia pozostaje również ediakarski epizod magmowy na Wołyniu (Paszkowski i in., 2021), który w różnoraki sposób mógł przyczyniać się do zmian strumienia cieplnego w rejonie masywu małopolskiego. Jest jeszcze inny wniosek z pracy Callegari i in. (2025), która przedstawia rekonstrukcję rozwoju geotektonicznego rejonu Gór Świętokrzyskich względem Baltiki, i który bardzo wspiera poprzednie uwagi odnośnie zdarzeń kambryjskich: „*chociaż przyczyna pozostaje niejasna, subdukcja po środkowym kambrze ustała*".

Jak przestawiono powyżej, Góry Świętokrzyskie i ich otoczenie w skonsolidowanym podłożu mają orogen kadomski, co implikuje nazwanie skał osadowych zalegających na tym podłożu, jako skały platformy epikadomskiej. Poczynając od utworów najstarszego kambru aż po osady permskie, mamy do czynienia z zestawem formacji skalnych reprezentujących dolny i górny paleozoik. Ponieważ masyw małopolski znajdował się w czasie swej historii geologicznej w bezpośrednim zapleczu basenów „kaledońskich" i „waryscyjskich", zdarzenia tektoniczne zachodzące w tych basenach powinny się zaznaczyć w sukcesjach osadowych na platformie epikadomskiej.

Pozycja Gór Świętokrzyskich na tle mapy jednostek waryscyjskich, czyli w odwzorowaniu podpermskim (fig. 5), przedstawia obraz, który prawie w całości wykonany jest na podstawie danych wgłębnych pochodzących z wierceń i analiz sejsmicznych.

Bazując tylko na obserwacjach litologicznych, stopniu tektonizacji i diagenezy oraz oznakach wstępnego metamorfizmu (Karnkowski, Rdzanek, 1982), Karnkowski (1999) potwierdził granicę zasięgu waryscydów zaznaczoną na mapie Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992) z wyjątkiem rejonu na północ od Gór Świętokrzyskich i z małymi zmianami przebiegu tej granicy w rejonie częstochowskim. Późną jesienią w tym samym roku ukazała się praca Krzemińskiego (1999), który na podstawie szczegółowych badań petrograficznych, potwierdził istnienie anorogenicznych utworów karbońskich w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (wiercenia Studzianna IG 2, Opoczno PIG 2), jednocześnie oddzielając je od orogenicznych skał waryscyjskich w wierceniach Radwanów IG 1 i Budziszewice IG 1. Omawiana praca nie tylko rozdzieliła obszary orogeniczne od anorogenicznych, ale również potwierdziła występowanie zasięgu waryscydów zgodnie z sugestiami Pożaryskiego i Karnkowskiego (1992), skorygowanymi nieco później przez Karnkowskiego (1999). Od początku obecnego stulecia w wielu publikacjach cytowany jest właśnie ten większy zasięg waryscydów w Polsce, co potwierdza także praca Narkiewicza i Dadleza (2008). W związku z tym, na mapie podpermskich jednostek tektonicznych (fig. 5) przyjęto zasięg waryscydów na Niżu Polskim według Karnkowskiego (1999, 2008). Obszar waryscydów nie jest tutaj dzielony na strefę saksoturyńską i renohercyńską. O ile poglądy na ten temat są w dużej mierze udokumentowane w rejonie Sudetów, to na Niżu Polskim sprawa ta pozostaje nadal otwarta.

Mazur i in. (2015) przedstawili propozycję innego zasięgu waryscydów w Polsce, lokując go częściowo aż na platformie wschodnioeuropejskiej, na wschód od synklinorium lubelskiego. Ta koncepcja spotkała się z natychmiastową polemiką Narkiewicza i Peteckiego (2016), którzy przedstawiając szereg argumentów geologicznych i geofizycznych, wyrazili dezaprobatę dla rozwiązań swoich adwersarzy. W późniejszych pracach Mazur i in. (2020) oraz Mazur i Schulmann (2025) podtrzymują swój pogląd, dodatkowo nie odnosząc się do osiągnięć innych autorów (Karnkowski, 1999, 2008; Grad, Polkowski, 2016; Grad i in., 2016; Majorowicz i in., 2019; Majorowicz, 2021; Nawrocki i in.; 2021; Żelaźniewicz, 1998, Żelaźniewicz i in., 2009, 2020). W najbliższych latach można z pewnością spodziewać się ożywionej dyskusji na temat zasięgu waryscydów w Polsce.

Na przedpolu waryscydów usytuowana jest platforma epikaledońska (fig. 5). Północno-wschodnią granicę tej jednostki stanowi krawędź platformy wschodnioeuropejskiej. Na południowy wschód od orogenu waryscyjskiego, na masywie małopolskim, wyróżniono:

zapadlisko górnośląskie, synklinorium Słomnik i antyklinorium świętokrzyskie (fig. 5). Te dwie ostatnie jednostki różnią się przede wszystkim konstrukcją tektoniczną, wynikającą z objętości występujących (zachowanych) tam skał starszego i młodszego paleozoiku. Na obszarze południowym – w synklinorium Słomnik – przeważają skały dolnokarbońskie i dewońskie, a na obszarze północnym – antyklinorium świętokrzyskie – dominują skały dolnopaleozoiczne i prekambryjskie. Obszar Gór Świętokrzyskich leży w przybliżeniu w osiowej części antyklinorium świętokrzyskiego. Od północnego wschodu antyklinorium świętokrzyskie kontaktuje wzdłuż strefy dyslokacyjnej Teisseyre'a-Tornquista (T-T) z synklinorium lubelskim (utwory górnego karbonu na powierzchni podpermskiej) (fig. 5).

Warto już tutaj odnieść się do zagadnienia regionalizacji opisanych powyżej jednostek względem jednostek podkenozoicznych (laramijskich) (fig. 6). Północna granica antyklinorium świętokrzyskiego pokrywa się z granicą antyklinorium szydłowieckiego, a granice synklinorium Słomnik pokrywają się z granicami synklinorium miechowskiego. Ta zbieżność granic w planie podpermskim i podkenozoicznym świadczy o długotrwałym utrzymywaniu się głównych trendów strukturalnych w masywie małopolskim (por. fig. 5, 6).

Dzięki licznym otworom wiertniczym z projektów Jurkiewicza (1974, 1975) w Niecce Nidziańskiej oraz na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, aż po strefę fałdowań waryscyjskich, udało się zgromadzić bardzo bogaty materiał faktograficzny, który ciągle podlega kolejnym opracowaniom i syntezom, w konfrontacji z wcześniej uzyskanymi wynikami. Wyniki niektórych z tych opracowań i publikacji (Czarnocki, 1938; Karnkowski, Głowacki, 1961; Moryc, 1961; Karnkowski, 1965; Głowacki i in., 1966; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Jurkiewicz, 1974, 1975; Pożaryski, Dembowski, 1983; Kotański, 1997b; Karnkowski, 1999, 2008; Buła, 2000; Kowalska i in., 2000; Kowalczewski i in., 2006; Buła, Habryn, 2008, 2011; Kowalska, 2012) umożliwiły Karnkowskiemu (2024) wykonanie mapy podpermskiej Gór Świętokrzyskich oraz obszarów sąsiednich. Mapa ta dobrze ilustruje stosunki pomiędzy różnymi elementami strukturalnymi, jak np. wyniesienie Włoszczowy względem frontu nasunięć waryscyjskich, relację rejonu Gór Świętokrzyskich do ich zachodniego przedpola na skłonie masywu małopolskiego, stosunek Gór Świętokrzyskich do antyklinorium dolnego Sanu oraz obraz wychodni skał prekambryjskich na tle innych wydzieleń stratygraficznych (fig. 7).

Pozycja Gór Świętokrzyskich przedstawiona na mapie jednostek laramijskich (fig. 6) uwzględnia również jednostki młodoalpejskie (zapadlisko przedkarpackie, Karpaty), co zapewnia jakościowe i ilościowe minimum w zakresie niniejszych rozważań.

Z podłożem o konsolidacji waryscyjskiej i kaledońskiej związane są takie jednostki laramijskie, jak: antyklinorium pomorskie, antyklinorium kujawskie, synklinorium szczecińsko-gorzowskie, synklinorium mogileńskie, synklinorium łódzkie i monoklina przedsudecka. Z waryscydami związane są ściśle Sudety. Z prowincją o podłożu kadomskim (masyw małopolski) można powiązać laramijskie: antyklinorium szydłowieckie, elewację radomszczańską, synklinorium miechowskie, monoklinę śląsko-krakowską, z małopolskim masywem kadomskim – zapadlisko górnośląskie, synklinorium Słomnik i antyklinorium świętokrzykrzyskie. Natomiast na podłożu prekambryjskim (platforma wschodnioeuropejska) wyróżnia się: syneklizę perybałtycką, anteklizę mazurską, syneklizę podlaską i synklinorium lubelskie.

5.1.2.2. Masyw małopolski w strukturze przedpermskich basenów sedymentacyjnych Polski

Historia przedpermskich basenów sedymentacyjnych na obszarze Polski sięga okresu kambryjskiego. Skały kambryjskie w Polsce spoczywają na podłożu proterozoicznym o zróżnicowanym wieku, a miejscami na skałach archaicznych. Jedynie w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej oraz na stoku lubelskim platformy wschodnioeuropejskiej zachowana jest ciągłość sedymentacji od wendu po kambr (Lendzion, 1983). W pozostałych rejonach polskiej części platformy skały kambryjskie leżą bezpośrednio na krystalicznym podłożu (Lendzion, 1970).

Rekonstrukcje paleogeograficzne (por. Karnkowski, 1999), obecnie skupiają się na analizie masywu małopolskiego i jego znaczeniu w kształtowaniu przedpermskich basenów sedymentacyjnych. Wszystkie te badania prowadzone są we współczesnym układzie geograficznym, który znacznie różni się od konfiguracji kontynentu Baltiki oraz otaczających ją mórz i oceanów w przeszłości geologicznej. Celem rekonstrukcji jest przedstawienie relacji środowisk paleogeograficznych z uwzględnieniem roli masywu małopolskiego oraz określenie jego pozycji względem innych basenów sedymentacyjnych.

Kambr

Na początku kambru globalny wzrost objętości grzbietów śródoceanicznych spowodował transgresję morską (Glennie, 1984), obserwowaną również na obszarze Polski. Zachodnia Polska była wówczas częścią Oceanu Iapetus, ograniczonego od wschodu przez platformę wschodnioeuropejską, a od południowego wschodu przez ląd pra-karpacki (fig. 8). Morze pokrywające zachodnią część kratonu wschodnioeuropejskiego oraz masyw kadomski charakteryzowało się głębokościami sedymentacji typowymi dla strefy szelfowej, podczas gdy zachodnia Polska była częścią głębokiego basenu morskiego. Morze Tornquista, rozciągające się na północ, oddzielało Skandynawię od Anglii. Współczesnym odpowiednikiem tej struktury jest szew północnoniemiecko-polski, związany ze strefą kaledonidów w rejonie koszalińsko-chojnickim (Ziegler,

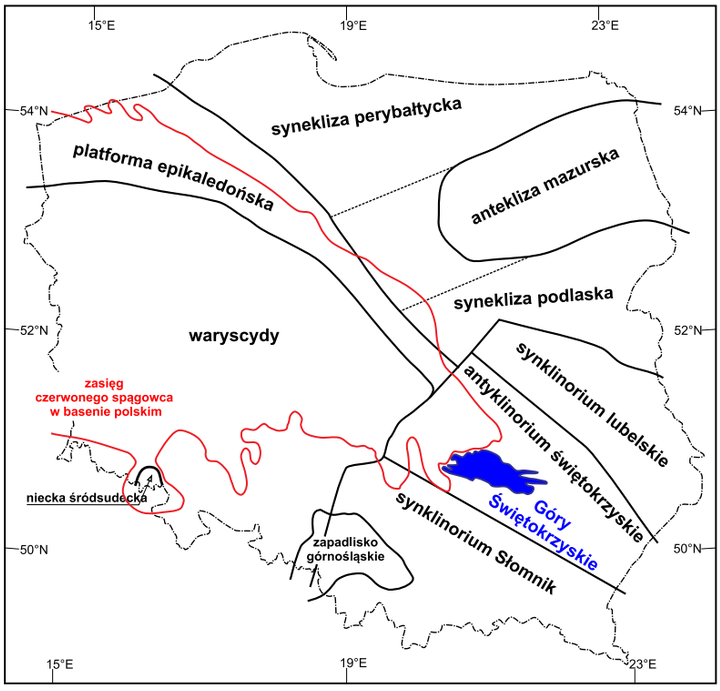


FIG. 5. Pozycja Gór Świętokrzyskich na tle mapy jednostek waryscyjskich oraz zasięg basenu czerwonego spągowca (dolny perm) w basenie polskim (Karnkowski, 1999, 2008, zmieniono)

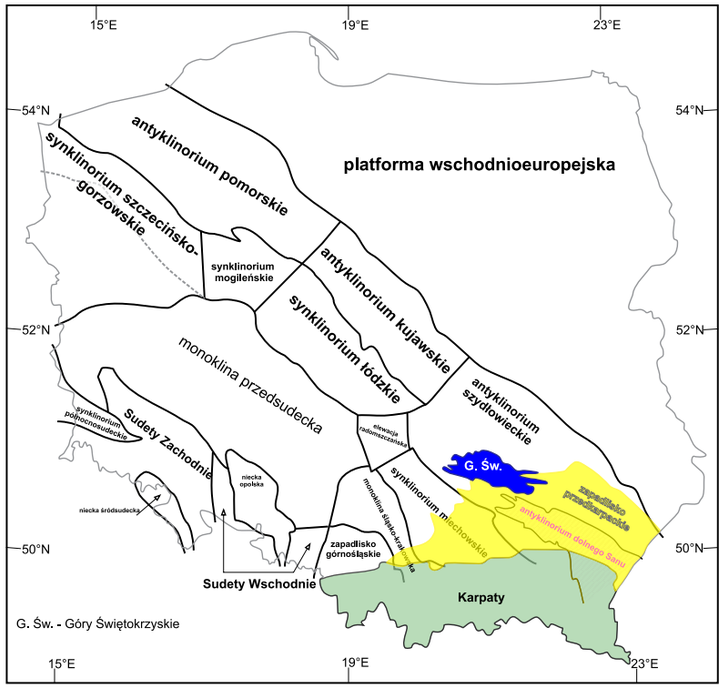


FIG. 6. Pozycja Gór Świętokrzyskich na tle mapy jednostek laramijskich (Karnkowski, 1999, 2008) oraz zasięg zapadliska przedkarpackiego z zaznaczonym antyklinorium dolnego Sanu w jego podłożu

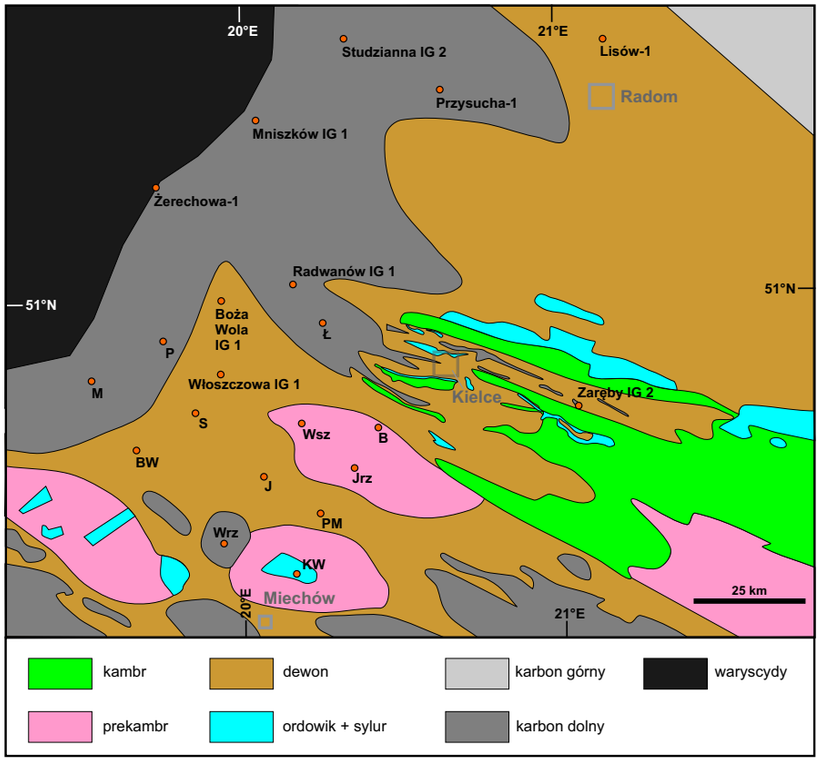


FIG. 7. Mapa podpermska Gór Świętokrzyskich oraz obszarów sąsiednich (Karnkowski, 2024), P – Pągów IG 1; M – Milanów IG 1; BW – Biała Wielka IG 1; S – Secemin IG 1; Wrz – Węgrzynów IG 1; J – Jaronowice IG 1; Wsz – Węgleszyn IG 1; Ł – Łopuszno IG 1; B – Brzegi IG 1; Jrz – Jędrzejów IG 1; PM – Potok Mały IG 1; KW – Książ Wielki IG 1

1978, 1982, 1984, 1986, 1990; Jaworowski, 1982). W tym regionie w dotychczasowych wierceniach nie stwierdzono skał starszych niż ordowik.

Od środkowego kambru obszar basenu zaczął się zmniejszać w wyniku wypiętrzania platformy wschodnioeuropejskiej. Proces ten spowodował stopniową regresję morza w kierunku zachodnim, a kolejna transgresja nastąpiła dopiero w arenigu (wczesny ordowik). Maksymalny zasięg basenu kambryjskiego przypadał na wczesny kambr. Zmniejszenie się jego obszaru w środkowym i późnym kambrze oraz wzrost powierzchni lądów otaczających basen doprowadziły do intensywnej erozji, a transportowany materiał klastyczny pochodził głównie ze starszych skał osadowych. W osadach dolnego kambru dominują klasty pochodzenia magmowego i metamorficznego, co zmienia się w osadach środkowego i górnego kambru (Lendzion, 1970).

W północno-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego sedymentacja wczesnokambryjska miała charakter lądowy (Jaworowski, 1982). Natomiast w południowo-wschodniej Polsce dominowały środowiska morskie, które istniały od wczesnego wendu i osiągnęły maksymalny zasięg we wczesnym kambrze. Obszary źródłowe dla osadów dolnego kambru znajdowały się w południowej Polsce (ląd pra-Karpacki) oraz na obszarze dzisiejszej Białorusi (Jaworowski, Sikorska, 2006) (fig. 8).

W Górach Świętokrzyskich skały kambryjskie występują w dwóch rejonach (fig. 9): osady dolnego i środkowego kambru są obecne na Kielecczyźnie, natomiast osady górnego kambru – w rejonie Łysogór (Kowalczewski, 1979, 1981, 2000, 2002; Orłowski, 1988, 1992; Kowalczewski i in., 2006). Są to głównie łupki ilaste i mułowcowe oraz piaskowce. Skały górnego kambru w Łysogórach przechodzą płynnie w dolny tremadok. Analizy wieku K/Ar detrytycznych muskowitów wskazują, że źródłem materiału klastycznego były obszary kadomskie oraz skorupa swekofeńska (Bełka i in., 2000).

Na wschód od regionu łysogórskiego, między Sandomierzem a Lubaczowem, w otworze Tarnogród 17 stwierdzono utwory górnego kambru w postaci szarooliwkowych łupków, które spoczywają na silnie sfałdowanych warstwach rzeszowskich (Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Dziadzio, Jachowicz, 1996). Najpełniejszy profil górnego kambru, zidentyfikowany w otworze Uszkowce 1, wskazuje ciągłość osadów z dolnym tremadokiem (Tomczyk, 1962). Są to głównie łupki i mułowce szarogłazowe, ciemnoszare, z podrzędnymi wkładkami kwarcytowych piaskowców, o upadach wyraźnie jednolitych (18–22°) i analogicznych jak w tremadoku, wyższym ordowiku, a nawet w sylurze. Fakty te świadczą, że kambr górny strukturalnie tutaj przynależy do profilu ordowicko-sylurskiego stwierdzonego w profilu Lenarczyc (Szczepanik i in., 2004).

Wszystkie powyższe ustalenia wskazują na dominującą rolę kadomskich obszarów źródłowych dla klastycznych skał kambryjskich w południowej Polsce. Granica kambru i ordowiku na większości obszaru platformy wschodnioeuropejskiej ma charakter erozyjny. Wyjątek stanowi północno-zachodnia część syneklizy perybałtyckiej, gdzie istnieje ciągłość sedymentacyjna od kambru do ordowiku (Modliński, 1982).

Ordowik

Cykl sedymentacyjny ordowiku rozpoczął się we wczesnym arenigu i trwał do aszgilu. Transgresja morska objęła niemal cały obszar wschodniej i południowo-wschodniej Polski (fig. 10), gdzie miąższość osadów platformowych wynosiła od 25 m do ok. 100 m (Tomczyk, 1963). Osady te obejmują głównie litofacje ilaste i węglanowe, z towarzyszącymi marglami, mułowcami, bentonitami, glaukonitytami oraz zlepieńcami (Modliński, 1982, 2010; Modliński, Szymański, 2001).

Platformowy obszar między zachodnią Białorusią a głębokomorską strefą zachodniej i centralnej Polski charakteryzował się zróżnicowaniem facjalnym: (1) szare węglany – osadzane w płytkich wodach morza epikontynentalnego; (2) czerwone i szare węglany oraz czarne iły – tworzone w głębszych częściach morza epikontynentalnego; (3) osady terygeniczne i węglanowe z glaukonitem – powstające na labilnych szelfach masywów kadomskich południowej Polski; (4) czarne iły bitumiczne – osadzane na stokach kontynentalnych, w środowisku głębokonerytycznym; (5) łupki i szarogłazy – formowane w głębokowodnym środowisku hemipelagicznym (łupki graptolitowe). Paleotektoniczny rozwój od arenigu do aszgilu był ograniczony przez dwie fazy ruchów tektonicznych: sandomierską i takońską, które powodowały przerwy sedymentacyjne oraz erozję (Tomczyk, 1963). W głębokowodnym Morzu Tornquista sedymentacja drobnoklastycznych osadów trwała nieprzerwanie przez cały ordowik.

Na obszarze Gór Świętokrzyskich procesy tektoniczne wpłynęły na sedymentację utworów ordowiku, które w żadnym z rejonów nie tworzą ciągłego profilu, choć zbiorczy profil systemu jest kompletny (fig. 10). Aż do późnego lanwirnu obecność licznych luk stratygraficznych jest znacząca, a dopiero od najwyższych partii lanwirnu profil ordowiku staje się pełny (Trela, 2005, 2006, 2009). Sukcesja ordowicka jest zróżnicowana litologicznie i obejmuje łupki ilaste, radiolaryty, piaskowce, margle oraz wapienie, co świadczy o dynamicznych procesach depozycyjnych i ruchliwości dna zbiornika. Charakterystyczną cechą sukcesji górnoordowickiej jest obecność horyzontów bentonitowych, które wskazują na aktywność wulkaniczną w sąsiedztwie regionu świętokrzyskiego (Chlebowski, 1971; Trela, 2005).

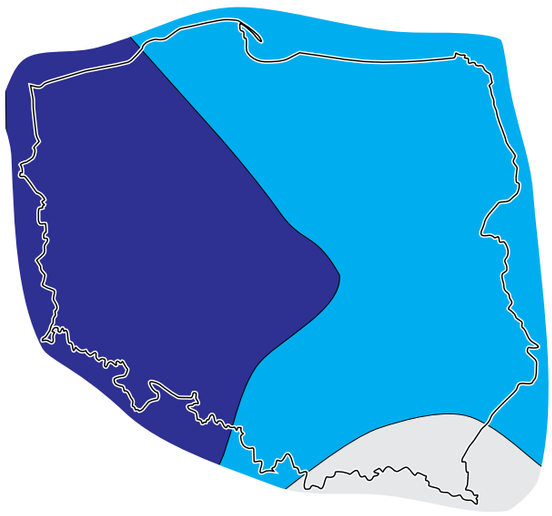
Sylur

Układ basenowy w sylurze na obszarze Polski był zbliżony do tego z ordowiku (fig. 8), szczególnie w okresie przełomu wczesnego i późnego ludlowu, kiedy ruchy tektoniczne fazy krakowskiej (Łydka i in., 1963) znacząco zmieniły rozkład facji w południowej Polsce. W wyniku tych procesów łupki graptolitowe zostały zastąpione osadami szarogłazowymi i zlepieńcowymi. Obszar lądu, zlokalizowany wcześniej na południowym wschodzie, uległ poszerzeniu w kierunku północnym (fig. 8).

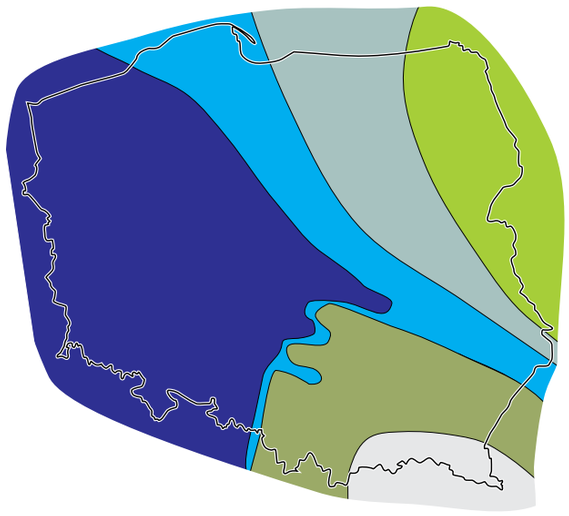
Centralną i zachodnią Polskę w dalszym ciągu zajmowało głębokie Morze Tornquista. Skały syluru w tym regionie, podobne do ordowickich, składały się głównie z iłów i mułowców o znacznej, dotychczas nieoszacowanej miąższości. W regionie pomorskim skały ordowiku (karadok i aszgil) oraz dolnego syluru (landower i wenlok) są intensywnie pofałdowane. Potwierdzają to dane z blisko trzydziestu odwiertów. Te fałdowania, uznawane za kaledońskie, datuje się na późny sylur (Znosko, 1962; Dadlez, 1982).

W strefie brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej zaznaczała się mniejsza subsydencja. Basen postludlowy, zdominowany przez fację łupków graptolitowych utrzymywał się na obszarze centralnej i zachodniej Polski oraz w północnych Górach Świętokrzyskich i na Lubelszczyźnie. W regionie Łysogór udokumentowano ciągłość osadów między sylurem a dewonem (Tomczyk, 1962, 1963, 1974; Tomczyk, Turnau-Morawska, 1964, 1967; Tomczyk i in., 1977; Kozłowski, 2008) (fig. 11).

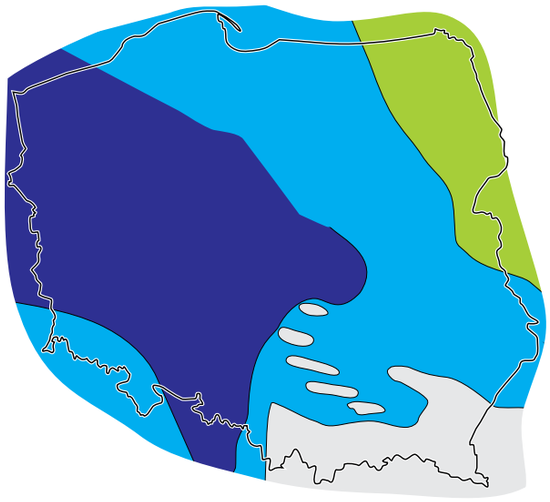
Badania osadów górnosylursko-dolnodewońskich w rejonie Kielc (Malec, 1991, 1993) wskazują na nieprzerwaną depozycję szarogłazów górnosylurskich w południowej części Gór Świętokrzyskich (i prawdopodobnie w całej Małopolsce) aż do granicy syluru i dewonu (fig. 11). Odsłaniające się w północno-zachodniej części Kielc zlepieńce miedzianogórskie, zalegające nad szarogłazami,



KAMBR



ORDOWIK



SYLUR



FIG. 8. Mapy paleogeograficzne kambru, ordowiku i syluru Polski (Karnkowski, 1999, zmodyfikowano) (objaśnienia dotyczą też fig. 12, 14)

najprawdopodobniej powstały jako stożki podmorskie w zanikającym basenie sylurskim, wypełnionym osadami ilasto-mułowcowymi (Malec, 1990). Obszary źródłowe dla materiału klastycznego tych zlepieńców obejmowały piaskowce kwarcowe kambru środkowego i górnego, które tworzyły aktywne paleowzniesienia położone blisko miejsc depozycji (Czarnocki, 1936; Malec, 1990; Kowalczewski i in., 2006). Brak najwyższych osadów szarogłazowych syluru, odpowiadających iłowcom i szarogłazom warstw kieleckich oraz osadom rejonu miechowsko-jędrzejowskiego, wskazuje na intensywne wypiętrzanie i fałdowanie w przełomie syluru i dewonu. Procesy te spowodowały głęboką erozję przed osadzeniem utworów emskich (Malec, 1990, 2006).

W regionie kieleckim osady terygeniczne dolnego dewonu (ems) spoczywają na słabo zdeformowanym podłożu złożonym ze skał o różnym wieku, co wskazuje na istnienie wyraźnej luki stratygraficznej pomiędzy sylurem a dewonem (fig. 11).

Relacje między masywem małopolskim a wczesnopaleozoicznymi basenami Polski są wciąż przedmiotem dyskusji. W kontekście tektoniki płyt, wczesnopaleozoiczny Ocean Iapetus oddzielał Gondwanę od Laurencji–Grenlandii i Fennoskandii–Baltiki. Fragmenty kontynentalne Gondwany dryfowały na północ, przylegając do południowej krawędzi tworzącego się megakontynentu Laurazji

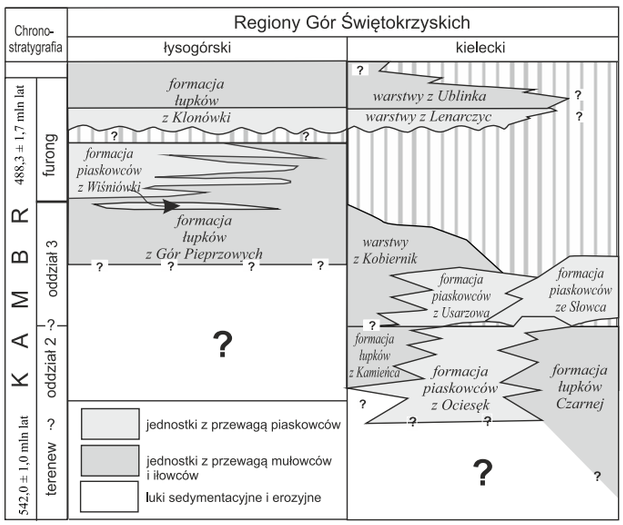


FIG. 9. Schemat litostratygraficzny kambru Gór Świętokrzyskich (wg Orłowskiego, 1975; Kowalczewskiego i in., 2006, zmodyfikowano)

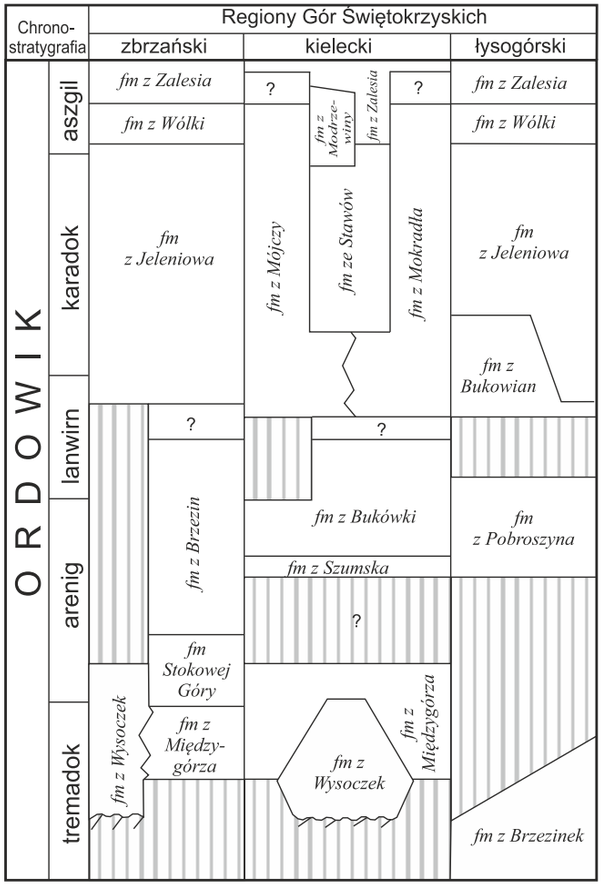


FIG. 10. Uproszczony schemat litostratygraficzny ordowiku Gór Świętokrzyskich (Wagner, 2008; Trela, 2006)

(Ziegler, 1982, 1986). Koncepcja Pożaryskiego i in. (1992) identyfikuje cztery terrany poza platformą wschodnioeuropejską, w tym Pomorze i Łysogóry. Jednak Dadlez i in. (1994) interpretują te obszary jako pasywny skłon platformy, zdeformowany w późnym etapie ruchów kaledońskich. Obecność kaledonidów na Pomorzu jest dobrze udokumentowana, m.in. przez analizy anomalii magnetycznych i grawimetrycznych (Znosko, 1962; Pożaryski, 1964). Na podstawie przekrojów sejsmicznych i danych z otworów wiertniczych zostały tam po raz pierwszy zidentyfikowane przez Pożaryskiego (1964, 1991). Interpretacje te zostały rozwinięte w licznych pracach (Dadlez, 1974; Pożaryski, Kotański, 1978; Brochwicz-Lewiński i in., 1981; Pożaryski i in., 1982).

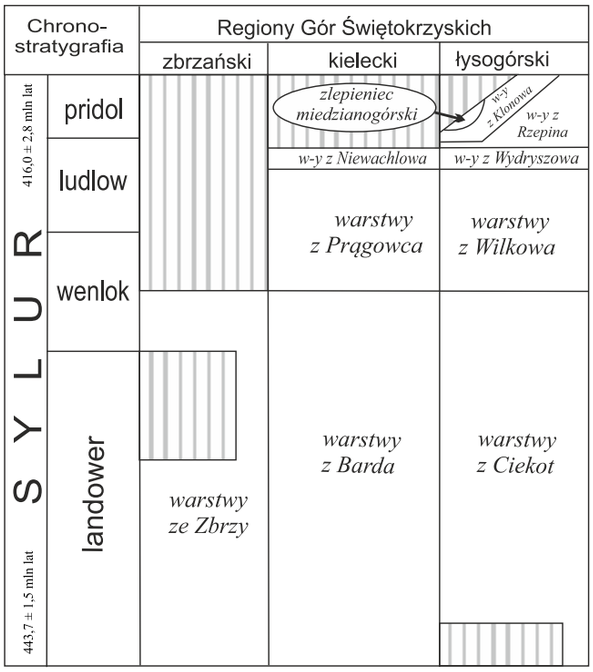


FIG. 11. Uproszczony schemat litostratygraficzny syluru Gór Świętokrzyskich (Wagner, 2008

W południowej Polsce istnienie kaledonidów postulował Znosko (1962, 1986). W opozycji do tego stanowiska Mizerski (1979, 1995) oraz Stupnicka (1986, 1988, 1989, 1992, 1995, 1996) przypisali deformacje w Górach Świętokrzyskich głównie fałdowaniu waryscyjskiemu. Mizerski (1998) rozróżnia jednak jednostkę łysogórską, gdzie występowały jedynie ruchy pionowe, oraz jednostkę kielecką, poddaną wczesno- i późnokaledońskim procesom tektonicznym. Od dewonu deformacje obszaru Gór Świętokrzyskich były związane z naprężeniami orogenu waryscyjskiego tworzącego się w zachodniej Polsce (Żaba, 1999). Głazek (1995) uznaje, że region świętokrzyski podlegał wyłącznie ruchom kaledońskim i waryscyjskim, co pozwala traktować go nie jako typowy orogen, a jako mobilny region blokowy. Brak kaledonidów w południowej Polsce sugerowali również Tomczykowa i Tomczyk (1994). Wnioski te znalazły odzwierciedlenie w „Atlasie geologicznym Polski" (Kotański, 1997b).

Różnorodne wyniki badań obejmujące masyw małopolski są obecne również w publikacjach z końca XX i początku XXI wieku (Żelaźniewicz, 1998; Nawrocki, 2000; Narkiewicz, 2002; Nawrocki, Poprawa, 2006; Poprawa, 2006; Nawrocki i in., 2007, 2021; Oczlon i in., 2007; Żelaźniewicz i in., 2009, 2020; Narkiewicz i in., 2011; Kozłowski i in., 2014; Callegarii i in., 2025). Szczególnie interesujące wnioski, w kontekście genezy masywu małopolskiego, pochodzą z prac Żelaźniewicza i in. (2020), które mocno wspierają pogląd Karnkowskiego (1999). Żelaźniewicz i in. (2020) stwierdzają, że „*wszystkie spektra z masywu małopolskiego świadczą o fragmencie orogenu kadomskiego przy Baltice. Część kadomskiego orogenu została przyłączona do Baltiki w późnym ediakarze – wczesnym kambrze*". Natomiast Nawrocki i in. (2021), którzy prowadzili badania w bloku górnośląskim masywu małopolskiego (Brunowistulikum), doszli do wniosku, że „*masyw zawierający Brunowistulikum był włączony do perybałtyckiej części orogenu kadomskiego i przynajmniej od środkowego ediakaru miał wspólną historię dryftu z Baltiką*".

Dewon

Pod koniec syluru i na początku dewonu nastąpiło zamknięcie Oceanu Iapetus, co doprowadziło do złączenia płyt kontynentalnych. Proces ten spowodował fałdowanie i wyniesienie kaledońskiego pasa orogenicznego wzdłuż strefy szwu (Ziegler, 1984). W rezultacie powstała „Europa kaledońska", tworząc tzw. „kontynent Oldredu" oraz nowy układ paleogeograficzny. Kontynent ten graniczył od południa z licznymi basenami perykratonicznymi, w tym z polskim basenem epikontynentalnym (fig. 12). Jeszcze dalej na południe, w dewonie i wczesnym karbonie, rozciągał się Ocean Rea. Na obszarze dzisiejszej południowo-zachodniej Polski znajdowały się wówczas głębokie baseny oceaniczne: renohercyński, saksoturyński oraz morawsko-śląski.

Rekonstrukcje facjalne z okresu dewonu (fig. 12) sugerują, że polski basen epikontynentalny był ograniczony od wschodu przez wyniesienie mazurskie, od południa przez wyniesienie pra-karpackie, a od północy przez kontynent Oldredu. Dane paleoklimatyczne (Witzke, Heckel, 1988) wskazują, że północna Europa w dewonie znajdowała się w strefie tropikalnej, między 10° a 30° szerokości geograficznej południowej. Dowodem na to są obserwacje z obszaru Polski, gdzie obecność ewaporatów, głównie siarczanów, w połączeniu z czerwonymi osadami klastycznymi, wskazuje na występowanie suchego i gorącego klimatu w tym okresie (fig. 12).

Sedymentacja morska na przełomie syluru i dewonu była kontynuowana w rejonach, które nie zostały dotknięte późnokaledońskimi ruchami tektonicznymi (fig. 12). Dotyczyło to głównie zachodniej Polski, Lubelszczyzny oraz północnych rejonów Gór Świętokrzyskich (Romanek, Rup, 1990).

W regionie łysogórskim utwory morskie osadzały się od syluru do najwcześniejszego dewonu, a dolna granica kompleksu terygenicznego jest diachroniczna, przypadająca na późny lochkow (Szulczewski, 1995). We wczesnym dewonie obrzeża polskiego basenu epikontynentalnego były zajmowane przez kompleksy deltowe związane z aktywnością rzeczną. Na płytkich obszarach szelfowych wzdłuż krawędzi basenu dominowała akumulacja osadów w środowiskach morskich i deltowych (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Największe obszary regresji we wczesnym dewonie są reprezentowane przez osady emskie (fig. 12).

W południowej Polsce wczesny dewon (fig. 12) występuje głównie jako odrębna sekwencja terygeniczna, złożona z drobnoziarnistych klastyków powstałych w środowiskach aluwialnych i przybrzeżnych. Datowania K/Ar przeprowadzone na detrytycznych muskowitach z formacji klastycznych dolnego dewonu Gór Świętokrzyskich wskazują na wiek chłodzenia wynoszący 423–436 ±10 mln lat (Bełka i in., 2000). Brak odpowiednich datowań tego wieku w skałach krystalicznych platformy wschodnioeuropejskiej sugeruje, że materiał klastyczny osadów emskich pochodził z obszarów postkaledońskich zlokalizowanych na północnym zachodzie. Na Górnym Śląsku detrytyczne muskowity z serii dolnodewońskiej

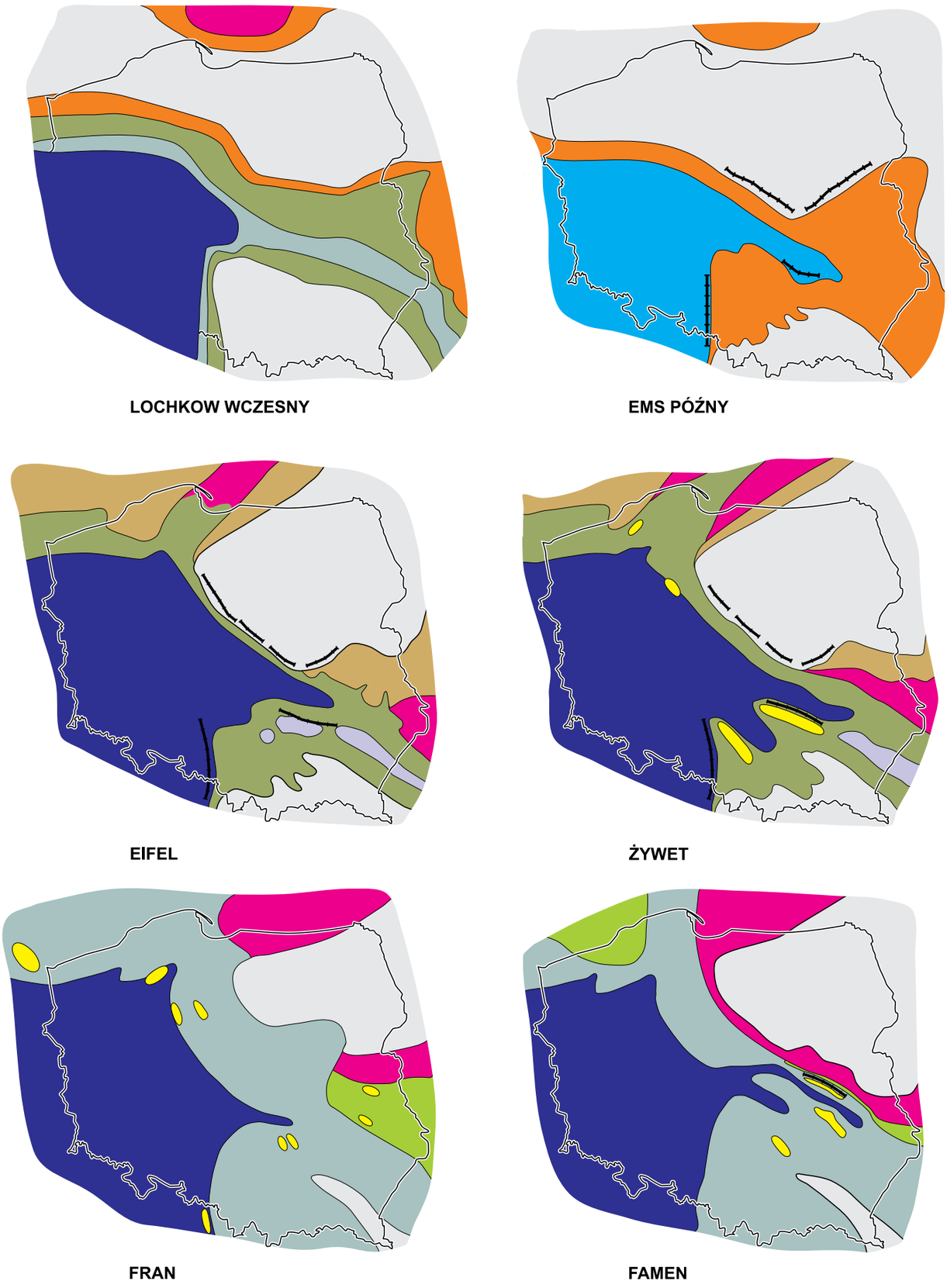


FIG. 12. Mapy paleogeograficzne dewonu w Polsce (Karnkowski, 1999, zmodyfikowano) (objaśnienia na fig. 8)

wykazują wiek proweniencji kadomskiej, co może wskazywać na batolit brneński jako potencjalne ich źródło (Bełka i in., 2000).

Wczesny eifel wiązał się z regionalną transgresją na obszarze współczesnej Lubelszczyzny i w południowo-wschodniej Polsce (fig. 12). Akumulacja węglanów szelfowych oraz ewaporatów rozpoczęła się w środkowym eiflu, a platforma węglanowa z nawarstwieniami rafowymi rozciągała się na zachód przez wypiętrzenie małopolskie, docierając do obszaru Górnego Śląska (Miłaczewski, 1981; Wójcik, 2015).

W żywecie środkowodewońskie osady wskazują na globalny wzrost poziomu morza, co znajduje odzwierciedlenie w basenie renohercyńskim, Górach Świętokrzyskich oraz na Lubelszczyźnie (Skompski, Szulczewski, 1994). Proces ten skutkował stopniowym wypełnianiem wczesnodewońskich basenów (fig. 12). Na rozległym szelfie fennosarmackim, obejmującym, m.in. obszar Gór Świętokrzyskich, rozwijała się platforma węglanowa (Bełka i in., 1996), której osady do franu osiągnęły miąższość ok. 1400 m (Racki, 1993, 1997).

W środkowym franie zewnętrzne części platformy były pokryte osadami detrytycznymi złożonymi z węglanów, zawierających

szczątki szkieletowe i ooidy (Szulczewski, 1971). Te osady miały charakter regresywny względem podłoża, co szczególnie uwidacznia się w przypadku ich nakładania na dolnofrańskie wzniesienia rafowe wapienia kadzielniańskiego, charakteryzującego się spokojnym środowiskiem sedymentacyjnym (Szulczewski, 1981; Szulczewski, Racki, 1981). Rafa dewońska na obszarze świętokrzyskim (warstwy sitkówczańskie; fig. 13) przetrwała do dolnego famenu (Szulczewski, 1971).

Paleogeografia środkowego i późnego dewonu w rejonie przejściowym między obszarami Lubelszczyzny i Gór Świętokrzyskich a Wyżyną Górnośląską odzwierciedla historię basenów wewnątrzszelfowych oddzielających platformy węglanowe (fig. 12). Głębokość tych basenów nie przekraczała kilkuset metrów, zwykle pozostając płytsza (Kin, Błażejowski, 2013). Litologię osadów wypełniających baseny zdominowały skały ilaste i węglanowe, podczas gdy utwory klastyczne występowały rzadziej (Matyja, Narkiewicz, 1992; Racki, 1993; Bełka i in., 1996).

W rejonie Gór Świętokrzyskich płytkowodna platforma węglanowa uległa niemal całkowitemu zatopieniu w późnym franie (Szulczewski i in., 1996). Osady pelagiczne zaczęły przekraczająco nakładać się na płytkowodne węglany morskie, a proces ten zakończył się pod koniec famenu (Szulczewski, 1978, 1981, 1989, 1995, 2006; Narkiewicz, 1988, 2006, 2007; Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; Narkiewicz i in., 2011). Podobny przebieg wydarzeń można założyć dla obszaru południowo-wschodniej Polski (fig. 12).

Cechą charakterystyczną dewonu świętokrzyskiego jest ciągłe przejście dewonu w karbon w obrębie obszaru kieleckiego. Natomiast w obszarze łysogórskim profil kończy się na famenie, w którym nie widać oznak spłycającego się zbiornika. Można z tego wyciągnąć wniosek, że brak skał karbońskich w obrębie bloku łysogórskiego jest wtórny i wynika z późniejszej, powaryscyjskiej erozji.

W dewonie masyw małopolski, w tym rejon Gór Świętokrzyskich, stanowił wyraźnie wyodrębniony obszar sedymentacji w porównaniu z regionami sąsiednimi. Tę odmienność przypisuje się jego jednolicie skonsolidowanemu podłożu o proweniencji kadomskiej. Formowanie sukcesji osadowych w tym rejonie było ściśle związane z aktywnością wielokrotnie reaktywowanych elementów strukturalnych, które odgrywały kluczową rolę w sterowaniu procesami sedymentacyjnymi.

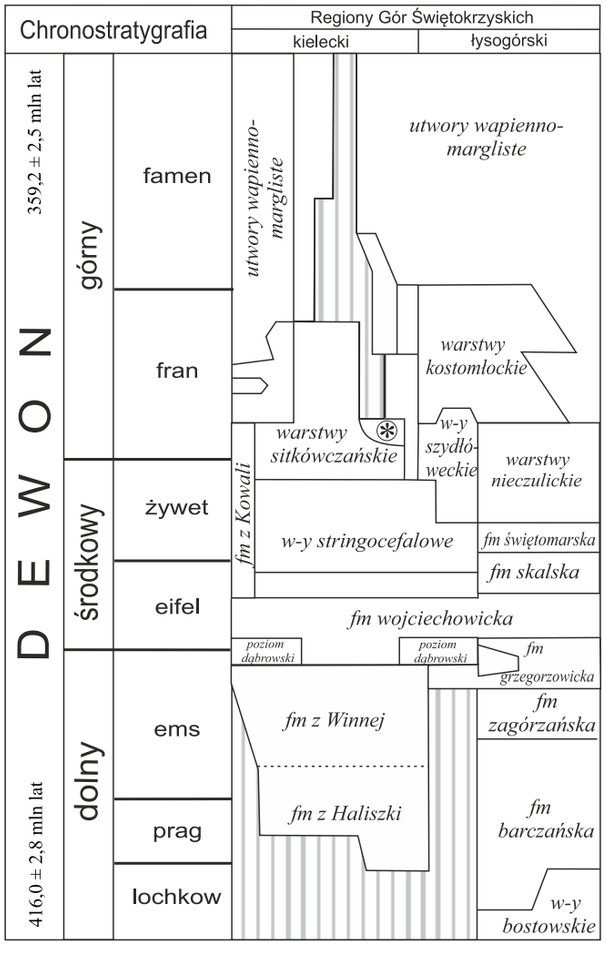


FIG. 13.
Uproszczony schemat litostratygraficzny dewonu Gór Świętokrzyskich (Wagner, 2008; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011)
*ogniwo wapienia kadzielniańskiego

Karbon

Układ basenów wczesnokarbońskich (aż po namur A) (fig. 14) w Polsce wykazuje znaczną zgodność z planem basenów dewońskich. Dolnokarbońska sedymentacja o różnym natężeniu trwała do późnego wizenu, kiedy to zakończyła się w wyniku ruchów tektonicznych fazy sudeckiej, a w obszarze świętokrzyskim doprowadziła do jego wyniesienia. W efekcie skały paleozoiczne masywu małopolskiego zostały poddane erozji trwającej do wczesnego triasu. Skały karbońskie przetrwały jedynie w lokalnych zagłębieniach lub rowach tektonicznych (Paszkowski, 1988; Paszkowski, Szulczewski, 1995).

We wczesnym karbonie litofacje w Górach Świętokrzyskich tworzyły stosunkowo prosty schemat (fig. 14, 15). Sukcesja famenu i dolnego karbonu wskazuje na stopniowe zatapianie platformy węglanowej. Poszczególne litosomy odzwierciedlają postępujące pogłębianie, zmniejszanie natlenienia oraz wzrost tempa akumulacji. Utwory dolnego karbonu (fig. 15) rozpoczynają się krzemionkowo-łupkową formacją zarębiańską, uważaną za osady głębokomorskie (Żakowa, Migaszewski, 1995; Malec, 2014, 2015). Dolny i środkowy wizen były okresem największego ujednolicenia i największej głębokości środowisk depozycyjnych w późnopaleozoicznej historii Gór Świętokrzyskich (fig. 15), w których osadzały się hemipelagiczne iły niewęglanowe (Szulczewski, 1995). Wśród nich występują horyzonty skał piroklastycznych, szczególnie w dolnej części (Żakowa, 1981; Chlebowski, 1995; Migaszewski, 1995).

Basen lubelski, położony na wschód od masywu małopolskiego, zajmował istotne miejsce w paleogeografii karbonu zarówno w Polsce, jak i w Europie. Charakterystycznym elementem późnego wizenu w Europie środkowej i zachodniej było poszerzanie szelfu laurosyjskiego oraz przesunięcie płytkowodnej depozycji morskiej w kierunku północnym i północno-wschodnim (fig. 14). W późnym wizenie morze wkroczyło na marginalne obszary platformy wschodnioeuropejskiej w rejonie Lublina, otwierając prawdopodobnie połączenie z morzami basenów: moskiewskiego i dnieprowsko-donieckiego. Obszar ten pozostawał pod wpływem morza aż do końca westfalu A (fig. 14; Skompski, 1995, 1996, 2006).

Obszary aktywnych tektonicznie bloków, rozciągające się od Krakowa po Góry Świętokrzyskie, zostały wypiętrzone pod koniec wizenu lub na początku namuru (Bojkowski, 1978; Pożaryski, Dembowski, 1983; Paszkowski, 1988; Bełka, Skompski, 1988; Pożaryski i in., 1992; Paszkowski, Szulczewski, 1995; Skompski, 1995; Wójcik i in., 2021; Wójcik, 2023).

Basen lubelski funkcjonował prawdopodobnie jako odizolowana zatoka otwarta na północny zachód (Żakowa, 1970; Bojkowski, Żelichowski, 1980) lub miał szersze połączenie z cieśniną między Morzem Zachodnioeuropejskim a Oceanem Paleotetydy na południu (Paproth, 1989). Sukcesje paraliczne karbonu w tym regionie charakteryzują się cyklicznością, kontrolowaną przez zmiany poziomu morza (eustatyczne), ruchy tektoniczne oraz procesy autocykliczne (Skompski, 1996). Analiza cyklotemów potwierdza deltowe pochodzenie sekwencji cyklicznych, zgodne z modelem delt płatowych zdominowanych przez rzeki, odpowiadającym schematowi cyklotemu Yoredale opisanemu przez Johnsona (1961).

Basen morawsko-śląski, zlokalizowany na bloku górnośląskim masywu małopolskiego (Kotas, 1982), wykazuje cechy typowe dla waryscyjskich eksternidów. W tym regionie skały karbońskie zachowują ciągłość sedymentacyjną z pościelającymi je skałami dewońskimi (fig. 14). Sekwencje te obejmują zespoły osadowo-wulkanogeniczne i węglanowe o charakterze prefliszowym oraz fliszowym. Przejście od facji prefliszowych do fliszowych było diachroniczne i miało miejsce w różnych częściach basenu w okresie od famenu do wizenu (Dvorák, 1982).

We wczesnym karbonie część basenu, obejmująca Górnośląskie Zagłębie Węglowe, znajdowała się na przedpolu systemu waryscyjskiego. Skały karbońskie tego obszaru tworzą charakterystyczną sekwencję węglonośną. W późnym karbonie sedymentacja była ograniczona do zapadliska przedgórskiego (fig. 14).

W zapadlisku górnośląskim (fig. 5, 14) wczesnokarbońska sedymentacja paraliczna przekształciła się w limniczną w okresie wczesnego namuru. Rozwinęła się tu cykliczna sedymentacja molasy karbońskiej, charakteryzująca się brakiem luk sedymentacyjnych i niezgodności (Kotas, Malczyk, 1972a, b). Sekwencje te powstawały na rozległych równinach aluwialnych w środowisku rzek roztokowych i meandrujących bez wpływu morskiego. Profil osadów kończą warstwy stefańskie pozbawione pokładów węgla. Najpóźniejsza sedymentacja karbońska w Polsce była ograniczona do niewielkich basenów i rowów tektonicznych (fig. 14).

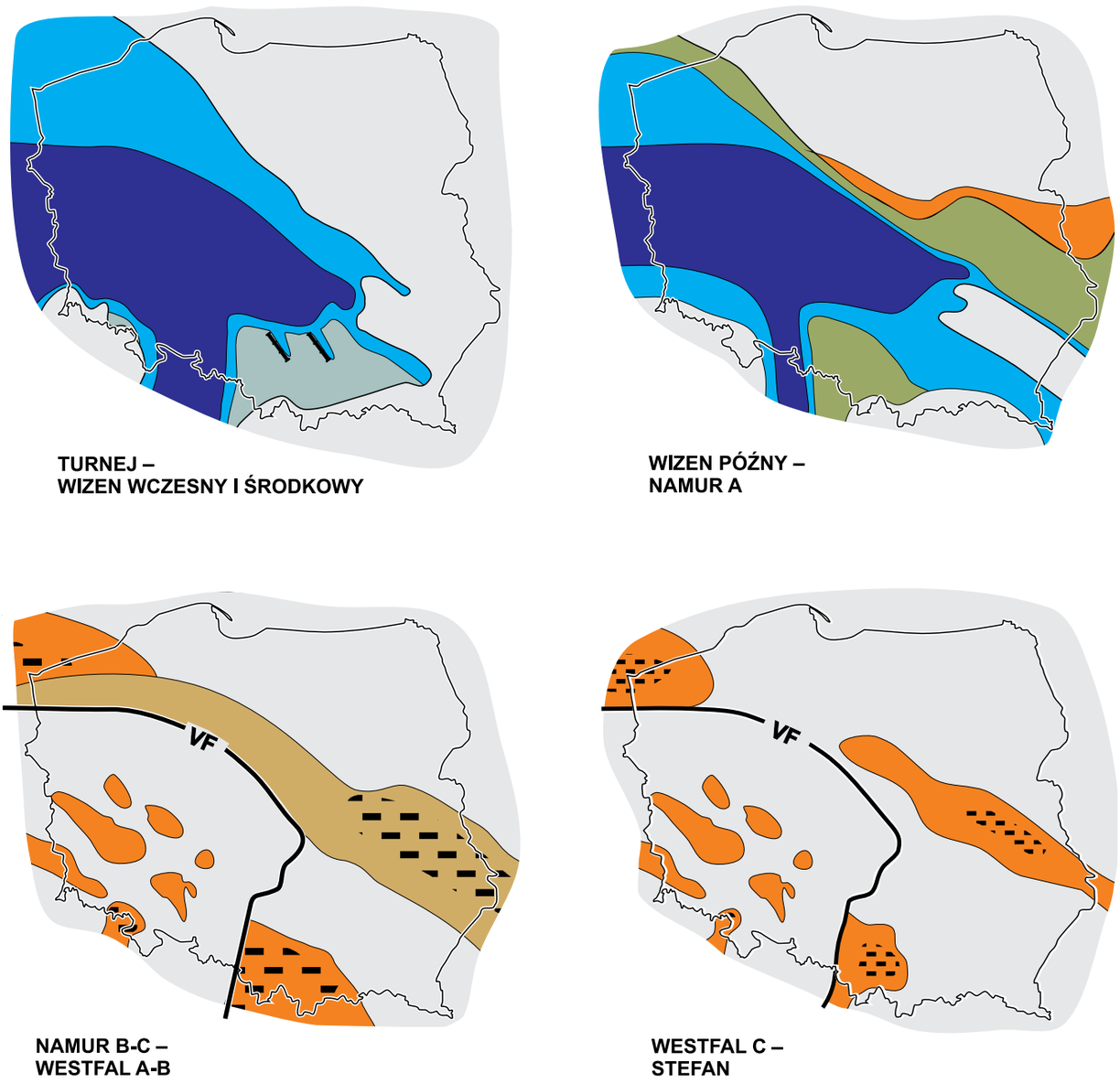


FIG. 14. Mapy paleogeograficzne karbonu w Polsce (Karnkowski, 1999); VF – zasięg waryscydów (objaśnienia na fig. 8)

Na obszarze całej Polski, niezależnie od typu basenu i środowiska sedymentacyjnego, ruchy tektoniczne fazy sudeckiej miały kluczowy wpływ na zakończenie procesów sedymentacyjnych. W wielu przypadkach doprowadziły do całkowitego ustania sedymentacji lub zainicjowały procesy aluwialnej sedymentacji węglonośnej, szczególnie w basenach górnośląskim i lubelskim, w późnym wizenie lub namurze A (fig. 14).

Po zakończeniu prac nad niniejszym rozdziałem ukazała się publikacja Konona i Kozłowskiego (2025) w ramach monografii zatytułowanej „The Holy Cross Mountains" (Linneman, red.). Pierwsze skojarzenie, jakie się nasuwa, to, że Góry Świętokrzyskie są orogenem waryscyjskim. Jednak w całym tekście Konona i Kozłowskiego (2025) nie pojawia się określenie "orogen waryscyjski". Również na zamieszczonej tam figurze 7.1 (mapa tektoniczna) nie ma takiego określenia. Już w pierwszym zdaniu streszczenia (Konon, Kozłowski, 2025) ujawnia się sprzeczność logiczna i geotektoniczna. Autorzy stwierdzają, że odsłonięty paleozoiczny fragment Gór Świętokrzyskich (ang. *Holy Cross Mountains*; HCM) umożliwia wgląd w waryscyjskie deformacje skał na styku południowo-zachodniego obrzeżenia kratonu wschodnioeuropejskiego (ang. *East European Craton*, EEC) i strefy akrecji egzotycznych terranów waryscyjskich (Sudety). Twierdzenie to, choć poprawne terminologicznie, opiera się na błędnym zestawieniu relacji przestrzennych i tektonicznych.

Główny problem dotyczy fałszywej lokalizacji kontaktu kraton–orogen. HCM nie leżą na styku EEC i waryscyjskiej strefy akrecyjnej. Pomiędzy tymi prowincjami występuje skonsolidowany blok kadomski (masyw małopolski), zadokowany do Baltiki w późnym proterozoiku i funkcjonujący w paleozoiku jako platforma intrakontynentalna. Kontakt *sensu stricto* między EEC a terranami waryscyjskimi nie jest zatem odsłonięty w Górach Świętokrzyskich.

Drugim problemem jest utożsamienie deformacji intrapłytowych z deformacjami strefy kontaktu prowincji litosferycznych. HCM rejestrują waryscyjskie deformacje wewnątrzplatformowe, transmitowane na przedpole waryscydów (o charakterze cienkonaskórkowym, blokowym i lokalnie inwersyjnym), a nie deformacje związane z bezpośrednią kolizją dwóch prowincji litosferycznych. Jest to próba przekształcenia „*intraplate reactivation*" w rzekomy „*craton–orogen interface*", który w tej lokalizacji nie występuje.

Zgodnie ze współczesnymi rekonstrukcjami tektonicznymi, HCM stanowią paleozoiczne „okno" w obrębie kadomskiego masywu małopolskiego, dokumentujące reaktywację struktur rozwiniętych na jego podłożu pod wpływem dalekosiężnych naprężeń generowanych przez paleozoiczne orogenezy. Innymi słowy, zapis deformacji w HCM ma charakter śródpłytowy, a nie kontaktowy między kratonem a terranami waryscyjskimi. W drugim zdaniu streszczenia Konon i Kozłowski (2025) stwierdzają: *W przedstawionej interpretacji obszar Gór Świętokrzyskich (HCM) został skonsolidowany w późnym neoproterozoiku, po akrecji orogenu sandomierskiego do paleokontynentu Baltika, z późniejszym kaledońskim przemieszczeniem przesuwczym bloku skorupowego Małopolski.* Tutaj również występuje dysfunkcja czasowa w sformułowaniu: *został skonsolidowany w późnym proterozoiku, po akrecji orogenu sandomierskiego*. Pojęcie orogenezy sandomierskiej w Górach Świętokrzyskich wprowadził Samsonowicz (1934) na podstawie swoich obserwacji utworów kambryjskich i ordowickich w rejonie Sandomierza. Ten epizod tektoniczny został osadzony czasowo po kambrze, w starszym ordowiku. Według badań Mastelli i Mizerskiego (1981) najstarsze deformacje obserwowane w utworach kambryjskich Gór Pieprzowych mają charakter fałdów z płynięcia. Powstały one w słabo skonsolidowanym materiale i cechują się zwiększoną miąższością ławic w przegubach kosztem skrzydeł oraz oderwanymi i zwiniętymi fragmentami ławic piaskowcowych

pogrążonymi w łupkach. W skałach o zróżnicowanej litologii, jak w serii zdeformowanych osadów z Gór Pieprzowych, typowe są dysharmonijne zafałdowania, rozerwanie oraz gwałtowne kończenie się warstw mniej podatnych. Laminy bardziej podatne wykazują zmienną miąższość i wyklinowanie boczne. Charakterystyczny jest również brak luster tektonicznych na skrzydłach fałdów. Cechy te odpowiadają fałdom z płynięcia znanym np. z fliszu karpackiego i wskazują na powstanie struktur w wyniku przemieszczania się pakietów osadów po nachylonym zboczu zbiornika morskiego. Takie synsedymentacyjne fałdy pojawiają się często w osadach niezaburzonych tektonicznie, co sugeruje, że deformacje z Gór Pieprzowych mogły mieć charakter atektoniczny (Mizerski, 1995, 1998).

Liczne dane dotyczące utworów kambru zostały pozyskane w latach 50. i 60. XX wieku w wyniku wierceń poszukiwawczych (gaz ziemny, siarka) w zapadlisku przedkarpackim, w rejonie pomiędzy Sandomierzem a Lubaczowem. W wielu otworach wiertniczych (np. w rejonie Księżpola, Biszczy, Dzikowa czy Woli Obszańskiej) stwierdzono brak niezgodności kątowej pomiędzy utworami górnego kambru i ordowiku. Sfałdowane (silnie zaburzone, zdeformowane, podobnie jak w Górach Pieprzowych) utwory kambru środkowego i dolnego zalegają poniżej niezaburzonych warstw górnokambryjskich. Aby zachować nazwę i pozycję ruchów tektonicznych ustaloną przez Samsonowicza (1934), zaproponowano nazwanie tej starszej fazy „świętokrzyską" (por. Karnkowski, 1974). I tak to funkcjonuje aż do dziś (Trela i in., 2025 oraz tekst niniejszego rozdziału). A zatem, skoro niezdeformowany (tzw. „orogen sandomierski") jest wieku wczesnoordowickiego, to jego akrecja do kontynentu Baltiki nie mogła nastąpić w późnym neoproterozoiku. Na fig. 7.7 autorzy wizualizują alpejski styl deformacji sandomierskich, traktując basen kielecki i łysogórski jako rów przedgórski z deformacjami o charakterze dupleksów, jednak nie analizują tego modelu szerzej, nie zwracając uwagi na zbyt małą skalę takiego procesu geotektonicznego i jego kontekst. Sam charakter deformacji był wcześniej przedmiotem analizy m.in. Znoski (1998, 2000), o czym autorzy nie wspominają. W rozpatrywanych przez siebie modelach całkowicie pomijają magmatyzm sylursko-dewoński (np. Krzemiński, 2004; Nawrocki i in., 2007; Wójcik, 2023), jak również jego implikacje geotektoniczne.

Tekst sprawia wrażenie próby pogodzenia ze sobą sprzecznych stanowisk dotyczących tzw. orogenu waryscyjskiego, obecnych we współczesnej literaturze geologicznej. Dla dużej części badaczy kwestia ta jest rozstrzygnięta negatywnie: w świetle argumentów strukturalnych, stratygraficznych i tektonicznych orogen ten nie jest tam reprezentowany (Karnkowski, Pożaryski, 1992; Karnkowski, 1999, 2008; Narkiewicz, 2007; Żelaźniewicz, 2011). Jednocześnie w ostatnich latach pojawiły się publikacje postulujące odmienne ujęcie i włączenie Gór Świętokrzyskich w narrację orogenu waryscyjskiego (Mazur i in., 2020). Autorzy omawianego opracowania (Konon, Kozłowski, 2025) zamiast opowiedzieć się jednoznacznie po którejś ze stron sporu, przywołują obie interpretacje (por. Konon, Kozłowski, 2025: fig. 7.1) jako potencjalnie równoprawne. W efekcie zaciera to granicę między stanowiskami, które z definicji są wzajemnie wykluczające się na poziomie modelowym. Problem polega na tym, że w geologii strukturalnej i regionalnej trudno zaakceptować założenie o symetrycznej ważności sprzecznych scenariuszy ewolucji tektonicznej: albo w Górach Świętokrzyskich może istnieć waryscyjski system basenowo-orogeniczny, albo nie; rozstrzygnięcie empiryczne wymaga natomiast dyscypliny pojęciowej i kryteriów falsyfikowalności (por. Karnkowski, 2025a, b). Duża część omawianej pracy poświęcona jest uskokom przesuwczym, podłużnym względem rozciągłości fałdów, które tworzą rozległą sieć struktur późnopaleozoicznych o przebiegu WNW–ESE. Ta sieć uskoków przesuwczych w Górach Świętokrzyskich została następnie nadpisana w trakcie drugiego istotnego etapu deformacji przesuwczej, który miał miejsce w późnej kredzie i trwał przez kenozoik (Konon, Kozłowski, 2025). Młodszy etap deformacji przesuwczej jest według badań autorów częściowo związany z rozwojem wąskiej strefy fałdów zbudowanych ze skał mezozoicznych. Szczególnie wyeksponowane są tutaj: uskok świętokrzyski, system uskoków Przedbórz–Mieczyn i Radoszyce oraz uskoki Gnieździska–Brzeziny oraz Tokarnia (Konon, Kozłowski, 2025).

Obszar występowania wspomnianych struktur był przedmiotem szczegółowych badań analizujących możliwość nietektonicznego objaśnienia istniejących deformacji, obejmujących strome i odwrócone upady warstw kelowejsko-oksfordzkich w łagodnie pofałdowanej pokrywie mezozoicznej Gór Świętokrzyskich (Jurewicz i in., 2023, 2024). Stromość warstw oksfordzko-kelowejskich jest tu interpretowana jako efekt procesów zachodzących w podścielających je plastycznych formacjach kajpru–retyku (górny trias) i batonu (środkowa jura), nieznacznie wzmocnionych wpływem glacitektoniki. Formacje te zdominowane są przez iłowce, z niewielkim udziałem mułowców i piaskowców. Iły o niskiej gęstości, nasycone wodą, były wyciskane diapirowo spod krawędzi wapiennej płyty, prowadząc do jej deformacji. Korelowanie uskoków podłużnych z występowaniem deformacji o nietektonicznej genezie, nierozerwalnie związanych z granicą reologiczną, jest nieuzasadnione, a argumenty i prace na ten temat są przez autorów ignorowane (Konon, Kozłowski, 2025).

Podsumowując, pracy Konona i Kozłowskiego (2025) można zarzucić niejednoznaczne przedstawienie zagadnień tektonicznych, brak ich osadzenia w realiach geotektonicznych, nadmierne skupienie się na literaturze z zakresu geologii strukturalnej kosztem regionalnej oraz ignorowanie wielu prac związanych z Górami Świętokrzyskimi.

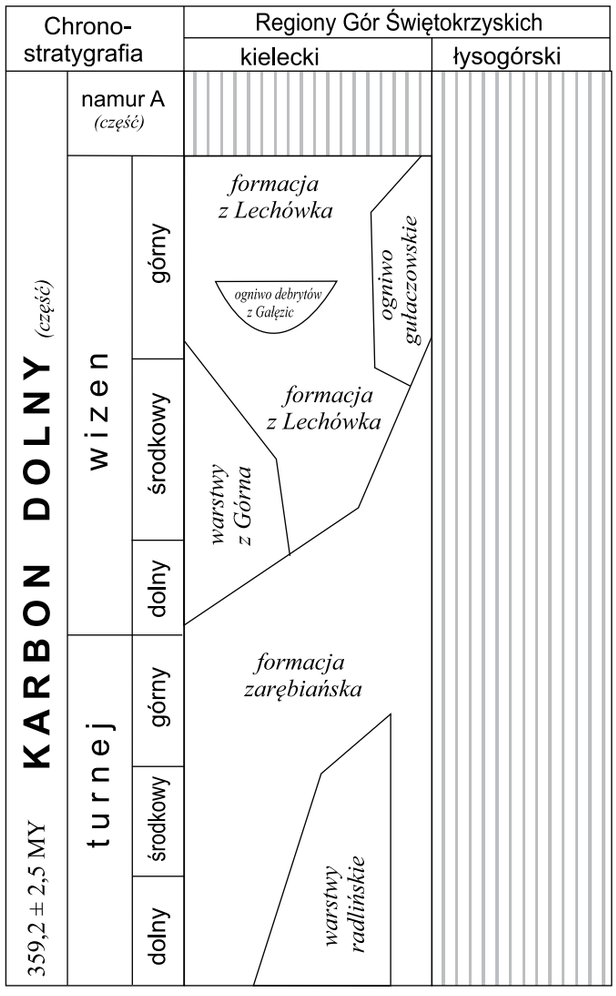


FIG. 15.
Uproszczony schemat litostratygraficzny karbonu Gór Świętokrzyskich (wg Wagnera, 2008)

5.1.2.3. Strukturalne i sedymentacyjne ramy masywu małopolskiego w czasie rozwoju polskiego basenu permsko-mezozoicznego

Przedstawiona powyżej pozycja masywu małopolskiego na tle sąsiednich jednostek tektonicznych (por. fig. 3) stanowi próbę ściślejszego powiązania przestrzennego i genetycznego Gór Świętokrzyskich z głównymi elementami strukturalnymi w regionalnej geologii Polski. Niż Polski ma tę wyjątkową zaletę, że jest dosyć dobrze spenetrowany wgłębnie dzięki poszukiwaniom złóż węglowodorów. W Sudetach i w Górach Świętokrzyskich nie ma praktycznie badań wgłębnych, a dobry i bardzo dobry stopień odsłonięcia powierzchniowego często nie jest poparty żadnymi danymi podpowierzchniowymi. To, co staramy się tektonicznie zregionalizować, stanowi w istocie pozostałość po basenach sedymentacyjnych. Dobra regionalizacja tektoniczna jest jedynie etapem przejściowym do rozważań basenowych. Zresztą sam basen sedymentacyjny jest jak najbardziej regionalną jednostką tektoniczną: ma swoją geometrię, genezę i ewolucję, która odbywa się w ścisłym powiązaniu z dynamiką innych (wgłębnych lub sąsiednich) elementów strukturalnych. Pogląd ten potwierdzają też np. Dadlez (1997) i Narkiewicz i Dadlez (2008), uważając, że dyskusja o jednostkach tektonicznych musi obejmować również aspekt basenowy.

W wyniku fazy sudeckiej w miejscach dawnych głębokomorskich basenów paleozoicznych, w centralnej i zachodniej Polsce, powstały waryscyjskie łańcuchy orogeniczne. Skały górnego paleozoiku, leżące poza strefą nasunięcia waryscyjskiego, w tym na masywie małopolskim (Góry Świętokrzyskie, blok górnośląski, podłoże niecki miechowskiej), często wykazują różny stopień sfałdowania. Obszar ten, obejmujący sfałdowane epikontynentalne

skały górnego paleozoiku, określono mianem „Peri-Variscicum" (Kotański, 1997a).

Intensywne procesy erozyjne, trwające przez ponad 50 milionów lat, niszczyły obszar masywu małopolskiego wraz z pokrywą epikadomską, od namuru do prawie końca permu. Geotektoniczne znaczenie masywu małopolskiego ponownie ujawniło się na początku formowania basenu polskiego w permie. Podobnie jak w paleozoiku, gdy masyw małopolski stanowił kluczowy element oporowy dla ryftowych basenów kaledońskich i waryscyjskich w zachodniej Polsce, w trakcie rozwoju permsko-mezozoicznego basenu polskiego odegrał on analogiczną rolę.

W tytule niniejszego podrozdziału wyeksponowano nie tylko obszar masywu małopolskiego, ale wskazano również większy element – basen polski, który był głównym obszarem sedymentacji w permie i mezozoiku w Polsce. Obszar masywu małopolskiego był w tym czasie niejako przedłużeniem basenu polskiego i istniała pomiędzy nimi łączność sedymentacyjna. Aby przeanalizować znaczenie elementów paleotektonicznych w rozwoju pokrywy osadowej masywu małopolskiego w permie i mezozoziku wykonano szereg map miąższościowych całego obszaru Polski, aby zmieniające się obrazy na poszczególnych mapach miały szersze odniesienie przestrzenne. Na obszarze masywu małopolskiego zaznaczono główne elementy paleotektoniczne (fig. 16) i na tym tle zarysowano zmienność miąższości w poszczególnych podokresach. Przedstawione tutaj mapy (fig. 16–28) zostały wykonane specjalnie do niniejszego opracowania wykorzystując dorobek poprzedników, jednak starając się go zweryfikować i na nowo zsyntetyzować.

Paleotektonika basenów sedymentacyjnych permu i mezozoiku oraz zmienność miąższościowa ich osadów na obszarze regionu świętokrzyskiego i terenach sąsiednich wskazują na reaktywację waryscyjskiego planu strukturalnego w obrębie masywu małopolskiego (Morawska, Stupnicka, 1985; Morawska, 1993). W obrębie tego planu strukturalnego wyróżnia się wyraźne zróżnicowanie: północna część masywu małopolskiego wykazuje silne powiązania z epikontynentalnym zbiornikiem Europy centralnej, natomiast część południowa cechuje się wyraźnymi związkami z szelfem Tetydy (Samsonowicz, 1929; Matyja, 1977, 2008, 2015; Matyja i in., 1989; Matyja, Wierzbowski, 1996, 1997, 1998, 2000, 2006; Matyszkiewicz, 1999; Złonkiewicz, 2004, 2009, 2011, 2015; Matyja, Barski, 2007; Walaszczyk, Remin, 2015; Fijałkowska-Mader, Złonkiewicz, 2018).

Pierwszym wyraźnym sygnałem potwierdzającym wpływ masywu małopolskiego na rozwój basenu polskiego jest zasięg dolnopermskich osadów czerwonego spągowca, który wyznacza najstabilniejsze granice basenu (fig. 6, 17). Na masywie małopolskim w permie wyraźnie rysuje się w większości obszar wynoszony (erodowany) z bardzo charakterystycznym elementem – wyniesieniem Włoszczowy (fig. 19), który jest dobrze udokumentowany licznymi wierceniami (fig. 7). Samo wyniesienie, wraz z dwoma otaczającymi je zatokami, zajmuje obszar porównywalny z Górami Świętokrzyskimi, które również były w permie aktywnym wyniesieniem paleotektonicznym.

W późniejszym okresie osady cechsztyńskie przekroczyły nieznacznie te granice w wyniku katastrofalnej ingresji morskiej. Zjawisko to było spowodowane przerwaniem zapory lądowej daleko na północy, na wysokości obecnej Norwegii, co doprowadziło do rozległego zalewu europejskich basenów permskich przez morze cechsztyńskie. Północny stok Gór Świętokrzyskich stanowił barierę dla tej transgresji, a osady cechsztyńskie zachowały się głównie w zatoce Ostałowa (Pawłowska, 1978) od strony wschodniej i zatoce Łopuszna od strony zachodniej Gór Świętokrzyskich (Morawska, 1986, 1992, 1993, 1996). Zatoka Łopuszna kontynuowała się aż do wyniesienia Włoszczowy. Na południe od linii zatok, na masywie małopolskim w późnym permie dominował obszar lądowy (fig. 18, 19).

Utwory dolnego triasu na masywie małopolskim są wykształcone w typowej dla europejskiego basenu epikontynentalnego facji germańskiej. Są to głównie czerwonobrunatne fluwialne piaskowce ilaste z podrzędnymi ilościami piaskowców eolicznych występujących w rejonie Tumlina (Gradziński i in., 1979). Pojawianie się allochtonicznych ziaren kwarcu w czerwonych skałach zalegających na paleozoicznym podłożu wyznacza granicę litostratygraficzną pomiędzy permem i triasem na tym obszarze (Pieńkowski, 1989). Na obszarze Gór Świętokrzyskich miąższość piaskowców dolnotriasowych nie przekraczała 200 metrów, ale szybko wzrastała w kierunku północno-zachodnim, gdzie w bruździe śródpolskiej osiągnęła miąższość ponad 1600 metrów (fig. 20). Szczegółowe opracowania petrograficzne (Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Senkowiczowa, 1970) wskazują na kierunek dostawy materiału klastycznego z północnego wschodu, czyli z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej. Z obszaru lądowego masywu małopolskiego w permie pozostało tylko paleowyniesienie Włoszczowy (fig. 19). Pomiędzy tym wyniesieniem a obszarem Gór Świętokrzyskich pojawiły się wąskie rowy o znacznej subsydencji osiągające niekiedy nawet wartości prawie 1000 metrów (fig. 20).

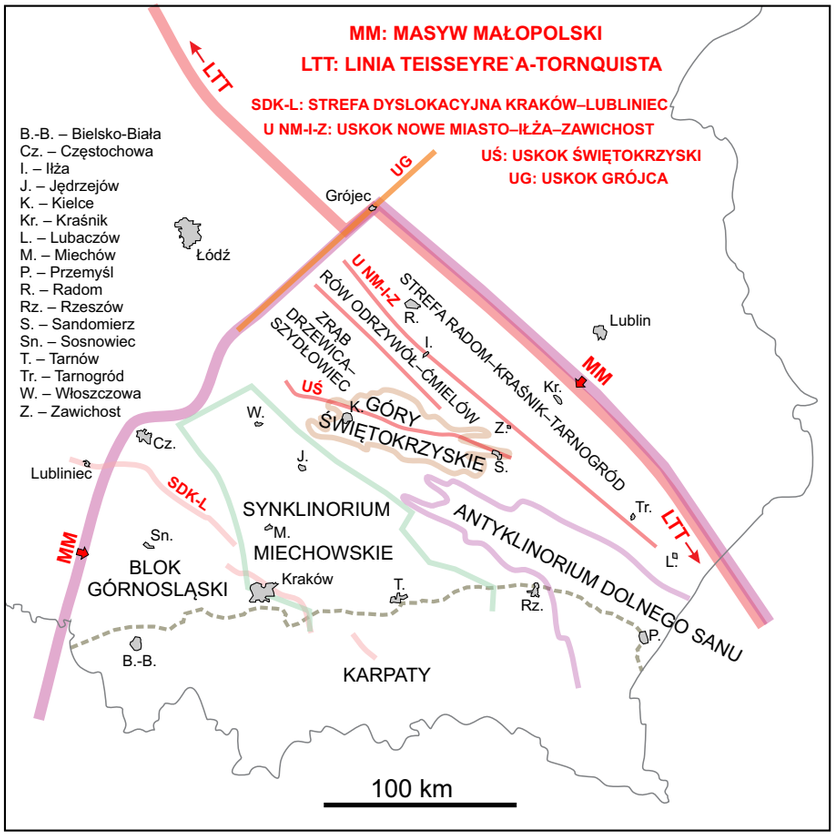


FIG. 16. Główne elementy paleotektoniczne i uskokowe masywu małopolskiego. Zaznaczono synklinorium miechowskie (w dużej mierze pokrywające się z synklinorium Słomnik), ze względu na jego większą rozpoznawalność. Schemat pełni jednocześnie funkcję szkicu strukturalnego, ilustrującego relacje między jednostkami paleotektonicznymi a zmiennością przestrzenną pierwotnej miąższości osadów permu i mezozoiku (por. fig. 17–28)

Na terenie trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich utwory dolnotriasowe zachowały się obecnie w jednym miejscu – na Górze Józefce, gdzie tworzą płat zaklinowany w rowie tektonicznym otoczonym dewońskimi dolomitami (Skompski i in., 2019). Początkowo zjawisko to interpretowano jako wypełnienie leja krasowego powstałego w skałach dewońskich (Czarnocki, 1938; Filonowicz, 1969, 1970). Niezależnie od ostatecznej interpretacji, obecność utworów wczesnomezozoicznych w centralnej części wychodni paleozoicznych Gór Świętokrzyskich potwierdza udział tego regionu w procesach sedymentacyjnych małopolskiego basenu permsko-mezozoicznego.

Pod koniec wczesnego triasu rozpoczęła się transgresja morska (ret) z kierunku północno-zachodniego (Senkowiczowa, 1965; Szulc, 2000). Południowe peryferia wyniesienia Włoszczowy nadal były aktywne tektonicznie i przyczyniły się do powstawania litofacji węglanowo-siarczanowych. Sumaryczna miąższość litofacji morskich środkowego triasu nie przekracza tutaj 200 metrów i zapewne była mniejsza niż na pozostałym obszarze masywu małopolskiego (300–500 metrów; fig. 21, 22). Główny kierunek inwazji sedymentacyjnej był związany z bruzdą śródpolską, gdzie w środkowym triasie depocentrum lokowało się bezpośrednio na północny zachód od masywu małopolskiego (fig. 16, 21). Analiza fauny (Senkowiczowa, 1965, 1970) i rozmieszczenia facji wskazuje (Senkowiczowa, 1976), że basen retu (w tym przypadku z bruzdą śródpolską) komunikował się z Tetydą poprzez strefę Łopuszno–Chmielnik–Tarnów (Morawska, 1992, 1993). W permie i we wczesnym triasie transgresje morskie wkraczały na teren masywu małopolskiego od strony bruzdy śródpolskiej, czyli z kierunku północno-zachodniego (Jewuła i in., 2020). Od środkowego triasu (wapień muszlowy) zaznacza się na omawianym terenie wyraźna przewaga transgresji morskich od strony południowej, czyli od Oceanu Tetydy (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Szulc, 2000; Złonkiewicz, 2006; Gutowski i in., 2006; Matyja, 2008, 2015; Moryc, 2018). Szczególnie dwa obszary tranzytowe dla ingresji morskich są wyróżniane: zatoka rzeszowska i depresja krakowsko-tarnowska (Kutek, 1968, 1969, 1994; Senkowiczowa, 1970; Feldman-Olszewska, 1997a, b; Szyperko-Teller, 1997a, b; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Pieńkowski, 2004; Gutowski, 2006; Świdrowska i in., 2008; Barth i in., 2018; Złonkiewicz, 2019). Omawiany obszar komunikacji w środkowym triasie pokrywa się ze strefą wzmożonej subsydencji we wczesnym triasie, gdzie w wąskich rowach miąższość piaskowców dochodziła do 1000 metrów (por. fig. 20, 21, 22). Dla utworów węglanowych triasu środkowego wykonano szczegółowy podział biostratygraficzny oparty

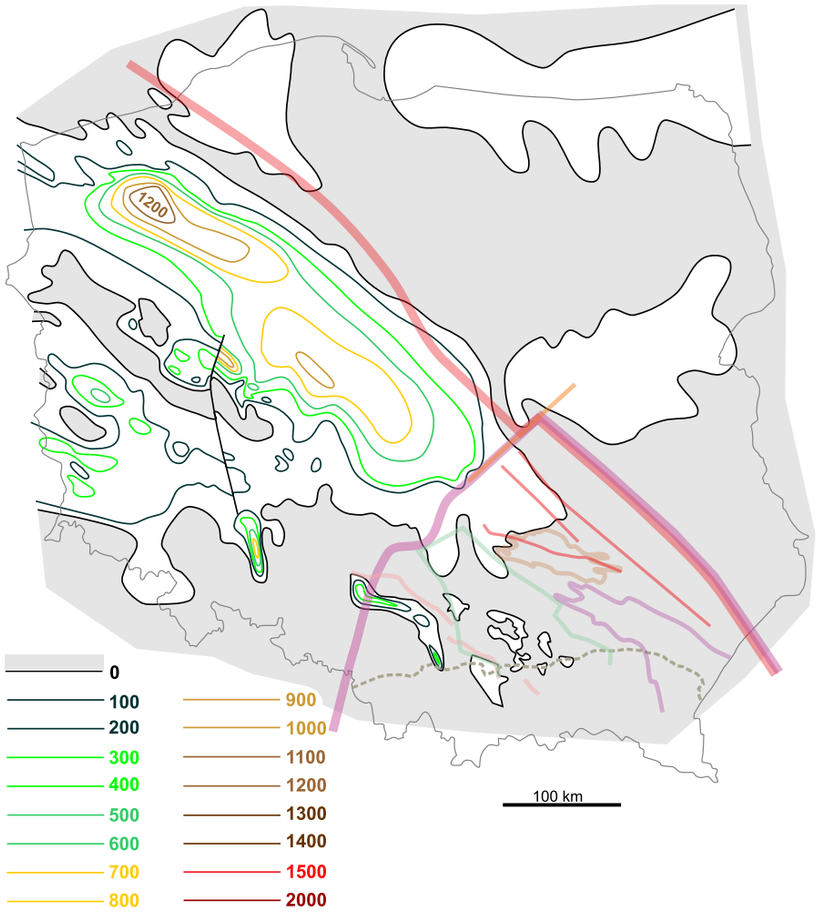


FIG. 17. Miąższość utworów dolnego permu (czerwony spągowiec) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, Stupnicka, 1985; Pożaryski, Karnkowski, 1992; Karnkowski,1999; Świdrowska i in., 2008). Izopachyty zróżnicowano kolorystycznie, aby zminimalizować opisy na mapach: w przypadku dużych miąższości (czerwony spągowiec, cechsztyn, jura górna i kreda górna) izopachyty zaznaczono co 200 m, w pozostałych przypadkach – co 100 m. Pozostałe objaśnienia jak na fig. 16

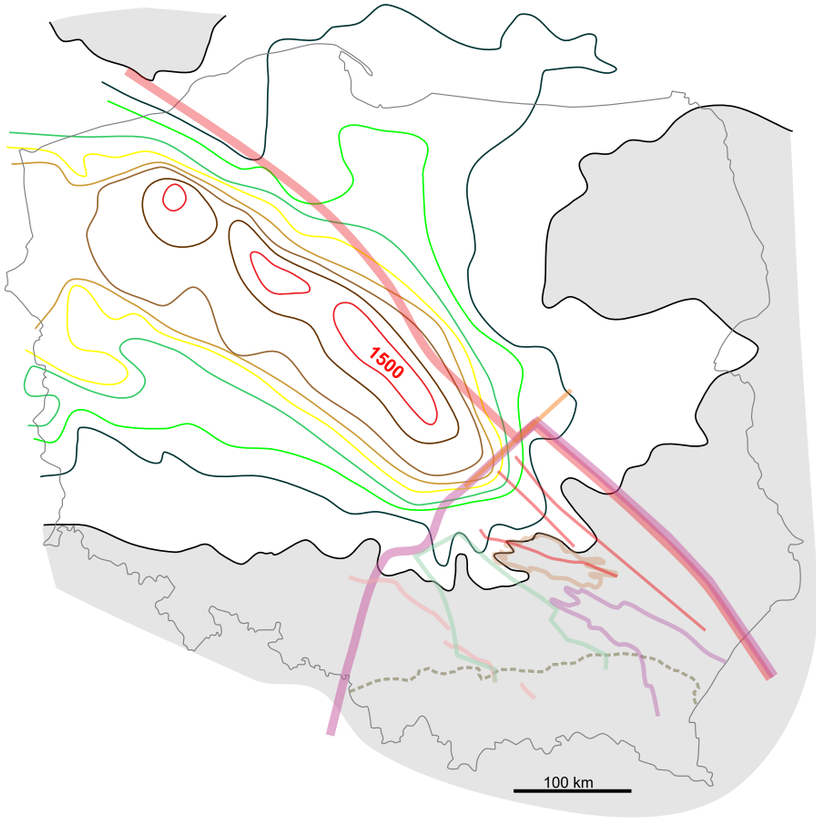


FIG. 18. Miąższość utworów górnego permu (cechsztyn) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, Stupnicka, 1985; Wagner, 1994; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

na konodontach, otwornicach i skolekodontach (Trammer, 1975; Gaździcki i in., 1975; Zawidzka, 1984). Natomiast sukcesję w południowej części masywu małopolskiego (przedgórze Karpat) badali Tokarski (1965) oraz Moryc (1971), a ewolucję basenu środkowotriasowego w ujęciu stratygrafii sekwencji przedstawił Szulc (2000).

Na początku późnego triasu powróciła sedymentacja lądowa z dominacją środowisk rzecznych i jeziornych (litofacje iłowcowo-mułowcowe). Cechą charakterystyczną tych litofacji jest zróżnicowana kolorystyka z dominacją barwy czerwonobrunatnej (Senkowiczowa, 1965, 1970, 1976; Fijałkowska-Mader, 1998). W profilu górnego triasu notuje się osady dwóch krótkich ingresji (dolne warstwy gipsowe i utwory retyku w późnym górnym triasie). Na bloku małopolskim w późnym triasie znacznie powiększyły się obszary lądowe, a potencjalny przesmyk w kierunku Tetydy mógł się rozwijać przez „zatokę rzeszowską". Miąższość osadów górnego triasu na obszarze Gór Świętokrzyskich wynosiła 200–300 metrów, ale już w ich północnym obrzeżeniu mogły przekraczać 400 metrów, i wartości te szybko rosły w kierunku bruzdy śródpolskiej, gdzie dochodziły nawet do 1400 metrów (fig. 22, 23).

Po okresie triasu cały obszar Niecki Nidziańskiej został wyniesiony i uległ częściowej erozji, co prawdopodobnie skutkowało zniszczeniem wyższych warstw retyku. Objawia się to brakiem ciągłości sedymentacji pomiędzy retykiem a liasem, a także między retykiem a środkową jurą.

Wczesna jura

W czasie wczesnej i środkowej jury sedymentacja na masywie małopolskim lokalizowała się głównie w jego północnej części (Senkowicz, 1959; Jurkiewiczowa, 1967, 1968, 1974; Pieńkowski, 1983, 1997, 2004; Kutek, 1994; Gutowski, 1998; Kowalczewski, 2002; Złonkiewicz, 2011, 2015, 2019; Matyja, Wierzbowski, 2014). Rozprzestrzenienie osadów wczesnojurajskich na obszarze masywu małopolskiego wykazuje plan strukturalny podobny do późnotriasowego (por. fig. 23, 24). Brak osadów liasowych notuje się na wyniesieniu radomszczańskim i na znacznym obszarze synklinorium miechowskiego (południowa i centralna część). Jedynie wąska zatoka wcina się ku południowi, zajmując cały obszar Gór Świętokrzyskich i kończy się dopiero na wysokości Lubaczowa (Moryc, 2004), omijając w podłożu antyklinorium dolnego Sanu. Prawdopodobnie utwory te pojawiają się dopiero w okolicach Lwowa. Lias tworzą głównie litofacje klastyczne, bezwęglanowe (Hakenberg, Świdrowska, 1996; Pieńkowski, 2004). Maksymalne miąższości utworów liasu na masywie małopolskim osiągnęły ponad 700 metrów, ale na większości obszaru sedymentacyjnego ich miąższość była w zakresie 200–400 metrów (fig. 24).

Środkowa jura

Rozkład miąższości utworów środkowojurajskich na masywie małopolskim zdecydowanie nawiązuje do schematu wczesnojurajskiego, choć ze znacznymi modyfikacjami (por. fig. 24, 25). Obszar sedymentacji znacząco się powiększył, obejmując depozycją prawie całą powierzchnię masywu. Wczesnojurajski południowy obszar lądowy manifestuje się jeszcze tylko w postaci wielu wysp (obszary bez akumulacji), które są dokumentowane wierceniami. Miąższość osadów jest tutaj relatywnie mała (100–200 metrów). Natomiast obszar maksymalnej subsydencji przesunął się ku wschodowi, sytuując się pomiędzy linią T-T a Górami Świętokrzyskimi i antyklinorium dolnego Sanu. Na wysokości wschodniego zakończenia Gór Świętokrzyskich ta „rynna" środkowojurajska była przedzielona garbem paleotektonicznym, skąd ku NW i SE rosły miąższości osadów środkowojurajskich (fig. 25). Porównując ten plan z obszarem bruzdy śródpolskiej, wyraźnie widać jej przedłużanie się w kierunku południowo-wschodniej części masywu małopolskiego. Sama bruzda śródpolska we wczesnej i środkowej jurze znacznie zmniejszyła swój zasięg, lokując się pomiędzy linią T-T a garbem wielkopolskim.

Utwory jury środkowej na obszarze masywu małopolskiego były badane, m.in. przez Jurkiewiczową (1967, 1968, 1974), Siemiątkowską (1969), Dańca (1970), Siemiątkowską-Giżejewską (1974) i Kopika (1979). Na przedgórzu Karpat w rejonie Lubelszczyzny ramy stratygraficzne opracowali Niemczycka (1978, 1997), Dayczak-Calikowska i Moryc (1988) oraz Moryc (2004). Podsumowanie powyższej problematyki zawarto w pracy Dayczak-Calikowskiej i in. (1997).

W obrębie utworów środkowojurajskich w synklinorium miechowskim, na przedgórzu Karpat i w strefie Gór Świętokrzyskich oraz na Lubelszczyźnie wyróżniono cztery główne cykle transgresywno-regresywne. Główna zmiana w stosunku do wczesnej jury polegała na przejściu od dominujących środowisk kontynentalnych do coraz bardziej morskich, co było wynikiem następujących po sobie impulsów transgresywnych. Towarzyszyło temu stopniowe zmniejszanie udziału osadów klastycznych na rzecz bioklastyczno-węglanowych.

Późna jura

W późnej jurze w basenie polskim nastąpiło odsunięcie depocentrum o ok. 50 km ku zachodowi w stosunku do jury środkowej (por. fig. 25, 26). To przemieszczenie strukturalne zapewne spowodowało również inną organizację elementów paleotektonicznych na obszarze masywu małopolskiego, a oś subsydencji basenu polskiego znalazła się na wprost obszaru Gór Świętokrzyskich i antyklinorium dolnego Sanu. Dotychczasowy główny obszar depozycji zlokalizowany pomiędzy linią T-T a Górami Świętokrzyskimi zachował jeszcze swoją poprzednią funkcję, ale znacznie stracił na dynamice subsydencji i sumaryczna miąższość utworów późnej jury oscyluje w granicach 500 metrów. Natomiast po zachodniej stronie paleowyniesienia Gór Świętokrzyskich – antyklinorium dolnego Sanu, czyli na terenie przyszłego synklinorium miechowskiego, rozwinął się subbasen o sumarycznej miąższości utworów górnej jury rzędu nawet 700–800 metrów (fig. 26).

Najbardziej uniwersalny podział sukcesji późnojurajskiej stworzył Kutek (1994), który wyróżnił trzy megasekwencje: **COK** (kelowej–oksford–kimeryd dolny), **LUK** (kimeryd środkowy i górny), **KVB** (górny kimeryd–wolg–berrias dolny). Pierwsza sekwencja reprezentuje głównie budowle węglanowe z gąbkami i liliowcami; druga – osady węglanowe i terygeniczno-ewaporatowe, a trzecia – osady marglisto-ilaste przechodzące w platformę węglanową z wapieniami rafowymi. Sekwencje te zostały wyróżnione również dla obszaru lubelskiego (Hakenberg, Świdrowska, 1998a, 1998b, 2001; Świdrowska, 2003).

Największym obszarem o zmniejszonej subsydencji na masywie małopolskim był teren trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich położony pomiędzy zatoką Ostałowa (permsko-mezozoicznym subbasenem północnym) oraz subbasenem miechowskim graniczącym z wyniesieniem świętokrzyskim od północy (Pawłowska, 1978; Złonkiewicz, 2004, 2006, 2011, 2015). Również na tym obszarze, w czasie późnej jury, zaznaczyły się lokalne przegłębienia (Kutek, 1994; Gutowski, 1998; Matyja, Wierzbowski, 2014; Złonkiewicz, 2015).

W latach 70. XX wieku dominował pogląd, że bruzda śródpolska przedłuża się na obszar świętokrzyski i dalej aż pod Karpaty (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976). Podstawą tych opracowań były trzy przekroje paleogeologiczne: pierwszy z nich obejmował wschodni skłon wyniesienia Włoszczowy, ale ponieważ biegł równolegle do wyniesienia (prawie N–S), to w istocie dostarczał informacji o rozwoju bruzdy na północ, a nie na wschód, gdzie powinna się ona przedłużać z obszaru basenu polskiego. Pozostałe dwa przekroje były zlokalizowane w południowej części niecki miechowskiej.

Powyższa koncepcja zyskała szeroką akceptację jako model rozwoju basenu permsko-mezozoicznego oraz pogranicza kratonu wschodnioeuropejskiego i szelfu Tetydy (Giżejewska, 1975; Hakenberg, 1978, 1980; Hakenberg, Świdrowska, 1996, 1997, 1998a, 1998b; Dadlez i in., 1999a, b; Świdrowska, Hakenberg, 1999, 2000a, b; Pieńkowski, 2004; Świdrowska i in., 2008). Silne argumenty za takim poglądem dostarczały również szerokie badania utworów górnojurajskich w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Matyja, 1977; Kutek, 1994; Barski, Matyja, 2008).

W latach 80. i 90. XX wieku trwały intensywne prace poszukiwawcze w utworach mezozoicznych zapadliska przedkarpackiego (południowa część synklinorium miechowskiego). Dzięki wysiłkom licznej rzeszy geologów udało się w sposób znaczący zmienić zasięgi stratygraficzne niektórych jednostek litostratygraficznych. Okazało się, że miąższości utworów górnej jury są tam dwa do trzech razy mniejsze (a dolnej kredy większe) niż pierwotnie przyjmowano (Maksym i in., 2001; Olszewska, 2001; Bobrek i in., 2002, 2003; Urbaniec, Świetlik, 2003; Gliniak i in., 2005; Gutowski i in., 2006; Matyja, 2008; Morycowa, Moryc, 2011; Krajewski i in., 2011). W tej sytuacji dalsze utrzymywanie poglądu o istnieniu w południowo-wschodniej Polsce bruzdy śródpolskiej (Kutek, Głazek, 1972; Głazek, Kutek, 1976; Kutek, 1994) nie znajduje potwierdzenia w faktach. Wdowiarz (1983) już wcześniej wysuwał te wątpliwości, a Złonkiewicz (2004, 2006, 2011, 2015) wielokrotnie sygnalizował wątpliwości w tej sprawie na podstawie analizy osadów jurajskich w niecce miechowskiej.

Reambulacja arkusza Piekoszów (Złonkiewicz, 2023a, b), która uwzględniła wszystkie dotychczas wykonane badania, w tym płytkie wiercenia, pozwoliła uszczegółowić obraz budowy geologicznej Gór Świętokrzyskich w rejonie ich zachodniego zamknięcia. Niezwykle interesujący jest przekrój geologiczny wykonany na podstawie materiałów wykorzystywanych do nowej konstrukcji mapy geologicznej – arkusz Piekoszów (Złonkiewicz, 2023a, b). Na tym przekroju, który przebiega w obszarze wychodni permsko-mezozoicznych w zachodnim zamknięciu paleozoiku świętokrzyskiego, widać wyraźnie, że utwory triasowe i jurajskie, leżące w bezpośrednim przedłużeniu trzonu paleozoicznego, mają dwu-trzykrotnie mniejszą miąższość niż utwory tego samego wieku zalegające po

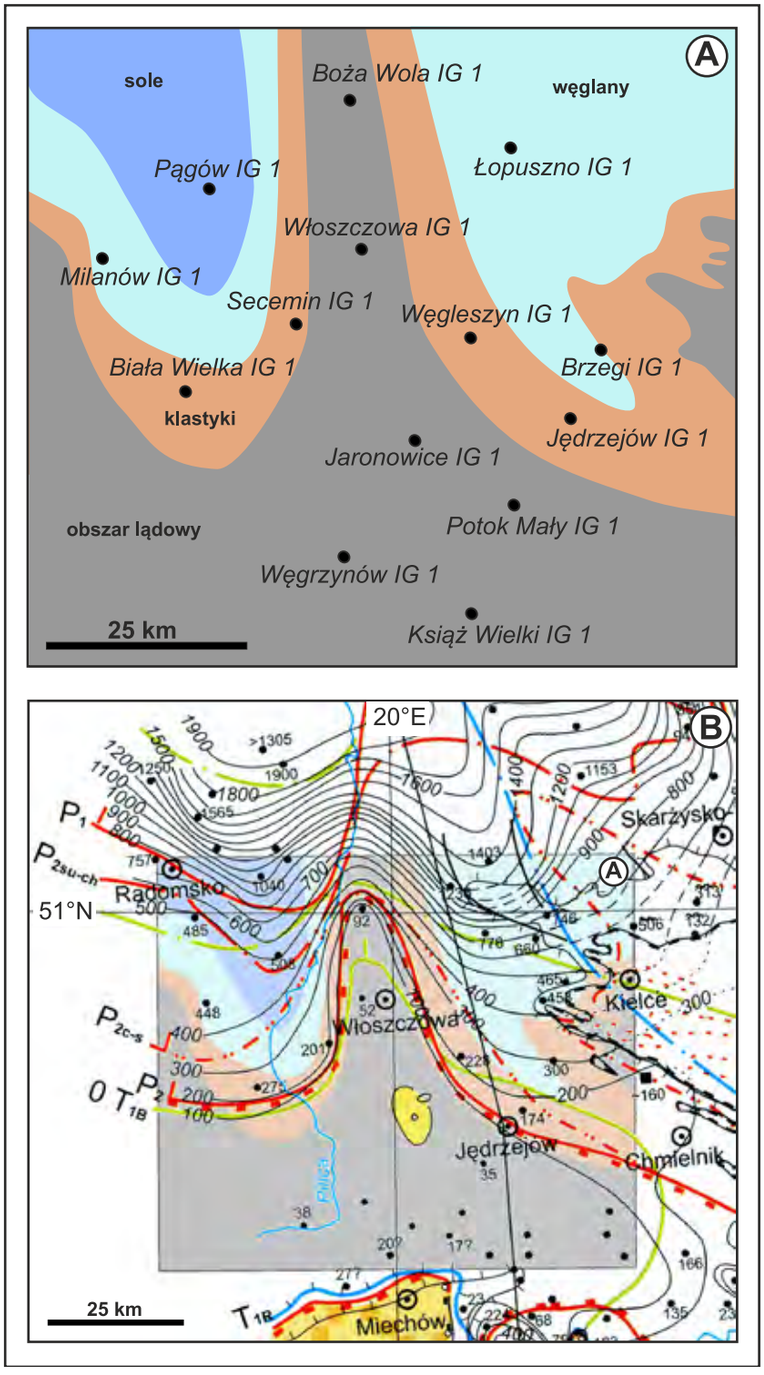


FIG. 19. Wyniesienie Włoszczowy (wg Karnkowskiego, 2024): A – mapa paleogeograficzno-facjalna permu w otoczeniu wyniesienia Włoszczowy na podstawie opracowań: Jurkiewicz, 1975; Pawłowska, 1979; Morawska, Stupnicka, 1985; Morawska, 1993; Wagner, 1994;
B – fragment mapy miąższościowej utworów permu i dolnego triasu wraz z zasięgami wybranych formacji (Świdrowska i in., 2008) na podłożu mapy paleograficzno-litofacjalnej permu prezentowanej powyżej (mapa A)

północnej i południowej stronie Gór Świętokrzyskich. Ten przekrój jest dobrą wizualizacją poglądu, że trzon paleozoiczny nie leżał w obszarze osiowym bruzdy śródpolskiej. Ponadto jest dodatkowym argumentem do spostrzeżeń odnośnie górnojurajskich-dolnokredowych miąższości osadów w południowej części synklinorium miechowskiego, które wykluczają możliwość podtrzymywania koncepcji Kutka i Głazka (1972) oraz Kutka (1994).

Wczesna kreda

Od późnej jury po alb znaczna część masywu małopolskiego podlegała denudacji i znajdowała się w warunkach lądowych. Skały kredy zachowały się wyłącznie w synklinoriach obrzeżających region świętokrzyski. Na przedpolu Karpat zachowały się skały najniższej kredy, wieńczące megasekwencję kelowej–neokom (Olszewska, 2001; Zdanowski i in., 2001; Urbaniec, Świetlik, 2003; Gutowski, 2006; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2008; Śliwiński i in., 2012; Złonkiewicz, 2015). W późnej

jurze i wczesnej kredzie w strefie tej rozwinął się system basenów o zwiększonej subsydencji, charakteryzujący się występowaniem głębokowodnych facji (Złonkiewicz, 2015). Aktywność strefy ujawniła się ponownie w cenomanie, co przełożyło się na wzrost miąższości osadów (por. Świdrowska i in., 2008).

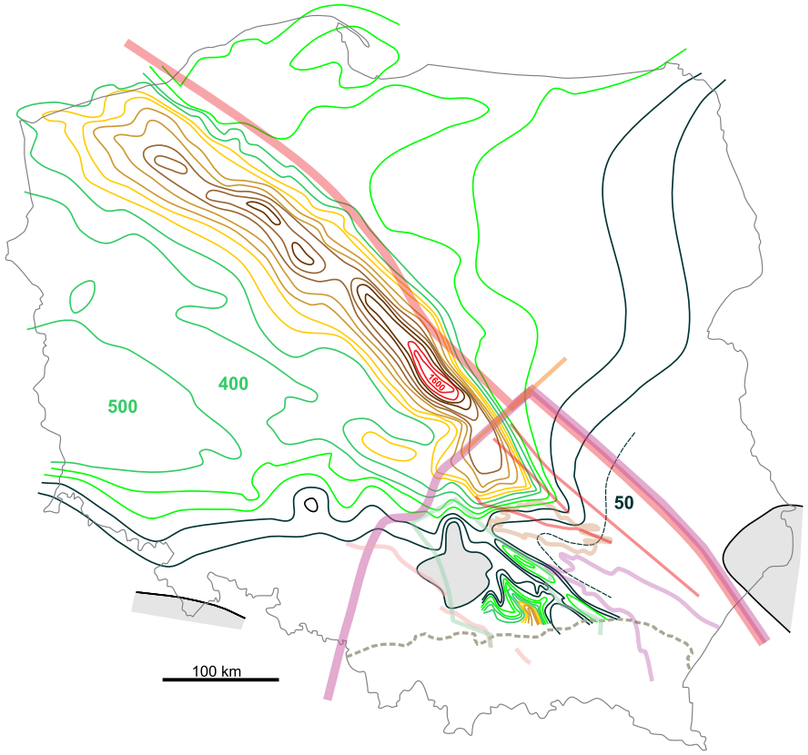


FIG. 20. Miąższość osadów dolnego triasu (pstry piaskowiec bez retu) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Morawska, Stupnicka, 1985; Iwanow, 1998a; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

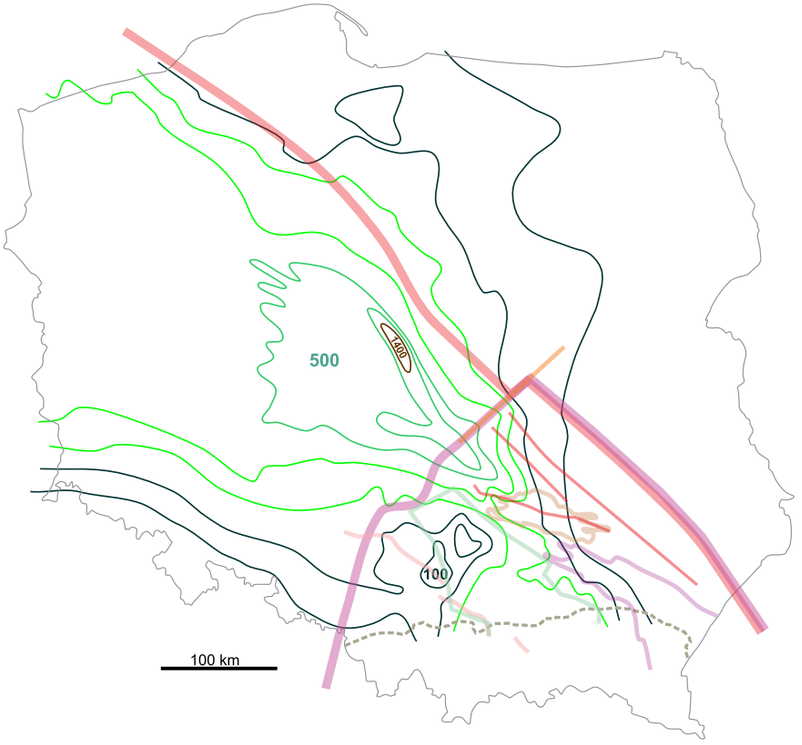


FIG. 21. Miąższość osadów środkowego triasu (wapień muszlowy wraz z retem i najniższym kajprem) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Iwanow, 1998b; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

W południowej części synklinorium miechowskiego (między Tarnowem a Dębicą) nie stwierdzono przerwy w sedymentacji na granicy jury i kredy (Moryc, 1996, 1997; Olszewska, 2001; Zdanowski i in., 2001). Środowiska sedymentacyjne miały tu charakter morski i kontynentalno-lagunowy, okresowo połączony z Oceanem Tetydy. Powstawały tu płytkowodne platformy węglanowe, gdzie osadzały się wapienie bioklastyczne, margle, mułowce i piaskowce glaukonitowe (Zdanowski i in., 2001; Maksym i in., 2001; Urbaniec, Świetlik, 2003). Maksymalne miąższości kredy dolnej ledwo przekraczały 300 m (fig. 27).

Późna kreda

Pan-europejska transgresja późnokredowa, która sięgnęła aż po Ural i charakteryzowała się bardzo dużym wzrostem słupa wody (300–600 m), jak na warunki epikontynentalne, spowodowała stopniowe powiększanie się obszaru sedymentacji w kierunku południowo-wschodnim (Marcinowski, Radwański, 1983). W regionie nidziańskim oraz w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich osady górnokredowe zalegają bezpośrednio na utworach kimerydu. Wyjątkiem jest okolica Opoczna na północno-zachodnich peryferiach regionu, gdzie pod kredą zachowały się lagunowe osady tytonu.

Profil utworów górnej kredy zwykle rozpoczyna się od osadów albu, natomiast na południowym wschodzie – od cenomanu (Hakenberg, 1969, 1973, 1974, 1978; Świdrowska i in., 2008). Utwory neokomu zachowały się jedynie na północno-zachodnich i północnych peryferiach regionu świętokrzyskiego, a także w północno-wschodniej części antyklinorium dolnego Sanu, w okolicy Lubaczowa (Hakenberg, 1978, 1980; Olszewska, 2001), oraz lokalnie w południowo-wschodniej części niecki miechowskiej, w rejonie Pilzna i Dąbrowy Tarnowskiej (Zdanowski i in., 2001; Gutowski i in., 2007).

Osady albu w Polsce rozpoczynają się od piaskowców bezwęglanowych (Witkowski, 1969), następnie pojawiają się piaskowce glaukonitowe, margle z fosforytami i facje gąbkowe. Transgresja albska postępowała na SE, osiągając segment lubelski w środkowym albie, a obszar synklinorium miechowskiego i wyniesienie radomszczańskie w późnym albie (Marcinowski, 1970; Hakenberg, 1978, 1980, 1986). Powyżej zalegają utwory cenomanu, które w części miechowskiej są bogate w glaukonit.

W późnym turonie wynoszony obszar trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich zaznaczył się w swoim obrzeżeniu sedymentacją wapieni detrytycznych (Samsonowicz, 1926; Pożaryski, 1948; Walaszczyk, 1992; Złonkiewicz, 1994, 1998; Walaszczyk, Remin, 2015), co można uznać za początek wznoszących ruchów laramijskich. W koniaku i santonie w subbasenie warszawsko-lubelskim obserwuje się przejście od skał raczej węglanowych przez margle i wapienie margliste do opok z udziałem piasku kwarcowego pochodzącego zapewne z obszaru źródłowego aktywnego już w późnym turonie (Hakenberg, Świdrowska, 2001). W subbasenie miechowskim zaznaczają się w utworach koniaku i santonu znaczne luki stratygraficzne (Walaszczyk, 1992). W rejonie Mielca margle koniaku cechuje wysoka zawartość materiału klastycznego, który pochodził najpewniej z SE (Heller, Moryc, 1984). W kampanie i santonie układy facjalne nawiązują do poprzednich rozkładów, ale udział piasku kwarcowego był znacznie większy niż wcześniej i pokrywał większy obszar, co wskazuje na intensyfikację wyniesienia źródłowego lub skrócenie drogi transportu osadów klastycznych. W mastrychcie wyniesienie paleotektoniczne Gór Świętokrzyskich i antyklinorium dolnego Sanu było już mocno aktywne i silnie modelowało sedymentację w subbasenach: lubelskim i miechowskim. Sumaryczna miąższość utworów późnokredowych na obszarze masywu małopolskiego jest bardzo zróżnicowana. W subbasenach lubelskim i miechowskim nieznacznie przekracza 1000 metrów (fig. 28). Z rozkładu miąższości oraz zmienności litofacjalnej można wnioskować o istnieniu w późnej kredzie górnośląskiego i rzeszowsko-przemyskiego obszaru lądowego. Poprzez obszary subbasenów lubelskiego i miechowskiego zachodziła komunikacja z Oceanem Tetydy.

Rozkłady przestrzenne miąższości utworów górnej kredy i górnej jury na masywie małopolskim tworzą dosyć podobne obrazy, co świadczy o zbliżonych warunkach paleotektoniczych dla obu tych podokresów (por. fig. 26, 28). Rozdzielający je epizod wczesnokredowy, choć o mniejszej subsydencji, nawiązuje do obu omawianych map. Środkowa i wczesna jura charakteryzują się rozkładem miąższości wskazującym na bardzo słabą subsydencję lub jej brak w obszarze miechowskim, natomiast subbasen radomski (przedłużenie ku SE bruzdy śródpolskiej) w jurze środkowej rozszerzył się, aż za Lubaczów, szeroką zatoką otwierając się ku Tetydzie. Okres triasowy na masywie małopolskim charakteryzował się wkraczaniem bruzdy śródpolskiej ku SE tylko do wysokości Radomia, a pozostały obszar wykazywał stosunkowo małą subsydencję lub jej brak, jak np. miało to miejsce w obszarze przyszłego synklinorium miechowskiego. W permie masyw małopolski był w zdecydowanej większości obszarem lądowym, na który od NW, od strony base-

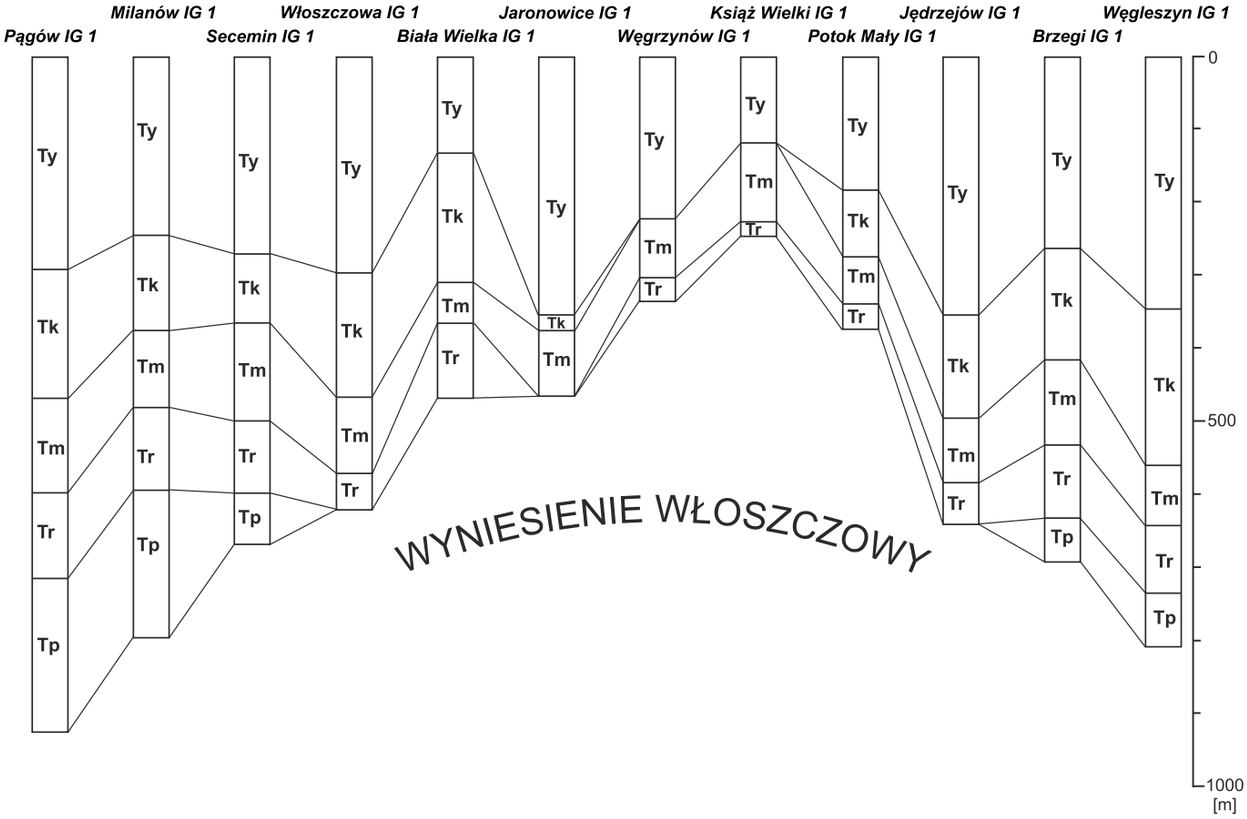


FIG. 22. Zróżnicowanie miąższościowe formacji triasowych w poszczególnych wierceniach na wyniesieniu Włoszczowy (Karnkowski, 2024 – wg Jurkiewicza, 1974, zmieniono); Tp – pstry piaskowiec; Tr – ret; Tm – wapień muszlowy; Tk – kajper; Ty – retyk

nu polskiego, wkraczały osady czerwonego spągowca i cechsztynu. Przedstawiony zestaw map miąższościowych (fig. 17–28) pokazuje, że trudno mówić o kontynuacji bruzdy śródpolskiej ku południowemu wschodowi, chociaż aktywność tektoniczna linii dyslokacyjnej T-T, oddzielającej masyw małopolski od platformy wschodnioeuropejskiej, była bardzo znacząca. Sumaryczna miąższość utworów mezozoicznych na obszarze Gór Świętokrzyskich wynosiła 1300 metrów w części południowej i 1950 metrów w części północnej.

5.1.2.4. Masyw małopolski i Góry Świętokrzyskie w paleogenie i neogenie

Paleogen

Na przełomie kredy i paleogenu, w wyniku ruchów laramijskich, doszło do inwersji bruzdy śródpolskiej oraz przebudowy tektonicznej obszaru masywu małopolskiego (Stupnicka, 1970, 1972; Kutek, Głazek, 1972). Góry Świętokrzyskie uległy częściowej erozji, choć proces ten mógł trwać dłużej niż tylko w paleogenie. Po obu stronach Gór Świętokrzyskich zachowały się sukcesje osadów permo-mezozoicznych.

Pomimo paleoceńskiej reorganizacji tektonicznej Europy środkowej, główny układ basenów sedymentacyjnych kontynuował schematy mezozoiczne. Na północnym zachodzie Europy dominował basen Morza Północnego, podczas gdy na południu rozciągał się Ocean Tetydy. W paleocenie inwersja tektoniczna w centralnej części Niżu Polskiego (rejon Poznania–Warszawy) spowodowała wypiętrzenie wału śródpolskiego, dzieląc basen sedymentacyjny na segment poznański i warszawsko-lubelski. Obszar warszawsko-lubelski, położony w całości na wschód od linii Teisseyre'a-Tornquista, pozostał stosunkowo nienaruszony przez deformacje tektoniczne paleogenu, w przeciwieństwie do regionu poznańskiego. Transgresja środkowoeoceńska umożliwiła wtargnięcie morza od zachodu na teren wcześniej speneplenizowany, rozprzestrzeniając się na wschód. Pozostałości wału śródpolskiego w centrum basenu tworzyły wtedy szereg wysp (Kasiński, Słodkowska, 2014).

Sukcesja osadów eocenu w regionie warszawsko-lubelskim była częścią rozległego, środkowoeuropejskiego basenu epikontynentalnego (Karnkowski i in., 2024: fig. 1). Basen ten graniczył od północy z lądem platformy wschodnioeuropejskiej, a od południa – z obszarami lądowymi Moraw i Wołynia (fig. 29). Paleolądy w tej części Europy były tworzone przez Masyw Czeski, masyw małopolski i tarczę ukraińską (Akhmetiev, Beniamovski, 2006; Kasiński, Kramarska, 2008; Kasiński, Słodkowska, 2014; van der Boon, 2017; Barrier i in., 2018; Popov i in., 2019; Karnkowski i in., 2024). Morze osiągnęło maksymalny zasięg w środkowym eocenie, a w późnym eocenie rozpoczęła się jego regresja (Popov i in., 2004a, b, 2019; Kramarska, 2006; Kováč i in., 2016; van der Boon, 2019; Krijgsman i in., 2020).

Na obrzeżach masywu małopolskiego w późnym eocenie istniały połączenia z Oceanem Tetydy, co umożliwiało migrację fauny morskiej między północną a południową Europą (fig. 29). Warunki sedymentacji osadów późnoeoceńskich były bardziej dynamiczne w porównaniu do osadów wczesno-oligoceńskich (Knox i in., 2010).

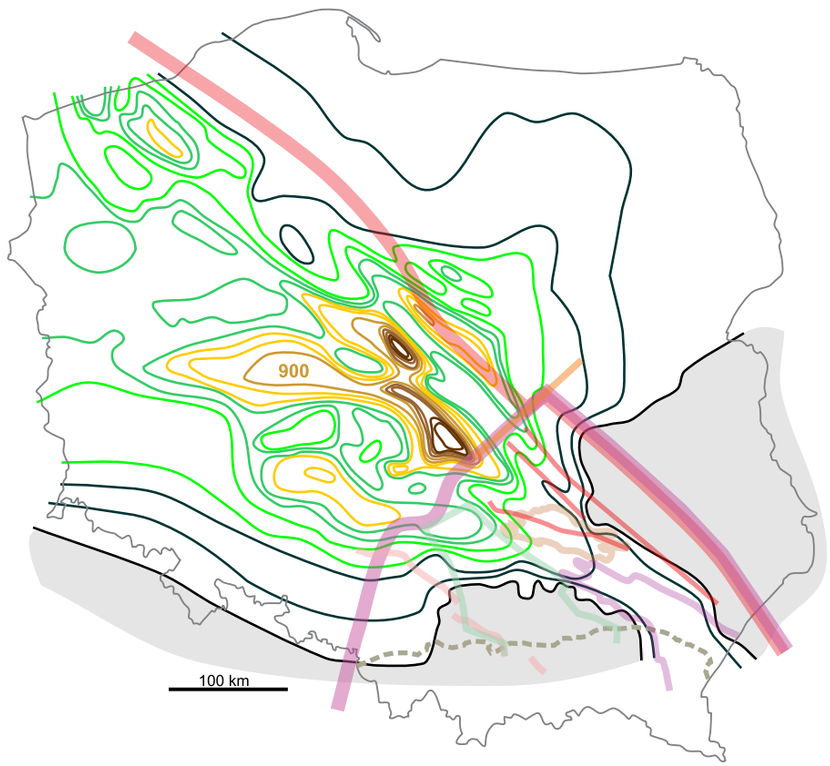


FIG. 23. Miąższość osadów górnego triasu (bez najniższego kajpru) na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Iwanow, 1998c; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

5
Platforma paleozoiczna

Analiza paleogeograficzna południowej Polski (Karnkowski i in., 2024) wykazała istnienie wysp, których cieśniny mogły stanowić połączenia między basenami północnej i południowej Europy. Badania podłoża zapadliska przedkarpackiego (południowo-wschodnia część masywu małopolskiego) ujawniły silnie zróżnicowaną rzeźbę z głębokimi (>1000 m) paleodolinami (Głowacki, Karnkowski, 1963; Karnkowski, 1989; Moryc, 1992, 1995, 1997; Połtowicz, 1998a, b, 1999; Karnkowski, Ozimkowski, 2001). W rejonie Rzeszowa te paleodolinne wcięcia tworzyły niewielkie, odrębne subbaseny wypełnione osadami paleogeńskimi pochodzenia lądowego (Buraczyński, Krzowski, 1994; Moryc, 1995; Gedl, 2012, 2014; Gedl, Worobiec, 2020). W obrębie tych subbasenów wyróżniono dwie jednostki litostratygraficzne: starszą formację zlepieńców z Racławówki oraz młodszą formację jeziorną z Czudca (Moryc, 1995; Gedl, Worobiec, 2020). W późnym eocenie (fig. 29) obszar wokół Rzeszowa rozwijał się jako region lądowy, niezajęty przez wody morskie Paratetydy aż do późnego środkowego miocenu (wczesny baden), co było związane z utworzeniem zapadliska przedkarpackiego.

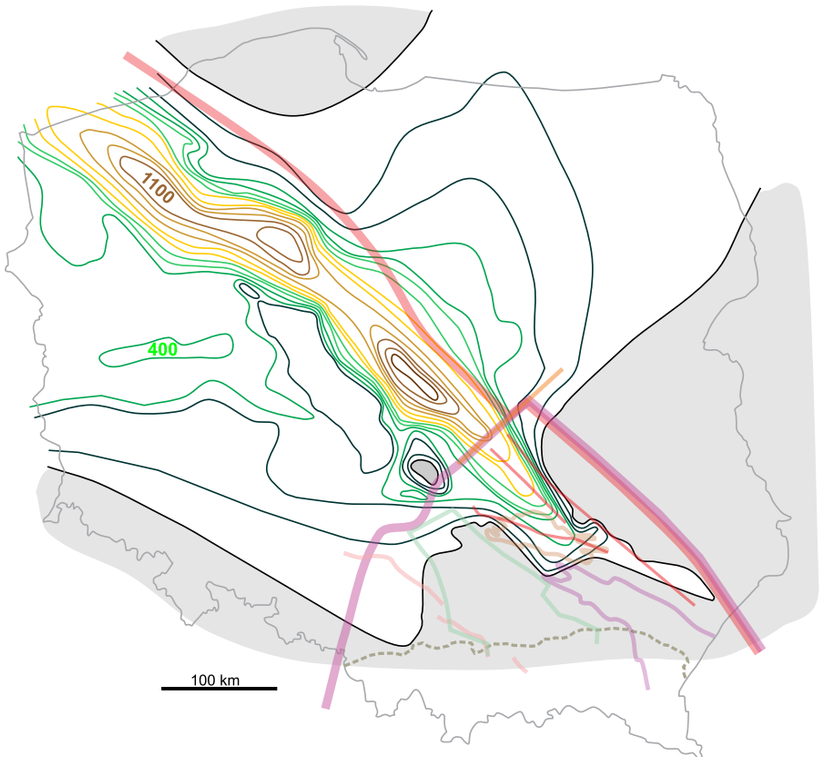


FIG. 24. Miąższość osadów dolnej jury na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz, 1974; Feldman-Olszewska, 1998a; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

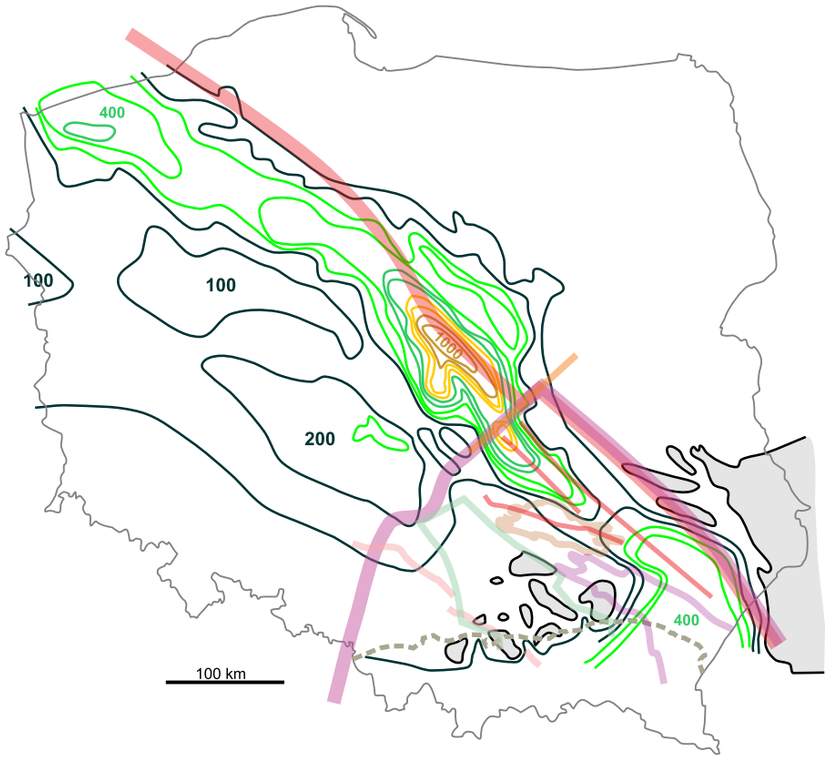


FIG. 25. Miąższość osadów środkowej jury na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Jurkiewicz i in., 1969; Jurkiewicz, 1974; Feldman-Olszewska, 1998b; Złonkiewicz, 2004; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

We wczesnym oligocenie (fig. 29) teren między basenem karpackim a basenem Morza Północnego przekształcił się w trwałą barierę lądową. Zjawisko to przypisuje się globalnemu obniżeniu poziomu morza o ok. 40 m poniżej współczesnego poziomu. Natomiast w późnym eocenie poziom morza osiągnął ok. +160 m względem poziomu współczesnego (Haq i in., 1987, 1988; Popov i in., 2010). Z perspektywy paleogeografii paleogenu masyw małopolski ponownie pełnił rolę obszaru granicznego między południową a północną Europą, analogicznie jak w mezozoiku.

Neogen

W okresie neogenu masyw małopolski ponownie stał się obszarem intensywnej aktywności tektonicznej i sedymentacyjnej. Powstanie zapadliska przedkarpackiego było wynikiem ugięcia litosfery pod ciężarem nasuwających się Karpat na ich przedpole, obejmujące masyw małopolski. Proces ten doprowadził z jednej strony do utworzenia basenu sedymentacyjnego Paratetydy (Radwański, 1969, 1973; Karnkowski, 1978, 1989, 1993, 2019; Oszczypko, 2001, 2006; Górka, 2015), a z drugiej – do uaktywnienia północnych części masywu małopolskiego jako wyniesionej i wybrzuszanej strefy przedpola basenu przedgórskiego (tzw. *forebulge*) (Czarniecka, 2011; Wysocka i in., 2016).

Badania zapadliska przedkarpackiego zainicjowano w latach 50. XX wieku, jednak intensywność pozyskiwania nowych danych z tego obszaru znacznie zmalała na początku XXI wieku (Głowacki i in., 1963; Karnkowski, Łapinkiewicz, 1965; Ney, 1967; Karnkowski, Ołtuszyk, 1968; Połtowicz, Starczewska-Popow, 1973; Ney i in., 1974; Wdowiarz, 1976; Połtowicz, 1991, 1993; Krzywiec, 1999, 2006; Porębski, 1999; Krzywiec i in., 2001, 2005, 2008; Oszczypko, 2001, 2006).

Jednym z kluczowych zagadnień geologicznych, które wzbudzają kontrowersje, jest kierunek transportu materiału klastycznego do zapadliska przedkarpackiego. Połtowicz (1991, 1993, 1997), Karnkowski (1978) oraz Mastalerz i in. (2006) sugerowali, że materiał ten pochodził głównie z północy. Z kolei Krzywiec (1999, 2006), Porębski (1999), Krzywiec i in. (2001, 2005, 2008) oraz Dziadzio i in. (2006) wskazywali na dostawę materiału z obszaru Karpat. Wyniki modelowań geologicznych przeprowadzonych przez Karnkowskiego i Ozimkowskiego (2001) umożliwiły jakościową i ilościową rekonstrukcję paleogeografii zapadliska przedkarpackiego w kilkunastu epizodach, od późnego badenu (fig. 30) po środkowy sarmat.

Obraz powierzchni późnopaleogeńskiej na obszarze przedpola Karpat, uzyskany na podstawie powyższej procedury, potwierdza wcześniejsze wnioski o znacznym zróżnicowaniu hipsometrycznym powierzchni podmioceńskiej. Regionem o największych różnicach wysokościowych jest tzw. wyspa rzeszowska, gdzie deniwelacje osiągają 2000 m. Na przedstawionej mapie paleogeograficznej wczesnego badenu (fig. 30) widoczny jest obszar na północ od Rzeszowa, gdzie brak dużych wysp, a teren charakteryzuje się bardzo zróżnicowaną rzeźbą, zarówno nadwodną, jak i podwodną, związaną z morzem wczesnobadeńskim (Karnkowski, 2019).

Basen przedkarpacki ulegał stopniowemu wypełnieniu materiałem klastycznym dostarczanym z różnych źródeł i kierunków. Obszary alimentacyjne obejmowały wychodnie skał prekambryjskich, paleozoicznych i mezozoicznych w południowej części basenu, zanim zostały pogrążone w wyniku nasuwania Karpat z południa. Istotnym źródłem materiału klastycznego dla południowej części basenu był również orogen karpacki. Na północy funkcjonował obszar lądowy, tzw. wał metakarpacki (Nowak, 1927), który w czasie rozwoju mioceńskiego basenu przedgórskiego stał się stabilnym zapleczem dla dostaw materiału klastycznego (Radwański, 1969, 1973; Roniewicz, Wysocka, 2002). Ówczesne warunki klimatyczne sprzyjały intensywnemu wietrzeniu chemicznemu oraz rozwojowi rozległej sieci rzecznej. Nawet niewielkie spadki terenu wystarczały do transportu dużych ilości produktów wietrzenia chemicznego (w formie roztworów) oraz drobnoziarnistego materiału klastycznego.

Góry Świętokrzyskie, znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie basenu przedkarpackiego, były kluczowym obszarem źródłowym dla osadów silikoklastycznych w czasie sedymentacji badeńskiej

i sarmackiej (fig. 30). Obraz paleogeograficzny późnego miocenu na obszarze masywu małopolskiego nawiązuje do wcześniejszych schematów (paleogeńskich i mezozoicznych), podkreślając stabilną, oporową rolę masywu, sięgającą nawet wczesnego paleozoiku.

5.1.2.5. Główne jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich

Obszar Gór Świętokrzyskich dzieli się na dwie główne jednostki tektoniczne: łysogórską strefę fałdów i kielecką strefę fałdów (fig. 2, 31).

Strefa kielecka

W obrębie kieleckiej strefy fałdów znajdują się dwie główne, paleozoiczne jednostki tektoniczne. Są to (fig. 2, 31):
- antyklinorium chęcińsko-klimontowskie, zbudowane z utworów zarówno starszego, jak i młodszego paleozoiku. Znajduje się ono w południowej części bloku, jednak na wschodzie sąsiaduje bezpośrednio z blokiem łysogórskim;
- synklinorium kielecko-łagowskie, zbudowane głównie z utworów ordowiku i syluru oraz dewonu i dolnego karbonu.

Granice między tymi dwiema jednostkami nie są wyraźnie określone, gdyż struktury podrzędne w obu tych jednostkach przechodzą w sposób ciągły z jednej do drugiej. Tym nie mniej, dla potrzeb usystematyzowania struktur tektonicznych strefy kieleckiej, wyodrębniono wśród nich arbitralnie struktury podrzędne, kwalifikując je do jednej z dwóch jednostek.

W skład antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego wchodzi wiele podrzędnych jednostek tektonicznych różnej wielkości. Dwie indywidualne formy antyklinalne wśród nich wyróżniają się wielkością: antyklina chęcińska (Hakenberg, 1973, 1974; Kowalski, 1975; Jurewicz, Stępień, 2012) i antyklina dymińska, podobnie jak jedyna dobrze zindywidualizowana jednostka synklinalna bardziańska. Pozostałe to małe jednostki o niezbyt pewnych granicach i niewielkim rozprzestrzenieniu zarówno podłużnym, jak i poprzecznym.

Antyklina chęcińska (fig. 31, 32a), opisywana już przez Soboleva (1909), a potem przez Czarnockiego (1919), to wąska struktura tektoniczna o długości ok. 30 km. Jądro antykliny tworzą utwory kambru dolnego–holmiowego (Czarnocki, 1927, 1938), których rozciągłość na wschodzie jest zbliżona do WNW–ESE, a na zachodzie NW–SE, co może sugerować wpływ ruchów laramijskich, gdyż struktury laramijskie (często z utworami paleozoiku w jądrze) mają właśnie taki kierunek. Ta zmiana kierunku osi pozwala podzielić antyklinę chęcińską na dwa odcinki: chęciński na zachodzie i brzeziński na wschodzie (Tomczyk, 1974). Granica między tymi odcinkami przebiega w okolicy Radkowic. Zmiana kierunku z waryscyjskiego na laramijski w zachodniej części jednostki spowodowana jest prawdopodobnie naciskami laramijskimi o kierunku SW–NE, działającymi na południowo-zachodnim obrzeżeniu mezozoicznym Gór Świętokrzyskich.

Na zachodzie antyklina chęcińska zanurza się pod struktury mezozoiczne w rejonie Miedzianki, natomiast na wschodzie, na wschód od Bieleckich Młynów rozdziela się na dwie podrzędne antykliny – komórkowską i łabędziowską, rozdzielone podrzędną synkliną zagórską, w której jądrze występują wapienie i dolomity eiflu (Filonowicz, 1967, 1968).

Antyklina komórkowska (fig. 31) ma w swym jądrze skały kambru dolnego, na których niezgodnie leżą osady dolnego dewonu, z których zbudowane są jej skrzydła. Oś podłużna antykliny w kierunku zachodnim zanurza się i antyklina zanika, przechodząc w podrzędną synklinę bilczańską i synklinę zagórską. Również w kierunku wschodnim oś antykliny unduluje, tworząc poprzeczne depresje i elewacje (Filonowicz, 1968). Antyklina wygasa na uskoku poprzecznym.

Antyklina łabędziowska (fig. 31) (Czarnocki, 1919) ciągnie się od okolic Łabędziowa do Komórek. W jej jądrze, w rejonie Radomic, odsłaniają się utwory kambru dolnego. Ku wschodowi i zachodowi oś antykliny zanurza się, odsłaniając piaskowce dewonu, które tworzą również jej południowe skrzydło. W części zachodniej antyklina jest wąskopromienna i przykryta jest na południu przez utwory permu i triasu. Tu też północne skrzydło antykliny zostało wyprasowane wskutek jej nasunięcia na synklinę zagórską.

Na temat tektoniki utworów kambru antykliny chęcińskiej istnieją tylko szczątkowe dane, gdyż skały te znane są z bardzo nielicznych odsłonięć (Filonowicz, Lindner, 1987) i praktycznie nie występują na powierzchni. Znane są jedynie z prac ziemnych prowadzonych tylko w kilku miejscach (Czarnocki, 1919, 1927, 1928; Kowalski, 1975; Głazek i in., 1981; Stupnicka, 1986; Orłowski, Mizerski, 1995, 1996, 1998). Z tych skąpych danych wynika, że w obrębie utworów kambryjskich występują stosunkowo liczne fałdy o osiach równoległych lub lekko skośnych do osi antykliny chęcińskiej. Może to oznaczać, że przebudowa laramijska objęła utwory kambru w ograniczonym stopniu, choć fakt silnego zgniatania kambryjskich skał jądra antykliny musiał wpłynąć też na zestromienie istniejących wcześniej fałdów, związanych zapewne z ruchami sandomierskimi.

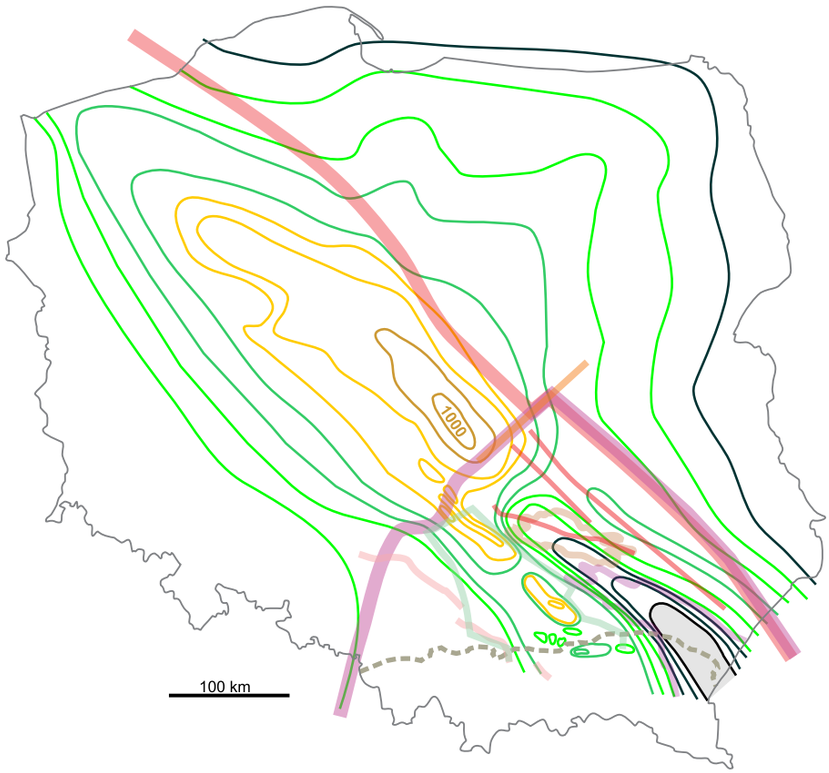


FIG. 26. Miąższość osadów górnej jury na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Gaździcka, 1998; Świdrowska i in., 2008; Złonkiewicz, 2004, 2006, 2015; Matyja, 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

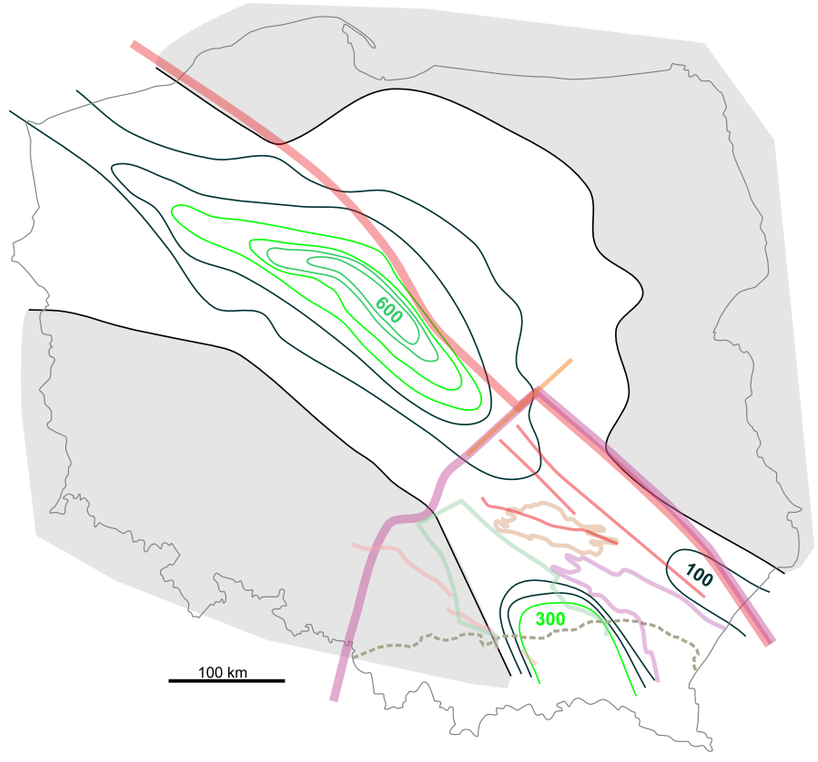


FIG. 27. Miąższość osadów dolnej kredy na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Leszczyński, 1998a; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

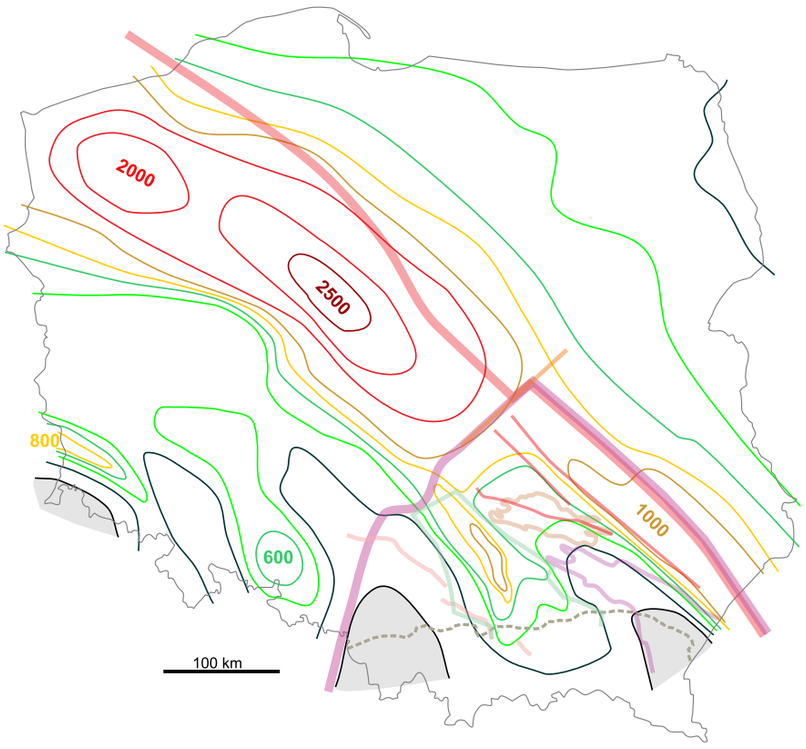


FIG. 28. Miąższość osadów górnej kredy na obszarze masywu małopolskiego oraz obszarach przyległych (Leszczyński, 1998b; Świdrowska i in., 2008). Objaśnienia na fig. 16, 17

Skrzydła antykliny chęcińskiej zbudowane są głównie ze stromo zapadających utworów dewonu leżących z kambrem w kontakcie zarówno tektonicznym, co sugeruje wyprasowanie utworów ordowiku i syluru, jak i sedymentacyjnym (Czarnocki, 1927, 1948; Głazek i in., 1981; Filonowicz, Lindner, 1986, 1987). W wielu miejscach w skrzydle południowo-zachodnim antykliny, utwory mezozoiku są nasunięte na skały dewońskie. Skały ordowiku i syluru występują jedynie lokalnie na kambrze na powierzchni. Tam, gdzie znane są kontakty sedymentacyjne między skałami kambru jądra antykliny a jej skrzydłami, wynika, że istnieje między nimi niezgodność kątowa (Filonowicz, 1967, 1968; Głazek i in., 1981). Oznacza to, że utwory kambru musiały ulec deformacji przed ordowikiem w czasie jednej z faz w środkowym lub późnym kambrze, bądź w fazie sandomierskiej w tremadoku. Brak na to jednak jednoznacznych dowodów, a skały kambru mogły zostać sfałdowane w wyniku prostego ściskania skał jądra antykliny chęcińskiej w czasie orogenezy waryscyjskiej.

W okolicy Piasecznej Górki piaskowce i wapienie dewonu północnego skrzydła antykliny chęcińskiej są przecięte uskokiem podłużnym i nasunięte na południowe skrzydło synkliny bilczańskiej, natomiast na wschód od Bieleckich Młynów w obrębie antykliny występuje poprzeczna depresja i w jej osi występują sfałdowane wapienie żywetu, tworząc antyklinę Zastawia i synklinę zagórską (Filonowicz, 1968) o osiach NE–SW.

Podrzędne deformacje fałdowe, występujące w utworach środkowego i górnego dewonu w zachodnim krańcu antykliny chęcińskiej, powstały w czasie ruchów waryscyjskich, prawdopodobnie o tej samej genezie, co w rejonie Kostomłotów (Konon, 2006, 2007).

Antyklinę przecinają liczne dyslokacje poprzeczne o kierunku NE–SW. Są to uskoki zrzutowe lub zrzutowo-przesuwcze (Filonowicz, 1967, 1968; Orłowski, Mizerski, 1998). Według zgodnych opinii geologów zajmujących się tą częścią obszaru świętokrzyskiego (Lewiński, 1912; Czarnocki, 1927; Stupnicka, 1970, 1972) duży wpływ na tektonikę tego odcinka miały ruchy laramijskie, które spowodowały zmianę pierwotnego, waryscyjskiego kierunku antykliny chęcińskiej (Kutek, Głazek, 1972).

Odcinek brzeziński antykliny chęcińskiej ma kierunek waryscyjski (WNW–ESE). Zdaniem Hakenberga (1973, 1974) utwory ordowiku i syluru mogą występować w południowo-zachodnim skrzydle całej antykliny chęcińskiej (pod zrzuconymi w skrzydle utworami dewonu), natomiast brak jest dowodów na ich występowanie w skrzydle północno-wschodnim.

Wiercenia wykonane we wsi Górki, ok. 1 km na NE od Brzezinek, wykazały obecność utworów kambru, natomiast utwory ordowiku znane są od dawna (Gürich, 1896; Czarnocki, 1938, 1950) z okolic Morawicy, gdzie występują wśród utworów kambru holmiowego. Według Tomczyka i Turnau-Morawskiej (1964), ordowik Brzezin jest głęboko zaklinowany w łusce lub rowie tektonicznym o długości niecałych 2 km i maksymalnej szerokości ok. 70 m. Rozciągłość tego elementu jest prawie równoleżnikowa. Filonowicz (1968) był zdania, że utwory te tworzą asymetryczną i złuskowaną synklinę. Stwierdzona w otworach wiertniczych wielkość upadu utworów ordowickich (80–60°) wskazuje, według Znoski (2000), na kaledoński wiek deformacji tektonicznych w tej części strefy kieleckiej oraz na alpinotypne deformacje tektoniczne. Niestety, w pracy autor nie przedstawił żadnego dowodu na niezgodność między kompleksem kaledońskim a waryscyjskim. Zwłaszcza że Orłowski i Mizerski (1996) przedstawili podobne zaklinowane struktury sylurskie w utworach kambryjskich antykliny dymińskiej, których w żaden sposób nie można uznać za dowód deformacji kaledońskich w obrębie strefy kieleckiej Gór Świętokrzyskich.

Na południe od Woli Murowanej (arkusz Morawica SMgP) antyklina chęcińska ma strukturę wachlarzowatą, gdyż zarówno skrzydło północne, jak i południowe nachylone są w kierunku osi antykliny (Filonowicz, 1968).

Wyniki prac Czarnockiego (1919, 1938) i Filonowicza (1967, 1968, 1973) były w latach późniejszych weryfikowane przez kilku badaczy tego regionu (Kowalski, 1975; Stupnicka, 1986; Orłowski,

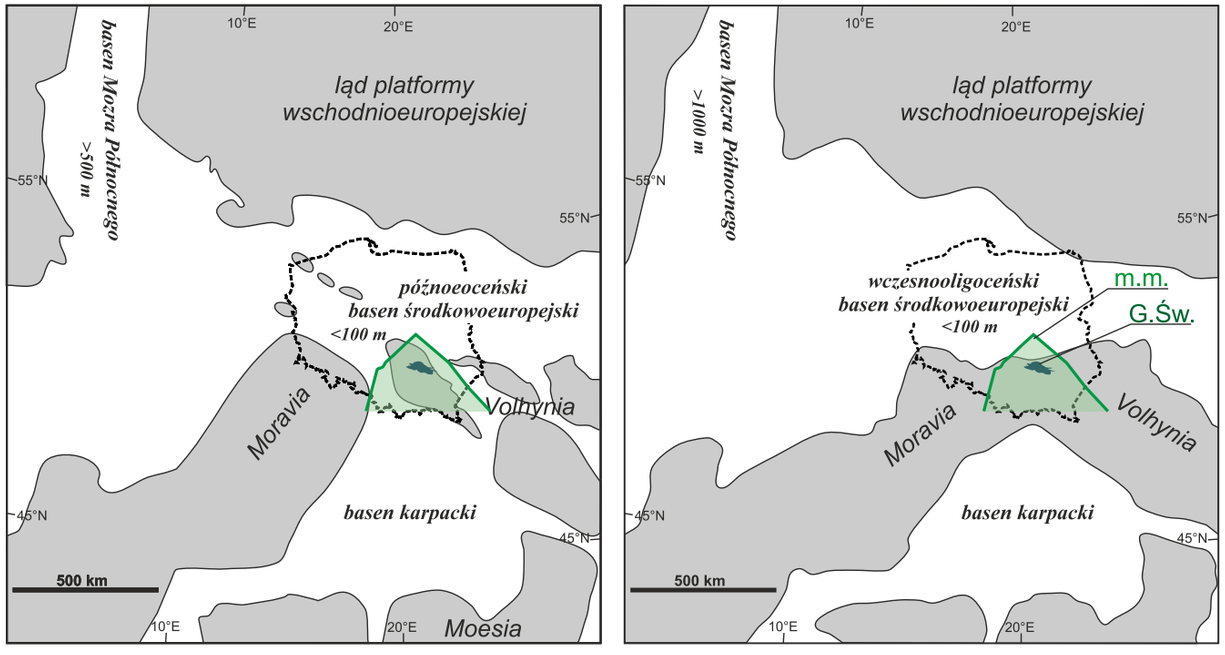


FIG. 29. Pozycja masywu małopolskiego i Gór Świętokrzyskich na tle map paleogeograficznych centralnej Europy w późnym eocenie (priabon) i wczesnym oligocenie (rupel) (Karnkowski i in., 2024), m.m. – masyw małopolski; G.Św. – Góry Świętokrzyskie

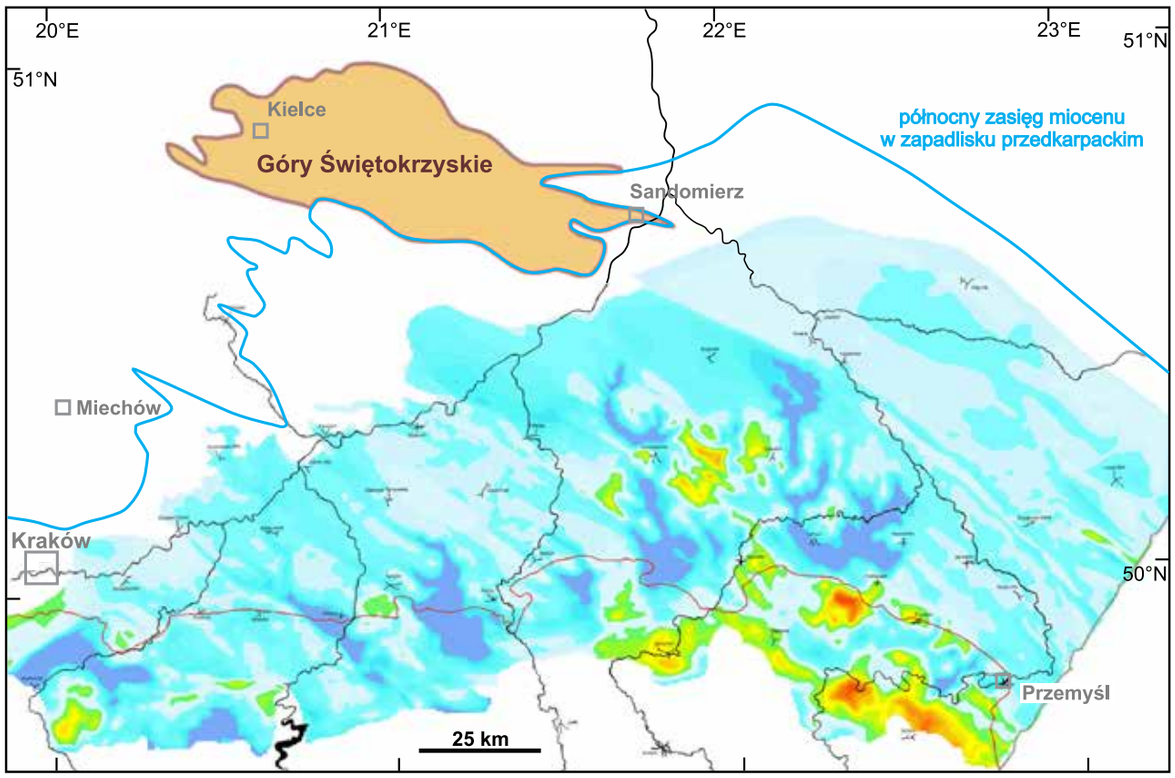


FIG. 30. Pozycja Gór Świętokrzyskich i ich południowego otoczenia na tle mapy paleogeograficznej basenu późnobadeńskiego (miocen) w zapadlisku przedkarpackim, rozwiniętego na podłożu masywu małopolskiego (wg Karnkowskiego, Ozimkowskiego, 2001; Karnkowskiego, 2019); (cięcie poziomicowe co 100 m, kolor zielony+ – wyspy, kolor niebieski+ – obniżenia, głębie)

Mizerski, 1998). Kowalski (1975) twierdził, że budowa geologiczna antykliny chęcińskiej stanowi modelowy przykład dla koncepcji Sanforda (1959), w której główną rolę w powstaniu antykliny przypisał uskokom w podłożu i kompresji postmezozoicznej. Stupnicka (1986) pisała natomiast, że skały kambru są silnie zdeformowane, fałdy są strome o upadach skrzydeł rzędu 50–80°, mają małe amplitudy, a w niektórych miejscach są obalone czy pochylone na północ. Orłowski i Mizerski (1998) twierdzili jednak, że przy tak dużych upadach skrzydeł antykliny chęcińskiej, powstałej w czasie ruchów waryscyjskich, bardziej podatne utwory kambryjskie musiały ulec deformacjom wskutek ściskania jądra antykliny, które można uznać za deformacje dysharmonijne, za czym mogą przemawiać niewielkie amplitudy fałdów. Na wewnętrzną strukturę antykliny chęcińskiej wpływ mogły mieć również ruchy laramijskie, co już podkreślali Lewiński (1912) i Czarnocki (1927, 1938, 1948).

Z przeglądu dostępnych danych wynika, że wewnętrzna struktura antykliny chęcińskiej i jej poszczególnych części powstała w zmieniającym się polu naprężeń, związanych z jego reorientacją w różnych epokach tektonicznych. Można tu znaleźć relikty zarówno deformacji starokaledońskich (młodokadomskich?), młodokaledońskich, co najmniej dwóch faz ruchów waryscyjskich, fazy laramijskiej, a prawdopodobnie także ruchów mioceńskich, związanych z ostatecznym dźwiganiem świętokrzyskiego cokołu paleozoicznego.

Synklina gałęzicko-bolechowicka (fig. 31, 32A) (Czarnocki, 1923) przebiega od okolic Słopca na wschodzie (Filonowicz, 1967, 1968) do okolic Gałęzic (Czarnocki, 1938). Nazywana jest też synkliną bolechowicko-borkowską (Tomczyk, 1974). W jądrze tej struktury występują skały famenu i karbonu dolnego w okolicach Bolechowic i Kowali (Czarnocki, 1938; Filonowicz, 1967, 1968, 1973) oraz karbonu w Gałęzicach (Czarnocki, 1938). Synklina ma rozciągłość WNW–ESE. Ciągnie się na długości ok. 30 km, osiągając szerokość 4–6 km (fig. 31, 32A). Od Bolechowic do Kowali synklina ma największą amplitudę i ma budowę asymetryczną, o łagodnym i słabo zaangażowanym tektonicznie skrzydle północnym. Skrzydło południowe jest bardziej strome, poprzecinane uskokami i podrzędnie sfałdowane (Filonowicz, 1968). Osiową część synkliny przecina kilka dyslokacji podłużnych o kierunku WNW–ESE, które wpływają na upady utworów dewonu. Mniejsze znaczenie mają natomiast dyslokacje transwersalne o zróżnicowanych kierunkach. Według Filonowicza (1968) część zaburzeń strukturalnych w południowym skrzydle związana jest z ruchami w kenozoiku.

Ta wielka synklina wypełniona jest głównie utworami dewonu środkowego, a w jej skrzydłach występują skały dewonu dolnego (Tomczyk, 1974). Synklina jest częściowo asymetryczna i przeważają w niej upady ku południowi. Północne skrzydło synkliny ma upady rzędu 25–35°, podczas gdy skrzydło południowe – 60–80°, zarówno ku N, jak i S. Silniej zdeformowana jest w części zachodniej, co wiąże się z wpływami ruchów laramijskich. Jej oś nachylona jest w kierunku zachodnim, co powoduje, że na powierzchni odsłaniają się utwory dolnego karbonu, które chowają się pod utwory permu i mezozoiku.

Na wschód od Kowali oś synkliny wykazuje silną wergencję ku zachodowi i dzieli się na dwie podrzędne synkliny: babiogórską na północy i bilczańską na południe, przedzielone antykliną spólnicką.

Synklina babiogórska zawiera w jądrze wapienie żywetu, natomiast synklina bilczańska tworzy trzy małe brachysynkliny zbudowane z wapieni żywetu w jądrze oraz z dolomitów żywetu i eiflu na skrzydłach.

W okolicy Borkowa synklina gałęzicko-bolechowicka jest najwęższa, co związane jest najprawdopodobniej z działalnością podłużnego uskoku, który przebiega przez osiową część synkliny. Uskok ma charakter nasunięcia skierowanego ku północy.

Uskoki poprzeczne, przecinające południowe skrzydło synkliny w części bolechowickiej, Filonowicz (1968) odnosi do zaburzeń starokenozoicznych.

Synklinę skibską (fig. 31) wyróżnił Czarnocki (1928). Jest ona korelowana z podrzędną synkliną skrzelczycką (Filonowicz, 1967, 1968). Występuje ona między Chęcinami a Skibami. Na E i W zanurza się ona pod utwory permo-mezozoiku. W jej osi występują wapienie franu. Skrzydło północne jest bardziej strome od skrzydła południowego, co świadczy o kierunku nacisku w trakcie jej powstawania z kierunku południowego. Skrzydła synkliny zbudowane są z wapieni i dolomitów żywetu. W części osiowej synkliny przebiega uskok podłużny, z którym związana jest mineralizacja miedziowa (Czarnocki, 1928).

Antyklina dymińska (fig. 31, 32A) jest jednostką tektoniczną (Czarnocki, 1919, 1948, 1950; Tomczyk, 1974; Kowalczewski, 1979; Orłowski, Mizerski, 1996) zbudowaną z utworów kambru dolnego w jądrze i skrzydeł utworzonych ze skał dewonu dolnego, które leżą niezgodnie na kambrze.

Pozycja stratygraficzna skał kambru antykliny nie jest całkowicie jasna. Skały kambryjskie jądra antykliny należą, wraz z utworami ordowiku i syluru, do dolnego piętra strukturalnego, które ma budowę monoklinalną, zaburzoną przez uskoki podłużne i poprzeczne. W obrębie utworów kambryjskich występują równoleżnikowe rowy tektoniczne, w których znajdują się utwory ordowickie i sylurskie (Orłowski, Mizerski, 1996). Rowy te leżą wzdłuż głównej dyslokacji podłużnej w obrębie osiowej strefy antykliny. Biegi warstw utworów piętra starszego (kaledońskiego) i górnego (waryscyjskiego) wyka-

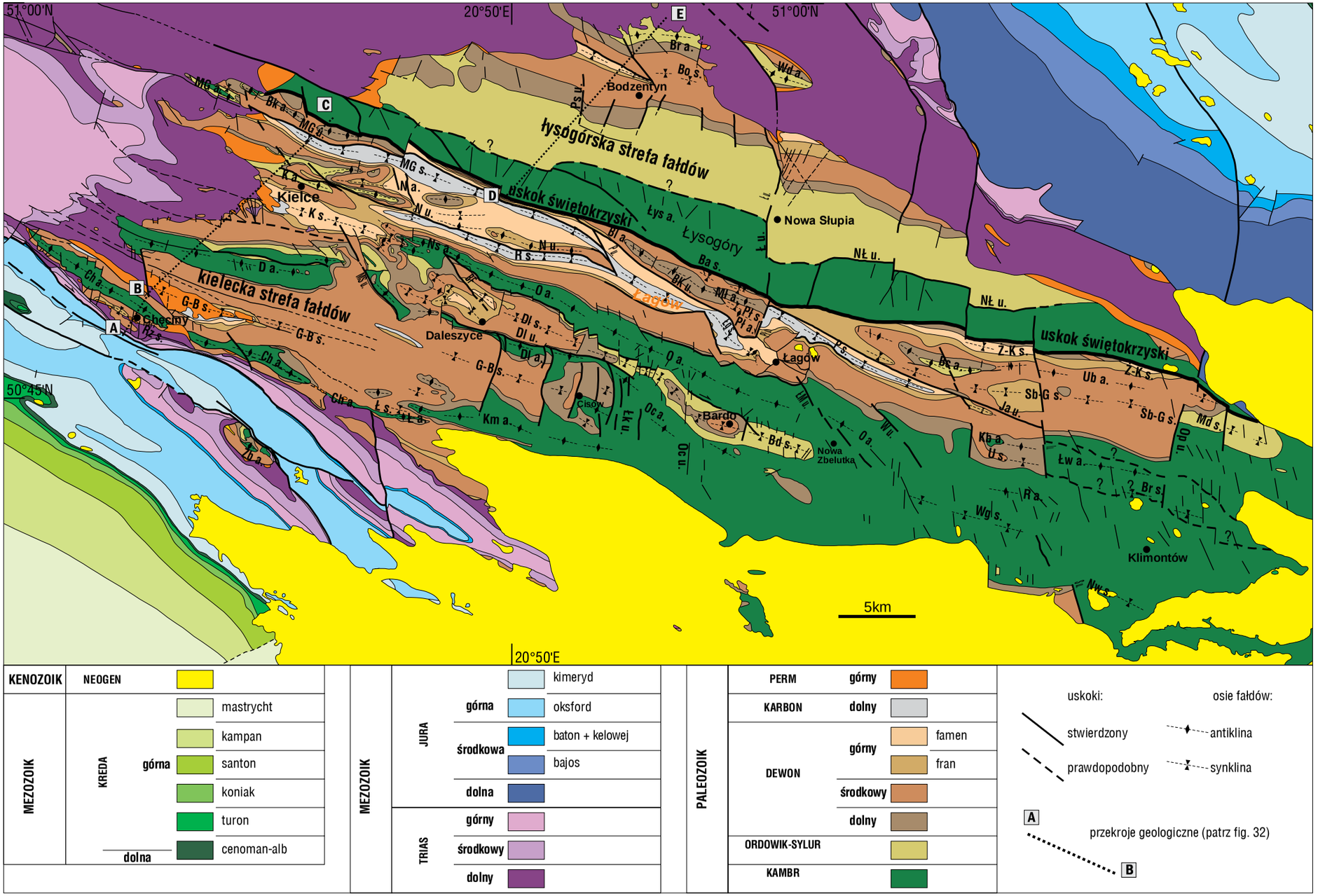


FIG. 31. Mapa geologiczna Gór Świętokrzyskich (Konon, 2008); ant. – antyklina; syn. – synklina; **kielecka strefa fałdów** (od północy): Bk a. – ant. bukowska; MG s. – syn. miedzianogórska; N a. – ant. niewachlowska; Ba s. – syn. Bartoszowin; Bl a. – ant. bielińska; Mł a. – ant. małacentowska; Pł s. – syn. Płucek; Pł a. – ant. Płucek; Ź–K s. – syn. żernicko–karwowska; Bc a. – ant. Baćkowic; Sb–G s. – syn. sobiekurowsko-grocholicka; Ub a. – ant. Ublinka; Md s. – syn. Międzygórza; K a. – ant. kielecka; K s. – syn. kielecka; R s. – syn. Radlina; Łg s. – syn. łagowska; P s. – syn. piotrowska; Kb a. – ant. Kabzy; U s. – syn. Ujazdu; D a. – ant. dymińska; G-B s. – syn. gałęzicko-bolechowicka; Ch a. – ant. chęcińska; Rz s. – syn. Rzepki; Zb a. – ant. Zbrzy; Ns a. – ant. niestachowska; O a. – ant. Orłowin; Dl s. – syn. Daleszyc; Dl a. – ant. Daleszyc; Km a. – ant. komórkowska; Ł s. – syn. łabędziowska; Ł a. – ant. łabędziowska; Bd s. – syn. bardziańska; Oc a. – ant. Ociesęk; R a. – ant. Radwana; Wg s. – syn. wygiełzowska; Łw a. – ant. Łownicy; Br s. – syn. beradzka; Nw s. – syn. Nawodzic; **łysogórska strefa fałdów:** Łys a. – ant. Łysicy; Br a. – ant. bronkowicka; Bo s. – s. bodzentyńska; Wd a. – ant. wydryszowska; główne uskoki (u): Ł u. – łysogórski; NŁ u. – północnołysogórski; Ps u. – psarski; MG u. – miedzianogórski; N u. – niewachlowski; P u. – Porąbek; BK u. – Bielin Kapitulnych; Pł u. – Płucek; Ja u. – Janczyc; MS u. – strefa uskokowa Mójczy; B u. – Brzechowa; Łk u. – Łukawek; Ł-M u. – Łagowa–Michałowa; W u. – Wszachowa; D u. – Daleszyc; O u. – Oziębłowa; Op u. – Opatowa; S u. – Samotni

zują daleko idące analogie, co oznacza, że deformacje obu pięter strukturalnych musiały zachodzić w podobnym polu naprężeń.

Filonowicz i Lindner (1987) uważają, że skały kambryjskie w zachodniej części antykliny tworzą strukturę synklinalną, będącą fragmentem starszej, przedhercyńskiej formy tektonicznej, nie stwierdzając przy tym istnienia zafałdowań mniejszego rzędu. Poglądowi temu przeczy jednak mapa wykonana przez Orłowskiego i Mizerskiego (1996), na której skały kambru w jądrze antykliny zapadają monoklinalnie ku północy, prostopadle do jej osi, a zafałdowanie synklinalne całej jednostki następuje jedynie na wschodnim krańcu antykliny.

Czarnocki (1919, 1948), a za nim Tomczyk (1974) uważali, że między kambrem a ordowikiem, czy też sylurem, istnieje wyraźna niezgodność kątowa, a wąskie wychodnie tych utworów w jądrze antykliny, w obrębie utworów kambryjskich, są świadectwem silnego przefałdowania utworów staropaleozoicznych w czasie ruchów kaledońskich. Nie ma jednak na to bezpośrednich dowodów. Filonowicz i Lindner (1987), a także Orłowski i Mizerski (1996), są zdania, że niezgodność ta jest nieznaczna, a gdyby nawet była większa, to nie może być dowodem na znaczne fałdowe ruchy kaledońskie (czy późniejsze), gdyż utwory ordowiku–syluru leżą w rowie tektonicznym, w którym zachowały się przed erozją, zapewne powaryscyjską.

Antyklinalna budowa jednostki jest widoczna dopiero w utworach dewońskich. Oznacza to, że antyklina dymińska jest jednostką waryscyjską z reliktowymi strukturami młodokaledońskimi. Podzielona jest na bloki przez uskoki poprzeczne o głównej składowej zrzutowej, jak również przez uskoki przesuwcze o kierunku NW–SE, które są zapewne związane z waryscyjską aktywizacją bloku kieleckiego.

O waryscyjskim wieku antykliny można się wypowiedzieć jednoznacznie, w oparciu o wiek skał leżących bezpośrednio na kambrze w skrzydłach antykliny. Wzdłuż całego południowego skrzydła na kambrze leżą utwory dewonu. Podobnie jest w części zachodniej północnego skrzydła jednostki. Jednak w środkowej i wschodniej części skrzydła północnego bezpośrednio na kambrze leżą utwory ordowiku, syluru i dewonu, a ich wychodnie są współkształtne.

Przedłużenia antykliny dymińskiej ku wschodowi można się dopatrywać w okolicy Mójczy, gdzie występuje prawdopodobnie fragment południowego skrzydła antykliny, która rozdziela się tu na dwie formy: antyklinę niestachowską i antyklinę daleszycką, przedzielone synkliną daleszycką. Na osi depresji poprzecznej koło Mójczy dolomity i wapienie dewońskie tworzą formę synklinalną o kierunku NNW–SSE, zwaną synkliną sukowską.

Na wschód od synkliny sukowskiej znajduje się antyklina mójczańska, ograniczona uskokami o kierunku NW–SE. Jej południowo-zachodnie i północno-wschodnie skrzydła są zbudowane z utworów dewonu dolnego, które niezgodnie sedymentacyjnie leżą na utworach kambru i syluru. Wzdłuż uskoku równoległego do Lubrzanki skały dolnego dewonu tworzą małą synklinę (synklina Lubrzanki) o przebiegu NNW–SSE, którą oddziela uskok o charakterze nasunięcia (Filonowicz, 1968).

Na południe od antykliny niestachowskiej znajduje się synklina daleszycka. Od antykliny mójczańskiej jest ona ograniczona uskokiem, a w kierunku północnym łączy się z synkliną Lubrzanki.

Antyklina dymińska pocięta jest na bloki przez uskoki o kierunkach głównie południkowych. Tylko na zachodnim krańcu struktury uskoki przybierają kierunek „laramijski", tzn. NW–SE. Uskoki poprzeczne mają charakter zrzutowy, a tylko znikoma ich część jest uskokami odwróconymi. Antyklina podzielona jest na południkowe bloki o charakterze niewielkich zrębów i rowów. Ponadto jądro przecięte jest walnym uskokiem podłużnym, który na pewnych odcinkach rozdwaja się, tworząc między swymi gałęziami rów tektoniczny.

Antyklina Bukówki (fig. 31) ma przebieg NW–SE i w swym jądrze zawiera utwory ordowiku, które od południa, prawdopodobnie wzdłuż uskoku, kontaktują z piaskowcami kambru, a od W i E z łupkami syluru, na których niezgodnie, w kontakcie sedymentacyjnym zalegają piaskowce dolnego dewonu (Filonowicz, 1973).

Antyklina Zbrzy (fig. 31), zlokalizowana w południowo-zachodniej części antyklinorium chęcińsko-klimontowskiego, ok. 18 km na południe od Kielc, stanowi najbardziej wysuniętą na południe strukturę paleozoiczną tego obszaru. Struktura ta o przebiegu NW–SE stanowi odrębną jednostkę geologiczną, obejmującą utwory od eokambru (warstwy kotuszowskie, wg Żylińskiej i Szczepanika, 2009) po mezozoik włącznie (Deczkowski, Tomczyk, 1969).

Badania tej struktury rozpoczęły się już w XIX wieku. Zejszner (1868) oraz Gürich (1896) określili stratygrafię na podstawie analizy graptolitów, wskazując na obecność sylurskich łupków landoweru. Łupki te występują w niezgodnym kontakcie z utworami dolnego

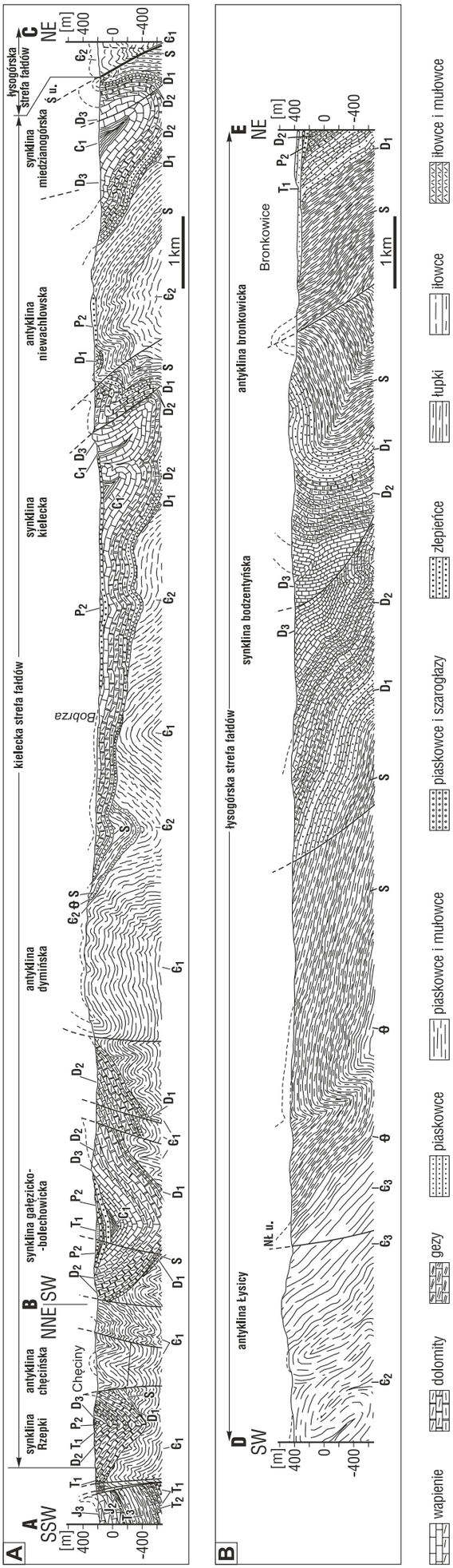


FIG. 32. Przekroje geologiczne (Konon, 2008): A – wzdłuż linii A–B–C (patrz fig. 31) przez kielecką strefę fałdów; B – wzdłuż linii D–E (patrz fig. 31) przez łysogórską strefę fałdów; $Є_1$ – kambr dolny; $Є_2$ – kambr środkowy; $Є_3$ – kambr górny; D_1 – dewon dolny; D_2 – dewon środkowy; D_3 – dewon górny; C_1 – karbon dolny; P_2 – perm górny; T_1 – trias dolny; T_2 – trias środkowy; T_3 – trias górny; J_1 – jura dolna; J_2 – jura środkowa; J_3 – jura górna; Ś u. – uskok świętokrzyski; Nł u. – uskok północnołysogórski

kambru (Czarnocki, 1927). W skład staropaleozoicznych skał budujących antyklinę wchodzą również łupki syluru. Skały ordowiku i syluru charakteryzują się wysoką plastycznością oraz dużą podatnością na deformacje tektoniczne, co objawia się zmiennością ich kątów upadu, mieszczącą się w zakresie od 20° do 80°. W południowo-zachodnim skrzydle antykliny, na utworach eokambru lub ordowiku, spoczywają niezgodnie piaskowce plakodermowe emsu z upadami wynoszącymi ok. 20°. W budowie strukturalnej antykliny uczestniczą również utwory mezozoiczne (trias, jura), których upady są porównywalne z upadami skał dewońskich.

Proces formowania antykliny zbrzańskiej mógł rozpocząć się w późnym paleozoiku, a w trakcie ruchów waryscyjskich struktura ta uległa częściowej erozji. Utwory czerwonego spągowca oraz triasu zalegają prawie zgodnie na skałach środkowodewońskich. Antyklina zachowała swą strukturę w mezozoiku, jednak została odmłodzona w wyniku ruchów starokimeryjskich. Współczesny obraz geologiczny tego obszaru jest rezultatem ruchów laramijskich, które doprowadziły do przechylenia antykliny na północny wschód i wytworzenia bezpośredniego kontaktu ilastych skał staropaleozoicznych i utworów górnojurajskich wzdłuż strefy dyslokacyjnej o przebiegu NW–SE.

Synklina bardziańska (fig. 31) rozciąga się wzdłuż południowej części strefy kieleckiej w kierunku WNW–ESE i jest położona w obrębie antyklinorium klimontowskiego (Orłowski, Mizerski, 1995; Konon, 2004, 2006, 2008). Osiowa część tego antyklinorium (Walczowski, 1968; Filonowicz, 1973) zawiera synklinę bardzką oraz jej zachodnie przedłużenie w postaci synkliny daleszyckiej (fig. 31). Podłożem synkliny bardziańskiej jest cokół kadomski, nad którym występują skały silikoklastyczne dolnego i środkowego kambru (Mizerski, 1994, 1995, 1996, 1998, 2004; Orłowski, Mizerski, 1995; Kowalczewski i in., 2006). Ponad nimi leżą warstwy ordowiku o niezgodnościach kątowych sięgających 60° (Czarnocki, 1928). Pogląd ten został oparty na obserwacjach na Górze Ryj, gdzie utwory kambru dolnego oddzielone są uskokiem od formacji ordowickiej synkliny bardziańskiej. Pięć kilometrów na zachód od tego miejsca był wykonany otwór Zaręby-2 (Jurkiewicz, 1971; Szczepanik, 2019), gdzie w przyspągowej części profilu stwierdzono zaleganie utworów dewonu na łupkach kambryjskich bez niezgodności kątowej. Podobne obserwacje zostały poczynione w niedalekim profilu Zalesia. Można stąd założyć, że i w synklinie bardziańskiej niezgodność pomiędzy kambrem a ordowikiem jest minimalna lub wcale jej nie ma. Pomiędzy kambrem a ordowikiem stwierdzono w tym profilu lukę stratygraficzną obejmującą część środkowego i cały górny kambr (Jurkiewicz, 1971; Szczepanik, 2019) Skały ordowiku wykazują znaczną różnorodność litologiczną: od piaskowców z wkładkami ilastymi w dolnej części, aż po dolomity w części przystropowej (Trela, 2006). Warstwy sylurskie rozpoczynają się łupkami graptolitowymi, które w górnej części profilu (górny ludlow) są stopniowo zastępowane przez szarogłazy (Czarnocki, 1919; Stupnicka, 1995; Malec, 2001; Nawrocki, 2006). Na granicy łupków graptolitowych i szarogłazów występuje intruzja magmowa typu sill, tradycyjnie określana jako diabaz bardzki (Czarnocki, 1919, 1938). Skład geochemiczny intruzji odpowiada bazaltowi toleitowemu (Krzemiński, 2004). Diabaz wtargnął w płasko leżące skały syluru, a następnie został wraz z nimi sfałdowany w synklinę między późnym sylurem a wczesnym dewonem (Kowalczewski, Lisik, 1974). Na taką sekwencję zdarzeń wskazuje przefałdowana natura pierwotnego namagnesowania diabazu, odnotowana przez Nawrockiego (1999). Powyżej szarogłazów niewachlowskich występuje luka stratygraficzna obejmująca czas od górnego syluru do dolnego dewonu (Czarnocki, 1936; Malec, 2001; Kozłowski i in., 2014). Emskie skały silikoklastyczne i dolomity eiflu zalegają niezgodnie na skałach starszych (Czarnocki, 1919; Racki, 2006) i zostały sfałdowane w czasie orogenezy waryscyjskiej wraz z podłożem dolnopaleozoicznym (np. Szulczewski, 1995; Lamarche i in., 2003 i cytowane tam prace).

W obszarze świętokrzyskim w wyniku kompresji waryscyjskiej wykształciły się liczne jednostki tektoniczne wyższego i niższego rzędu. Jednym z kluczowych elementów powstałych w tym okresie jest depresja daleszycko-bardziańska, która na zachodzie przechodzi w synklinę kielecką o przebiegu WNW–ESE.

Synklina daleszycka (fig. 31), będąca ku zachodowi przedłużeniem synkliny bardziańskiej, jest wypełniona głównie osadami dewonu, z udziałem syluru. Synklina bardziańska, usytuowana na wschodzie, obejmuje przede wszystkim utwory syluru, z wkładkami dewonu w części osiowej, a także fragmentaryczne utwory ordowiku w południowym skrzydle. W ogólnej strukturze jednostka ta wykazuje częściową analogię do budowy synklinorium kielecko-łagowskiego. Depresja ta charakteryzuje się wyraźnym zapadaniem ku zachodowi, co objawia się występowaniem coraz młodszych utworów paleozoicznych oraz stopniowym rozszerzaniem synkliny daleszyckiej. W kierunku wschodnim obserwuje się natomiast wynoszenie całej jednostki, jej stopniowe zwężanie oraz zamknięcie depresji utworami ordowiku w skrajnej części synkliny bardziańskiej. Synklina daleszycka (fig. 31) jest znacznie większa obszarowo od synkliny bardziańskiej, a jej profil litologiczny obejmuje skały paleozoiczne, kończące się osadami górnego dewonu. Podobieństwa w budowie obu synklin stanowią cenny materiał do badań stratygraficznych i tektonicznych, umożliwiając szczegółową analizę ewolucji strukturalnej regionu.

Strefa łysogórska

Strefa łysogórska, wyodrębniona przez Czarnockiego (1936, 1950, 1957), stanowi bezsprzecznie odrębną jednostkę tektoniczną w stosunku do południowego obszaru – kieleckiego. Region ten cechuje pełniejszy rozwój głównie starszego paleozoiku, a szczególnie zachowana ciągłość sedymentacji między najwyższym górnym kambrem i najniższym ordowikiem oraz między najwyższym sylurem i najniższym dewonem. Obraz strukturalny tego obszaru został zasadniczo ukształtowany w epoce waryscyjskiej.

Antyklina łysogórska (fig. 31, 32B), wchodzi w skład obszaru łysogórskiego, ale tylko północne jej skrzydło wykazuje genetyczne związki z regionem łysogórskim, a południowe ma wyraźne tendencje obszaru kieleckiego, gdzie zakłócenia typu fałdowego obserwowane są tylko w obrębie utworów kambru środkowego (Czarnocki, 1919, 1957). W niektórych odcinkach południowego skrzydła antykliny łysogórskiej występują w kambrze częste zmiany upadów i biegów warstw oraz serie odwrócone ku południowi, tworzące lokalne układy synklin i antyklin typu fałdowego. W południowo-wschodniej części antykliny łysogórskiej Filonowicz (1973) wyodrębnia lokalne zafałdowania wraz z odwróceniem kambru ku południowi. W skrzydle północnym antykliny łysogórskiej występują utwory kambru górnego w litofacji piaskowców kwarcytycznych (formacja z Wiśniówki), ordowiku w postaci łupków graptolitowych oraz syluru. Utwory starszego paleozoiku zalegają tu równolegle do osiowej części antykliny, wykazują upady północne, ustabilizowane, miejscami zmienne, bez przefałdowania (Deczkowski, Tomczyk, 1969). Wzdłuż całej prawie rozciągłości antykliny, począwszy od Kajetanowa na zachodzie aż po okolice Opatowa na wschodzie, tj. na odcinku ok. 60 km, zapadanie warstw jest wybitnie północne, pod kątem 40–60°. Stopień zaangażowania tektonicznego ilastych skał górnego kambru, ordowiku oraz syluru jest tu identyczny. Zakłócenia położenia utworów powodują tylko dyslokacje transwersalne związane z kompresją waryscyjską (Gągała, 2005). Największa dyslokacja transwersalna – łysogórska, o kierunku południkowym, na linii Rzepin–Słupia Nowa–Łagów–Raków–Kotuszów (Samsonowicz, 1925, 1934; Czarnocki, 1957; Pawłowski, 1965) wykazuje przesunięcie antykliny łysogórskiej, wynoszące ok. 2–3 km. Zamknięcie antykliny łysogórskiej od zachodu, w rejonie Tumlina, musiało nastąpić w wyniku dyslokacji poprzecznych o silnie zrzuconych skrzydłach zachodnich, gdyż utwory kambru antykliny łysogórskiej ku zachodowi zanurzają się tu głęboko pod utwory dewonu dolnego.

Synklina bodzentyńska (fig. 31, 32B), o kierunku WNW–ESE, przebiega w odległości 8–10 km na północ od jądrowej partii antykliny łysogórskiej. Oś synkliny jest: równoległa do tej antykliny i w odcinku zachodnim słabo nachylona ku zachodowi. Jej szerokość w granicach utworów dewonu maksymalnie osiąga 5 km. Tworzą ją głównie utwory dewońskie, w osiowej części franu i famenu.

Strefa antyklinalna bronkowicko-wydryszowska (fig. 31, 32b), położona ok. 12 km na północ od antykliny łysogórskiej, w partiach jądrowych odsłania utwory górnego syluru lub dolnego dewonu. Antyklina bronkowicka jest wybitnie asymetryczna, przechylona ku południowi, z silnie zaburzonym skrzydłem południowym. Antyklina ta, o kierunku WNW–ESE, rozciąga się na odcinku ok. 6–8 km i zarówno na wschód, jak i zachód ginie szybko pod pokrywą mezozoiczną. Znacznie większe zaburzenia wykazuje jedynie jądrowa partia odwróconych tu warstw wydryszowskich ludlowu, w której występują nawet wtórne zafałdowania przy kontaktach ze zwięzłymi piaskowcami (Czarnocki, 1957). Sfałdowanie utworów paleozoicznych w północnej części regionu łysogórskiego nastąpiło w czasie ruchów waryscyjskich, a więc w fazie sudeckiej. W wyniku kompresji południkowej powstała asymetryczna antyklinalna struktura Bronkowic, przechodząca na południu w synklinę bodzentyńską.

5.1.2.6. Wgłębna budowa Gór Świętokrzyskich i obszarów sąsiednich na głębokich przekrojach geologicznych

Wszystkie powyżej opisane jednostki tektoniczne Gór Świętokrzyskich są zidentyfikowane i wydzielone na podstawie badań powierzchniowych. Na tej podstawie stworzono wiele różnych map geologicznych w różnych skalach. Z kolei, na podstawie głównie map geologicznych, konstruowano przekroje geologiczne, aby zwizualizować wgłębną budowę geologiczną. Przekroje te przede wszystkim bazowały na danych powierzchniowych oraz na wynikach wierceń. Na początku XX wieku, z inicjatywy profesora

Z. Kotańskiego, powstał zespół realizujący projekt map ścięcia poziomego do głębokości 5 kilometrów na obszarze całej Polski. Rezultatem tych prac jest „Geologiczny Atlas Polski map ścięcia poziomego" (Kotański, 1997b). Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe były tam opracowane przez Tomczyka (1994) oraz Hakenberga i Świdrowską (1997) – czyli geologów ówcześnie dysponujących bardzo dobrą wiedzą i doświadczeniem niezbędnym do wykonania takich map. Dzisiaj materiały z Atlasu (Kotański, 1997) po reambulacji są wszechstronnie wykorzystywane do budowy trójwymiarowych modeli komputerowych (Piotrowska i in., 2005). Karnkowski (1996), będąc sam uczestnikiem projektu prof. Kotańskiego, postanowił wykorzystać mapy ścięcia poziomego do konstrukcji wgłębnych przekrojów geologicznych do głębokości pięciu kilometrów (fig. 33). Lokalizację przekrojów dobrano tak, aby ukazać także wgłębną budowę geologiczną otoczenia Gór Świętokrzyskich, obejmującą synklinorium miechowskie, antyklinorium dolnego Sanu oraz północny skłon łysogórskiego pasma fałdowego. Ich przebieg przedstawiono na podkładzie mapy podkenozoicznej Polski (Stępień, Grabowski, 2022), zaznaczając zasięg masywu małopolskiego oraz w jego obrębie blok górnośląski ograniczony strefą Kraków–Lubliniec (Żaba, 1999; Buła, Habryn, 2008; Buła i in., 2008). Zaznaczono również uskok świętokrzyski, który zapewne pełnił rolę uskoku synsedymentacyjnego w rozwoju świętokrzyskiego basenu paleozoicznego oraz istotną strefę w rozładowywaniu naprężeń w czasie waryscyjskich ruchów tektonicznych po dolnym karbonie. Antyklinorium dolnego Sanu, które ma zapewne wieloetapową aktywność tektoniczną – od kambru aż po neogen, przedłuża się ku zachodowi w kierunku strefy kieleckiej oraz północnego skłonu synklinorium miechowskiego. Jednocześnie południowo-wschodnia część masywu małopolskiego wykazuje swój rys w ewolucji rozwoju basenów paleozoicznych i mezozoicznych – kiedy mogła stanowić obszar lądowy lub tranzytowy względem stref o większej subsydencji.

Na prezentowanych przekrojach (fig. 34) dobrze widać istotne różnice pomiędzy strefą kielecką i łysogórską. W strefie kieleckiej podłoże kadomskie zalega na głębokościach (1–4 km) i nigdzie nie odsłania się na powierzchni terenu. W strefie łysogórskiej głębokość zalegania tego podłoża przekracza 5 kilometrów, ale w północno-wschodniej części masywu małopolskiego, który leży w przedłużeniu strefy łysogórskiej, najprawdopodobniej powierzchnia stropowa orogenu kadomskiego, znów jest na głębokościach porównywalnych do strefy kieleckiej. Z analizowanych przekrojów (fig. 34) widać, że rów (przegłębienie) Odrzywołu–Ćmielowa (por. fig. 16) jest pozostałością po stabilnym subbasenie paleozoicznym, którego wypełnianie trwało zapewne od kambru aż po wczesny karbon włącznie. Inaczej wygląda to w strefie kieleckiej, gdzie pomimo pewnych uproszczeń zastosowanych z konieczności wynikającej z ograniczeń graficznych, dobrze widać, że na podłożu kadomskim spoczywają stosunkowo miąższe formacje kambryjskie, na których gdzieniegdzie zachowały się płaty ordowiku i syluru. Podobny obraz zachowania się nielicznych pozostałości po ordowicko-sylurskiej sedymentacji występuje w podłożu synklinorium miechowskiego, ale tam te pozostałości występują wprost na podłożu kadomskim (nie ma utworów kambru) (Jurkiewicz, 1975). Miąższości utworów dewonu i karbonu dolnego zachowane w strefie kieleckiej nie są duże i są mniejsze niż w południowej części synklinorium.

Sfałdowanie utworów paleozoicznych, jakie nastąpiło w wyniku ruchów tektonicznych (faza sudecka), spowodowało powstanie planu strukturalnego, jaki znamy z dzisiejszej rzeczywistości. Synkliny i antykliny, synklinoria i antyklinoria (por. fig. 2, 31) w strefie kieleckiej są w zdecydowanym stopniu efektem ruchów waryscyjskich (Szulczewski, 1977; Stupnicka, 1988, 1992, 1995; Mizerski, 1992, 1994, 1998, 2004; Głazek, 1993, 1995). Na przedstawionych przekrojach (fig. 34) ujęto również zagadnienie fałdów mezozoicznych (Konon, Mastella, 2001; Konon, 2015; Rybak-Ostrowska i in., 2020; Konon i in., 2024), powstałych w wyniku ruchów fazy laramijskiej (Jurewicz i in., 2023, 2024). Wzajemne relacje pomiędzy waryscyjskimi a laramijskimi strukturami są przedmiotem badań tektonicznych (Konon, Mastella, 2001; Jurewicz i in., 2023, 2024; Konon i in., 2024), podobnie jak zagadnienie ruchów tektonicznych w paleogenie i neogenie, gdzie wskutek nasuwających się z południa Karpat doszło do powstania i aktywności uskoków zrzutowych i przesuwczych w zapadlisku przedkarpackim i jego północnym obrzeżeniu (Krzywiec i in., 2001).

Dzięki głębokim przekrojom geologicznym (fig. 34) można wszechstronnie analizować mapy paleogeograficzne (np. fig. 5, 6, 12, 18, 19) w kontekście architektury basenów sedymentacyjnych rozwijających się na obszarze masywu małopolskiego i lepiej powiązać zachowane kompleksy skalne z ich pierwotnym miejscem i warunkami depozycji.

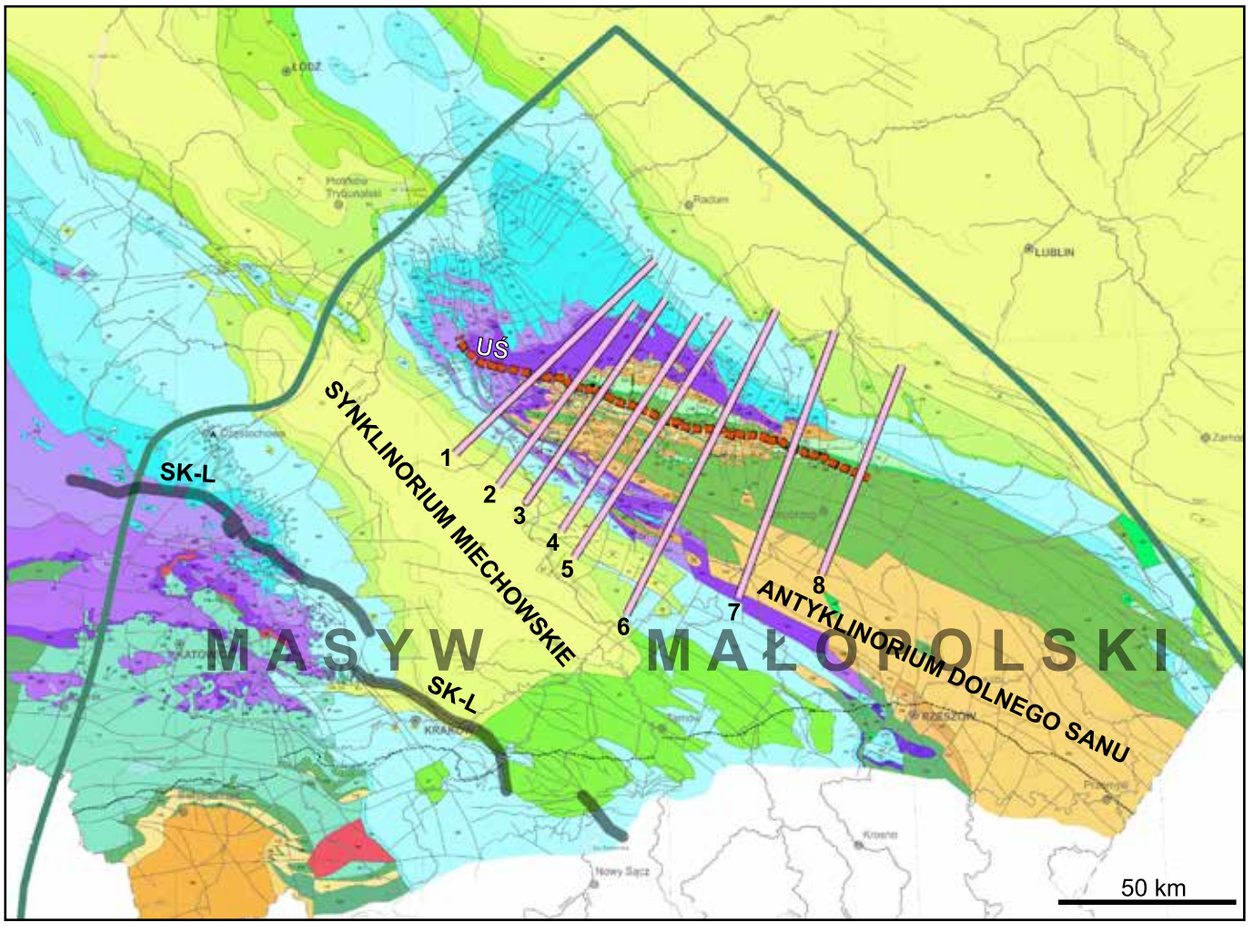


FIG. 33. Mapa geologiczna podkenozoiczna centralnej i południowo-wschodniej Polski (wg Stępień, Grabowskiego, 2022) z wyróżnieniem obszaru antyklinorium dolnego Sanu oraz lokalizacją przekrojów geologicznych przez Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe (fig. 34); SK-L – strefa Kraków–Lubliniec

5
Platforma paleozoiczna

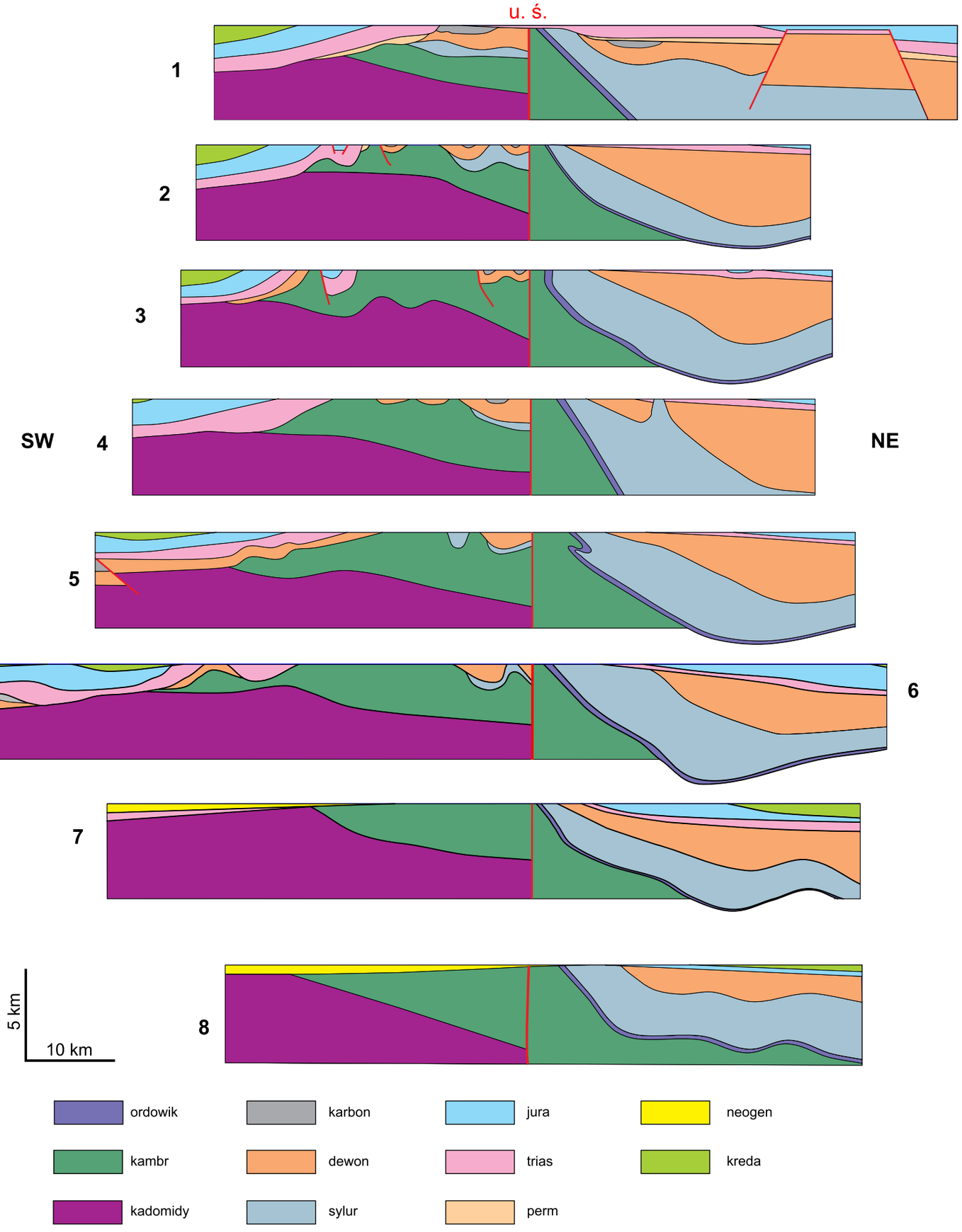


FIG. 34. Przekroje geologiczne przez Góry Świętokrzyskie i obszary przyległe do głębokości 5 kilometrów (lokalizacja przekrojów na fig. 33): u.ś. – uskok świętokrzyski

LITERATURA

Akhmetiev M.A., Beniamovski V.N., 2006. The Paleocene and Eocene in the Russian part of West Eurasia. Stratigraphy and Geological Correlation, 14: 49–72.

Barrier E., Vrielynck B., Brouillet J.-F., Brunet M.F., 2018. Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realm. Tectono-Sedimentary-Palinspastic maps from Late Permian to Pliocene. DARIUS Programme, Publisher: CCGM/CGMW, Paris.

Barth G., Pieńkowski G., Zimmermann J., Franz M., Kuhlmann G., 2018. Palaeogeographical evolution of the Lower Jurassic: high-resolution biostratigraphy and sequence stratigraphy in the Central European Basin. Geological Society, London, Special Publications, 469: 341–369.

Barski M., Matyja B.A., 2008. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. Kwartalnik AGH Geologia, 34: 163–164.

Bełka Z., Skompski S., 1988. Mechanizm sedymentacji i pozycja facjalna wapienia węglowego w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 36: 442–448.

Bełka Z., Skompski S., Soboń-Podgórska J., 1996. Reconstruction of a lost carbonate platform on the shelf of Fennosarmatia: evidence from Visean polymictic debrites, Holy Cross Mountains, Poland. Geological Society, London, Special Publications, 107: 315–329.

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*: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). Geological Society, London, Special Publications, 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. Geological Society, London, Special Publications, 201: 19–36.

Bobrek L., Gliniak P., Świetlik B., Urbaniec A., 2002. Utwory kredy dolnej w środkowej części przedgórza polskich Karpat – weryfikacja zasięgu na podstawie badań mikrofaunistycznych i sedymentologicznych. Prace Instytutu Górnictwa Nafty i Gazu, 116: 49–53.

Bobrek L., Gliniak P., Świetlik B., Urbaniec A., 2003. Utwory kredy dolnej w środkowej części przedgórza polskich Karpat – weryfikacja zasięgu na podstawie badań mikrofaunistycznych i sedymentologicznych. Przegląd Geologiczny, 51: 979–980.

Bojkowski K., 1978. Palaeogeography of the Carboniferous in the Lublin and Silesia-Cracow areas. Prace Instytutu Geologicznego, 86: 1–39.

Bojkowski K., Żelichowski A.M., 1980. An outline of palaeogeography of the Namurian B-C and Westphalian in Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 328: 37–59.

Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W., Tomczyk H., 1981. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. Przegląd Geologiczny, 29: 385–397.

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

Buła Z., Habryn R., 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Buła Z., Habryn R., 2011. Precambrian and Paleozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent outer Carpathians (SE Poland and West Ukraine). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 221–239.

Buła Z., Żaba J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Buraczyński J., Krzowski Z., 1994. Middle Eocene in the Sołokija graben on Roztocze Upland. Kwartalnik Geologiczny, 38: 739–753.

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 Mountains, Poland, and its significance for reconstructions of early Gondwana. Geoscience Frontiers, 16, 101972.

Chlebowski R., 1971. Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 29: 193–304.

Chlebowski R., 1995. Wulkanizm w dolnym karbonie Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 43: 543–545.

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.

Czarniecka U., 2011. Mikrofacje utworów węglanowo-silikoklastycznych miocenu w dolinie Opatówki (północna marginalna strefa zapadliska przedkarpackiego). Przegląd Geologiczny, 59: 625–632.

Czarnocki J., 1919. Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego. Wydział III Nauk Matematycznych i Przyrodniczych, 28: 1–172.

Czarnocki J., 1923. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 2: 151–197.

Czarnocki J., 1925. Wyniki badań geologicznych dokonanych w 1924 r. na obszarze mezozoicznym zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 11: 11–14.

Czarnocki J., 1927. Sprawozdanie z badań dokonanych w roku 1926 w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu chęcińskiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 17: 4–14.

Czarnocki J., 1928. O budowie zachodniej części fałdu chęcińskiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 21: 52–55.

Czarnocki J., 1936. Überblick der Stratigraphie und Paläogeographie des Unterdevons im Polnischen Mittelgebirge. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 129–162.

Czarnocki J., 1938. Ogólna Mapa Geologiczna Polski, ark. Kielce 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny.

Czarnocki J., 1948. Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w roku 1947. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 237–299.

Czarnocki J., 1950. Geologia regionu Łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 306–308.

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

Dadlez R., 1974. Tectonic position of Western Pomerania (north-western Poland) prior to the Upper Permian. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 49–82.

Dadlez R., 1982. On the interpretation of the Early Palaeozoic sequences in the Toruń 1 borehole [Eng. Summ.]. Przegląd Geologiczny, 30: 273–276.

Dadlez R., 1997. Epicontinental basins in Poland: Devonian to Cretaceous – relationships between the crystalline basement and sedimentary infill. Geological Quarterly, 41: 419–432.

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

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 1999a. O Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce – raz jeszcze. Przegląd Geologiczny, 47: 635–637.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J., 1999b. Koniec czy początek drogi – uwagi krytyczne o Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Przegląd Geologiczny, 47: 715–716.

Daniec J., 1970. Jura środkowa (Middle Jurassic). *W*: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (red. W. Pożaryski). Prace Instytutu Geologicznego, 56: 99–133.

Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 32: 117–136.

Dayczak-Calikowska K., Kopik J., Maliszewska A., Marcinkiewicz T., 1997. Jura środkowa. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 236–282.

Dvorák J., 1982. The Devonian and Lower Carboniferous in the basement of the Carpathians south and southeast of Ostrava (Upper Silesian Coal Basin, Moravia, Czechoslovakia). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 133: 551–570.

Deczkowski Z., Tomczyk H., 1969. Starszy paleozoik z otworu Wilków. Kwartalnik Geologiczny, 13: 14–26.

Dziadzio P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów miocenu na SW od wyniesienia Lubaczowa. Przegląd Geologiczny, 44: 1124–1130.

Dziadzio P., Maksym A., Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 413–420.

Feldman-Olszewska A., 1997a. Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. Geological Quarterly, 41: 491–508.

Feldman-Olszewska A., 1997b. Depositional systems and cyclicity in the intracratonic Early Jurassic basin in Poland. Geological Quarterly, 41: 475–489.

Feldman-Olszewska A., 1998a. Jura dolna: miąższość, Tab. 36. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Feldman-Olszewska A., 1998b. Jura środkowa: miąższość, Tab. 49. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Fijałkowska-Mader A., 1998. Palynostratigraphy, Palaeoecology and Palaeoclimatology of the Triassic in Southeastern Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1: 601–627.

Fijałkowska-Mader A., Malec J., 2011. Biostratigraphy of the Emsian to Eifelian in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 55: 109–138.

Fijałkowska-Mader A., Złonkiewicz Z., 2018. Rozwój sedymentacji permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich na tle obszarów przyległych. *W*: Plejstocen Gór Świętokrzyskich (red. M. Ludwikowska-Kędzia, M. Wiatrak). 25. Konferencja Naukowa Stratygrafia plejstocenu Polski: 11–33. Huta Szklana, 3–7 września.

Filonowicz P., 1967. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Morawica (851). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Morawica (851). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1969. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Bodzentyn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1970. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Bodzentyn. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., 1973. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Kielce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Literatura

Filonowicz P., Lindner L., 1986. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Filonowicz P., Lindner L., 1987. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Gaździcka E., 1998. Jura górna: miąższość, Tab. 56. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Gaździcki A., Trammer J., Zawidzka K., 1975. Foraminifers from the Muschelkalk of the southern Poland. Acta Geologica Polonica, 25: 285–287.

Gągała Ł., 2005. Pre-Ordovician polyphase tectonics of the Cambrian sequences in the Kielce Unit, Holy Cross Mts. (Central Poland). Geological Quarterly, 49: 53–66.

Gedl P., 2012. Reworked Eocene–Oligocene dinoflagellate cysts in the Miocene of the Carpathian Foredeep Basin: implications for Paleogene palaeogeography in SE Poland. Geological Quarterly, 56: 853–868.

Gedl P., 2014. Eocene dinoflagellate cysts from the Sołokija Graben (Roztocze, SE Poland): biostratigraphy and palaeoenvironment. Geological Quarterly, 58: 707–728.

Gedl P., Worobiec E., 2020. Origin and timing of palaeovalleys in the Carpathian Foredeep basement (Sędziszów Małopolski-Rzeszów area; SE Poland) in the light of palynological studies. Marine and Petroleum Geology, 115, 104277.

Giżejewska M., 1975. Jura środkowa niecki miechowskiej i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 11: 530–535.

Gliniak P., Gutowski J., Urbaniec A., 2005. Budowle organiczne w utworach górnej jury przedgórza Karpat: aktualny stan rozpoznania na podstawie interpretacji materiałów sejsmicznych i wiertniczych w kontekście poszukiwań złóż węglowodorów. Tomy Jurajskie, 3: 29–44.

Glennie K.W., 1984. The structural framework and the Pre-Permian history of the North Sea area. *W*: Introduction to the petroleum geology of the North Sea (red. K.W. Glennie): 17–40. Blackwell Scientific Publication, Palo Alto, California.

Głazek J., 1993. Orogen kaledoński w Polsce? Streszczenia referatów wygłoszonych na posiedzeniach poznańskiego oddziału PTG, 3: 15–18. Instytut Geologii Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Poznań.

Głazek J., 1995. A Caledonian orogen in Poland? (VORTRAG). Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 54: 74–75.

Głazek J., Kutek J., 1976. Powaryscyjski rozwój geotektoniczny obszaru świętokrzyskiego. Przewodnik XLVIII Zjazdu PTG: 14–51. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Głazek J., Karwowski Ł., Racki G., Wrzołek T., 1981. The early Devonian continental-marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its palaeogeographic and tectonic significance. Acta Geologica Polonica, 31: 233–252.

Głowacki E., Karnkowski P., 1963. Porównanie górnego prekambru (ryfeju) przedgórza Karpat środkowych z serią zielonych łupków Dobrudży. Kwartalnik Geologiczny, 7: 187–195.

Głowacki E., Karnkowski P., Żak C., 1963. Prekambr i kambr w podłożu przedgórza Karpat środkowych i w Górach Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 321–339.

Głowacki E., Jurkiewicz H., Karnkowski P., 1966. Geologia rejonu Przemyśla w świetle głębokich wierceń. Kwartalnik Geologiczny, 10: 211–249.

Głowacki E., Senkowiczowa H., 1969. Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowo-wschodniej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 13: 338–356.

Górka M., 2015. Geologia wschodniego Ponidzia. *W*: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski). Materiały Konferencyjne 84. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 138–144. Chęciny, 9–11 września.

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

Grad M., Polkowski M., Ostaficzuk S.R., 2016. High-resolution 3D seismic model of the crustal and uppermost mantle structure in Poland. Tectonophysics, 666: 188–210.

Gradziński R., Gągol J., Oleńczka A., 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. Acta Geologica Polonica, 29: 151–175.

Grelewicz M., Kaczmarczyk J., Żaba J., 2010. Tectonic deformation in the East European Craton (Baltica) and Malopolska Block (European Palaeozoic Platform) border zone (TESZ) – The structural evolution of Cambrian sediments in the exploration boreholes. XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association Thessaloniki, Greece, 23–26 September 2010, Abstract and Field Guide: Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, 39: 142–143.

Gürich G., 1896. Das palaeozoicum im polnischen mittelgebirge. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 47. Breslau.

Gutowski J., 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, Central Poland. Geological Quarterly, 42: 59–72.

Gutowski J., 2006. Field trip B2 – Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. *W*: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians (red. A. Wierzbowski, R. Aubrecht, J. Golonka, J. Gutowski, M. Krobicki, B.A. Matyja, G. Pieńkowski, A. Uchman). Field Trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 169–173. Kraków, 6–18 września.

Gutowski J., Wierzbowski A., Złonkiewicz Z., 2006. Stop B2.7 – Bukowa, large limestone quarry (Uppermost Oxfordian–lowermost Kimmeridgian). *W*: Jurassic of Poland and adjacent Slovakian Carpathians (red. A. Wierzbowski, R. Aubrecht, J. Golonka, J. Gutowski, M. Krobicki, B.A. Matyja, G. Pieńkowski, A. Uchman). Field Trip Guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 188–190. Kraków, 6–18 września.

Gutowski J., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 1–26.

Hakenberg M., 1969. Alb i cenoman między Małogoszczem a Staniewicami w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 26: 119–126.

Hakenberg M., 1973. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Hakenberg M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Hakenberg M., 1978. Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. Studia Geologica Polonica, 58: 7–97.

Hakenberg M., 1980. Dependence of the thickness of Permian to Jurassic sediments in the Miechów Basin on major faults. Acta Geologica Polonica, 30: 471–483.

Hakenberg M., 1986. Alb i cenoman w niecce miechowskiej (Centralna Polska). Studia Geologica Polonica, 86: 57–85.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1996. Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. *W*: Zagadnienia geologii Niecki Nidziańskiej. Prace Instytutu Geografii WSP w Kielcach, 1: 77–92.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1997. Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from Permian to the Late Jurassic). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Series IIA - Earth and Planetary Science: 793–803.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998a. Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during the Cretaceous. Geological Quarterly, 42: 239–262.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998b. Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury). Przegląd Geologiczny, 46: 503–508.

Hakenberg M., Świdrowska J., 2001. Cretaceous basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre–Tornquist Zone (SE Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 1–20.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. Science, 235: 1156–1167.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. SEPM Special Publication, 42: 71–108.

Heller I., Moryc W., 1984. Stratygrafia utworów kredy górnej Przedgórza Karpat. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 346: 63–112.

Iwanow A., 1998a. Piaskowiec pstry dolny i środkowy: miąższość, Tab. 14. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Iwanow A., 1998b. Górny piaskowiec pstry, wapień muszlowy, i dolny kajper: miąższość, Tab. 20. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Iwanow A., 1998c. Środkowy kajper, górny kajper i retyk: miąższość, Tab. 27. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Jachowicz-Zdanowska M., 2011. Organic microfossil assemblages from the late Ediacaran rocks of the Małopolska Block, southeastern Poland. Geological Quarterly, 55: 85–94.

Jaworowski K., 1982. Warunki sedymentacji osadów prekambru i kambru w północnej Polsce. Przegląd Geologiczny, 30: 220–224.

Jaworowski K., Sikorska M., 2006. Łysogóry Unit (Central Poland) versus East European Craton – application of sedimentological data from Cambrian siliciclastic association. Geological Quarterly, 50: 77–88.

Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1967. Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 11: 21–36.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian-Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (the Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157: 1767–1780.

Johnson G.A.L., 1961. Lateral variation of marine and deltaic sediments in cyclothemic deposits with particular reference to the Visean and Namurian of northern England. Comptes Rendus du 4e Congrès pour l'Avancement des Études de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère, 2: 323–330.

Jurewicz E., Stępień U., 2012. Tectonics of the Chęciny Anticline (Holy Cross Mts, Central Poland) in the light of new cartographic data and calcite vein analysis. Geological Quarterly, 56: 95–106.

Jurewicz E., Karnkowski P.H., Czarnecka-Skwarek A., Wójcik E., Gawriuczenkow I., 2023. Swelling and flow of expanding clays as a cause for nontectonic deformations in a glacial–interglacial environment: Holy Cross Mountains, Poland. Earth Surface Processes and Landforms: 1–16.

Jurewicz E., Karnkowski P.H., Czarnecka-Skwarek A., Wójcik E., Gawriuczenkow I., 2024. Earth Surface Exchanges (ESEX) Response to the discussion "Swelling and flow of expanding clays as a cause for nontectonic deformations in a glacial–interglacial environment: Holy Cross Mountains, Poland". Earth Surface Processes and Landforms, 49: 1–3.

Jurkiewicz H., 1971. Wgłębna budowa geologiczna okolic Łagowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 242: 5–27.

Literatura

Jurkiewicz H., 1974. Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. Kwartalnik Geologiczny, 18: 90–117.

Jurkiewicz H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 283: 5–100.

Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1968. Sinian w podłożu Niecki Nidy. Przegląd Geologiczny, 17: 245.

Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., Wierzbowski A., 1969. Przekrój geologiczny przez osady permsko-mezozoiczne Niecki Nidziańskiej. Kwartalnik Geologiczny, 13: 604–618.

Jurkiewiczowa I., 1967. Lias zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i jego paralelizacja z liaskiem Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 200: 5–132.

Jurkiewiczowa I., 1968. Objaśnienia arkusza Radoszyce. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Państwowy Instytut Geologiczny.

Jurkiewiczowa I., 1974. Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 278: 201–239.

Karnkowski P., 1965. Mapa geologiczno-strukturalna Przedgórza Karpat północnych. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Karnkowski P., 1974. Masyw małopolski. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski: 198–213. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Karnkowski P., 1978. Paleodelta w miocenie Przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 26: 625–629.

Karnkowski P., 1983. Major orogenic phases affecting foreland of the Carpathians. Przegląd Geologiczny, 31: 629–633.

Karnkowski P., 1989. Utwory deltowe przedgórza Karpat. Przegląd Geologiczny, 37: 28–32.

Karnkowski P., 1993. Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. Tom 2 – Karpaty i zapadlisko przedkarpackie. Wydawnictwo Geologiczne, Kraków.

Karnkowski P., Głowacki E., 1961. O budowie geologicznej utworów podmioceńskich przedgórza Karpat środkowych. Kwartalnik Geologiczny, 5: 372–423.

Karnkowski P., Łapinkiewicz A., 1965. Mapa geologiczno-strukturalna podłoża miocenu Przedgórza Karpat Północnych 1:200 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Karnkowski P., Ołtuszyk S., 1968. Atlas geologiczny przedgórza Karpat. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Karnkowski P.H., 1996. Budowa basenu permsko-mezozoicznego i jego podłoże na mapach ścięcia poziomego. *W*: Budowa geologiczna Polski na mapach ścięcia poziomego 1:500 000 (red. Z. Kotanski). Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego.

Karnkowski P.H., 1999. Origin and evolution of the Polish Rotliegend Basin. Polish Geological Institute Special Papers, 3: 1–93.

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

Karnkowski P.H., 2019. Zapadliska przedkarpackie jako model basenów karpackich. LXXXVII Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Osiągnięcia współczesnej geologii w kolebce górnictwa naftowego w Karpatach, Materiały Zjazdowe: 9–17.

Karnkowski P.H., 2024. Wkład profesora Henryka Jurkiewicza w poznanie budowy geologicznej regionu świętokrzyskiego i Ponidzia. Przegląd Geologiczny, 72: 399–412.

Karnkowski P.H., 2025a. Postmodernizm w geologii – konflikt teorii i praktyki. Przegląd Geologiczny, 73: 742–743.

Karnkowski P.H., 2025b. Hermeneutyka w granicach empirii geologicznej: odpowiedź na polemikę K. Jewuły. Przegląd Geologiczny, 73: 1150–1152.

Karnkowski P.H., Rdzanek K., 1982. Some remarks on basement of the Permian in the Wielkopolska region. Kwartalnik Geologiczny, 26: 327–340.

Karnkowski P.H., Ozimkowski W., 2001. Ewolucja strukturalna podłoża mioceńskiego basenu przedkarpackiego (obszar pomiędzy Krakowem a Przemyślem). Przegląd Geologiczny, 49: 431–436.

Karnkowski P.H., Poszytek A., Delura K., Czuryłowicz K., Czarnecka-Skwarek A., 2023. Geotectonic setting of Permian polymetallic deposits in the Polish Basin. Geological Quarterly, 67, 34.

Karnkowski P.H., Kasiński J.R., Słodkowska B., Czuryłowicz K., Żarski M., 2024. A new approach to analysing the origin and occurrence of amber-bearing deposits of the Upper Eocene, northern Lublin area, SE Poland. Geological Quarterly, 68, 26.

Kasiński J.R., Kramarska R., 2008. Sedimentary environment of amber-bearing association along the Polish-Russian Baltic coastline. Exkursionsführer und Veröffentlichungen Gesellschaft für Geowissenschaften, 236: 46–57.

Kasiński J.R., Słodkowska B., 2014. Amber-bearing sediments of the Eocene eastern margin of the epicontinental North Sea Basin (in Polish). LXXXIII Scientific Congress of the Polish Geological Society Challenges of geology in the Lublin region, Biała Podlaska, abstract: 23.

Kin A., Błażejowski B., 2013. A new Trimerocephalus species (Trilobita, Phacopidae) from the Late Devonian (Early Famennian) of Poland. Zootaxa, 3626: 345–355.

Knox R., Bosch A., Rasmussen E.S., Heilmann-Clausen C., Hiss M., de Lugt I., Kasiński J.R., King C., Köthe A., Słodkowska B., Standke G., Vanderberghe N., 2010. Cenozoic. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. H. Doornenbal, A. Stevenson): 212–223. European Association of Geoscientists and Engineers Publications b.v., Houten.

Kondracki J., 2009. Geografia regionalna Polski. Wydaw. Nauk. PWN, Warszawa.

Konon A., 2004. Successive episodes of normal faulting and fracturing resulting from progressive extension during the uplift of the Holy Cross Mountains, Poland. Journal of Structural Geology, 26: 419–433.

Konon A., 2006. Buckle folding in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 375–405.

Konon A., 2007. Strike-slip faulting in the Kielce unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 57: 415-441.

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

Konon A., 2015. Przejawy przesuwczości w obrębie południowo-zachodniego obrzeżenia permsko-mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *W*: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski): 59–67. Materiały Konferencyjne 84. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Konon A., Kozłowski W., 2025. The Holy Cross Mountains. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe (red. U. Linnemann). Regional Geology Reviews, 199–222. Springer, Cham.

Konon A., Mastella L., 2001. Structural evolution of the Gnieździska syncline – regional implications for the SW Mesozoic margin of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 189–199.

Konon A., Domonik A., Ostrowski S., Rybak-Ostrowska B., Wyglądała M., 2024. Earth Surface Exchanges (ESEX) Commentary on 'Swelling and flow of expanding clays as a cause for nontectonic deformations in a glacial–interglacial environment: Holy Cross Mountains, Poland' by E. Jurewicz, P. Karnkowski, A. Czarnecka-Skwarek, E. Wójcik, I. Gawriuczenkow. Earth Surface Processes and Landforms, 49: 3665–3672.

Kopik J., 1979. Stratygrafia jury środkowej regionu bełchatowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 23: 179–193.

Kotański Z., 1997a. Geology of Poland on the maps of horizontal cutting. Przegląd Geologiczny, 45: 605–618.

Kotański Z. (red.), 1997b. Atlas geologiczny Polski: Mapy geologiczne ścięcia poziomego, 1:750 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Kotas A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W*: Przewodnik 54 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 45–72. Sosnowiec.

Kotas A., Malczyk W., 1972a. The Paralic series of the Lower Namurian stage of the Upper Silesia Coal Basin. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 329–426.

Kotas A., Malczyk W., 1972b. The Upper Silesian Sandstone Series of the Upper Namurian stage of the Upper Silesia Coal Basin. Prace Instytutu Geologicznego, 61: 427–466.

Kováč M., Plašienka D., Soták J., Vojtko R., Oszczypko N., Less G., Ćosović V., Fügenschuh B., Králiková S., 2016. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Global and Planetary Change, 140:9–27.

Kowalczewski Z., 1979. Osady preholmiowe na południowych peryferiach Gór Świętokrzyskich i w podłożu Niecki Miechowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 23: 948–949.

Kowalczewski Z., 1981. Litostratygrafia wendu w Górach Świętokrzyskich i Niecce Miechowskiej. Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 7–19. Warszawa.

Kowalczewski Z., 2000. Litostratygrafia, paleogeografia, facje i tektonika kambru świętokrzysko-nidziańskiego (zagadnienia podstawowe i stan ich znajomości). Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 4: 7–66.

Kowalczewski Z., 2002. Late Palaeozoic-Mesozoic development of the Skrzynno Fault (northeastern border of the Holy Cross Mts.). Geological Quarterly, 46: 281–292.

Kowalczewski Z., Lisik R., 1974. New data on diabases and geological structure of the Prągowiec area in the Góry Świętokrzyskie Mts. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 275: 113–158.

Kowalczewski Z., Żylińska A., Szczepanik Z., 2006. Kambr w Górach Świętokrzyskich. *W*: 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. S. Skompski, A. Żylińska): 14–27.

Kowalska S., 2012. Granica diageneza/anchimetamorfizm w skałach najwyższego proterozoiku i kambru ze wschodniej części bloku małopolskiego wyznaczona na podstawie badań minerałów ilastych. Instytut Nafty i Gazu, 1–152.

Kowalska S., Kranc A., Maksym A., Śmist P., 2000. Budowa geologiczna podłoża miocenu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów–Biszcza. Nafta-Gaz, 56: 158–178.

Kowalski W.R., 1975. Tektonika zachodniego zakończenia antykliny chęcińskiej i otaczających ją struktur obrzeżenia mezozoicznego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 45: 45–61.

Kowalski W.R., 1983. Stratigraphy of the Upper Precambrian and lowest Cambrian strata in southern Poland. Acta Geologica Polonica, 33: 183–218.

Kozłowski W., 2008. Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Słupia Group (Upper Silurian) of the Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 58: 43–74.

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). Geological Quarterly, 58: 311–336.

Krajewski M., Matyszkiewicz J., Król K., Olszewska B., 2011. Facies of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits from the southern part of the Carpathian Foredeep basement in the Kraków-Rzeszów area (Southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 81: 269–290.

Literatura

Kramarska R., 2006. Paleogen i neogen południowego Bałtyku i jego wybrzeża. Centralne Archiwum Geologiczne, numer inwentarzowy 866/2007. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa. [rozpr. doktorska].

Kräutner H.G., Muresan M., Seghedi A., 1988. Precambrian of Dobrogea. *W*: Precambrian in Younger Fold Belts (red. V. Zoubek): 361–380. John Wiley & Sons, Chichester.

Krijgsman W., Palcu D.V., Andreetto F., Stoica M., Mandic O., 2020. Changing seas in the late Miocene Northern Aegean: A Paratethyan approach to Mediterranean basin evolution. Earth-Science Reviews, 210, 103386.

Królikowski C., 1993. Analysis of gravity anomalies as related to the basement in the Tornquist-Teisseyre Zone in Northwestern Poland. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-20: 105–109.

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

Krzemiński L., 1999. Anorogeniczne piaskowce karbonu z północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 978–986.

Krzemiński L., 2004. Geochemical constraints on the origin of the mid-Palaeozoic diabases from the Holy Cross Mts. and Upper Silesia, southeastern Poland. Geological Quarterly, 48: 147–158.

Krzywiec P., 1999. Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 249–276.

Krzywiec P., 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 404–412.

Krzywiec P., 2009. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca – wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., Siupik J., Madej K., Peryt T., 2001. Mioceńska ekstensja, kompresja i ruchy przesuwcze — tektoniczny model ewolucji wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 49: 459–460.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Ryzner-Siupik B., Papiernik B., Siupik J., Mastalerz K., Wysocka A., Kasiński J., 2005. Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy-Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) – wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 53: 656–663.

Krzywiec P., Wysocka A., Oszczypko N., Mastalerz K., Papiernik B., Wróbel G., Oszczypko-Clowes M., Aleksandrowski P., Madej K., Kijewska S., 2008. Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D Sokołów – Smolarzyny). Przegląd Geologiczny, 56: 232–244.

Kutek J., 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. Acta Geologica Polonica, 18: 493–586.

Kutek J., 1969. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część II – Paleogeografia. Acta Geologica Polonica, 19: 221–310.

Kutek J., 1994. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. Acta Geologica Polonica, 44: 167–221.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.

Lamarche J., Lewandowski M., Mansy J.L., Szulczewski M., 2003. Partitioning pre-, syn- and post-Variscan deformation in the Holy Cross Mountains, eastern Variscan foreland. Geological Society, London, Special Publications, 208: 159–184.

Lendzion K., 1970. The Cambrian of North-East Poland. *W*: Geology of Poland, 1: 157–166. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Lendzion K., 1983. Rozwój kambryjskich osadów platformowych Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 105.

Lewiński J., 1912. Utwory jurajskie na zachodniem zboczu Gór Świętokrzyskich. Wydawca nieznany.

Leszczyński K., 1998a. Kreda dolna: miąższość, Tab. 64. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Leszczyński K., 1998b. Kreda górna: miąższość, Tab. 71. *W*: Atlas Paleogeograficzny Epikontynentalnego Permu i Mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny.

Łydka K., Siedlecki S., Tomczyk H., 1963. On the Middle Ludlovian conglomerates in the Cracow region. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 11: 93–99.

Majorowicz J., 2021. Review of the heat flow mapping in polish sedimentary basin across different tectonic terrains. Energies, 14: 6103.

Majorowicz J., Polkowski, M., Grad M., 2019. Thermal properties of the crust and the lithosphere–asthenosphere boundary in the area of Poland from the heat flow variability and seismic data. International Journal of Earth Sciences, 108, 649–672.

Maksym A., Baszkiewicz A., Gregosiewicz Z., Liszka B., Zdanowski P., 2001. Środowiska sedymentacji i właściwości zbiornikowe utworów najwyższej jury i kredy dolnej w rejonie Brzezówka-Zagorzyce na tle budowy geologicznej S części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 49: 401–407.

Malec J., 1990. Stratygrafia górnego syluru i dolnego dewonu z północnej części Kielc w aspekcie regionalnym. Kwartalnik Geologiczny, 34: 778–780.

Malec J., 1991. „Szarogłazy niewachlowskie" w profilu syluru regionu południowego Gór Świętokrzyskich. Geological Quarterly, 35: 284–285.

Malec J., 1993. Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 37: 501–536.

Malec J., 2001. Sedimentology of deposits from around the Late Caledonian unconformity in the western Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 45: 397–415.

Malec J., 2006. Sylur w Górach Świętokrzyskich. Przewodnik LXXVII Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 36–50.

Malec J., 2014. The Devonian/Carboniferous boundary in the Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 58: 217–234.

Malec J., 2015. Biostratygrafia utworów dewonu i karbonu z centralnej części masywu małopolskiego na podstawie konodontów. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 41–82.

Marcinowski R., 1970. The Cretaceous transgressive deposits east of Częstochowa (Polish Jura Chain). Acta Geologica Polonica, 20: 413–449.

Marcinowski R., Radwański A., 1983. The Mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin). Zitteliana, 10: 65–95.

Mastalerz K., Wysocka A., Krzywiec P., Kasiński J., Aleksandrowski P., Papiernik B., Ryzner-Siupik B., Siupik J., 2006. Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (obszar Sieniawa–Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 54: 333–342.

Mastella L., Mizerski W., 1981. Etapy deformacji tektonicznych utworów kambru środkowego Gór Pieprzowych. Przegląd Geologiczny, 29: 351–355.

Matyja B.A., 1977. The Oxfordian in the southwestern margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 27: 41–64.

Matyja B.A., 2008. Problem przebiegu południowo-wschodniej części bruzdy śródpolski w późnej jurze. Kwartalnik AGH Geologia, 34: 195–196.

Matyja B.A., 2015. Ewolucja jurajska północnego obrzeża Tetys. *W*: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski). Materiały Konferencyjne 84. Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 41–53.

Matyja B.A., Gutowski J., Wierzbowski A., 1989. The open shelf-carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies and ecological implications. Acta Geologica Polonica, 39: 29–49.

Matyja H., Narkiewicz M., 1992. Biofacje konodontowe i sedymentacja na pograniczu franu i famenu w wybranych profilach w Polsce. Przegląd Geologiczny, 40: 607.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1996. Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in Central Poland. GeoResearch Forum, 1–2: 333–340.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1997. The quest for a unified Oxfordian/Kimmeridgian boundary: implications of the ammonite succession at the turn of the Bimammatum and Planula Zones in the Wieluń Upland, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 47: 77–105.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 1998. Profil wiercenia Kcynia IG IV i jego znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii oksfordu i dolnego kimerydu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 382: 35–70.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2000. Biological response of ammonites to changing environmental conditions: an example of Boreal Amoeboceras invasions into Submediterranean Province during Late Oxfordian. Acta Geologica Polonica, 50: 45–54.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2006. The oceanic „Metis Geotectonic Event" (Callovian/Oxfordian) and its implications for the peri-Tethyan area of Poland. Volumina Jurassica, 4: 60–61.

Matyja B.A., Wierzbowski A., 2014. Upper Jurassic of the Tomaszów syncline (in Polish with English summary). Jurajskie utwory synkliny tomaszowskiej. Jurassica XI: 9–20.

Matyja B.A., Barski M., 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. Tomy Jurajskie, 4: 39–50.

Matyszkiewicz J., 1999. Sea-bottom relief versus differential compaction in ancient platform carbonates: a critical reassessment of an example from Upper Jurassic of the Cracow-Wieluń Upland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 63–79.

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

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., 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.

Migaszewski Z., 1995. Występowanie skał piroklastycznych w utworach karbonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 43: 7–10.

Miłaczewski L., 1981. The Devonian of the south-eastern part of the Radom-Lublin area (eastern Poland). Prace Instytutu Geologicznego, 101: 1–90.

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

Mizerski W., 1992. Tektonika utworów kambryjskich obszaru świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 40: 142–146.

Literatura

Mizerski W., 1994. Ewolucja paleotektoniczna kambru świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 42: 721–727.

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

Mizerski W., 1996. Czy w Górach Świętokrzyskich są kaledonidy? Przegląd Geologiczny, 44: 381–385.

Mizerski W., 1998. Podstawowe problemy tektoniki i tektogenezy utworów paleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 46: 337–342.

Mizerski W., 2004. Holy Cross Mountains in the Caledonian, Variscan and Alpine cycles – major problems, open questions. Przegląd Geologiczny, 52: 774–779.

Modliński Z., 1982. The development of Ordovician lithofacies and palaeotectonics in the area of the Precambrian platform in Poland. Prace Instytutu Geologicznego, 102: 1–66.

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

Modliński Z., Szymański B., 2001. The Ordovician stratigraphy and palaeogeography of the Nida-Holy Cross Mountains area, Poland – a review. Geological Quarterly, 45: 417–433.

Morawska A., 1986. Paleogeograficzny i paleotektoniczny rozwój niecki miechowskiej w permie. Studia Geologica Polonica, 86: 7–55.

Morawska A., 1992. Perm na tarasie świętokrzyskim. Przegląd Geologiczny, 40: 216–223.

Morawska A., 1993. Permian – Lower Triassic Early Sedimentation in the Silesian-Małopolska Area. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 41: 191–200.

Morawska A., 1996. Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 69–75.

Morawska A., Stupnicka E., 1985. Północno-zachodni zasięg masywu małopolskiego i pozycja tektoniczna wyniesienia Włoszczowej. Przegląd Geologiczny, 33: 602–607.

Moryc W., 1961. Budowa geologiczna rejonu Lubaczowa. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 31: 47–83.

Moryc W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 41: 419–486.

Moryc W., 1992. Geological structure of Miocene substrate formations in Sędziszów-Rzeszów region and their prospects. Nafta-Gaz, 48: 205–223.

Moryc W., 1995. Terrestrial formations of Paleogene in the area of the Carpathian Foredeep. Nafta-Gaz, 51: 181–195.

Moryc W., 1996. Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Pilzno – Dębica – Sędziszów Małopolski. Nafta–Gaz, 52: 521–550.

Moryc W., 1997. The Lower Cretaceous in the pre-Miocene substratum of the southern part of the Carpathian Foredeep in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67: 287–296.

Moryc W., 2004. Utwory jury środkowej i ?dolnej w rejonie Księżpol–Lubaczów (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 5–72.

Moryc W., 2018. Utwory jury środkowej przedgórza Karpat na obszarze Wadowice-Busko-Rzeszów, południowa Polska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 205.

Moryc W., Łydka K., 2000. Sedimentation and tectonics of the Upper Proterozoic-Lower Cambrian deposits of the Southern Małopolska Massif (SE Poland). Geological Quarterly, 44: 47–58.

Morycowa E., Moryc W., 2011. Górnojurajski–?dolnokredowy kompleks węglanowy w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej-Szczucina (Przedgórze Karpat). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 447: 25–48.

Narkiewicz M., 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 14: 619–635.

Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mountains (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. Geological Quarterly, 46: 255–266.

Narkiewicz M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. Dynamika i warunki termiczne procesów diagenetycznych. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 67–72.

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

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

Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mountains area (Central Poland): new constraints from the conodont Bipennatus fauna. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 255: 287–300.

Narkiewicz M., Narkiewicz K., Turnau E., 2011. Rozwój sedymentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 196: 289–318.

Narkiewicz M., Petecki Z., 2016. Comment on “Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica?” by Mazur et al. Tectonics, 35: 1595–1599.

Nawrocki J., 1999. Przedfałdowa pozostałość magnetyczna intruzji diabazów z synkliny Barda w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 47: 1101–1104.

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 and Planetary Science Letters, 179: 325–334.

Nawrocki J., 2006. Paleogeografia Gór Świętokrzyskich we wczesnym paleozoiku. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 9–13.

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., 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. Journal of the Geological Society, London, 164: 405–423.

Nawrocki J., Leichmann J., Pańczyk M., 2021. Mid-Ediacaran bimodal magmatism and peri-Baltic affinity of the Brunovistulian terrane documented by the U-Pb isotope and palaeomagnetic data from the Brno Massif (Central Europe). Precambrian Research, 358, 106147.

Ney R., 1967. Remarks on the development of the Carpathian Foredeep. Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 15: 231.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakubczak K., Słupczyński K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Prace Geologiczne Komitetu Nauk Geologicznych PAN, 82, 65

Niemczycka T., 1978. Litofacje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. Acta Geologica Polonica, 28: 485–501.

Niemczycka T., 1997. Górna jura. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchlowa). Prace Instytutu Geologicznego, 93: 327–331.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. *W*: II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce w 1927, 1–160.. Kraków.

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*: The Evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian Active Margin to Alleghenian-Variscan Collision (red. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf). Geological Society of America.

Olszewska B., 2001. Stratygrafia malmu i neokomu podłoża Karpat fliszowych i zapadliska w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Przegląd Geologiczny, 49: 451.

Orłowski S., 1975. Jednostki litostratygraficzne kambru i górnego prekambru Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 25: 431–448.

Orłowski S., 1988. Stratigraphy of the Cambrian system in the Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny, 32: 525–531.

Orłowski S., 1992. Kambr w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 40: 137–143.

Orłowski S., Mizerski W., 1995. Jeszcze raz o budowie geologicznej Góry Wiśniówki (Góry Świętokrzyskie) – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 43: 11–14.

Orłowski S., Mizerski W., 1996. The Cambrian rocks and their tectonic evolution in the Dyminy Anticline of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 40: 353–366.

Orłowski S., Mizerski W., 1998. Nowe dane o kambrze antykliny chęcińskiej (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 46: 278–282.

Oszczypko N., 2001. Rozwój zapadliska przedkarpackiego w miocenie. Przegląd Geologiczny, 49: 717–723.

Oszczypko N., 2006. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 396–403.

Paszkowski M., 1988. Basen dinantu w okolicach Krakowa - próba syntezy. Przegląd Geologiczny, 36: 200–207.

Paszkowski M., Szulczewski M., 1995. Late Paleozoic carbonate platforms in the Polish part of the Moravia-Małopolska shelf. XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Excursion Guide B-4: 5–12.

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.

Paproth E., 1989. Die paläogeographische Entwicklung Mittel Europas im Karbon. Geologisches Jahrbuch Hessen, 117: 53–68.

Pawłowska K., 1978. Charakterystyka utworów permskich (cechsztyn) z zatoki kieleckiej w Górach Świętokrzyskich na podstawie materiałów z otworu wiertniczego w Rudzie Strawczyńskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 83–98.

Pawłowska K., 1979. Utwory triasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 23: 337–361.

Pawłowski S., 1965. Zarys budowy geologicznej okolic Chmielnika-Tarnobrzega. Przegląd Geologiczny, 13, 233.

Pieńkowski G., 1983. Środowiska sedymentacyjne dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 31: 223–231.

Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. Przegląd Geologiczny, 37: 237–247.

Pieńkowski G., 1997. Dolna jura, sedymentologia i stratygrafia sekwencyjna na podstawie wybranych profili. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 217–235.

Literatura

Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute, Special Papers, 12: 1–122.

Piotrowska K., Ostaficzuk S., Małolepszy Z., Rossa M., 2005. The numerical spatial model (3D) of geological structure of Poland-from 6000 m to 500 m bsl. Przegląd Geologiczny, 53: 96–966.

Połtowicz S., 1991. Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. Geologia AGH, 17: 19–57.

Połtowicz S., 1993. Palinspastic palaeogeography reconstruction of Badenian saline sedimentary basin in Poland. Zeszyty Naukowe AGH, 1559: 174–178.

Połtowicz S., 1997. Grawitacyjna tektonika jednostki zgłobickiej między Brzeskiem a Wojniczem w świetle wyników badań sejsmicznych. Geologia, 23: 307–329.

Połtowicz S., 1998a. Dolnosarmacka delta Szczurowej na tle ewolucji geologicznej przedgórza Karpat. Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, 24: 219–239.

Połtowicz S., 1998b. Środkowobadeńska erozja podmorska na przedgórzu Karpat – implikacje poszukiwawcze. Nafta-Gaz, 54: 209–215.

Połtowicz S., 1999. Badeńskie olistostromy i stożki turbidytowe okolic Tarnowa (przedgórze Karpat Środkowych). Geologia – Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, 25: 153–187.

Połtowicz S., Starczewska-Popow A., 1973. Rozwój zapadliska przedkarpackiego między Tarnowem a Przemyślem. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 43: 495–517.

Popov S.V., Rögl F., Rozanov A.Y., Steininger F.F., Shcherba I.G., Kovac M. (red.), 2004a. Lithological-paleogeographic maps of Paratethys – 10 maps Late Eocene to Pliocene. Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 250: 1–46.

Popov S.V., Bugrova E.M., Amitrov O.V., Akhmetiev M.A., Zaporozhets N.I., Nikolaeva I.A., Sychevskaja E.K., Shcherba I.G., 2004b. Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Part 3. Late Oligocene-Early Miocene. Marine Basins. Paleontological Journal, 38: 653–716.

Popov S.V., Antipov M.P., Zastrozhnov A.S., Kurina E.E., Pinchuk T.N., 2010. Sea-level fluctuations on the northern shelf of the Eastern Paratethys in the Oligocene–Neogene. Stratigraphy and Geological Correlation, 18: 200–224.

Popov S.V., Rostovtseva Y.V., Pinchuk T.N., Patina I.S., Goncharova I.A., 2019. Oligocene to Neogene paleogeography and depositional environments of the Euxinian part of Paratethys in Crimean – Caucasian junction. Marine and Petroleum Geology, 103: 163–175.

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

Porębski S.J., 1999. Środowisko depozycyjne sukcesji nadewaporatowej (górny baden) w rejonie Kraków-Brzesko (zapadlisko przedkarpackie). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 97–118.

Pożaryski W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 46: 1–141.

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

Pożaryski W., 1963. Jednostki geologiczne Polski. Przegląd Geologiczny, 12: 4–10.

Pożaryski W., 1964. Zarys tektoniki paleozoiku i mezozoiku Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 8: 1–41.

Pożaryski W., 1991. The strike-slip terrane model for the North German–Polish Caledonides. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, 236: 3–15.

Pożaryski W., Dembowski Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny.

Pożaryski W., Karnkowski P. (red.), 1992. Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1:1 000 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., Kotański Z., 1978. Baikalian, Caledonian and Variscan events in the forefield of the East European Platform. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 129: 391–402.

Pożaryski W., Tomczyk H., 1968. Assyntian orogen in South-East Poland. Biuletyn Instutu Geologicznego, 236: 5–39.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Tomczyk H., 1982. On heterochronous character of the Teisseyre-Tornquist Line. Przegląd Geologiczny, 30: 569–574.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Racki G., 1993. Evolution of the bank to reef complex in the Devonian of the Holy Cross Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 37: 87–182.

Racki G., 1997. Devonian eustatic fluctuations in Poland. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 199: 1–12.

Racki G., 2006. Zarys stratygrafii. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik LXXVII Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. S. Skompski, A. Żylińska): 51–55.

Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). Acta Geologica Polonica, 19: 1–164.

Radwański A., 1973. Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 23: 375–434.

Romanek A., Rup M., 1990. Podział litostratygraficzny dewonu w profilu otworu wiertniczego Kowala 1. Kwartalnik Geologiczny, 34: 221–242.

Roniewicz P., Wysocka A., 1999. Charakterystyka sedymentologiczna utworów środkowomioceńskich północno-wschodniej brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 83–97.

Rybak-Ostrowska B., Konon A., Hurai V., Bojanowski M., Wyglądała M., 2020. Fluid pathways within shallow-generated damage zones of strike-slip faults – evidence of map-scale faulting in a continental environment, SW Permo-Mesozoic cover of the Late Palaeozoic Holy Cross Mountains Fold Belt, Poland. Acta Geologica Polonica, 70: 1–29.

Samsonowicz J., 1925. W sprawie rud żelaznych na nadaniu „Staszic" pod Nową Słupią. Przegląd Górniczo-Hutniczy, 17: 519–520.

Samsonowicz J., 1926. Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 15: 44–46.

Samsonowicz J., 1929. Cechsztyn, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 5: 1–281.

Samsonowicz J., 1934. Objaśnienie arkusza Opatów. Ogólna Mapa Geologiczna Polski, 1:100 000.

Samsonowicz J., 1955. O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. Przegląd Geologiczny, 3: 558–559.

Samsonowicz J., 1965. Era prekambryjska i paleozoiczna w Górach Świętokrzyskich. *W*: Zarys geologii Polski (red. M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, E. Rühle): 1–380. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Sanford A. R., 1959. Analytical and experimental study of simple geologic structures. Geological Society of America Bulletin, 70: 19–52.

Senkowicz E., 1959. Jura i kreda między Jędrzejowem a rzeką Nidą. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 159: 157–197.

Senkowiczowa H., 1965. Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 9: 241–260.

Senkowiczowa H., 1970. Trias (bez utworów retyku). *W*: Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 7–48.

Senkowiczowa H., 1976. Triassic. *W*: Geology of Poland, vol. 1, Stratigraphy, part 2, Mesozoic (red. S. Sokołowski): 36–46, 49–56, 57–61, 61–77. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Siemiątkowska M., 1969. Transgresywne utwory keloweju w Gumienicach. Acta Geologica Polonica, 19: 156–176.

Siemiątkowska-Giżejewska M., 1974. Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 365–406.

Sobolev D., 1909. Middle Devonian of the Kielce−Sandomierz region. Ežegodnik po Geologii i Mineralogii Rossii, 11: 205–208.

Skompski S., 1995. Tectonic framework and development of sedimentation at the margin of the East European Platform. XIII International Congress on Carboniferous–Permian: 5–9.

Skompski S., 1996. Stratigraphic position and facies significance of the limestone bands in the subsurface Carboniferous succession of the Lublin Upland. Acta Geologica Polonica, 48: 171–268.

Skompski S., 2006. Karbon Gór Świętokrzyskich. *W*: Materiały Konferencyjne 77 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich (red. S. Skompski, A. Żylińska): 65–66.

Skompski S., Szulczewski M., 1994. Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Facies, 30: 247–266.

Skompski S., Konon A., Wysocka A., Czarniecka U., 2019. Evidence of Late Cretaceous/Cenozoic strike-slip faulting within the late Palaeozoic Holy Cross Mountains Fold Belt, Poland: Józefka releasing stepover. Acta Geologica Polonica, 69: 89–105.

Stępień U., Grabowski J. (red.), 2022. Mapa Geologiczna Polski 1:500 000, arkusz C – bez utworów kenozoicznych. Państwowy Instytut Geologiczny.

Stupnicka E., 1970. Tektonika utworów mezozoicznych południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 40: 393–410.

Stupnicka E., 1972. Tektonika południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Geologiczny Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, 14: 21–114.

Stupnicka E., 1986. Charakterystyka strukturalna kambru zachodniej części antykliny chęcińskiej (Góry Świętokrzyskie). Biuletyn Geologiczny, 30: 61–82.

Stupnicka E., 1988. Polish Caledonides and their relations to the other European Caledonides. A Discussion. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 481–485.

Stupnicka E., 1989. Geologia regionalna Polski. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.

Stupnicka E., 1992. The significance of the Variscan orogeny in the Świętokrzyskie Mountains (Mid-Polish Uplands). Geologische Rundschau, 81: 561–570.

Stupnicka E., 1995. Fazy ruchów górotwórczych w górnym sylurze i dolnym dewonie w południowej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 43: 110–112.

Stupnicka E., 1996. Tektonika synkliny międzygórskiej w świetle badań mikrograwimetrycznych. Przegląd Geologiczny, 44: 291–297.

Stupnicka E., Ziółkowski R., 2001. Relacje tektoniczne między synkliną międzygórską a synklinorium kielecko-łagowskim i jednostką łysogórską (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 49: 901–909.

Literatura

Szczepanik Z. (red.), 2019. Zaręby IG-2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 155.

Szczepanik Z., Trela W., Salwa S., 2004. Kambr górny we wschodniej części regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich — komunikat wstępny. Przegląd Geologiczny, 52: 895–898.

Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 1–48.

Szulczewski M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 21: 1–129.

Szulczewski M., 1977. Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 25: 428–432.

Szulczewski M., 1978. The nature of unconformities in the Upper Devonian–Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 28: 283–298.

Szulczewski M., 1981. Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 68–82.

Szulczewski M., 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 37: 551–557.

Szulczewski M., 1995. Depositional evolution of the Holy Cross Mountains (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. Geological Quarterly, 39: 471–488.

Szulczewski M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. Ewolucja środowisk depozycyjnych w dewonie świętokrzyskim i jej uwarunkowania. *W*: 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego (red. S. Skompski, A. Żylińska): 56–62.

Szulczewski M., Racki G., 1981. Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 31: 147–162.

Szulczewski M., Belka Z., Skompski S., 1996. The drowning of a carbonate platform: an example from the Devonian–Carboniferous of the southwestern Holy Cross Mountains, Poland. Sedimentary Geology, 106: 21–49.

Szyperko-Teller A., 1997a. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *W*: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Trias dolny (pstry piaskowiec) (red. M. Pajchlowa). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 121–132.

Szyperko-Teller A., 1997b. Trias dolny (pstry piaskowiec). Formalne i nieformalne jednostki litostratygraficzne. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 112–117.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 53–72.

Śliwiński M., Bąbel M., Nejbert K., Olszewska-Nejbert D., Gąsiewicz A., Schreiber B.C., Layer P., 2012. Badenian–Sarmatian chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 326: 12–29.

Świdrowska J., 2003. Wydzielenie sekwencji jurajskich przydatnych dla analiz geotektonicznych w południowo-wschodniej strefie bruzdy środkowopolskiej na terenie Polski i Ukrainy. Unpublished manuscript, Archives of the Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warszawa.

Świdrowska J., Hakenberg M., 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. Przegląd Geologiczny, 47: 61–68.

Świdrowska J., Hakenberg M., 2000a. Palaeotectonic conditions of Cretaceous basin development in the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. *W*: Peri-Tethys Memoir 5: New data on Peri-Tethyan sedimentary basins (red. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier). Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, 182: 239–256.

Świdrowska J., Hakenberg M., 2000b. Strike-slip component of the evolution of Late Permian–Mesozoic basins along the Holy Cross segment of the Trans-European Suture Zone (Central Poland). *W*: Joint Meeting of EUROPROBE (TESZ) and PACE Projects.

Świdrowska J., Hakenberg M., Poluhtovič B., Seghedi A., Višnâkov I., 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130: 1–130.

Tokarski A., 1965. Udział wapienia muszlowego w budowie Przedgórza Karpat. Acta Geologica Polonica, 5: 131–155.

Tomczyk H., 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Prace Instytutu Geologicznego, 35: 1–134.

Tomczyk H., 1963. Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 33: 289–320.

Tomczyk H., 1974. Góry Świętokrzyskie. *W*: Budowa geologiczna Polski, t. 4, Tektonika, cz. 1, Niż Polski: 128–198. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Tomczyk H., 1994. Starszy paleozoik na mapach ścięcia poziomego w skali 1:500 000 w północnej i południowo-wschodniej Polsce. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 2–4.

Tomczykowa E., Tomczyk H., 1994. The Wenlock/Ludlow boundary based on biostratigraphical and geophysical data of Poland. IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy. Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 30, 152–154. Wien.

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1964. Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin k. Morawicy w Górach Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 14: 501–546.

Tomczyk H., Turnau-Morawska M., 1967. Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profili obszaru południowego. Acta Geologica Polonica, 17: 1–46.

Tomczyk H., Pajchlowa M., Tomczykowa E., 1977. Poland. The Silurian–Devonian boundary. *W*: The Silurian–Devonian boundary, IUGS, Ser. A, 5: 65–68.

Trammer J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the southwestern margin of the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 23: 179–216.

Trela W., 2005. Condensation and phosphatization of the Middle and Upper Ordovician limestones on the Małopolska Block (Poland): response to palaeoceanographic conditions. Sedimentary Geology, 178: 219–236.

Trela W., 2006. Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 622–631.

Trela W., 2009. Evolution of sedimentary environments in the Ordovician of the Łysogóry Region (northern Holy Cross Mountains, Poland) in relation to the sea-level curve for Baltica. Przegląd Geologiczny, 57: 900–904.

Trela W., Szczepanik Z., Żylińska A., 2025. A reappraisal of the terrane concept in the Holy Cross Mountains (Polish segment of the Trans-European Suture Zone) based on the Furongian (upper Cambrian) stratigraphy and facies in the Lenarczyce PIG 1 well. Acta Geologica Polonica, 75, e44.

Urbaniec A., Świętlik B., 2003. Weryfikacja stratygrafii utworów wyższej jury i niższej dolnej kredy w środkowej części przedgórza Karpat w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. Volumina Jurassica, 1: 105–110.

van der Boon A., 2017. From Peri-Tethys to Paratethys: Basin restriction and anoxia in central Eurasia linked to volcanic belts in Iran. Doctoral Dissertation. Utrecht Studies in Earth Sciences, 142: 1–142.

van der Boon A., van der Ploeg R., Cramwinckel M.J., Kuiper K.F., Popov S.V., Tabachnikova I.P., Palcu D.V., Krijgsman W., 2019. Integrated stratigraphy of the Eocene-Oligocene deposits of the northern Caucasus (Belaya River, Russia): intermittent oxygen-depleted episodes in the Peri-Tethys and Paratethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 536: 109395.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 1–71.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Polska pozakarpacka. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Walczak A., 2013. Geotectonic provenance of Małopolska and Łysogóry crustal blocks, southern Poland: evidence from Nd isotopic composition of clastic material. Geophysical Research Abstracts, 15.

Walczak A., Belka 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.

Walaszczyk I., 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. Acta Geologica Polonica, 42: 1–122.

Walaszczyk I., Remin Z., 2015. Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. LXXXIV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 41–50.

Walczowski A., 1968. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski: ark. Staszów (M-34-55-A) 1:50 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Wdowiarz S., 1976. O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 24: 350.

Wdowiarz S., 1983. Zagadnienie południowo-wschodniego przedłużenia aulakogenu środkowopolskiego w geosynklinie karpackiej. Przegląd Geologiczny, 31: 15–21.

Witkowski A., 1969. Budowa geologiczna niecki tomaszowskiej. Prace Instytutu Geologicznego, 53: 1–123.

Witzke B.J., Heckel P.H., 1988. Paleoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica. *W*: Devonian of the World (red. N.J., McMillan, A.F., Embry, D. Glass). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 14: 49–63.

Wójcik K., 2015. The uppermost Emsian and lower Eifelian in the Kielce Region of the Holy Cross Mountains. Part I: Lithostratigraphy. Acta Geologica Polonica, 65: 141–179.

Wójcik E., 2023. Late Silurian–Early Devonian tuffites from the Małopolska and Łysogóry blocks reflect arc-back-arc magmatic activity on the southern margin of Laurussia. Geological Quarterly, 67, 47.

Wójcik E., Pelc A., Pacek A., 2021. Late Variscan deformation events in the Bardo Syncline revealed by biotite K-Ar dating of Ludlow-age tuffite (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Quarterly, 65, 15.

Wysocka A., 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geologica Polonica, 52: 535–561.

Wysocka A., Radwański A., Górka M., Bąbel M., Radwańska U., Złotnik, M., 2016. The middle miocene of the fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova). Acta Geologica Polonica, 66: 351–401.

Zawidzka K., 1984. Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plako-synkliny miechowskiej. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 54: 45–64.

Zdanowski P., Baszkiewicz A., Gregosiewicz Z., 2001. Analiza facjalna utworów najwyższej jury i kredy dolnej rejonu. Przegląd Geologiczny, 49: 161–178.

Zejszner L., 1868. Über die Silurische Formation im polnischen Mittelgebirge. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 20.

Ziegler P.A., 1978. North-Western Europe: tectonics and basin development. Geologie en Mijnbouw, 57: 589–626.

Ziegler P.A., 1982. Geological Atlas of Central and Western Europe. Elsevier Scientific Publishers, Amsterdam.

Literatura

Ziegler P.A., 1984. Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. Geologie en Mijnbouw, 63: 93–108.

Ziegler P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303–328.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd ed. Geological Society Publishing House, Avon, UK. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague & Geological Society Publishing House, Bath.

Złonkiewicz Z., 2004. Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. *W*: Abstrakty referatów z konferencji Jurassica. Tomy Jurajskie, 2: 162–163.

Złonkiewicz Z., 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Przegląd Geologiczny, 54: 534–540.

Złonkiewicz Z., 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. Przegląd Geologiczny, 57: 521–530.

Złonkiewicz Z., 2011. Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. *W*: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii (red. A. Zieliński): 93–107. Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce.

Złonkiewicz Z., 2015. Zbiornik jurajski na terenie północnej Małopolski – bruzda śródpolska czy otwarty szelf Tetydy? W: Ekstensja i inwersja powaryscyjskich basenów sedymentacyjnych (red. S. Skompski), 106. Materiały konferencyjne 84 Zjazdu Naukowego PTG, Chęciny, 9–11 września 2015 r. Wydawnictwa Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego, Warszawa.

Złonkiewicz Z., 2019. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778). Państwowy Instytut Geologiczny – PIB.

Złonkiewicz Z., 2023a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB.

Złonkiewicz Z., 2023b.Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB.

Znosko J., 1962. Obecny stan znajomości budowy geologicznej głębokiego podłoża pozakarpackiej Polski. Kwartalnik Geologiczny, 6: 465–511.

Znosko J., 1963. Problemy tektoniczne obszaru pozakarpackiej Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 30: 71–109.

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

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

Znosko J., 1984. Tectonics of the southern part of Middle Poland (beyond the Carpathians). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 135: 585–602.

Znosko J., 1986. Polish Caledonides and their relation to the other European Caledonides. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 33–52.

Znosko J., 1990. W sprawie zbadania granicy między proterozoikiem i kambrem w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 34: 137–148.

Znosko J. (red.), 1998. Atlas Tektoniczny Polski. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Znosko J., 2000. Nowe, nieznane dane o kaledońskich – alpinotypnych fałdowaniach w Górach Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 48: 401–409.

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

Żak C., 1963. Wstępne wyniki wiercenia w Bazowie. Kwartalnik Geologiczny, 7: 566–567.

Żak C., 1965. Wyniki badań otworu wiertniczego Bazów IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 9: 461–463.

Żak C., 1966. Problem granicy kambru z eokambrem w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 10: 1175–1177.

Żakowa H., 1970. The present state of the stratigraphy and paleogeography of the Carboniferous in the Holy Cross Mountains. Acta Geologica Polonica, 20: 3–32.

Żakowa H., 1981. Rozwój i stratygrafia karbonu Gór Świętokrzyskich. *W*: Przewodnik LIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Kielce, 6–8 września 1981: 89–100 i 197–215. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Żakowa H., Migaszewski Z., 1995. Lithostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development; Góry Świętokrzyskie Mts. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 109–115.

Żelaźniewicz A., 1998. Rodinian-Baltican link of the Neoproterozoic orogen in southern Poland. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 42: 509–511.

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., Sláma J., 2020. Baltica and the Cadomian orogen in the Ediacaran–Cambrian: a perspective from SE Poland. International Journal of Earth Sciences, 109: 1503–1528.

Żelichowski A.M., 1983. Lithological associations of the Carboniferous in Poland. Przegląd Geologiczny, 31: 342–350.

Żelichowski A.M., 1987. Development of the Carboniferous of the SW margin of the East European Platform in Poland. Przegląd Geologiczny, 35: 230–237.

Żylińska A., 2013a. Ewolucja zespołów trylobitowych z drugiego i trzeciego oddziału kambru Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie biogeograficzne. Przegląd Geologiczny, 61: 30–39.

Żylińska A., 2013b. The oldest Cambrian trilobites from the Holy Cross Mountains, Poland: Taxonomic, stratigraphic and biogeographic reappraisal. Acta Geologica Polonica, 63: 57–87.

Żylińska A., Szczepanik Z., 2009. Trilobite and acritarch assemblages from the Lower-Middle Cambrian boundary interval in the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Geologica Polonica, 59: 413–458.

5.1.3. Kaledonidy niemiecko-polskie

Stanisław Mazur

Niniejszy rozdział podsumowuje aktualną wiedzę o kaledonidach niemiecko-polskich, integrując dane geologiczne i geofizyczne, m.in. w celu bliższego wyjaśnienia sytuacji szwu Thora pomiędzy Awalonią a Baltiką oraz towarzyszącego mu basenu przedgórskiego. Korzystając z reinterpretacji profili sejsmicznych DEKORP Basin-9601 i PolandSPAN PL1-5600 oraz dwuwymiarowych modeli grawimetrycznych i magnetycznych, wraz z regionalnymi mapami anomalii grawimetrycznych i magnetycznych, przeanalizowano przebieg głównych granic tektonicznych w opisywanym regionie. Wyniki analizy pokazują, że front deformacji kaledońskiej jest wyznaczony północnym zasięgiem pasa fałdowo-nasuwczego o charakterze naskórkowym (ang. *thin-skinned*). W pobliżu Rugii w Niemczech pas ten zbudowany jest ze słabo zmetamorfizowanych ordowickich osadów klastycznych pochodzących z kaledońskiego klina akrecyjnego. W Polsce kaledonidy pomorskie obejmują zdeformowane osady późnoordowicko-sylurskiego basenu przedgórskiego, które zostały włączone do klina orogenicznego na przełomie syluru i dewonu. Front deformacji rozwinął się nad skłonem krystalicznego podłoża, który kontrolował zasięg propagacji ku wschodowi odkształceń fałdowo-nasuwczych. Szew Thora, zidentyfikowany jako nasunięcie krystalicznego podłoża Awalonii na Baltikę, leży ok. 120 km dalej na południe. Rozciąga się pod depocentrum basenu północnoniemieckiego i przedłuża ku południowemu wschodowi w strefę uskoku Dolska w zachodniej Polsce. Na poziomie dolnej skorupy krawędź Baltiki jest podsunięta w kierunku południowym aż po Wzgórza Flechtingen w Niemczech, rozciągając się dalej ku wschodowi do waryscyjskiego szwu renohercyńskiego na skraju Masywu Czeskiego. Proponowany tu przebieg szwu Thora pokrywa się ze strefą wycienienia płaszcza litosferycznego, gdzie gruba litosfera Baltiki przechodzi w cieńszą litosferę Awalonii. Kaledoński basen przedgórski dokumentuje diachroniczną konwergencję między Awalonią i Baltiką, trwającą ok. 40 mln lat (450–410 mln lat temu) od początkowej kolizji między Awalonią i Baltiką w sektorze rugijsko-duńskim Oceanu Tornquista (późny ordowik) po ostateczną deformację przedpola na granicy lochkowu i pragu. Późne fazy tego procesu zbiegły się z zamknięciem Oceanu Iapetus.

5.1.3.1. Wprowadzenie

Głównymi elementami strukturalnymi biorącymi udział w deformacjach orogenezy kaledońskiej w dzisiejszej Europie środkowej były terrany Baltiki i Awalonii oraz rozdzielający je Ocean Tornquista. Konfiguracja paleogeograficzna tych jednostek odegrała kluczową rolę w ewolucji tektonicznej regionu we wczesnym paleozoiku, prowadząc ostatecznie do ich kolizji w ordowiku i sylurze (Cocks i in., 1997; Cocks, Torsvik, 2002; Torsvik, Rehnström, 2003). Kaledonidy niemiecko-polskie, rozciągające się pod przykryciem między północnymi Niemcami a północno-zachodnią Polską (fig. 1), wyznaczają strefę kontaktu orogenicznego, powstałego wskutek kolizji Awalonii i Baltiki (Cocks i in., 1997; Torsvik, Rehnström, 2003). Dlatego ten obecnie pogrzebany orogen trudno uznać za część właściwego pasma kaledońskiego, ukształtowanego podczas zamknięcia Oceanu Iapetus wskutek kolizji Baltiki i Laurencji (Soper, Hutton, 1984; Soper i in., 1992; Cocks, Torsvik, 2002; Dewey, Strachan, 2003). Niemniej nazwa kaledonidy niemiecko-polskie jest nadal używana ze względów historycznych od czasu, gdy za Stillem (1936) termin „kaledonidy" uznano za synonim orogenu wczesnopaleozoicznego niezależnie od jego lokalizacji na mapie świata. Co więcej, zarówno kaledonidy niemiecko-polskie, jak i kaledonidy właściwe reprezentują orogeny związane z wczesnopaleozoiczną amalgamacją paleokontynentu Laurosji (Cocks, Torsvik, 2002).

Zgodnie z obecnym stanem wiedzy, do powstania kaledonidów niemiecko-polskich doprowadziło późnoordowickie zamknięcie Oceanu Tornquista pomiędzy Baltiką a Awalonią, odgrywającą rolę aktywnego obrzeżenia kontynentalnego (Katzung i in., 1993; Giese i in., 1994, 1997; Dadlez, 2000; Katzung, 2001; Torsvik, Rehnström, 2003). Kolizja kontynentalna spowodowała rozległe deformacje, w tym fałdowanie i nasuwanie osadów wczesnopaleozoicznych, których zasięg ku północnemu-zachodowi został określony na podstawie danych otworowych i sejsmicznych (Berthelsen, 1992; Katzung i in., 1993; Lassen i in., 2001; Krawczyk i in., 2002). Jednak lokalizacja szwu kaledońskiego na głębszych poziomach górnej skorupy pozostawała enigmatyczna zarówno w północnych Niemczech, jak i Polsce (Pharaoh, 1999; Mazur i in., 2016). Niektórzy autorzy zdają się utożsamiać kaledoński front deformacji ze szwem tektonicznym pomiędzy Awalonią i Baltiką (np. Banka i in., 2002; Narkiewicz i in., 2015; Smit i in., 2016). Jednak może to się odnosić jedynie do górnej części zdeformowanych osadów dolnego paleozoiku. Tymczasem wgłębna lokalizacja szwu oddzielającego krystaliczne podłoże Awalonii i Baltiki, często określanego jako szew Thora (Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999), pozostaje w dużej mierze nieznana. Dlatego w niniejszym rozdziale wykorzystano dane pól potencjalnych w połączeniu z istniejącymi dowodami geologicznymi i geofizycznymi, aby prześledzić lokalizację szwu Thora, wyznaczającego kopalną granicę płyt tektonicznych Awalonii i Baltiki.

5.1.3.2. Budowa geologiczna i ramy tektoniczne

Kaledonidy niemiecko-polskie powstawały wskutek konwergencji, a następnie kolizji Baltiki i Awalonii w późnym ordowiku i sylurze (Katzung i in., 1993; Giese i in., 1994; Dallmeyer i in., 1999; Katzung, 2001; Torsvik, Rehnström, 2003). Orogeneza ta oznaczała zamknięcie Oceanu Tornquista, które wraz z zamknięciem Oceanu Iapetus doprowadziło do utworzenia się superkontynentu Laurosji (Cocks i in., 1997; Cocks, Torsvik, 2002, 2005). Kaledonidy niemiecko-polskie są obecnie całkowicie ukryte pod pokrywą młodszych osadów o grubości 1–4 km, w większości niezdeformowanych. Zostały odkryte dopiero w latach 60. i 70. ubiegłego wieku, kiedy na tym obszarze rozpoczęto program głębokich wierceń i pozyskiwania danych sejsmicznych (Jaeger, 1967; Dadlez, 1974, 1978; Katzung i in., 1993; Franke, Illers, 1994; Piske i in., 1994).

Północne Niemcy

Front deformacji kaledońskiej (fig. 1) wyznacza granicę między niezdeformowanymi i zdeformowanymi skałami osadowymi dolnego paleozoiku w podłożu osadów górnopaleozoicznych i mezozoicznych. Profile sejsmiczne charakteryzują front jako nasunięcie o upadzie ku południowi i południowemu zachodowi, które umiejscowiło zdeformowane jednostki dolnego paleozoiku na obrzeżeniu kratonu wschodnioeuropejskiego i jego pokrywie osadowej (Katzung i in., 1993; Piske, Neumann, 1993; Meissner i in., 1994; Piske i in., 1994; Schlüter i in., 1997). Zdeformowane osady ordowiku o miąższości ok. 1500–3000 m zostały odwiercone w kilku otworach na wyspie Rugia i w niemieckiej strefie ekonomicznej Morza Bałtyckiego (Jaeger, 1967; Katzung i in., 1993; Franke, Illers, 1994; Piske i in., 1994; Giese i in., 1994). Odwiert Rügen 5 stanowi profil referencyjny (fig. 2), ponieważ uzyskano z niego najbardziej kompletny profil zdeformowanych warstw ordowickich (Jaeger, 1967; Giese i in., 1994; Franke, Illers, 1994). Udokumentowana została jedynie sukcesja dolnego i środkowego ordowiku (tremadok–lanwirn), obejmująca piaskowce, łupki i szarogłazy (fig. 2). Szarogłazy te reprezentują proksymalne turbidyty, których detrytus wskazuje na źródła pochodzące z łuku wulkanicznego i ofiolitów (Giese i in., 1994). W skałach tych występuje fauna *Acritarcha* o przypuszczalnym powinowactwie z Awalonią (Servais, Fatka, 1997); jednak interpretację tę zakwestionowali Cocks i in. (1997), opierając się na obecności słabo diagnostycznych faun głębinowych.

Osady ordowickie z obszaru Rugii doświadczyły metamorfizmu anchizonalnego (Dallmeyer i in., 1999). Wieki plateau ok. 830 i 609 mln lat uzyskane metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ z detrytycznych muskowitów z piaskowców ordowickich sugerują źródła detrytusu zlokalizowane na obszarze Baltiki (w otworach G 14 i Loissin 1) i Awalonii (w otworze Rügen 5; fig. 1) (Dallmeyer i in., 1999). Z próbek całej skały uzyskano wiek muskowitu $^{40}Ar/^{39}Ar$ wskazujący na szczyt deformacji i wydarzenie termiczne w zakresie od 450 do 425 mln lat temu (późny ordowik–późny sylur; Dallmeyer i in., 1999). Ponieważ w otworze Loissin 1 (fig. 1) ordowickie łupki zalegają na piaskowcach dolnego paleozoiku o proweniencji bałtyckiej, Dallmeyer i in. (1999) postulowali wielkoskalowe podsunięcie obrzeżenia Baltiki pod paleozoik Rugii, który został przez nich zinterpretowany jako kompleks płaszczowin kaledońskich. Katzung (2001) oszacował rozmiar przemieszczenia związanego z nasunięciem dolnego paleozoiku Rugii na Baltikę na nieco ponad 100 km. Również kilka studiów sejsmicznych w północnych Niemczech i na Morzu Północnym wykazało, że pod platformą paleozoiczną, zwykle korelowaną z Awalonią, występuje obrzeżenie Baltiki podsunięte na odległość 70–150 km (np. Krawczyk i in., 1999; Abramovitz, Thybo, 2000; Lassen i in., 2001). Frost i in. (1981) uzyskali datowania $^{40}Ar/^{39}Ar$ (detrytycznego muskowitu i całej skały) z próbek zdeformowanego i słabo zmetamorfizowanego podłoża wschodniej części Morza Północnego i południowej Jutlandii, które dały wiek wczesnopaleozoiczny w zakresie od 510 do 430 mln lat.

Podłoże tarczy bałtyckiej można prześledzić metodami geofizycznymi daleko na południe od frontu deformacji kaledońskiej, aż do obszaru hipotetycznego tzw. uskoku transeuropejskiego (Piske, Neumann, 1993; Hoffmann, Franke, 1997). Ten ostatni został zinterpretowany jako kaledoński szew tektoniczny Oceanu Tornquista (Berthelsen, 1992). Ze względu na brak danych z odwiertów, struktura i litologia głębokiego podłoża na południe od uskoku transeuropejskiego pozostają w dużej mierze nieznane. Wcześniej podłoże to było interpretowane jako mozaika terranów wywodzących się z Gondwany (Franke, 1994) lub jako wschodnia część Awalonii (Katzung i in., 1995), która została przyłączona do Baltiki w trakcie orogenezy kaledońskiej. Jednak w otworze Loissin 1, zlokalizowanym na południe od uskoku transeuropejskiego w północnych Niemczech (fig. 1), nawiercono w ostatnich 200 m profilu zdeformowane skały osadowe pelityczno-klastyczne o nieznanym

5
Platforma paleozoiczna

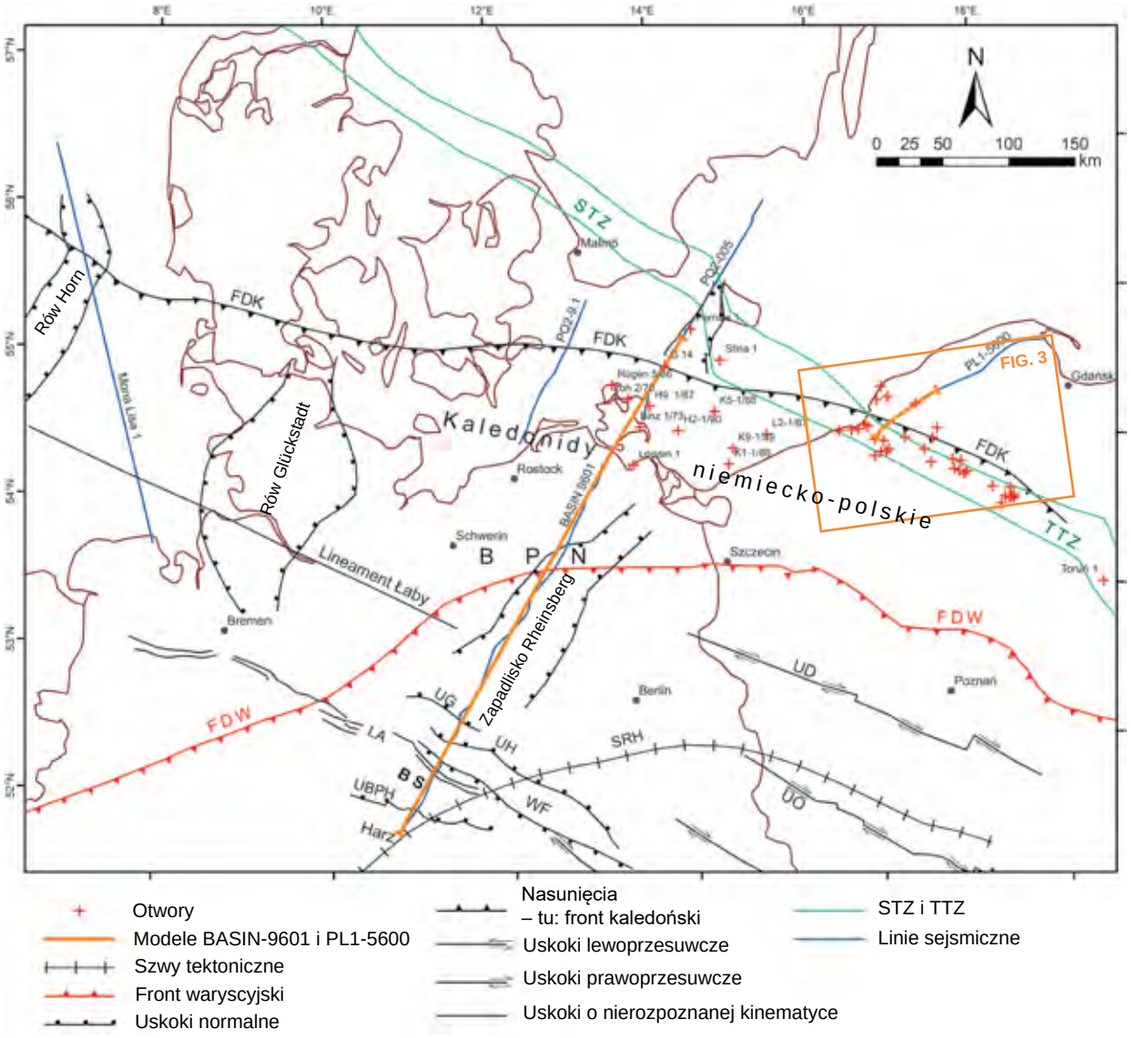


FIG. 1. Mapa lokalizacyjna kaledonidów niemiecko-polskich i wybranych elementów strukturalnych. Pokazano również lokalizacje ważnych profili sejsmicznych i odwiertów. Odwierty w kaledonidach pomorskich opisano na fig. 3. Położenie modeli grawimetrycznych i magnetycznych zaznaczono pomarańczową linią; BPN – basen północnoniemiecki; BS – basen subhercyński; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; LA – lineament Aller; SRH – szew renohercyński; STZ – strefa Sorgenfreia-Tornquista; TTZ – strefa Teisseyre'a-Tornquista; UBPH – uskok brzeżny północnego Harzu; UD – uskok Dolska; UG – uskok Gardelegen; UH – uskok Haldensleben; UO – uskok Odry; WF – wzgórza Flechtingen

wieku zalegające poniżej warstw mezozoiczno-kenozoicznych i karbońsko-permskich. Te enigmatyczne skały porównano z osadami ediakarsko-wczesnopaleozoicznymi zalegającymi na kratonie wschodnioeuropejskim (Franke, 1994; Giese i in., 1994). Ponieważ odwiert Loissin 1 dokumentuje skały metaosadowe związane z kratonem wschodnioeuropejskim na południe od uskoku transeuropejskiego, charakter tego ostatniego jako głównego szwu kaledońskiego został zakwestionowany przez Dallmeyera i in. (1999). Dalszą krytyczną ocenę koncepcji i znaczenia uskoku transeuropejskiego przedstawili McCann i Krawczyk (2001).

Strefa szwu między Baltiką a Awalonią została zobrazowana za pomocą danych sejsmicznych w ramach projektu MONA LISA na SE Morzu Północnym (fig. 1; Balling, 2000; Abramovitz, Thybo, 2000). Na tym obszarze zidentyfikowano trzy różne typy skorupy ziemskiej: (1) trójwarstwową skorupę typową dla kratonu wschodnioeuropejskiego w północnej części profilu; (2) skorupę przejściową (strefa szwu) w centralnej części; oraz (3) dwuwarstwową skorupę o możliwym powinowactwie z Awalonią na południu, charakteryzującą się niskimi prędkościami w całej skorupie (Abramovitz, Thybo, 2000). Grubość skorupy ziemskiej waha się od 38–35 km pod północnym brzegiem wyniesienia Ringkøbing-Fyn do 28–27 km pod basenem północnoniemieckim. Strefa szwu jest identyfikowana na odcinku ok. 70 km w obrębie skorupy przejściowej i jest ograniczona od północy szerokim na ok. 100 km, silnie refleksyjnym ciałem wysokoprędkościowym w dolnej skorupie (Abramovitz, Thybo, 2000). Ciało to może być interpretowane jako dolna skorupa kratonu wschodnioeuropejskiego podsunięta pod obrzeżenie Awalonii (Abramovitz, Thybo, 2000). Przebieg południowej granicy refleksyjnego ciała wysokoprędkościowego pokrywa się w przybliżeniu z lineamentem dolnej Łaby (fig. 1).

Dalej na południowy wschód, wzdłuż biegu regionalnych elementów strukturalnych, domniemany kontakt Awalonii i Baltiki jest zobrazowany przez profil sejsmiczny 9601 eksperymentu DEKORP-Basin'96 (Bayer i in., 2002). Profil sejsmiczny wskazuje, że klin Baltiki ciągnie się na południe poniżej basenu permsko-mezozoicznego (Bayer i in., 2002: fig. 2). Zaobserwowana struktura wskazuje na przedłużenie się skorupy bałtyckiej znacznie dalej na południe niż pierwotnie zakładano (Bayer i in., 2002). Główne cechy interpretacji strukturalnej transektu sejsmicznego Basin-9601 – PQ2-9.1 (patrz poniżej w sekcji dotyczącej modelowania grawimetrycznego) to: (1) dolna skorupa o wysokich prędkościach fal sejsmicznych, którą można śledzić w kierunku południowym do ok. 120 km od północnego krańca profilu Basin-9601, poniżej centrum basenu północnoniemieckiego, i prawdopodobnie dalej aż do linii Łaby na 180 km, (2) „horyzont O", będący charakterystyczną cechą południowo-zachodniej części kratonu wschodnioeuropejskiego, który można śledzić ku południowi do ok. 100 km od północnego krańca profilu Basin-9601, (3) kaledoński klin akrecyjny, zobrazowany na północnym odcinku profilu (DEKORP-BASIN Research Group, 1999; Bayer i in., 1999; Bleibinhaus i in., 1999; Krawczyk i in., 1999). Linia intersekcyjna frontu deformacji kaledońskiej pod górnym paleozoikiem znajdowałaby się ok. 180 km na północ od południowego krańca dolnej skorupy Baltiki, co wskazuje na szeroki, naskórkowy pas fałdowo-nasuwczy na przedpolu, podobny do południowych Appalachów (np. Keller, Hatcher, 1999), bądź stref nasuwczych kaledonidów norweskich (Brueckner, Cuthbert, 2013). Front deformacji kaledońskiej odpowiada najbardziej wysuniętym na północ płytkim nasunięciom związanym ze szwem Thora, który, zanurzając się pod kątem 15–20° na południowy zachód, osiąga poziom dolnej skorupy na linii Łaby (Bayer i in., 2002).

Polska północno-zachodnia

Polskie kaledonidy stanowią pas tektonicznie zdeformowanych skał osadowych górnego ordowiku i syluru, który biegnie z północnego zachodu na południowy wschód na lądzie w regionie Pomorza Środkowego i pod dnem Bałtyku (fig. 1; Dadlez, 1978; Dadlez i in., 1994). W ponad 20 głębokich otworach wiertniczych napotkano silnie pofałdowane dolnopaleozoiczne skały osadowe tworzące wąskie i wydłużone wypiętrzenie nazywane strefą Koszalin-Chojnice lub, bardziej ogólnie, kaledonidami pomorskimi (fig. 3; Dadlez, 1978). Na wschodzie ten pas fałdowy kontaktuje z niezdeformowanymi osadami dolnego paleozoiku basenu bałtyckiego przykrywającymi kraton wschodnioeuropejski. Na zachodzie dolny paleozoik zanurza się coraz głębiej i nie został spenetrowany przez otwory. W przeciwieństwie do obszaru Rugii (północne Niemcy), kaledonidy pomorskie zbudowane są z niezmetamorfizowanych, choć silnie zdeformowanych skał osadowych. Podłoże dolne-

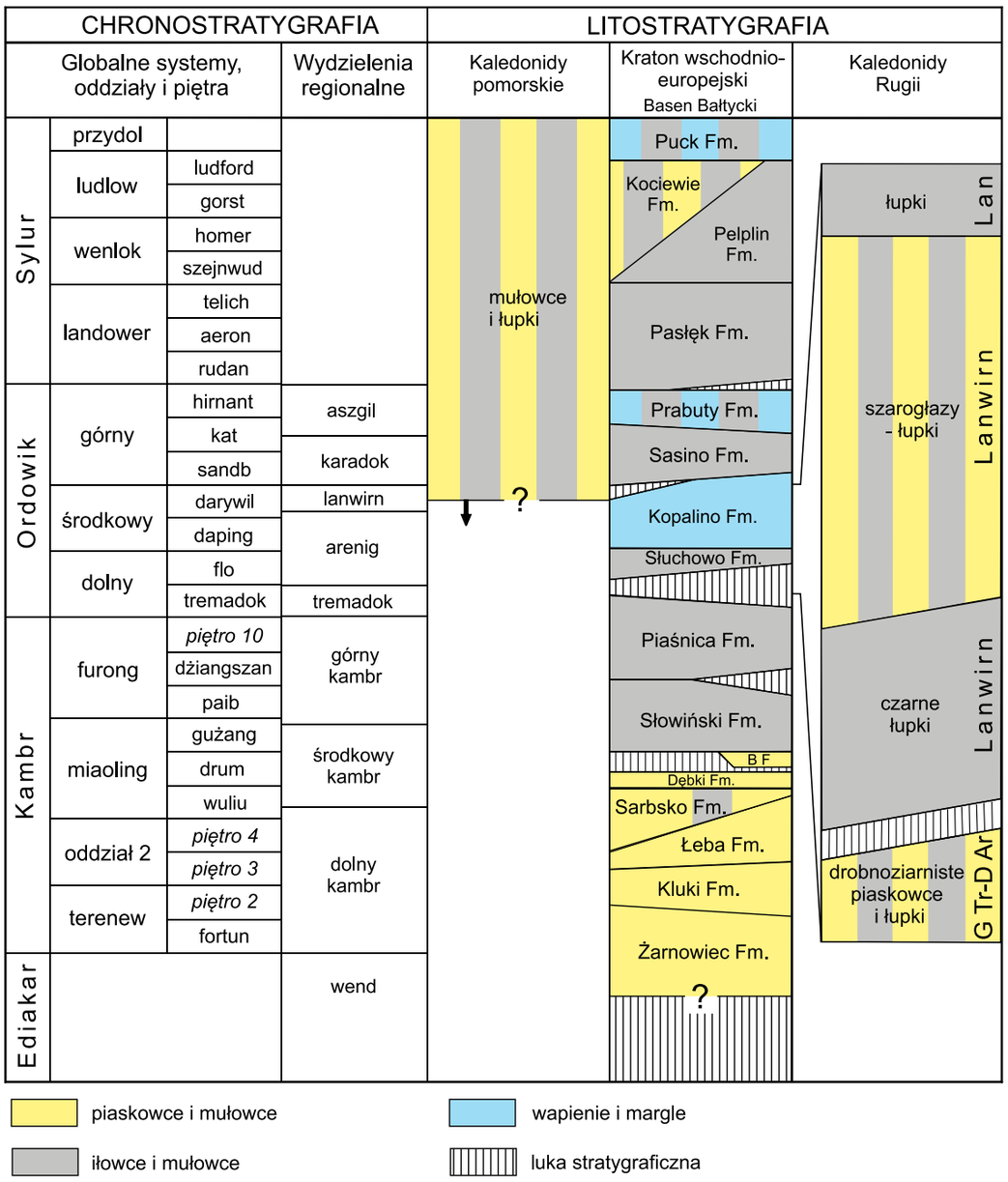


FIG. 2. Schemat stratygraficzny ediakaru–dolnego paleozoiku w kaledonidach niemiecko-polskich i przyległej części basenu bałtyckiego, stanowiącego kaledoński basen przedgórski położony na kratonie wschodnioeuropejskim. Profile kaledonidów pomorskich i basenu bałtyckiego wg Modlińskiego, Podhalańskiej (2010). Profil kaledonidów Rugii (odwiert Rugia–5/66) za: Giese i in. (1994). BF – Białogóra Fm.; Lan – lanwirn; G Tr-D Ar – górny tremadok–dolny arenig

go paleozoiku pomiędzy kaledonidami pomorskimi i północnoniemieckimi jest w większości nieznane. Wyjątkiem jest odwiert L2-1/87 wykonany u wybrzeży Polski (fig. 1). Otwór dotarł do intensywnie sfałdowanych osadów ordowiku, które nie różnią się w tym aspekcie od skał kaledonidów pomorskich. Dlatego możliwe jest, że sfałdowane podłoże dolnego paleozoiku rozciąga się na całym obszarze od Pomorza Środkowego po Rugię.

Kaledonidy pomorskie angażują górnoordowicką i sylurską monotonną sukcesję łupkowo-mułowcową (fig. 2; Bednarczyk, 1974; Jaworowski, 2000; Podhalańska, Modliński, 2006). Różne fragmenty tej sekwencji, o miąższości od kilku metrów do ok. 1100 m, zostały udokumentowane wierceniami. Osady ordowiku należą do górnego lanwirnu i karadoku (Bednarczyk, 1974; Podhalańska, Modliński, 2006). W kilku otworach znaleziono również fragmenty całego profilu sylurskiego, aż po przydol (Podhalańska, Modliński, 2006), przy czym udział mułowców i drobnoziarnistych piaskowców wzrasta ku stropowi sukcesji sylurskiej (Modliński, Podhalańska, 2010). Na podstawie bardzo zmiennego nachylenia warstw w rdzeniach otworów wiertniczych, dochodzącego miejscami do 90°, wnioskowano o intensywnym fałdowaniu sukcesji dolnego paleozoiku (np. Dadlez, 1974, 1978). Strome nachylenie warstw jest często połączone z występowaniem spękań, luster tektonicznych i rys ślizgowych, które potwierdzają znaczną deformację i sugerują występowanie nasunięć. Strop syluru ma charakter niezgodności erozyjnej, podobnie jak w sąsiednim, niezdeformowanym basenie bałtyckim.

Facje dolnego paleozoiku kaledonidów pomorskich są podobne do tych, które występują w basenie bałtyckim, położonym na południowo-zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego (fig. 3) i interpretowanym jako kaledoński basen przedgórski (np. Poprawa i in., 1999; Mazur i in., 2018). Na obu obszarach skały górnego syluru dostarczają dowodów na spłycenie basenu w przydolu z depozycją osadów płytkomorskich (Modliński, Podhalańska, 2010). W związku z tym, pomimo lokalnych różnic facji między kaledonidami pomorskimi a sąsiednią częścią basenu bałtyckiego, zwłaszcza w ordowiku, oraz niekompletnego zapisu stratygraficznego w kaledonidach pomorskich (Modliński, Podhalańska, 2010), sukcesje osadów dolnego paleozoiku z obu obszarów wykazują bliskie pokrewieństwo. Na podobieństwo pomiędzy osadami dolnego paleozoiku kaledonidów pomorskich a osadami basenu bałtyckiego wskazują również dane palinologiczne (*Acritarcha*) dla ordowiku (Szczepanik, 2000) i syluru (Jachowicz, 2000). Chociaż niektórzy badacze używali *Chitinozoa*, aby opowiedzieć się za awalońską proweniencją osadów ordowiku (Wrona i in., 2001; Samuelsson i in., 2002), ich poglądy zostały podważone przez późniejsze badania proweniencji (patrz poniżej). Stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej ordowiku w kaledonidach pomorskich jest niski i przypomina ten z basenu bałtyckiego (Szczepanik, 2000). Badania proweniencji miki i cyrkonu w osadach dolnego paleozoiku z kaledonidów pomorskich i basenu bałtyckiego sugerują pochodzenie detrytusu ze wspólnego źródła alimentacji ziaren silikoklastycznych. Detrytus był dostarczany głównie przez krystaliczne podłoże kratonu wschodnioeuropejskiego (Baltika) z dodatkiem ordowickich skał metamorficznych. Te ostatnie są interpretowane jako kaledońska pryzma akrecyjna (Poprawa, 2006; Nawrocki, Poprawa, 2006).

We wschodniej części kaledonidów pomorskich, w pasie o szerokości do 15 km, a także w przyległej części basenu bałtyckiego, warstwy dolnopaleozoiczne są bezpośrednio przykryte przez permską i mezozoiczną sukcesję basenu polskiego (Dadlez, 1978). Jednak w zachodniej części kaledonidów pomorskich, na zachód

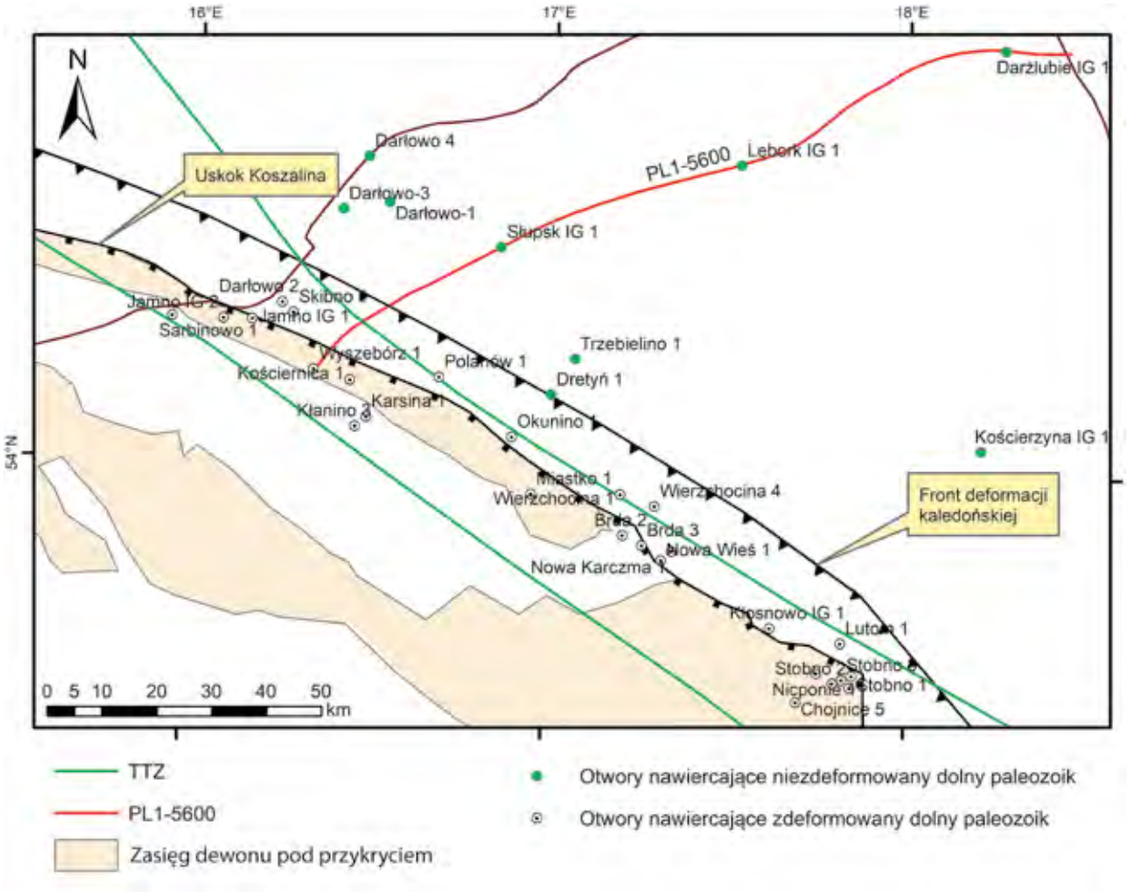


FIG. 3. Kaledonidy pomorskie (strefa Koszalin-Chojnice) z nałożonymi wybranymi elementami strukturalnymi (Mazur i in., 2016, zmodyfikowano). Lokalizację frontu deformacji kaledońskiej wyznaczono na podstawie danych otworowych. Na wschód od uskoku Koszalina dolny paleozoik występuje bezpośrednio pod permem i mezozoikiem. Na zachód od tego uskoku znajduje się gruba pokrywa osadów dewońskich i karbońskich

od uskoku Koszalina (Dadlez, 1993; Nguyen i in., 2024; fig. 3), platforma węglanowa środkowego i górnego dewonu jest przykryta dolnokarbońskimi łupkami i mułowcami oraz górnokarbońskimi facjami dystalnymi waryscyjskiego basenu przedgórskiego. Na zachód od kaledonidów pomorskich sfałdowany dolny paleozoik jest zrzucony na (stromych?) uskokach i nie został nawiercony przez żadne otwory, które kończyły się w warstwach dewońskich lub wyższych.

Ze względu na bliskie pokrewieństwo sukcesji osadów dolnego paleozoiku kaledonidów pomorskich i basenu bałtyckiego pod względem litologii, biostratygrafii i proweniencji detrytusu, prawdopodobnie reprezentują one, odpowiednio, zdeformowane i niezdeformowane części basenu przedgórskiego kaledonidów. Są one oddzielone przez nasunięcie frontalne położone powyżej rampy krystalicznego podłoża (Mazur i in., 2016). Istnieje jednak istotna różnica między miąższością ordowiku wnioskowaną dla kaledonidów pomorskich a miąższością udokumentowaną w otworze Słupsk IG 1, penetrującym sąsiednią część basenu bałtyckiego (ok. 100 m; fig. 4). Nawet biorąc pod uwagę spodziewaną duplikację warstw ordowiku w wyniku fałdowania i nasuwania, zmiana miąższości nie może być spowodowana wyłącznie zaangażowaniem tektonicznym. Odwiert Stobno 1 przewiercił 1100 m osadów karadoku, których rzeczywista miąższość, obliczona na podstawie upadów warstw podanych przez Dadleza (1978), wynosi ok. 30–40% tej wartości. Dlatego należy zakładać wzrost początkowej miąższości osadów ordowiku w kierunku zachodnim. Oczywiście, ze względu na możliwe występowanie odkłucia w spągu ordowiku, miąższość jego zdeformowanych warstw może reprezentować część basenu przedgórskiego, który był stosunkowo odległy od swej niezdeformowanej autochtonicznej części, nazywanej obecnie basenem bałtyckim.

5.1.3.3. Struktura frontu deformacji kaledońskiej na Pomorzu

Linia sejsmiczna PolandSPAN™ PL1-5600 częściowo obrazuje strukturę kaledonidów pomorskich i przyległej części kratonu wschodnioeuropejskiego oraz jej pokrywy osadowej (fig. 4; Mazur i in., 2016). Profil ma długość ok. 150 km i biegnie w kierunku ENE–WSW na Pomorzu przez południowo-zachodni skłon kratonu wschodnioeuropejskiego i położony nad nim basen bałtycki (fig. 4). W kierunku WSW profil PL1-5600 przecina front deformacji kaledońskiej i kończy się w środkowej części kaledonidów pomorskich. Chociaż wewnętrzna struktura kaledonidów pomorskich jest słabo zobrazowana, to profil sejsmiczny PL1-5600 wskazuje na naskórkowy charakter tego pasma fałdowo-nasuwczego. Strop podłoża w obrazie sejsmicznym jest gładki i stopniowo pogrąża się pod miąższym stosem osadów dolnego paleozoiku (fig. 4; Mazur i in., 2016). Mapa morfologii krystalicznego podłoża (fig. 5) wskazuje na możliwy związek przyczynowo-skutkowy pomiędzy przebiegiem frontu deformacji kaledońskiej a leżącym poniżej skłonem podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego. Ten ostatni mógł stanowić próg oporowy dla nasuwających się frontalnie ku NE skał ordowiku i syluru kompleksu kaledońskiego. Front deformacji kaledońskiej jest zobrazowany jako graniczna linia nasunięcia tych skał na niezdeformowane osady basenu przedgórskiego (fig. 4). Analogiem takiej struktury jest front nasunięć Karpat zewnętrznych w południowej Polsce lub nasunięć południowych Appalachów (np. Keller, Hatcher, 1999; Gągała i in., 2012).

Mapa głębokości krystalicznego podłoża, obliczonej na podstawie inwersji danych grawimetrycznych (fig. 5; Mazur i in., 2016), wykazuje, w skali regionalnej, cechy wspólne z modelem PL1-5600. Strop podłoża obniża się o 5500 m na odcinku 40 km poniżej kaledonidów pomorskich i przyległej części basenu bałtyckiego. Najbardziej strome nachylenie stropu podłoża Baltiki tworzy rampę (próg) bezpośrednio pod zdeformowaną sukcesją dolnego paleozoiku (fig. 5, 6). Rampa stropu podłoża ma dość jednolitą geometrię wzdłuż biegu, bez stopni lub nierówności związanych z frontem deformacji kaledońskiej (fig. 5). Kiedy strop dolnego paleozoiku i podłoża krystalicznego są wizualizowane wspólnie w trzech wymiarach, widać wyraźnie, że strop dolnego paleozoiku w dużym stopniu naśladuje geometrię prekambryjskiego podłoża (fig. 6). Oczywiście, istnieją dwa wyraźne stopnie w stropie dolnego paleozoiku utworzone przez uskok Koszalina i inny, nienazwany uskok dalej na zachód (fig. 4), ale ogólna architektura stropu dolnego paleozoiku pozostaje podobna do geometrii stropu krystalicznego podłoża.

5.1.3.4. Struktura szwu Thora we wschodnich Niemczech

Strukturę strefy kontaktu Awalonii i Baltiki obrazuje transekt sejsmiczny przebiegający od Morza Bałtyckiego do gór Harzu, który został wcześniej zaprezentowany przez grupę badawczą DEKORP-BASIN Research Group (1999), Krawczyk i in. (1999) oraz Bayera i in. (2002). Ponieważ dane sejsmiczne przedstawione przez tych autorów nie są identyczne, wybrano wersję Bayera i in. (2002: fig. 2) z pogłębieniem Moho pod górami Harzu. Transekt (fig. 7) jest profilem złożonym, który obejmuje zarówno

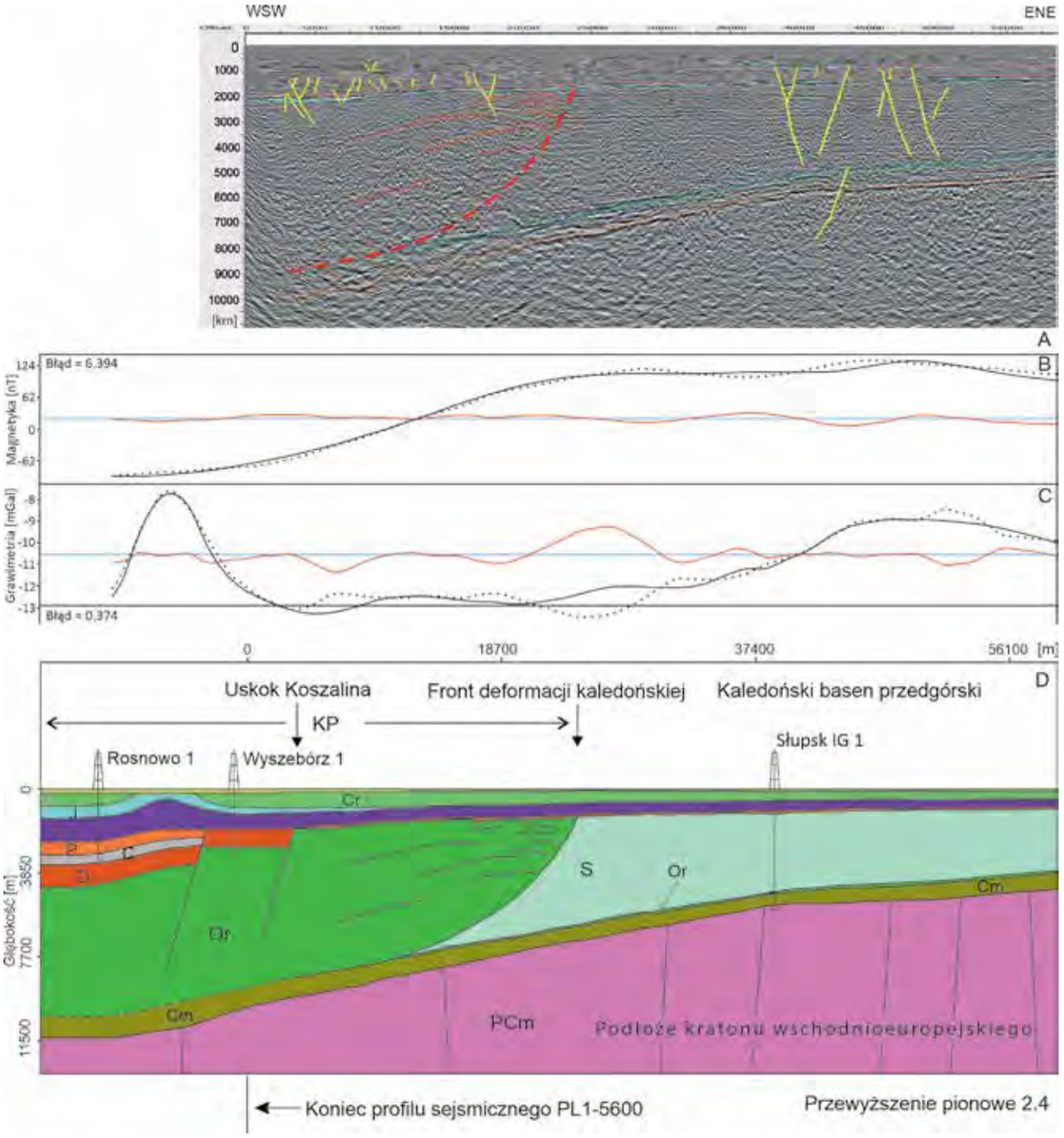


FIG. 4. Zachodnia część profilu sejsmicznego PolandSPAN PL1-5600 (lokalizacja na fig. 1) wg: Mazura i in. (2016). Rysunek przedstawia pierwsze 60 km profilu przecinającego front deformacji kaledońskiej (pionowe przewyższenie 2,4). A – powiększenie skoncentrowane na stropie podłoża i pokrywie osadowej; czerwona przerywana linia reprezentuje interpretowany front deformacji kaledońskiej; B i C – odpowiednio dane magnetyczne i grawimetryczne. Linie przerywane – obserwowane; linie ciągłe – modelowane. Czerwona linia pokazuje wielkość błędu. D – przewyższona pionowo górna część modelu geologicznego. KP – kaledonidy pomorskie. Oznaczenia wieku: PCm – prekambr; Cm – kambr; Or – ordowik; S – sylur; D – dewon; C – karbon; P – perm; T – trias; J – jura; Cr – kreda

sekcję lądową, jak i dane morskie. Dane lądowe obrazują obszar od południowego krańca basenu permskiego (uskok Gardelegen) do wybrzeża Morza Bałtyckiego na południe od wyspy Rugii (linia Basin-9601). Transekt jest następnie kontynuowany na północ linią PQ2-9.1, która znajduje się dalej na zachód, a na koniec południową częścią linii PQ2-004-005, przecinającej Morze Bałtyckie. Transekt ten został pierwotnie opracowany przez grupę badawczą DEKORP-BASIN Research Group (1999). Kontynuacja profilu aż do linii PQ2-004-005 zapewnia dowiązanie do niedawno opublikowanej interpretacji sejsmicznej dla całej linii PQ2-004-005 (Ponikowska i in., 2024).

Na podstawie zreinterpretowanego transektu sejsmicznego (fig. 7) opracowano dwuwymiarowy model grawimetryczny w celu przetestowania proponowanych rozwiązań (Mazur i in., 2025). Model grawimetryczny rozpoczyna się w górach Harzu i przecina basen subhercyński, wzgórza Flechtingen, depocentrum basenu północnoniemieckiego i wzniesienie Grimmen (fig. 1, 7). Główne uskoki w górnej skorupie przecięte z południowego wschodu na północny zachód to: uskok brzeżny północnego Harzu, lineament Aller, uskok Haldensleben i uskok Gardelegen (fig. 7; Scheck i in., 2002). Moho jest prawie poziome na głębokości ok. 30 km wzdłuż środkowej części profilu, aż do km 275 (fig. 7), gdzie punkt bifurkacji znajduje się w obrębie Moho na południe od Rugii. Na podstawie danych sejsmiki refleksyjnej pozostaje niepewne, czy Moho opada na północ, czy też wygina się w górę (Bayer i in., 2002). Jednak dowiązanie do Moho i stropu dolnej skorupy reflektorów zinterpretowanych przez Ponikowską i in. (2024) wzdłuż linii PQ2-004-005 sugeruje, że Moho obniża się stosunkowo głęboko na ok. 40 km, a górna gałąź bifurkacji odpowiada stropowi dolnej skorupy. Niemniej jednak dane sejsmiczne nadal wskazują na zanurzone w kierunku północnym reflektory płaszcza pod Rugią, znajdujące się poniżej ok. 40 km. Tego typu reflektory o upadzie ku północy są również znane z innych części Bałtyku (np. BABEL Working Group, 1993; Meissner, Krawczyk, 1999). Dolna skorupa na NE od 275 km profilu jest interpretowana jako należąca do Baltiki, zgodnie z profilem PQ2-004-005 (Ponikowska i in., 2024). Jednak obecny model pokazuje, że dolna skorupa Baltiki wyklinowuje się w kierunku południowo-zachodnim, powodując spłycenie Moho pod basenem północnoniemieckim (fig. 7).

Pod basenem północnoniemieckim znajduje się ciało wysokogęstościowe, interpretowane jako efekt podklejania magmowego (fig. 7; Mazur i in., 2025). Osiąga ono maksymalną grubość 4 km między 140–260 km profilu. Ciało to jest odpowiedzialne za szeroką dodatnią anomalię grawimetryczną występującą w centralnej części basenu (fig. 7, 8). Odpowiada ono wysokoprędkościowej dolnej skorupie o prędkościach fal podłużnych do 7,2 km/s, zidentyfikowanej w pracy Bayera i in. (2002). Odpowiednikiem ciała magmowego w dolnej skorupie jest horyzont wulkanitów u podstawy sekwencji osadowej basenu północnoniemieckiego, które zostały umiejscowione na przełomie karbonu i permu (np. Krawczyk i in., 1999). Wulkanity nie zostały uwzględnione w modelu (fig. 7) z powodu ich ograniczonej miąższości nieprzekraczającej 2000 m i umiarkowanej gęstości. Skały wulkaniczne nie mogą znacząco wpływać na anomalie grawimetryczne, ponieważ wyżyna Grimmen, gdzie osiągają największą grubość (Benek i in., 1996), odpowiada anomalii ujemnej (fig. 8). Dane sejsmiczne bardzo dobrze obrazują spąg cechsztynu (fig. 7), ale spąg permu i spąg osadów przedpermskich są słabo zobrazowane, a ich głębokość jest niepewna poza obszarami o dobrej kontroli otworowej. Aby zapewnić niezależną

5 Platforma paleozoiczna

kontrolę głębokości do spągu permu, wykorzystano siatkę danych opublikowaną przez Maystrenko i Scheck-Wenderoth (2013).

Model grawimetryczny sugeruje większą gęstość skorupy Baltiki w porównaniu z Awalonią. Kontrast gęstości nie jest jednak wystarczająco duży, aby był widoczny na mapie anomalii grawimetrycznych (fig. 8). Co więcej, profil grawimetryczny wzdłuż linii sejsmicznej Basin-9601 jest zdominowany przez cechy geologiczne inne niż kontakt Baltika–Awalonia. Dlatego kontakt pomiędzy tymi dwoma segmentami skorupy ziemskiej jest wymodelowany głównie na podstawie danych sejsmicznych. Zanurzający się w kierunku południowym reflektor przecina całą krystaliczną skorupę od wyspy Rugii do środka profilu pod depocentrum basenu północnoniemieckiego na 80 km profilu (fig. 7). Bayer i in. (2002) powiązali ten reflektor z wyraźnym „horyzontem O" obserwowanym na całym Morzu Bałtyckim (DEKORP-Basin Research Group, 1999; Bayer i in., 1999). W rejonie Rugii reflektor ten można skorelować z dolnym ordowikiem lub górnym kambrem, prawdopodobnie odpowiadającymi warstwie o dobrej przewodności elektrycznej, interpretowanej jako łupki dolnoordowickie (Jödicke i in., 1999). Nawet jeśli „horyzont O" nie reprezentuje dokładnie stropu krystalicznej skorupy Baltiki, to nie jest od niej daleko, biorąc pod uwagę ograniczoną grubość kambru pod południowym Bałtykiem (np. Ponikowska i in., 2024). Zgodnie z przedstawioną interpreta-

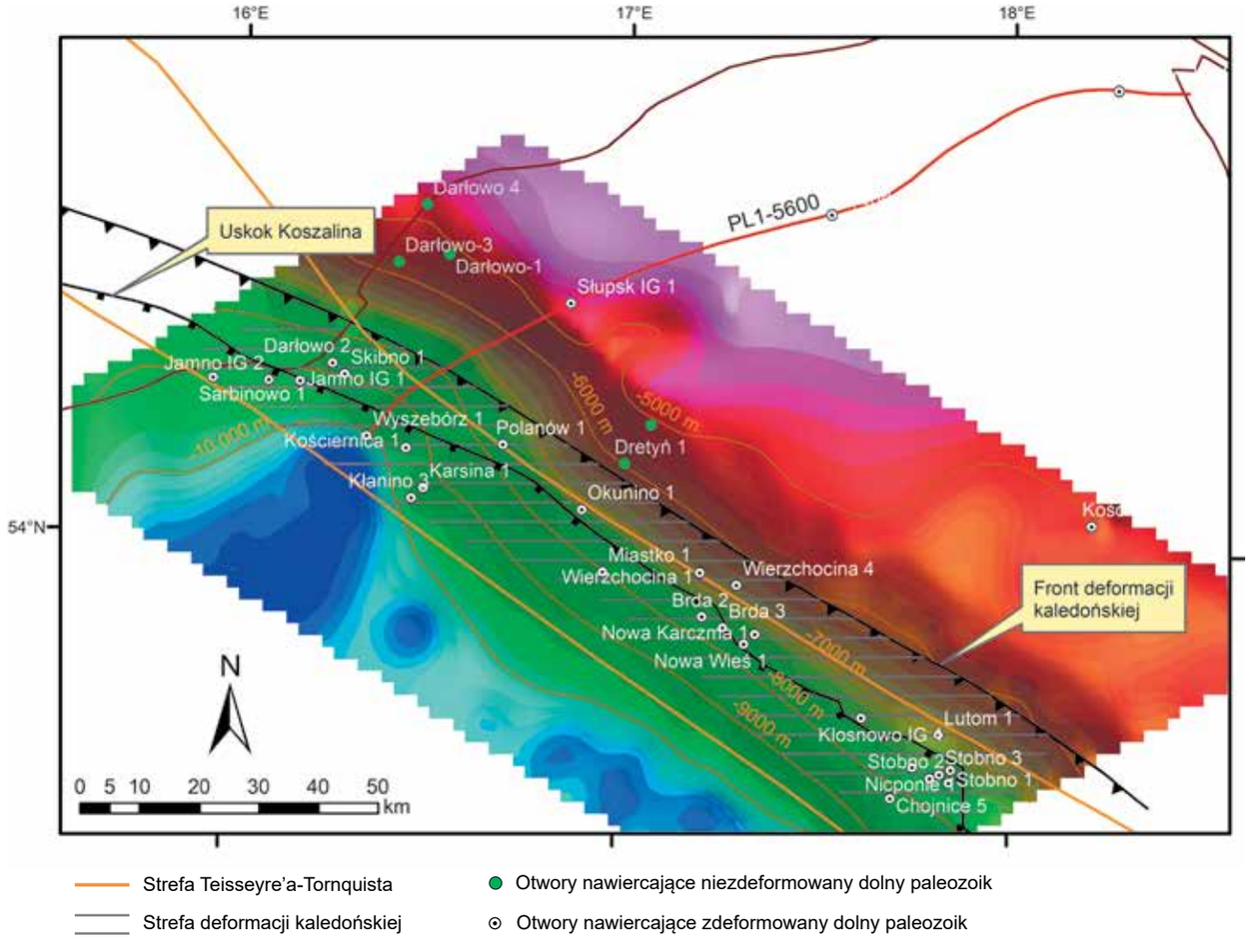


FIG. 5. Mapa głębokości podłoża oparta na trójwymiarowej inwersji danych grawimetrycznych (wg Mazura i in., 2016). Bordowa linia pokazuje linię brzegową Bałtyku

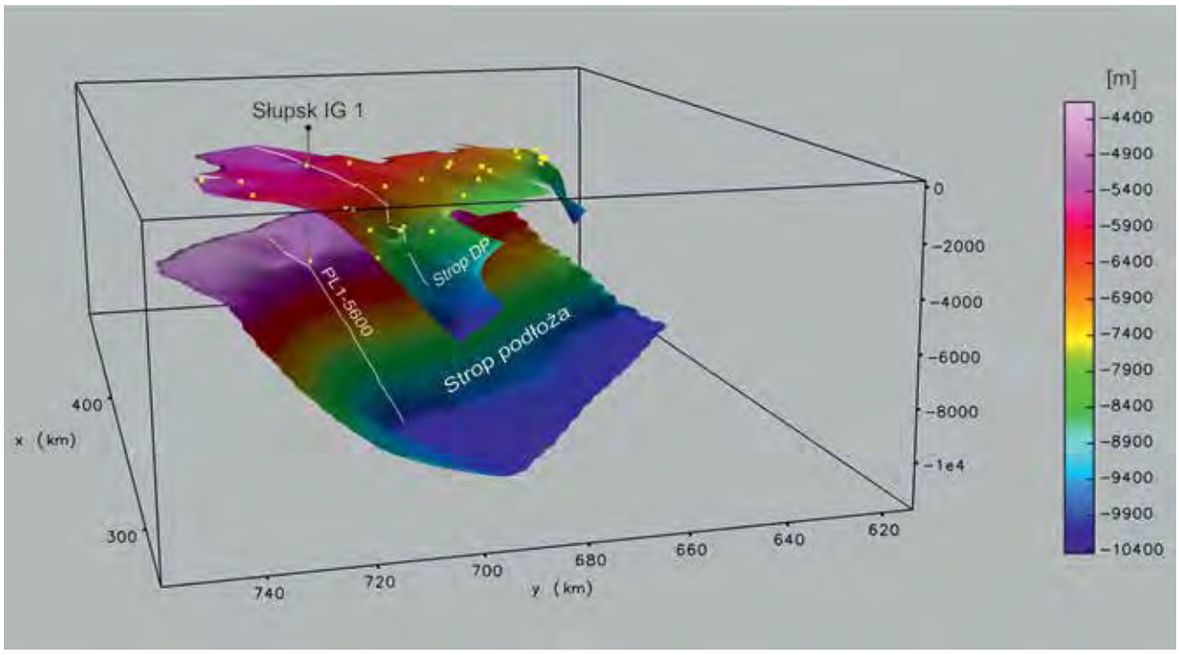


FIG. 6. Widok trójwymiarowy stropu krystalicznego podłoża i stropu dolnego paleozoiku. Żółte kwadraty pokazują punkty przebicia obu horyzontów przez otwory. Białe linie wskazują intersekcję z modelem PL1-5600. DP – dolny paleozoik

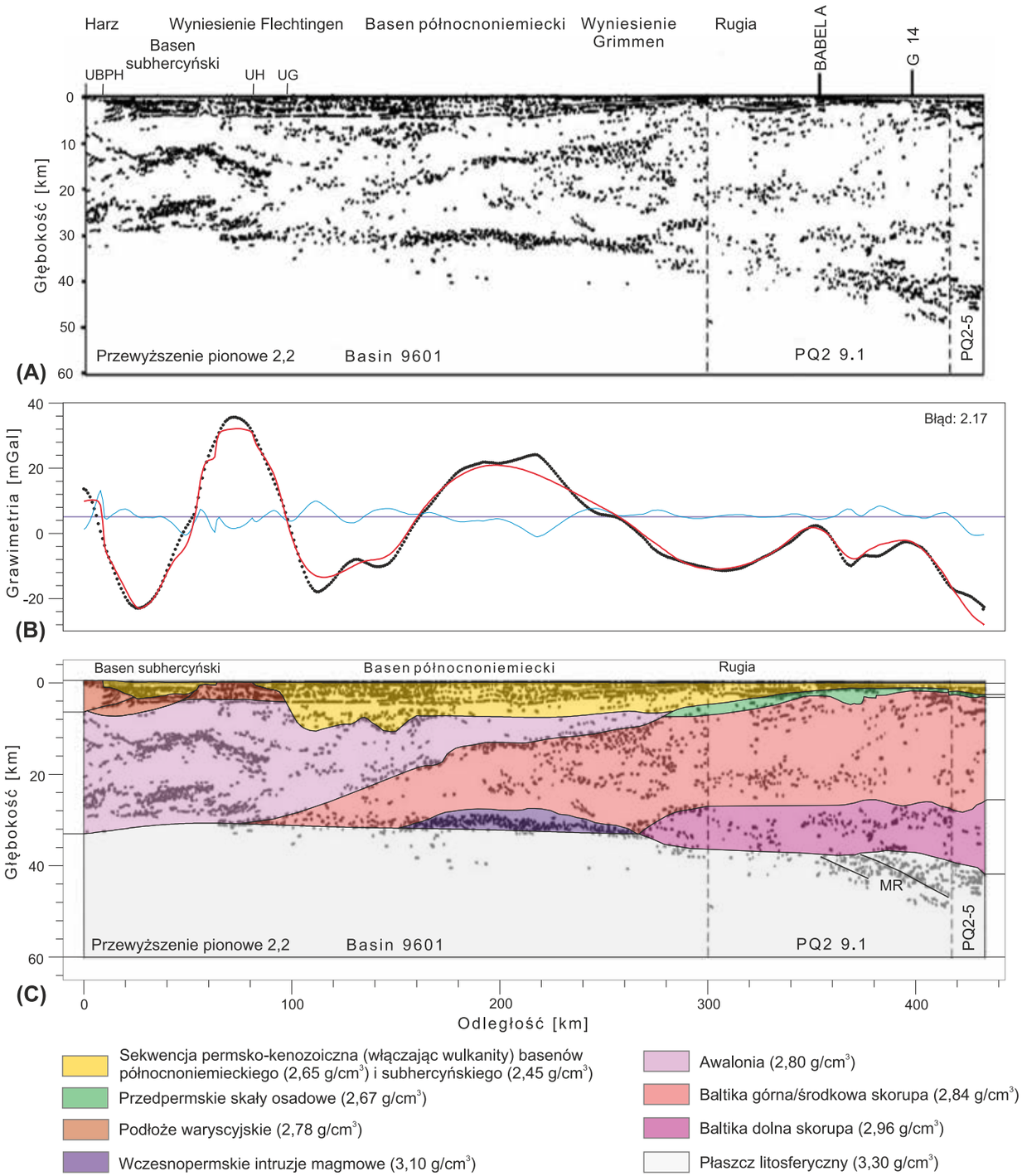


FIG. 7. Zagregowany transekt sejsmiczny, złożony z linii DEKORP Basin-9601 oraz DEKORP PQ2-9.1 i PQ2-5 (DEKORP-Basin Research Group, 1999; Bayer i in., 2002), rozciągający się od gór Harzu do południowego Bałtyku oraz stworzony na jego podstawie dwuwymiarowy model grawimetryczny.
A – profil sejsmiczny z reflektorami podkreślonymi przez linie (Bayer i in., 2002); UBPH – uskok brzeżny północnego Harzu, UG – uskok Gardelegen, UH – uskok Haldensleben;
B – profil grawimetryczny: czarna linia przerywana – obserwowany; czerwona linia ciągła – modelowany. Cienka niebieska linia pokazuje wielkość błędu;
C – model geologiczny (Mazur i in., 2025);
MR – reflektory płaszcza litosferycznego

cją, południowo-zachodnia krawędź skorupy bałtyckiej znajduje się ok. 120 km za linią frontu deformacji kaledońskiej w spągu górnego paleozoiku (fig. 8).

Front deformacji kaledońskiej jest słabo zobrazowany przez profil Basin-9601 (fig. 7), nawet jeśli jego pozycja jest określona przez dane z otworów wiertniczych. Jest to zgodne z postulowanym wcześniej naskórkowym charakterem kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Bayer i in., 2002; Mazur i in., 2016; Ponikowska i in., 2024). Front deformacji kaledońskiej znajduje się bezpośrednio na południowy zachód od otworu G 14 (Ponikowska i in., 2024), a kaledoński klin akrecyjny jest nasunięty na skorupę Baltiki (fig. 7), która nie zdradza oznak zaangażowania w deformację kaledońską (Ponikowska i in., 2024).

5.1.3.5. Przebieg szwu Thora pomiędzy wschodnimi Niemcami a Polską

Anomalie grawimetryczne są w większości związane ze strukturami geologicznymi, które powstały po orogenezie kaledońskiej (fig. 8). W wielu przypadkach są to wzniesienia lub zagłębienia w podłożu oraz pokrywające je osady o zmiennej grubości. Silne dodatnie anomalie są często związane z waryscyjskimi wypiętrzeniami podłoża, takimi jak góry Harz, wzgórza Flechtingen oraz Sudety i monoklina przedsudecka na południowy zachód od uskoku Dolska (fig. 8). Wyniesienie Ringkøbing-Fyn, oddzielające basen północnoniemiecki od duńskiego, jest dobrze widoczne w obrazie anomalii grawimetrycznych. Ujemne anomalie są związane z basenami osadowymi i zapadliskami tektonicznymi, takimi jak rów Horn, czy skały kopalnych basenów sedymentacyjnych (subhercyńskiego, duńskiego i polskiego). W tym ostatnim dodatnia anomalia w centrum basenu koreluje z antyklinorium środkowopolskim utworzonym podczas inwersji późnokredowej. Bardzo ważnym wyjątkiem jest depocentrum basenu północnoniemieckiego, gdzie występuje silna anomalia dodatnia (fig. 8). Anomalia ta koreluje z zapadliskiem Rheinsberg, w którym znajduje się miąższa sekwencja osadów permsko-mezozoicznych (fig. 7). Biorąc pod uwagę, że subhoryzontalne Moho znajduje się na głębokości ok. 30 km, najbardziej prawdopodobnym wyjaśnieniem anomalii dodatniej jest dolnoskorupowe ciało magmowe (fig. 7). Analogicznie do znanego wieku skał wulkanicznych występujących w basenie północnoniemieckim (np. Benek i in., 1996), wiek umiejscowienia ciała magmowego może być wczesnopermski. Anomalia Rheinsberg występuje w strefie

5
Platforma paleozoiczna

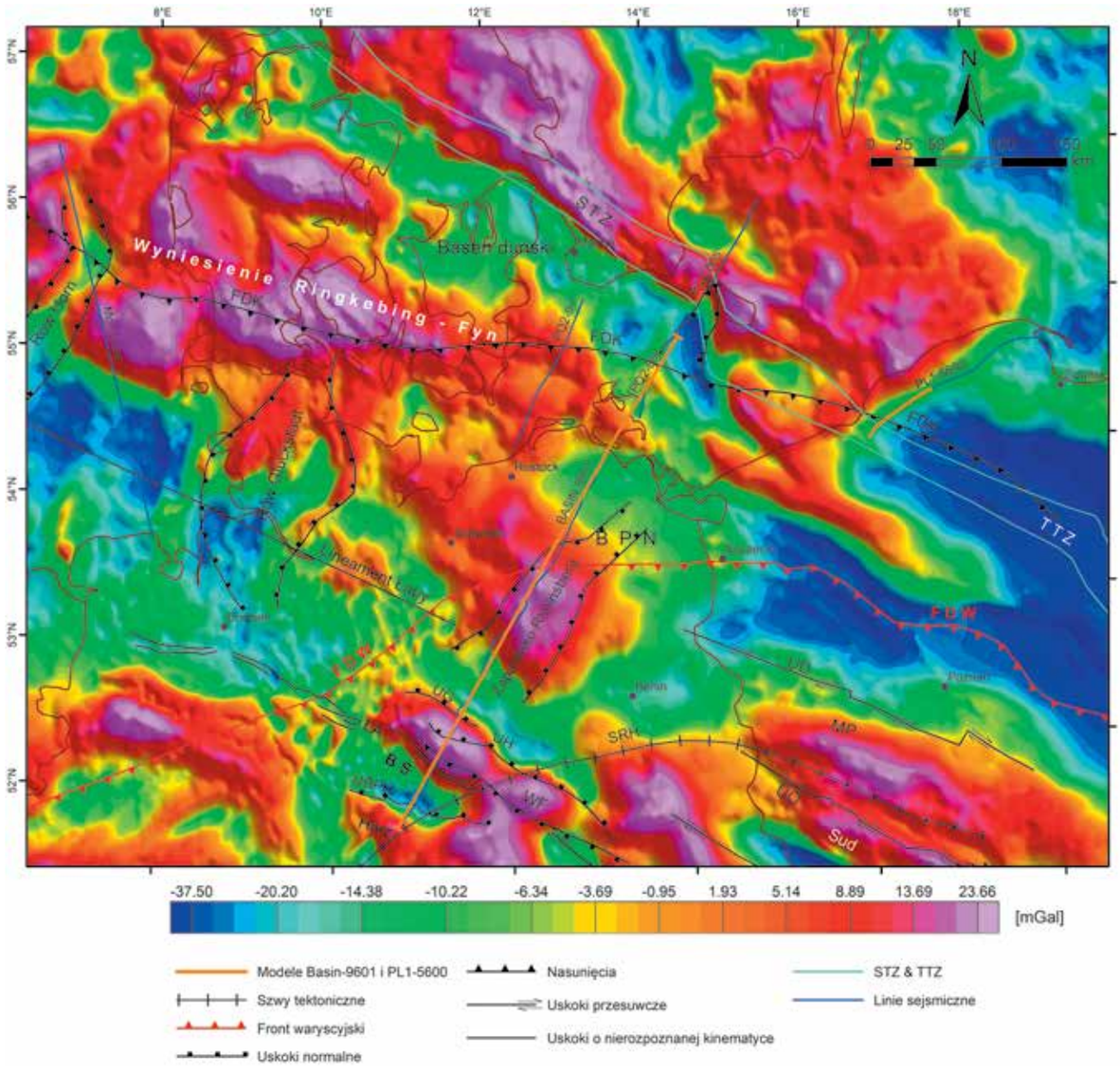


FIG. 8. Regionalne dane grawimetryczne dla wschodnich Niemiec i zachodniej Polski na podstawie kompilacji grawimetrycznej firmy Getech (Green i in., 2019). Mapa anomalii grawimetrycznych jest kompilacją grawimetrii wolnopowietrznej na morzu i grawimetrii z poprawką Bouguera na lądzie. Dane są pokazane w siatce o oczku 0,02°. Pełna korekta Bouguera została obliczona przy gęstości skał wynoszącej 2,67 g/cm^3. Główne cechy mapy anomalii są związane ze strukturami geologicznymi powstałymi po orogenezie kaledońskiej. MP – monoklina przedsudecka; Sud – Sudety. Skróty literowe jak na figurze 1

kontaktu między Baltiką i Awalonią i maskuje słabsze efekty związane z kontaktem obu domen skorupy ziemskiej (fig. 7).

Chociaż kontakt Baltiki i Awalonii określono z dobrym przybliżeniem za pomocą modelu sejsmicznego Basin-9601 i zbudowanego na nim modelu grawimetrycznego, kontynuacja szwu Baltiki i Awalonii na zachód i wschód pozostaje wysoce niepewna. Kolejne transekty, które można wykorzystać do podobnej analizy, znajdują się w odległości ok. 200 km na zachód (EUGEMI+EUGENO-S 1 Aichroth i in., 1992; Eugeno-S Working Group, 1988) oraz na wschód (LT-7, Guterch i in., 1994). Aby w przybliżeniu rozpoznać przebieg tej granicy, wykorzystano pochodną kąta nachylenia (*tilt derivative;* Salem i in., 2008) anomalii magnetycznych (fig. 9). Anomalie te są związane z mozaiką magnetycznie podatnych skał podłoża krystalicznego. Dodatkowo metoda pochodnej kąta nachylenia wzmacnia sygnał pochodzący z górnej części magnetycznego podłoża (Salem i in., 2008). Rozkład anomalii tej pochodnej również nie jest w pełni jasny, ponieważ sygnał z krystalicznego podłoża jest tłumiony przez grubą pokrywę osadową, a jednocześnie permskie skały wulkaniczne charakteryzują się znaczną podatnością magnetyczną.

Określając północno-wschodni zasięg Awalonii na poziomie stropu krystalicznego podłoża, założono, że powinien on być w przybliżeniu zgodny z przebiegiem frontu deformacji kaledońskiej w Niemczech i północno-zachodniej Polsce. Położenie frontu na Morzu Bałtyckim i w północno-zachodniej Polsce jest rozpoznane na podstawie danych otworowych z zadowalającą dokładnością (Mazur i in., 2016 i odnośniki tamże). Front może rozciągać się dalej w kierunku południowo-wschodnim, ale znika pod depocentrum bruzdy środkowopolskiej, gdzie odwierty nie sięgają dolnego paleozoiku. Ten ostatni jest odsłonięty tylko w Górach Świętokrzyskich, ale tam deformacje kaledońskie są słabe, przypominając efekty inwersji basenów na dalekim przedpolu orogenu (Mazur i in., 2018 i odniesienia tamże). Na wschód od profilu Basin-9601 granica Awalonii może skręcać na południowy wschód i podążać wzdłuż północno-wschodniego zbocza wyżu magnetycznego, aż do zakończenia waryscyjskiego szwu renohercyńskiego (fig. 9). W takim przypadku północno-wschodni zasięg Awalonii pokrywałby się w przybliżeniu z uskokiem Dolska. Oczywiście taka interpretacja może być obarczona niepewnością i wymaga weryfikacji przez niedostępne dotychczas głębokie profile sejsmiki refleksyjnej. Na zachód od profilu Basin-9601 anomalie magnetyczne mają głównie przebieg południkowy, związany z post-kaledońską ewolucją tego obszaru (Maystrenko, Scheck-Wenderoth, 2013). Jednak północny zasięg Awalonii mógłby być stosunkowo łatwo wyznaczony przez profile MONA LISA (Abramovitz, Thybo, 2000) i NST83-07 (np. Holliger, Klemperer, 1990), jeśli zostałyby odpowiednio zinterpretowane.

Południowy kraniec Baltiki sięga pod wyniesienie Flechtingen, a dalej ku wschodowi jej zasięg jest ograniczony przez szew renohercyński (fig. 9). W konsekwencji, w najbardziej wschodnich częściach Niemiec i Polski dolna część skorupy Baltiki rozciąga się aż do Masywu Czeskiego i waryscydów. W tym rejonie jej południową granicę wyznacza szew renohercyński (fig. 9).

5.1.3.6. Implikacje regionalne

Od początku lat dziewięćdziesiątych XX wieku postuluje się, że kaledonidy północnoniemieckie są naskórkowym pasmem fałdowo-nasuwczym (np. Katzung i in., 1993; Giese i in., 1994; Bayer i in., 2002). Podobny pogląd został później sformułowany w odniesieniu do kaledonidów polskich (Mazur i in., 2016). Ta wiedza geologicz-

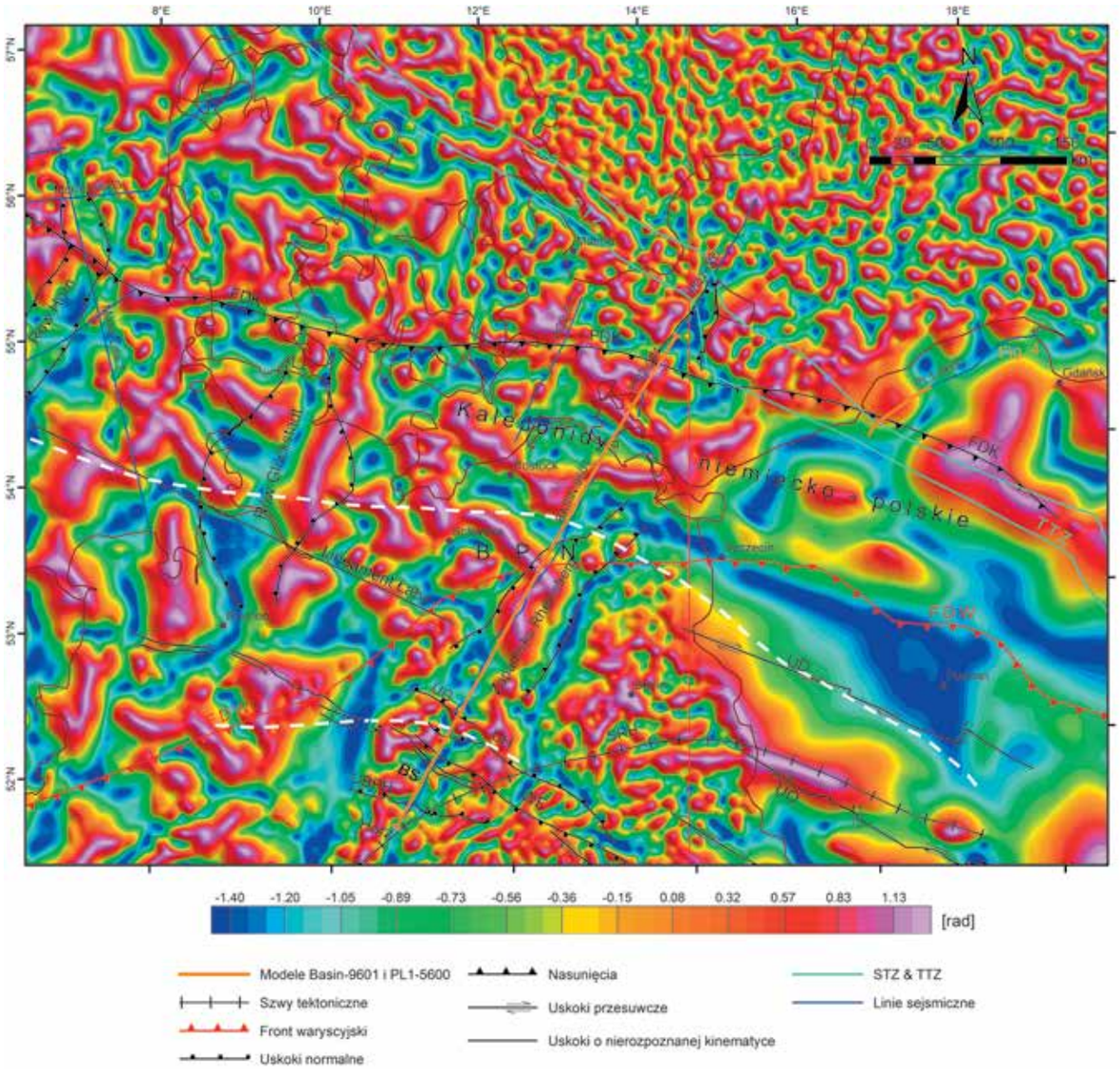


FIG. 9. Pochodna kąta nachylenia pola magnetycznego dla wschodnich Niemiec i zachodniej Polski z nałożonym położeniem modelu grawimetrycznego Basin-9601 i kluczowymi elementami strukturalnymi. Dwie białe przerywane linie pokazują południowy zasięg skorupy Baltiki (linia południowa) i północny zasięg skorupy Awalonii (linia północna). Skróty literowe jak na figurze 1

na nie przełożyła się jednak w pełni na interpretację głębokich profili sejsmicznych. W wielu interpretacjach nasunięcie Awalonii na Baltikę, przecinające znaczną część skorupy krystalicznej, jest bezpośrednio wiązane z frontem deformacji kaledońskiej (np. DEKORP-BASIN Research Group, 1999; Abramovitz, Thybo, 2000). Zakładana korelacja między kaledońskim frontem deformacji a szwem tektonicznym na poziomie krystalicznego podłoża doprowadziła w pewnych przypadkach do częściowo nietrafnych interpretacji. Na tym tle w dobrym sensie wyróżnia się interpretacja Bayera i in. (2002), którzy zinterpretowali „horyzont O" w głębokiej skorupie jako odpowiadający stropowi Baltiki. Ostatnio Mazur i in. (2025) przyjęli podobne podejście, uznając horyzont „O" za bliski powierzchni stropowej krystalicznej skorupy Baltiki (fig. 7). W rezultacie nasunięcie Awalonii na Baltikę osiąga podstawę pokrywy osadowej na 282. km profilu Basin-9601, na obszarze wyniesienia Grimmen na południe od Rugii. Punkt ten znajduje się ok. 120 km na południowy zachód od frontu deformacji kaledońskiej. Na tym odcinku nasunięcie u podstawy kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego musiało być zlokalizowane w pokrywie osadowej Baltiki, powyżej stropu krystalicznego podłoża, prawdopodobnie w czarnych łupkach na granicy kambru i ordowiku. Wzdłuż swego nasunięcia spągowego kaledoński klin orogeniczny, obejmujący słabo zmetamorfizowane i niezmetamorfizowane osady dolnego paleozoiku (ordowiku), został nasunięty na Baltikę, której skorupa krystaliczna nie była zaangażowana w deformację.

Polskie (pomorskie) kaledonidy mają pozycję tektoniczną podobną do kaledonidów północnoniemieckich. W tym rejonie nie dysponujemy głębokimi profilami sejsmiki refleksyjnej poza profilem PL-5600, który sięga zaledwie 20 km poza front deformacji kaledońskiej. Jednak inwentarz stratygraficzny kaledonidów pomorskich znacznie różni się od inwentarza kaledonidów z Rugii (fig. 2). Nie różni się natomiast od profilu stratygraficznego sąsiedniej części kaledońskiego basenu przedgórskiego (basenu bałtyckiego). W przypadku kaledonidów pomorskich mamy zatem do czynienia z częścią basenu przedgórskiego, która została zdeformowana i włączona w obręb kaledońskiego klina orogenicznego dopiero na przełomie syluru i dewonu. W związku z tym na Rugii występują słabo zmetamorfizowane skały osadowe, które były częścią pierwotnego, ordowickiego klina akrecyjnego kaledonidów. Analiza minerałów detrytycznych z osadów kaledonidów pomorskich wskazuje, że detrytus był dostarczany częściowo z Baltiki (Poprawa, 2006), co jest możliwe, a nawet oczekiwane w przypadku basenu przedgórskiego. Pojedynczy, ostry charakter frontu kaledońskiego w Polsce (fig. 4) może wynikać z obecności rampy krystalicznego podłoża związanej ze strefą Teisseyre'a-Tornquista. Struktura ta mogła stanowić mechaniczną barierę, ograniczającą dalszą propagację naprężeń kompresyjnych (Mazur i in., 2016).

Analiza pól potencjalnych pozwala jedynie w przybliżeniu określić przebieg szwu Awalonii i Baltiki na poziomie stropu krystalicznego podłoża. Pochodna kąta nachylenia pola magnetycznego wskazuje na wygięcie szwu na południowy wschód równolegle do kaledońskiego frontu deformacji w Polsce. W związku z tym szew znajduje się w pobliżu uskoku Dolska i biegnie ukośnie do waryscyjskiego szwu renohercyńskiego (fig. 9). Strefa pomiędzy uskokiem Dolska a uskokiem Odry, wyznaczającym północno-wschodnią granicę Masywu Czeskiego, była w przeszłości różnie interpretowana. Grad i in. (2003, 2008) doszli do wniosku, że „skorupa waryscyjska" występuje tam nad dolną skorupą Baltiki, która ciągnie się aż do uskoku Odry. Z kolei Mazur i Schulmann (2025) zasugerowali, że waryscyjskie podłoże zbudowane ze słabo zmetamorfizowanych osadów obrzeżenia Laurussii jest podścielone przez środkową i dolną skorupę Baltiki. Mazur i in. (2026)

wskazali ponadto, że budowa tej strefy może być jeszcze bardziej złożona. Nad dolną i środkową skorupą Baltiki może występować górna skorupa Awalonii, występująca na głębokości płytszej niż ok. 15 km. Zatem zmetamorfizowane osady paleozoiczne nasunięte podczas orogenezy waryscyjskiej mogą zalegać na krystalicznym podłożu Awalonii. Byłaby to sytuacja podobna do tej z wyniesienia Flechtingen, gdzie niskometamorficzne podłoże waryscyjskie spoczywa na skorupie awalońskiej, która z kolei jest podścielona przez krawędź Baltiki na poziomie dolnej skorupy. W kierunku wschodnim skorupa Awalonii wyklinowuje się na północny wschód od Wrocławia, ponieważ szew renohercyński przecina ukośnie szew między Awalonią a Baltiką (fig. 9).

Na zachodzie szew Awalonii i Baltiki przebiega przez obszar zobrazowany na profilach Mona Lisa. Jego reinterpretacja wykracza poza zakres niniejszego rozdziału. Wydaje się jednak, że podsunięcie cienkiej dolnej skorupy Baltiki pod Awalonię, aż do linii Łaby (Abramovitz, Thybo, 2000), jest mało prawdopodobne. Jest to trudne do zaakceptowania z reologicznego punktu widzenia bez fragmentacji dolnej skorupy. Bardziej prawdopodobne jest, że po wyklinowaniu dolnej skorupy, środkowa skorupa Baltiki podściela Awalonię aż do południowego krańca profilu MONA LISA 2.

Szczegółowa interpretacja położenia szwu Awalonii i Baltiki, który jest kręgosłupem kaledonidów niemiecko-polskich, jest trudna, ponieważ znajduje się on w różnych miejscach na różnych poziomach skorupy ziemskiej. U podstawy sukcesji górnego paleozoiku front deformacji kaledońskiej przebiega przez Danię, południowy Bałtyk i polskie Pomorze. Na stropie krystalicznej skorupy szew jest położony pod depocentrum basenu północnoniemieckiego oraz w rejonie uskoku Dolska w południowo-zachodniej Polsce. Na poziomie dolnej skorupy szew znajduje się pod wyniesieniem Flechtingen (fig. 7) i jest obcięty w kierunku wschodnim przez waryscyjski szew renohercyński (fig. 9). W rezultacie krawędź Baltiki w Polsce sięga na poziomie dolnej skorupy aż do uskoku Odry i waryscydów Masywu Czeskiego. Pomimo tej komplikacji profil Basin-9601 pokazuje w skali litosferycznej, że przejście od grubej litosfery Baltiki do cieńszej litosfery Awalonii następuje w tym samym miejscu co nasunięcie skorupy Awalonii na Baltikę (fig. 10). Co więcej, na mapie grubości płaszcza litosferycznego (Pasyanos i in., 2014) przebieg szwu Thora, zinterpretowany na podstawie danych sejsmicznych i pól potencjalnych, jest wyznaczony wzdłuż strefy wycienienia płaszcza na granicy Baltiki i Awalonii (fig. 11). Sugeruje to, że dane te poprawnie identyfikują kontakt pomiędzy wspomnianymi dwoma segmentami litosfery.

5.1.3.7. Basen przedgórski kaledonidów

Podstawowym problemem związanym z kaledońskim basenem przedgórskim w Polsce jest dzisiejszy brak orogenu, który spowodował jego subsydencję. Deformacje w obrębie kaledońskiego pasma fałdowo-nasuwczego są dobrze udokumentowane w rejonie Rugii w Niemczech (np. Katzung i in., 1993; Dallmeyer i in., 1999; Katzung, 2001) oraz na Pomorzu w północno-zachodniej Polsce (Dadlez, 1978; Dadlez i in., 1994; Mazur i in., 2016). Dlatego też w większości prac opublikowanych w ciągu ostatnich dwóch dekad szew Thora między Awalonią a Baltiką kończy się w północno-zachodnich Niemczech lub północno-zachodniej Polsce, a wschodni zasięg podłoża awalońskiego jest definiowany w podobny sposób (np. Tanner, Meissner, 1996; Cocks i in., 1997; Torsvik, Rehnström, 2003). W związku z tym pochodzenie rozległego sylurskiego basenu przedgórskiego (fig. 12) pozostaje w dużej mierze nieokreślone. W kilku interpretacjach (np. Ziegler, 1986; Soper, 1988; Franke, 1994) polsko-niemieckie kaledonidy rozciągają się co najmniej tak daleko na południowy wschód, jak Góry Świętokrzyskie i front karpacki (fig. 12). Jednak deformacja kaledońska na obszarze Gór Świętokrzyskich ogranicza się do przemieszczeń blokowych na skrzydłach uskoków (Gągała, 2015), a zatem jest mało prawdopodobne, aby wytworzyła obciążenie tektoniczne niezbędne do wzrostu basenu fleksuralnego.

Położenie geologiczne

Sylurski basen przedgórski obejmuje południowo-zachodnie zbocze kratonu wschodnioeuropejskiego od południowego wybrzeża Norwegii przez Danię, Polskę i Ukrainę po Rumunię i Mołdawię (fig. 12). Dwa główne depocentra znajdują się na polskim Pomorzu i zachodniej Ukrainie, a ich obecna miąższość wynosi odpowiednio 4800 i 2400 m. Ordowicki basen perykratoniczny, prekursor sylurskiego basenu fleksuralnego, był wypełniany przez płytkowodne osady węglanowe deponowane wzdłuż linii brzegowych o przebiegu północ–południe we wschodniej części basenu oraz przez sekwencje mułowcowo-ilaste w równoległym pasie położonym w części zachodniej. Taka konfiguracja facji utrzymywała się przez cały sylur (Modliński i in., 2006), chociaż osiadanie fleksuralne, początkowo nałożone na globalną transgresję po hirnancie, spowodowało ekspansję pasa mułowcowego na kraton (Poprawa i in., 1999; Lazauskiene i in., 2003).

Południowo-zachodnia granica basenu sylurskiego przebiega wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista na południe od Morza Bałtyckiego i frontu deformacji kaledońskiej dalej na północny zachód. W centralnej Polsce sukcesja sylurska schodzi ku południowemu zachodowi pod niemal 10-kilometrową warstwę młodszych osadów, a zasięg basenu w tym kierunku jest konwencjonalnie ograniczany do obszaru udokumentowanego wierceniami. Jeszcze dalej na południowy wschód zasięg syluru jest ograniczony przez skały od ediakaru do ordowiku, które zostały wypiętrzone podczas inwersji kredowo-paleogeńskiej basenu permsko-mezozoicznego (zob. podrozdział 5.2.1).

Wypełnienie basenu

Wzdłuż rozciągłości basenu w Polsce (ok. 700 km) sukcesja sylurska składa się głównie z mułowców graptolitowych, które są przeplatane cienkimi bentonitami, wapieniami bioklastycznymi, mułowcami i rzadko piaskowcami. Ten pas skał mułowcowych jest ograniczony obocznie od wschodu przez stosunkowo głębokowodną rampę węglanową związaną z kratonem (Modliński i in., 2006; Modliński, 2010), a oba pasy facji tworzą zewnętrzny, dystalny segment wypełnienia basenu przedgórskiego (Poprawa, 2006).

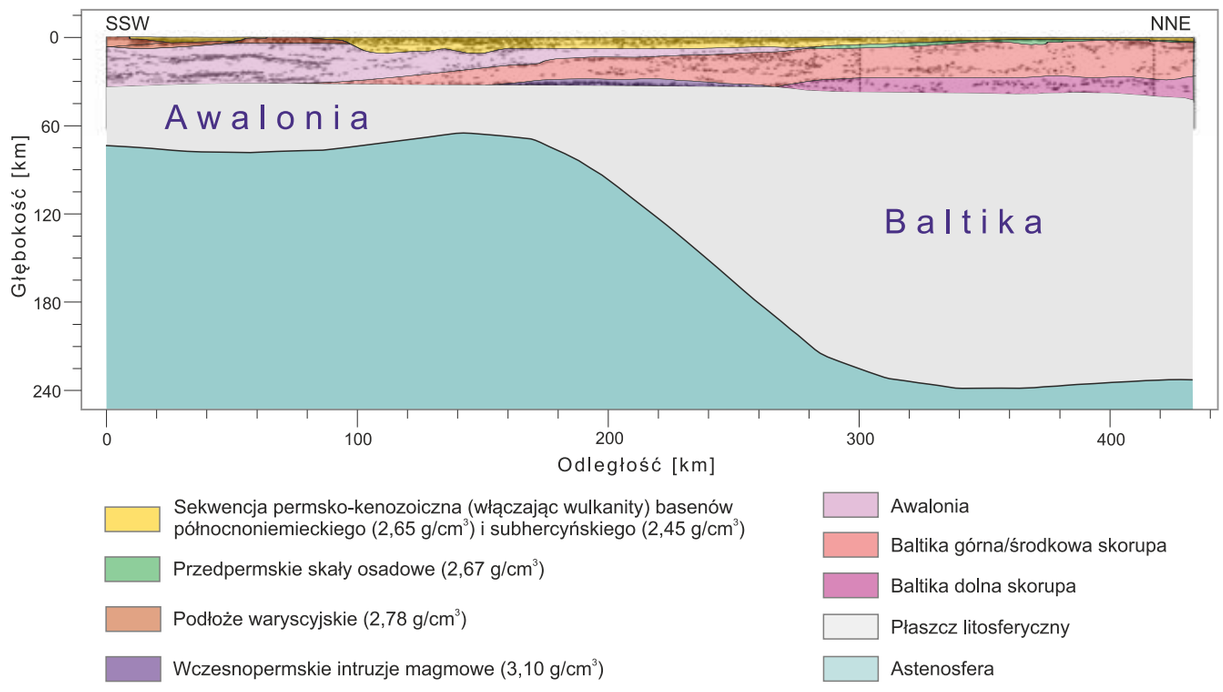


FIG. 10. Przekrój w skali litosferycznej wzdłuż profilu Basin-9601. Granica litosfery i astenosfery pochodzi z modelu LITHO1.0 (Pasyanos i in., 2014). Przekrój obrazuje styl kontaktu pomiędzy grubą litosferą Baltiki a cieńszą litosferą Awalonii, interpretowanego jako strefa szwu pomiędzy Awalonią a Baltiką

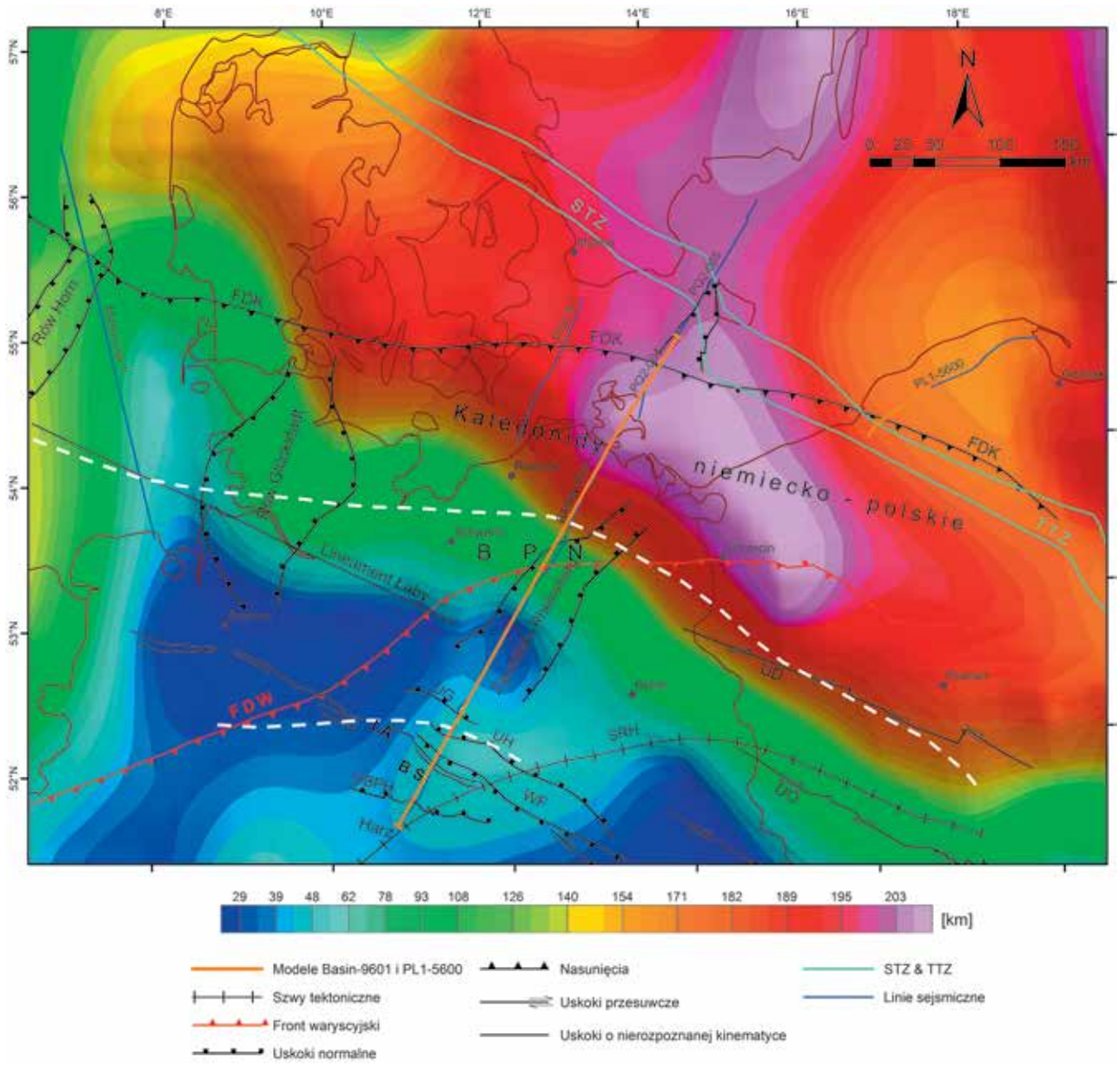


FIG. 11. Mapa grubości płaszcza litosferycznego z nałożoną lokalizacją modelu grawimetrycznego Basin-9601 i kluczowymi elementami strukturalnymi. Dwie białe przerywane linie pokazują południową granicę skorupy Baltiki (południowa) i północną granicę skorupy Awalonii (północna). Na wschód od profilu Basin-9601 północna granica Awalonii biegnie wzdłuż strefy wycienienia płaszcza na kontakcie Baltiki i Awalonii. Skróty literowe jak na figurze 1

Sukcesja rozpoczyna się od czarnych, bogatych w substancje organiczne, iłowców do lokalnie krzemionkowych mułowców późnego hirnantu i środkowego aeronu (mułowce jantarskie), które w górnej części są przeławicone w skali centymetrów z zielonymi, bioturbowanymi, argilitowymi mułowcami telichu (formacja pasłęcka; fig. 13). Osady te tworzą pokrywę o grubości do 100 m obejmującą cały basen, która w kierunku ESE transgreduje na ordowickie podłoże z luką czasową o coraz większej rozpiętości ku ESE (fig. 13). W mułowcach landoweru można zaobserwować etap niedopełnionego basenu, który charakteryzował się wysoką produktywnością morską i bardzo niskim napływem osadów terygenicznych do dna basenu (Modliński, Podhalańska, 2010), dotkniętego oscylacjami poziomu tlenu o wysokiej częstotliwości. Warunki niedopełnionego basenu odzwierciedlają subsydencję fleksuralną początkowo nałożoną na transgresję deglacjacyjną (Poprawa i in., 1999; Lazauskiene i in., 2003). Nieregularne warunki przydenne, anoksyczno-tlenowe udokumentowane w telichu można przypisać glacjoeustatycznym zmianom w cyrkulacji oceanicznej (por. Page i in., 2007; Trela i in., 2016).

Warstwy wenloku i ludlowu zwiększają miąższość w kierunku centrum depozycji do 3500 m i odzwierciedlają etap wypełnionego basenu, związany z obfitym dostarczaniem osadów z aktywnego źródła orogenicznego do pogłębiającego się basenu fleksuralnego. Zaczynają się one od ciemnoszarych, laminowanych mułowców argilitowych i wapiennych, przeławiconych ku górze bioklastycznymi warstewkami o grubości rzędu milimetrów (formacja z Pelplina). Osady te stopniowo przeławicają się zarówno ku górze profilu, jak i w kierunku północno-zachodnim z mułowcami, iłowcami i rzadkimi, cienkimi piaskowcami (formacja z Kociewia), które obfitują we wskaźniki depozycji materiału z prądów zawiesinowych, przepływów generowanych przez burze i prądów wywołanych falami (Jaworowski, 2000; Modliński, Podhalańska, 2010; Porębski i in., 2013). Oznaki depozycji wspomaganej przez fale, takie jak ripplemarki i wypełnione mułem odlewy rynnowe, są coraz częstsze ku stropowi formacji z Kociewia. Ogólna sukcesja facji sugeruje początkową depozycję pasa mułowego wenloku i ludlowu na niższych głębokościach nerytycznych, a następnie ogólne spłycenie do przybrzeżnej strefy przejściowej szerokiego szelfu prodelty.

Formacja Kociewia jest interpretowana jako synorogeniczny klin klastyczny, który był zasilany z rosnącego orogenu kaledonidów na północnym zachodzie (Jaworowski, 2000). Koncepcja ta jest poparta wiekiem ochłodzenia łyszczyków wydobytych z tej formacji, który został oznaczony metodą K-Ar na 477–441 mln lat (Poprawa, 2006). Na Pomorzu początki sedymentacji materiału klastycznego dostarczanego z erodowanego orogenu migrują diachronicznie w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego, począwszy od najwcześniejszego wenloku (zona *riccartonensis*) na południowym zachodzie po późny ludlow (zona *kozlowskii*) na północnym wschodzie (Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006). Podobny diachronizm początków sedymentacji synkaledońskiej jest również widoczny wzdłuż osi basenu (fig. 13). Materiał silikoklastyczny dotarł na obszar przewiercony przez otwór G 14 już w najwcześniejszym rudanie (McCann, 1996), osiągnął dzisiejsze Pomorze we wczesnym szejnwudzie i pojawił się w środkowej i południowej części basenu, odpowiednio, w środkowym homerze i wczesnym ludfordzie. Trendy te wskazują, że synorogeniczny klin klastyczny prograd ował zarówno w kierunku północno-wschodnim, jak i południowo-zachodnim. Pierwszy kierunek najprawdopodobniej odzwierciedla ortogonalną (względem osi orogenu) migrację ugięcia przedpola przed obciążeniem tektonicznym, podczas gdy drugi rejestruje diachroniczną konwergencję orogenu, której wiek stawał się stopniowo coraz młodszy ku południowemu wschodowi od wczesnego po późny sylur.

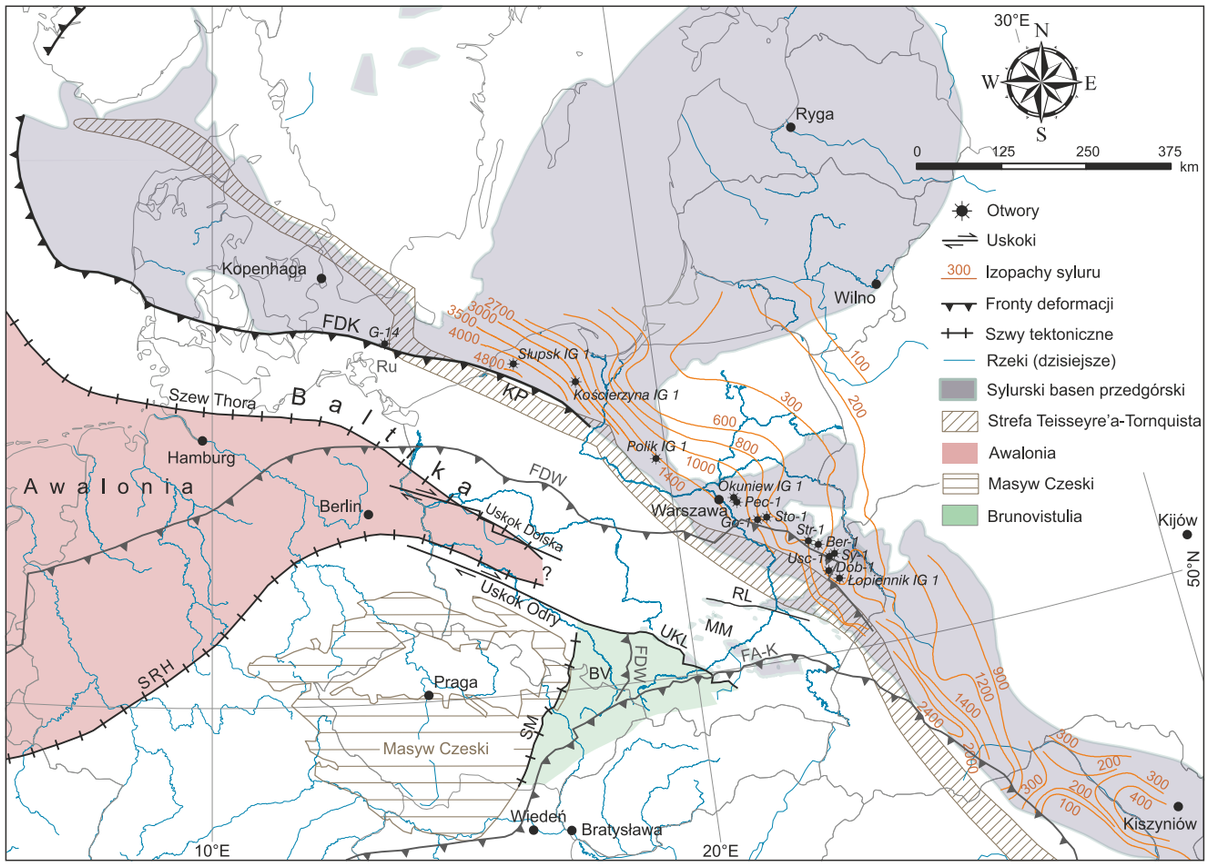


FIG. 12. Uproszczona mapa tektoniczna Europy Środkowej przedstawiająca zasięg kaledońskiego basenu przedgórskiego, główne elementy strukturalne i możliwe granice terranu Awalonii (wg: Mazur i in., 2018). Izopachy reprezentują zrekonstruowaną początkową miąższość syluru. BV – Brunowistulia; FA-K – front nasunięć alpejsko-karpackich; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; KP – kaledonidy pomorskie; MM – masyw małopolski; RL – region Łysogór; Ru – wyspa Rugia; SM – szew morawski; SRH – szew renohercyński; UKL – uskok Kraków-Lubliniec

5.1.3.8. Ewolucja orogenu kaledońskiego w Polsce i Europie Środkowej – podsumowanie

Stopniowa migracja synorogenicznego klina klastycznego na południowy wschód wzdłuż osi basenu przedgórskiego dowodzi diachronicznej konwergencji między Awalonią i Baltiką (fig. 13). Proces ten trwał ok. 40 mln lat (450–410 mln lat temu) po początkowej kolizji między Awalonią i Baltiką w sektorze rugijsko-duńskim Oceanu Tornquista (późny ordowik; Dallmeyer i in., 1999; Torsvik, Rehnström, 2003). Czas rozpoczęcia kolizji jest określony przez (1) późnoordowicki wiek metamorfizmu niskiego stopnia (450–440 mln lat temu), oznaczony metodą $^{40}Ar/^{39}Ar$ na próbkach z głębokich odwiertów na Morzu Północnym (Frost i in., 1981; Torsvik, 1998) oraz w północno-wschodnich Niemczech (Dallmeyer i in., 1999); (2) późnoordowicki wiek przemagnesowania wapieni ze Skanii (Torsvik, Rehnström, 2003); (3) wczesnorudański wiek pojawienia się synorogenicznych osadów silikoklastycznych w rejonie Rugii (McCann, 1996) oraz (4) wiek mieszania się fauny i zbieżności biegunów paleomagnetycznych wyznaczonych dla Awalonii i Baltiki (podsumowanie w Pharaoh, 1999 oraz McCann, Krawczyk, 2001). Ponieważ z amalgamacją Awalonii i Baltiki była związana stosunkowo niewielka deformacja i metamorfizm, wydarzenie to zostało nazwane „miękkim dokowaniem" (Torsvik, Rehnström, 2003). Tłumaczy się to podobnymi trajektoriami dryfu Awalonii i Baltiki w późnym ordowiku, których względna zbieżność była niewielka w porównaniu z całkowitym przemieszczeniem, a ich ostateczna konwergencja była znacząco ukośna (Domeier, 2016). Niemniej jednak możliwe jest również, że silniej metamorficzne partie kaledonidów niemiecko-polskich zostały usunięte przez erozję lub głęboko pogrzebane pod basenem północnoniemiecko-polskim. Zdaje się na to wskazywać szeroka strefa szwu Awalonii i Baltiki na poziomie krystalicznej skorupy występującej pod tym basenem.

Po długotrwałej ewolucji basenu przedgórskiego w sylurze ostateczna deformacja przedpola kaledońskiego była stosunkowo krótkotrwałym wydarzeniem na granicy lochkowu i pragu (410 mln lat temu), występującym synchronicznie w masywie brabanckim (Linnemann i in., 2012), na Pomorzu (Podhalańska, Modliński, 2006) i w Górach Świętokrzyskich (Gągała, 2015). Sugeruje to związek między skróceniem basenu przedgórskiego a jednoczesnym równoległym do orogenu przesunięciem wzdłuż szwu po Oceanie Iapetus. Ten ostatni ruch mógł być napędzany przez wczesnodewońskie zamknięcie północno-zachodniego odgałęzienia Oceanu Rei i dokowanie północnej Armoryki (Frankonii i Turyngii) do południowo-wschodniego brzegu Awalonii (Franke i in., 2017: fig. 10e).

Ponieważ obecnie brak w Europie Środkowej odsłoniętego na powierzchni orogenu kaledońskiego, informacje o jego ewolucji, kinematyce i ekshumacji ujawnia związany z nim genetycznie basen przedgórski. Obecność i architektura tego basenu dowodzą, że orogen kaledoński znajdował się kiedyś w pewnej odległości ku południowemu zachodowi od dzisiejszego położenia basenu i że jest tam obecnie pogrzebany przez młodsze osady lub uległ fragmentacji w trakcie orogenezy waryscyjskiej i alpejskiej oraz poprzedzającego je ryftingu. Kaledoński basen przedgórski dokumentuje długotrwałą, diachroniczną kolizję Awalonii i Baltiki, trwającą ok. 40 mln lat, której późne fazy zbiegły się z zamknięciem Oceanu Iapetus.

Znany z wierceń i profili sejsmicznych front deformacji kaledońskiej wyznacza północną granicę naskórkowego pasma fałdowo-nasuwczego, występującego poniżej spągu górnego paleozoiku. Pasmo to w pobliżu Rugii zbudowane jest ze słabo zmetamorfizowanych ordowickich skał osadowych kaledońskiego klina akrecyjnego. W Polsce kaledonidy pomorskie reprezentują zdeformowane osady basenu przedgórskiego, które zostały włączone w obręb klina orogenicznego dopiero na granicy syluru i dewonu.

Szew Thora, odpowiadający nasunięciu krystalicznej skorupy Awalonii w kierunku północno-wschodnim na Baltikę, leży ok. 120 km na południe od frontu deformacji kaledońskiej. Rozciąga się on poniżej depocentrum basenu północnoniemieckiego i biegnie dalej na wschód do strefy uskoku Dolska w zachodniej Polsce. Skracanie tektoniczne zostało tam przekazane z występującej w krystalicznym podłożu strefy szwu do leżącego strukturalnie wyżej naskórkowego pasma fałdowo-nasuwczego poprzez odkłucia zlokalizowane w strefie spągowej osadów przykrywających Baltikę. W zachodniej Polsce fragmenty ordowickiego klina orogenicznego, porównywalne z tymi w pobliżu Rugii, są prawdopodobnie ukryte pod permsko-mezozoicznymi skałami basenu polskiego. Krystaliczne podłoże Baltiki jest podsunięte pod Awalonię ku południowemu zachodowi aż po wyniesienie Flechtingen we wschodnich Niemczech, podczas gdy w południowo-zachodniej Polsce jest ono obcięte przez ukośnie zorientowany waryscyjski szew renohercyński. Można zatem przypuszczać, że głębsze partie Baltiki mogą kontaktować z podłożem waryscyjskim Masywu Czeskiego wzdłuż uskoku Odry.

LITERATURA

Abramovitz T., Thybo H., 2000. Seismic images of Caledonian, lithosphere-scale collision structures in the southeastern North Sea along Mona Lisa Profile 2. Tectonophysics, 317: 27–54.

Aichroth B., Prodehl C., Thybo H., 1992. Crustal structure along the central segment of the EGT from seismic-refraction studies. Tectonophysics, 207: 43–64.

BABEL Working Group, 1993. Deep seismic reflection/refraction interpretation of critical structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea. Geophysical Journal International, 112: 325–343.

Banka D., Pharaoh T.C., Williamson J.P., TESZ Project Potential Field Core Group, 2002. Potential field imaging of Palaeozoic orogenic structure in northern and central Europe. Tectonophysics, 360: 23–45.

Balling N., 2000. Deep seismic reflection evidence for ancient subduction and collision zones within the continental lithosphere of northwestern Europe. Tectonophysics, 329: 269–300.

Bayer U., Scheck M., Rabbel W., Krawczyk C.M., Götze H.-J., Stiller M., Beilecke Th., Marotta A.-M., Barrio-Alvers L., Kuder J., 1999. An integrated study of the NE German Basin. Tectonophysics, 314: 285–307.

Bayer U., Grad M., Pharaoh T.C., Thybo H., Gutерch 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.

Bednarczyk W., 1974. The Ordovician in the Koszalin-Chojnice region (Western Pomerania). Acta Geologica Polonica, 24: 581–599.

Benek R., Kramer W., McCann T., Scheck M., Negendank J.F., Korich D., Huebscher H.D., Bayer U., 1996. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. Tectonophysics, 266: 379–404.

Berthelsen A., 1992. Mobile Europe. *W*: The European Geotraverse: a Continent Revealed (red. D. Blundell, R. Freeman, S. Mueller): 153–164. Cambridge University Press.

Berthelsen A., 1998. Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate-pseudosuture. GFF, 120: 223–230.

Bleibinhaus F., Beilecke T., Bram K., Gebrande H., 1999. A seismic velocity model for the SW Baltic Sea derived from BASIN'96 refraction seismic data. Tectonophysics, 314: 269–283.

Brueckner H.K., Cuthbert S.J., 2013. Extension, disruption, and translation of an orogenic wedge by exhumation of large ultrahigh-pressure terranes: examples from the Norwegian Caledonides. Lithosphere, 5: 277–289.

Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2002. Earth geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. Journal of the Geological Society, London, 159: 631–644.

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-Science Reviews, 72: 39–66.

Cocks L.R.M., McKerrow W.S., Van Staal C.R., 1997. The margins of Avalonia. Geological Magazine, 134: 627–636.

Dadlez R., 1974. Tectonic position of Western Pomerania (North-Western Poland) prior to the Upper Permian. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 49–87.

Dadlez R., 1978. Sub-Permian rock complexes in the Koszalin-Chojnice zone. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–301.

Dadlez R., 1993. Pre-Cainozoic tectonics of the southern Baltic Sea. Geological Quarterly, 37: 431–450.

Dadlez R., 2000. Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. Geological Quarterly, 44: 221–236.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–189.

Dallmeyer R.D., Giese U., Glasmacher U., Pickel W., 1999. First $^{40}Ar/^{39}Ar$ age constraints for the Caledonian evolution of the Trans-European Suture Zone in NE Germany. Journal of the Geological Society, London, 156: 279–290.

DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Deep crustal structure of the northeast German Basin: new DEKORP-BASIN'96 deep-profiling results. Geology, 27: 55–58.

Dewey J.F., Strachan R.A., 2003. Changing Silurian-Devonian relative plate motion in the Caledonides: sinistral transpression to sinistral transtension. Journal of the Geological Society, London, 160: 219–229.

Domeier M., 2016. A plate tectonic scenario for the Iapetus and Rheic oceans. Gondwana Research, 36: 275–295.

Eugeno-S Working Group, 1988. Crustal structure and tectonic evolution europeean of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project). Tectonophysics, 150: 253–348.

Franke D., 1994. The deformational history of the Caledonian terranes at Baltica's southwest margin. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 359–370.

Franke D., Illers K., 1994. The Caledonian deformational fabric of the Ordovician of Rügen island (NE Germany). Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 359–359.

Franke W., Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. Gondwana Research, 48: 257–284.

Frost R.T.C., Fitch F.J., Miller J.A., 1981. The age and nature of the crystalline basement of the North Sea Basin. *W*: Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe (red. L.V. Illing, G.D. Hobson): 43–57. Heyden, London.

Gągała Ł., 2015. Late Silurian deformation in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mountains revisited: restoration of a progressive Caledonian unconformity in the Klonów Anticline and its implications for the kinematics of the Holy Cross Fault (central Poland). Geological Quarterly, 59: 441–456.

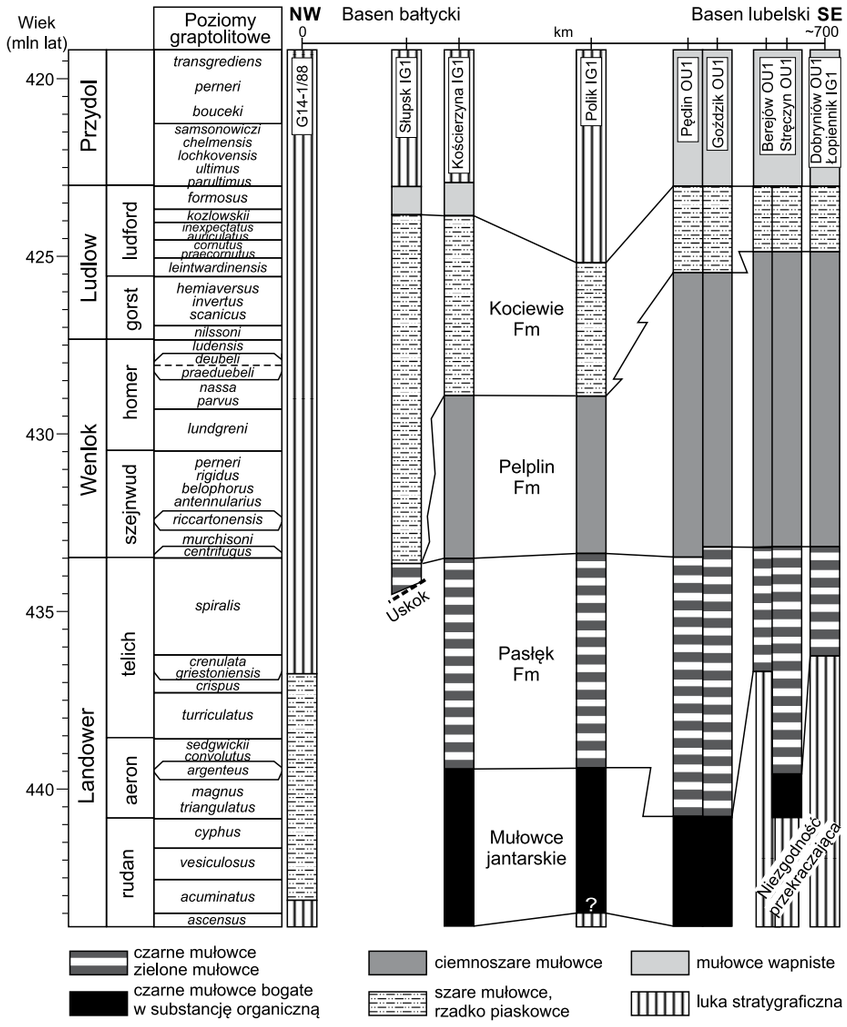


FIG. 13. Stratygrafia i korelacja po biegu sylurskiego pasa mułowcowego w basenie przedgórskim kaledonidów, pokazująca transgresywną w czasie podstawę klina synorogenicznego (formacja z Kociewia) wg Mazura i in. (2018). Litostratygrafia została zmodyfikowana w oparciu o: Modliński i in. (2006). Położenie otworów pokazuje figura 12

Gągała Ł., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J-C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics, 532–535: 223–241.

Giese U., Walter R., Katzung G., 1994. Detrital composition of Ordovician sandstones from the Rügen boreholes: implications for the evolution of the Tornquist Ocean. Geologische Rundschau, 83: 293–308.

Giese U., Katzung G., Walter R., Weber J., 1997. The Caledonian deformation of the Brabant Massif and the Early Palaeozoic in northeast Germany: compared. Geological Magazine, 134: 637–652.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108 (B11), 2541.

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcova P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113, B10304.

Green C.M., Fletcher K.M.U., Cheyney S., Dawson G.J., Campbell S.J., 2019. Satellite gravity – enhancements from new satellites and new altimeter technology. Geophysical Prospecting, 67: 1611–1619.

Guterch A., Grad M., Janik T., Materzok R., Luosto U., Yliniemi J., Luck E., Schulze A., Förste K., 1994. Crustal structure of the transition zone between Precambrian and Variscan Europe from new seismic data along LT-7 profile (NW Poland and eastern Germany). Comptes Rendus-Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre, et des Planetes, 319: 1489–1496.

Hoffmann N., Franke D., 1997. Avalonia-Baltica suture in NE Germany-new constraints and alternative interpretations. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 25: 3–14.

Holliger K., Klemperer S.L., 1990. Gravity and deep seismic reflection profiles across the North Sea rifts. *W*: Tectonic Evolution of the North Sea Rifts (red. D.J. Blundell, A.D. Gibbs): 82–100. Clarendon Press, Oxford.

Jachowicz M., 2000. Acritarch assemblages from the Silurian Pomeranian Caledonides and their foreland. Geological Quarterly, 44: 317–332.

Jaeger H., 1967. Ordoviz auf Rügen. Datierung und Vergleich mit anderen Gebieten. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, A 12: 165–176.

Literatura

Jaworowski K., 2000. Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). Geological Quarterly, 44: 297–316.

Jödicke H., Hoffmann N., Müller W., 1999. Magnetotellurische und erdmagnetische Untersuchungen auf dem DEKORP-Profil 9601 (Südabschnitt). Begleitprojekte zu DEKORP NE Deutschland. Terra Nostra, 99: 23–25.

Katzung G., 2001. The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 222: 3–53.

Katzung G., Giese U., Walter R., Von Winterfeld C., 1993. The Rügen Caledonides, northeast Germany. Geological Magazine, 130: 725–730.

Katzung G., Giese U., Maletz J., Servais T., Van Grootel G., 1995. The eastern end of Avalonia: continuation into northern central Europe. Pacific Section, Society for Sedimentary Geology Short Paper, 77: 233–236.

Keller G.R., Hatcher R.D. Jr., 1999. Some comparisons of the structure and evolution of the southern Appalachian-Ouachita orogen and portions of the Trans-European Suture Zone region. Tectonophysics, 314: 43–68.

Krawczyk C.M., Stiller M., DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. Tectonophysics, 314: 241–253.

Krawczyk C.M., Eilts F., Lassen A., Thybo H., 2002. Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea. Tectonophysics, 360: 215–244.

Lassen A., Thybo H., Berthelsen A., 2001. Reflection seismic evidence for Caledonian deformed sediments above Sveconorwegian basement in the southwestern Baltic Sea. Tectonics, 20: 268–276.

Lazauskiene J., Sliaupa S., Brazauskas A., Musteikis P., 2003. Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: tectonic control on the foreland infill. Geological Society, Special Publications, London, 208: 95–115.

Linnemann U., Herbosch A., Liégeois J.P., Pin C., Gärtner A., Hofmann M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: a review with new zircon ages, geochemistry, Sm-Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. Earth-Science Reviews, 112: 126–154.

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

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

Mazur S., Schiffer C., Majka J., 2026. The German-Polish Caledonides revisited: insights from the potential field data. Geological Society, London, Special Publications, 557, SP557-2025.

McCann T., 1996. Silurian facies from the G-14 well, offshore Northern Germany. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 147: 209–219.

McCann T., Krawczyk C.M., 2001. The Trans-European fault: a critical reassessment. Geological Magazine, 138: 19–29.

Meissner R., Sadowiak P., Thomas S.A., 1994. East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data. Geologische Rundschau, 83: 186–196.

Meissner R., Krawczyk C.H., 1999. Caledonian and Proterozoic terrane accretion in the southwest Baltic Sea. Tectonophysics, 314: 255–267.

Modliński Z. (red.), 2010. Paleogeological Atlas of the sub-Permian Paleozoic of the East European Craton in Poland and Neighbouring Areas. Polish Geological Institute, Warszawa.

Modliński Z., Podhalańska T., 2010. Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 109–121.

Modliński Z., Szymański B., Teller L., 2006. Silurian lithostratigraphy in the Polish part of the Peribaltic Depression – continental and marine parts (N Poland). Przegląd Geologiczny, 54: 787–796.

Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2015. Transcurrent nature of the Teisseyre-Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. International Journal of Earth Sciences, 104: 775–796.

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

Nguyen Q., Malinowski M., Mazur S., Stovba S., Ponikowska M., Hübscher C., 2024. Post-Caledonian tectonic evolution of the Precambrian and Paleozoic platform boundary zone offshore Poland based on the new and vintage multi-channel reflection seismic data. Solid Earth, 15: 1029–1046.

Page A.A., Zalasiewicz J.A., Williams M., Popov L.E., Gregory F.J., 2007. Were transgressive black shales a negative feedback modulating glacioeustasy in the Early Palaeozoic icehouse? *W*: Deep-Time Perspective on Climate Change: Marrying the Signal From Computer Models and Biological Proxies (red. M. Williams, A.M. Haywood, D.N. Schmidt): 123–156. The Micropalaeontological Society, Special Publications.

Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Z., 2014. LITHO1.0: an updated crust and lithospheric model of the Earth. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119: 2153–2173.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Piske J., Neumann E., 1993. Tektonische Gliederung des prävariszischen Untergrundes in der südwestlichen Ostsee. Geologisches Jahrbuch. Reihe A, Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie, 131: 361–388.

Piske J., Rasch H.J., Neumann E., Zagora K., 1994. Geologischer Bau und Entwicklung des Präperms der Insel Rügen und des angrenzenden Seegebietes. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 211–226.

Podhalańska T., Modliński Z., 2006. Stratygrafia i wykształcenie facjalne osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice: podobieństwa i różnice z obszarami zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 39–78.

Ponikowska M., Stovba S.M., Mazur S., Malinowski M., Krzywiec P., Nguyen Q., Hübscher C., 2024. Crustal-scale pop-up structure at the junction of two continental-scale deformation zones in the southern Baltic Sea. Tectonics, 43, e2023TC008066.

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

Poprawa P., Šliaupa S., Stephenson R., Lazauskien J., 1999. Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.

Porębski S.J., Prugar W., Zacharski J., 2013. Silurian shales of the East European Platform in Poland – some exploration problems. Przegląd Geologiczny, 61: 468–477.

Salem A., Williams S., Fairhead D., Smith R., Ravat D., 2008. Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. Geophysics, 73, L1-L10.

Samuelsson J., Vecoli M., Bednarczyk S.W., Verniers J., 2002. Timing of the Avalonia-Baltica plate convergence as inferred from palaeogeographic and stratigraphic data of chitinozoan assemblages in west Pomerania, northern Poland. Geological Society, London, Special Publications, 201: 95–113.

Scheck M., Bayer U., Otto V., Lamarche J., Banka D., Pharaoh T., 2002. The Elbe Fault System in North Central Europe – a basement controlled zone of crustal weakness. Tectonophysics, 360: 281–299.

Schlüter H.U., Best G., Jürgens U., Binot F., 1997. Interpretation reflexionsseismischer profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee-erste Ergebnisse. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 148: 1–32.

Servais T., Fatka O., 1997. Recognition of the Trans-European Suture Zone (TESZ) by the palaeobiogeographical distribution pattern of early to middle Ordovician acritarchs. Geological Magazine, 134: 617–625.

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

Soper N.J., 1988. Timing and geometry of collision, terrane accretion and sinistral strike-slip events in the British Caledonides. Geological Society, London, Special Publications, 38: 481–492.

Soper N.J., Hutton D.H.W., 1984. Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three-plate collision model. Tectonics, 3: 781–794.

Soper N.J., Strachan R.A., Holdsworth R.E., Gayer R.A., Greiling R.O., 1992. Sinistral transpression and the Silurian closure of Iapetus. Journal of the Geological Society, London, 149: 871–880.

Stille H., 1936. The present tectonic state of the earth. AAPG Bulletin, 20: 849–880.

Szczepanik Z., 2000. The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland-similarities and differences. Geological Quarterly, 44: 275–295.

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

Trela W., Podhalańska T., Smolarek J., Marynowski L., 2016. Llandovery green/grey and black mudrock facies of the Northern Holy Cross Mountains (Poland) and their relation to early Silurian sea-level changes and benthic oxygen level. Sedimentary Geology, 342: 66–77.

Torsvik T.H., 1998. Palaeozoic palaeogeography: a North Atlantic viewpoint. GFF, 120: 109–118.

Torsvik T.H., Rehnström E.F., 2003. The Tornquist Sea and Baltica–Avalonia docking. Tectonophysics, 362: 67–82.

Wrona R., Bednarczyk W.S., Stempień-Sałek M., 2001. Chitinozoans and acritarchs from the Skibno 1 borehole, Pomerania, Poland: implications for stratigraphy and palaeogeography. Acta Geologica Polonica, 51: 317–331.

Ziegler P.A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. Tectonophysics, 126: 303–328.

5.1.4. Polski segment orogenu waryscyjskiego

5.1.4.1. Waryscyjskie internidy w Sudetach i na ich północnym przedpolu

Stanisław Mazur, Paweł Aleksandrowski

Waryscydy w Polsce i północnych Czechach obejmują fragmenty internidów i eksternidów północnej gałęzi tego orogenu, rozciągającej się ku zachodowi po Wielką Brytanię i Hiszpanię z Portugalią. Internidy metamorficzne z towarzyszącymi intruzjami magmowymi oraz niezmetamorfizowanymi osadami basenów śródgórskich obecne są w Sudetach na północno-wschodnim obrzeżeniu Masywu Czeskiego, natomiast niezmetamorfizowane eksternidy tworzą zewnętrzny pas fałdowo-nasuwczy, pogrążony pod grubą sukcesją permsko-mezozoiczną basenu północnoniemiecko-polskiego w środkowo-zachodniej i wschodniej Polsce. Internidy sudeckie reprezentują mozaikę odrębnych geologicznie, ograniczonych uskokami jednostek przedpermskiego podłoża, które uległy deformacji i metamorfizmowi w dewonie i karbonie oraz wykazują duże zmiany w dominujących trendach strukturalnych. Jednostki te są częściowo przykryte przez baseny syn- i postorogeniczne z wypełnieniem osadowym i wulkanicznym, obejmującym sukcesje skalne sięgające od górnej części dolnego karbonu do dolnego permu i od górnej kredy do kenozoiku. Waryscyjskie podłoże Sudetów stanowi kontynuację stref orogenicznych znanych z zachodniej Europy i wywodzi się z zespołu terranów armorykańskich. Wyjątkiem są Sudety wschodnie[1], które obejmują jednostki krystaliczne pochodzące z bloku Brunowistulii, wykazującego genetyczne pokrewieństwo z Baltiką lub Awalonią. Struktury Sudetów rozwinęły się, wraz z całym pasmem waryscyjskim, w dewonie i karbonie w odpowiedzi na zamknięcie co najmniej dwóch domen oceanicznych i towarzyszącą mu amalgamację terranów pery-gondwańskich, a następnie ich akrecję do południowo-zachodniego obrzeżenia Laurosji w toku procesu wzrostu Pangei. Pomimo złożoności strukturalnej, w Sudetach można zaobserwować ogólną wergencję tektoniczną w kierunku z ESE na WNW, którą można wyjaśnić w kategoriach kolizji kilku terranów znajdujących się pomiędzy Awalonią na północnym zachodzie i Brunowistulią na wschodzie. Ten prosty schemat jest komplikowany przez diachroniczność w ewolucji poszczególnych elementów systemu, obejmującej co najmniej dwa etapy konwergencji – we wczesnym dewonie i karbonie oraz przemieszczenia przesuwcze w strefie uskoku śródsudeckiego, dzielącego Sudety na dwie części. Część południowo-zachodnia została silnie dotknięta procesami kolizji we wczesnym karbonie, podczas gdy część północno-wschodnia zachowała pozostałości pierwotnej struktury akrecyjnej ukształtowanej w dewonie. W skład Sudetów wchodzą terrany neoproterozoiczne z zapisem konwergencji kadomskiej, trwającej do wczesnego kambru, oraz późniejszego, późnokambryjskiego magmatyzmu felzytowego, związanego ze środowiskiem postorogenicznym i ryftowym. Początek konwergencji orogenicznej w Sudetach odnotowano we wczesnym dewonie, synchronicznie z otwarciem krótkotrwałego basenu oceanicznego, który dał początek ofiolitowi środkowosudeckiemu. Późniejsza kolizja wczesnokarbońska osiągnęła kulminację ok. 340 mln lat temu i była związana z zamknięciem wszystkich domen oceanicznych między Gondwaną a Laurosji, subdukcją kontynentalną i umiejscowieniem płaszczowin metamorficznych. Po tym wydarzeniu nastąpiło ogólne wypiętrzenie Sudetów, epizody fałdowania na ich przedpolu wywołane skróceniem w kierunku NE–SW oraz późno- i postorogeniczny magmatyzm, który trwał do początku permu.

Wprowadzenie

Waryscyjska struktura Sudetów znajduje się na północno-wschodniej flance Masywu Czeskiego, na obszarze granicznym między południowo-zachodnią Polską a północnymi Czechami. Stanowi ona najbardziej na północny wschód wysuniętą część waryscyjskiego podłoża odsłoniętego w Europie. W sensie geologicznym Sudety (określane też jako „obszar sudecki") obejmują częściowo pagórkowaty, a częściowo górzysty region Sudetów właściwych wraz z ich przedgórzem (Sudety geograficzne) oraz południowo-zachodnią część Niziny Śląsko-Łużyckiej przylegającej od północy (Kondracki, 2013). Obie te domeny geograficzne oddziela wyraźnie zaznaczający się w topografii uskok sudecki brzeżny, struktura kenozoiczna o założeniach waryscyjskich, ze skrzydłem zrzuconym na północnym wschodzie i zrzutem rzędu kilkuset metrów (np. Badura i in., 2007; Danišík i in., 2012). Tym samym dzisiejsze „geologiczne Sudety" obejmują ograniczony uskokami i wypiętrzony zrąb sudecki na południowym zachodzie i blok przedsudecki na północnym wschodzie. Cały obszar sudecki rozciąga się pomiędzy strefą uskokową środkowej Odry o orientacji WNW–ESE na północnym wschodzie i równoległą do niej strefą uskokową górnej Łaby na południowym zachodzie (fig. 1). Waryscyjskie podłoże Sudetów zanurza się pod mioceńskie zapadlisko przedgórskie Karpat na południowym wschodzie i przechodzi w neoproterozoiczny masyw łużycki na północnym zachodzie.

Sudety stanowią mozaikę odrębnych geologicznie (Cloos, 1922; Teisseyre, 1957), ograniczonych uskokami jednostek przedpermskich (fig. 1), ukształtowanych głównie przez dewońską i karbońską deformację oraz w skali regionalnej wykazujących znaczne zmiany dominujących trendów strukturalnych. Od końca lat 80. dla Sudetów opracowano różnorodne modele oparte na koncepcji terranów, której zastosowanie uzasadnia ich złożony obraz strukturalny, znaczne zróżnicowanie litostratygraficzne sąsiadujących ze sobą jednostek składowych, występowanie wysokociśnieniowych skał metamorficznych (niebieskich łupków i eklogitów) oraz ciał ofiolitowych i skał magmowych o sygnaturze geochemicznej typu MORB, rozciągających się wzdłuż niektórych granic tektonicznych (Quenardel i in., 1988; Matte i in., 1990; Aleksandrowski, 1990, 1995; Oliver i in., 1993; Franke i in., 1995; Cymerman i in., 1997; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Od tego czasu możliwa konfiguracja terranów w Sudetach jest przedmiotem ożywionej dyskusji z tendencją do zmniejszania ich liczby (np. Chopin i in., 2012a; Mazur i in., 2015). Terrany sudeckie wydają się kontynuacją tych znanych z Masywu Czeskiego, powszechnie uważanych za reprezentujące zespół terranów armorykańskich (Franke i in., 1995; Tait i in., 1997; Pharaoh, 1999; Winchester i in., 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Wyjątkiem są Sudety Wschodnie, które obejmują jednostki krystaliczne pochodzące z sąsiedniego terranu Brunowistulii (fig. 1), wykazujące pokrewieństwo z prakontynentem Amazonii (Friedl i in., 2000; Finger i in., 2000; Mazur i in., 2010a) lub Baltiki (Dudek, 1980; Pharaoh, 1999; Nawrocki i in., 2004; Vavrdová, 2004).

W latach dziewięćdziesiątych pojawiły się w Sudetach nowoczesne koncepcje płaszczowinowe oparte na integracji danych strukturalno-kinematycznych z petrologicznym modelowaniem P-T (ciśnienie-temperatura) (Mazur, 1995; Mazur, Kryza, 1996; Seston i in., 2000; Mazur, Aleksandrowski, 2001), reprezentujące trend, który utrzymuje się do obecnych czasów (np. Jeřabek i in., 2016). Kolejny współczesny kierunek badań nad geologią Sudetów polega na uwzględnieniu znacznej liczby dowodów przemawiających za istotną rolą przemieszczeń przesuwczych na ukierunkowanych WNW–ESE i NNE–SSW uskokach i strefach ścinania w dopasowaniu przebiegu pasa waryscyjskiego do obrzeżenia Laurosji, stanowiącej przedpole orogenu (Aleksandrowski, 1990, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2020). Połączenie koncepcji terranów, struktury płaszczowinowej i tektoniki przesuwczej definiuje obecny stan wiedzy na temat geologii Sudetów w ramach paradygmatu tektoniki płyt.

Pod względem geologicznym Sudety można podzielić na część zachodnią, środkową i wschodnią, wykazujące istotne różnice w ich litostratygrafii, budowie i ewolucji geologicznej (fig. 2). Ponadto Sudety zachodnie i środkowe są – w naturalny sposób – podzielone na pół przez strefę uskoku śródsudeckiego o przebiegu WNW–ESE, równoległą do uskoków środkowej Odry i górnej Łaby (fig. 1).

Sudety zachodnie obejmują wschodnie fragmenty masywu łużyckiego, masyw karkonosko-izerski, jednostkę kaczawską i pasmo łupkowe Zgorzelca (fig. 1). Wszystkie te jednostki zostały zdeformowane i zmetamorfizowane we wczesnym karbonie i częściowo przykryte karbońskim i permsko-mezozoicznym wypełnieniem osadowym basenów śródsudeckiego i północnosudeckiego, poczynając, odpowiednio, od środkowego wizenu (Turnau i in., 2002) i stefanu (Milewicz, Górecka, 1965; Górecka, 1970).

Sudety środkowe obejmują masyw orlicko-śnieżnicki, pasma Nového Města i Starého Města, masyw Gór Sowich wraz z otaczającymi go ciałami ofiolitowymi (ofiolit środkowosudecki), masyw kłodzki oraz położone na wschód od Gór Sowich: strefę ścinania Niemczy, pasmo metamorficzne Kamieńca i masyw amfibolitowy Niedźwiedzia. Jednostki te są częściowo przykryte przez baseny śródgórskie Barda i Świebodzic, założone w późnym dewonie (Porębski, 1990; Haydukiewicz, 1990). Główna deformacja, metamorfizm i wypiętrzenie jednostek składających się na dzisiejsze Sudety środkowe w części położonej na północny wschód od uskoku śródsudeckiego (fig. 1) miały miejsce na przełomie środkowego i późnego dewonu. Na efekty tych procesów nałożyła się tektonika

[1] W rozdziale tym w nazwach „Sudety zachodnie", „Sudety środkowe" i „Sudety wschodnie", dotyczących obszarów wydzielonych jako jednostki tektoniczne według kryteriów geologicznych, rzeczownik własny „Sudety", będący terminem geograficznym, pisany jest wielką literą, natomiast przymiotniki pospolite „zachodnie", „środkowe" i „wschodnie', jako że odnoszą się do jednostek geologicznych, pisane są małą literą. Z kolei pisownia terminu „Masyw Czeski" dużą literą związana jest z tym, że jest to zasadniczo termin geograficzny (podobnie jak np. Masyw Centralny we Francji), więc nawet używając go w sensie geologicznym, czujemy się zobowiązani do stosowania pisowni odpowiadającej nazwom geograficznym.

5
Platforma paleozoiczna

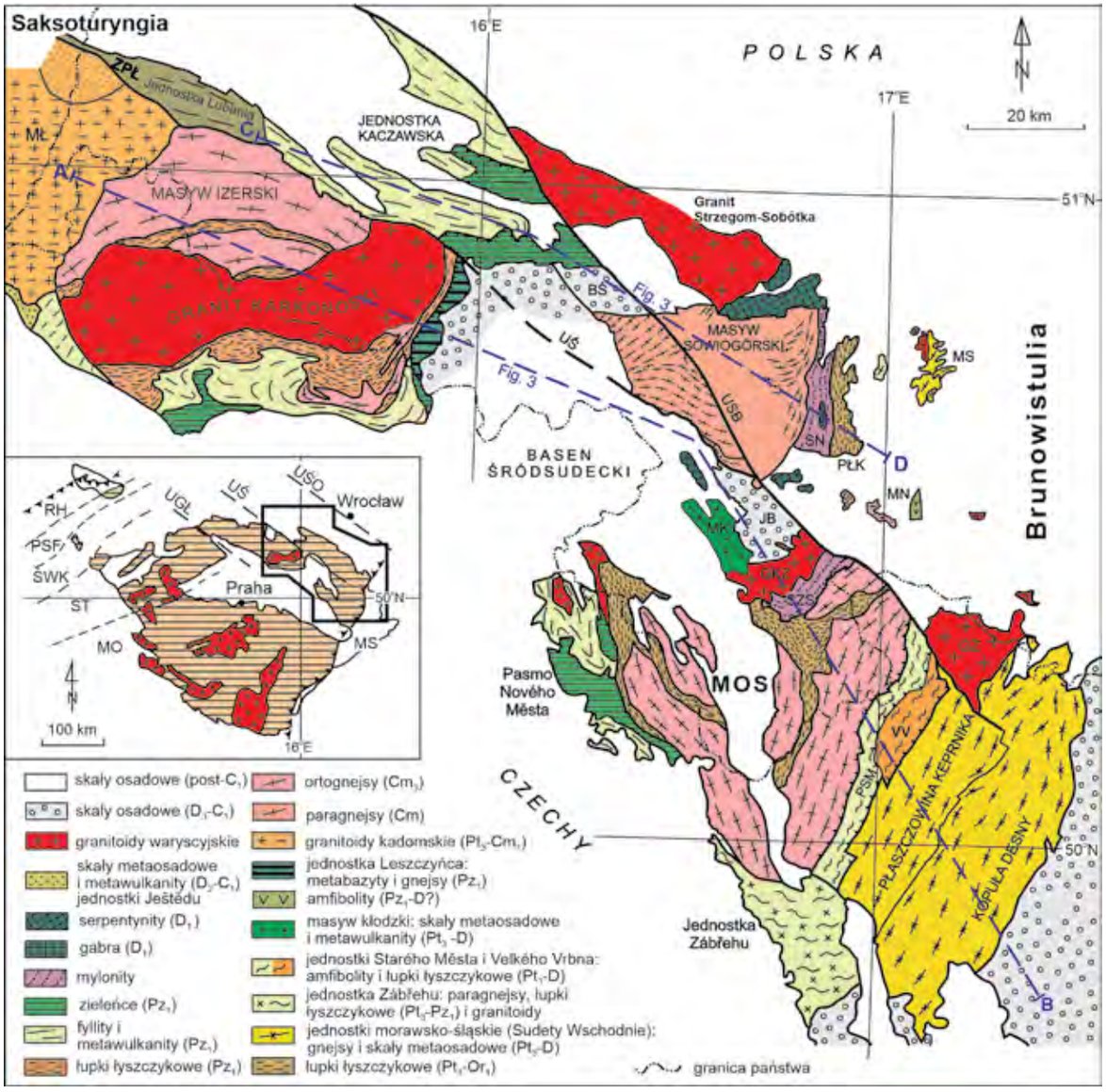


FIG. 1. Szkicowa mapa geologiczna podłoża przedpermskiego w Sudetach. Lokalizację przekrojów z figury 3 (A–B i C–D) zaznaczono niebieską przerywaną linią. Skróty: BŚ – basen Świebodzic; GKZ – granit kłodzko-złotostocki; GZ – granit Żulovej; JB – jednostka bardzka; MK – masyw kłodzki; MŁ – masyw łużycki; MN – masyw Niedźwiedzia; MOS – masyw orlicko-śnieżnicki; MS – masyw Strzelina; PŁK – pasmo łupkowe Kamieńca; PSM – pasmo Starého Města; SN – strefa ścinania Niemczy; USB – uskok sudecki brzeżny; UŚ – uskok śródsudecki; VV – płaszczowina Velkého Vrbna; ZPŁ – zgorzeleckie pasmo łupkowe. Skróty na wstawce: MO – strefa moldanubska; MS – strefa morawsko-śląska; PSF – północna strefa fyllitowa; RH – strefa renohercyńska; ST – strefa saksoturyńska; ŚWK – środkowoniemieckie wyniesienie krystaliczne; UGŁ – uskok górnej Łaby; UŚO – uskok środkowej Odry. Oznaczenia wiekowe: Pt – proterozoik; Pz – paleozoik; Cm – kambr; Or – ordowik; D – dewon; C – karbon; 1 – wczesny; 2 – środkowy; 3 – późny

karbońska. Masyw orlicko-śnieżnicki i otaczające go jednostki położone na południowy zachód od uskoku śródsudeckiego (fig. 1) zostały natomiast zdeformowane i zmetamorfizowane we wczesnym karbonie.

Sudety wschodnie stanowią część pasma kolizyjnego rozwiniętego na wschodnim skraju Masywu Czeskiego i reprezentują stos jednostek płaszczowinowych, wywodzących się z podłoża Brunowistulii, na które nasunęły się od zachodu kompleksy skalne pasma Starého Města i masywu orlicko-śnieżnickiego. Od góry do dołu lub, w obrazie mapy, z zachodu na wschód, Sudety wschodnie obejmują płaszczowiny Velkého Vrbna i Kepterníka, spoczywające na parautochtonicznych gnejsach jednostki Desny (Schulmann, Gayer, 2000) i przykryte przez słabo zmetamorfizowany kompleks wulkaniczno-osadowy dewońskiej grupy Vrbna (Janoušek i in., 2014; fig. 1). W kierunku wschodnim jednostki metamorficzne kontaktują się z nasuniętymi i sfałdowanymi osadami klastycznymi dolnego karbonu górnośląskiego basenu przedgórskiego, spoczywającymi na dewońskiej platformie węglanowej (Bábek i in., 2006; zob. też podrozdziały 5.1.1 i 5.1.6).

Litostratygrafia

W skład Sudetów wchodzą różnorodne kompleksy metamorficzne o neoproterozoicznym, dolnopaleozoicznym lub dewońskim protolicie (fig. 2). Skały neoproterozoiczne do kambryjskich najprawdopodobniej reprezentują fragmenty aktywnego obrzeżenia kontynentu Gondwany i zawierają zapis magmatyzmu i metamorfizmu związanego z orogenezą kadomską, która miała miejsce ok. 650–525 mln lat temu (np. Kröner i in., 1994; Buschmann i in., 2001; Mazur i in., 2004, 2012, 2015; Collet i in., 2020; Szczepański i in., 2020). Kompleksy neoproterozoiczne obejmują (1) skały plutoniczne i wulkaniczno-osadowe wykazujące geochemiczne pokrewieństwo ze środowiskami łuku magmowego i basenu załukowego (masyw kłodzki – Mazur i in., 2004, 2015), (2) szarogłazy o pokrewieństwie z basenami łuku magmowego (masyw Łużyc – Buschmann i in., 2001; Linnemann i in., 2007; Sudety wschodnie – Kröner i in., 2000), (3) granitoidy intrudujące w szarogłazy (masyw Łużyc i Sudety wschodnie – Kröner i in., 1994, 2000; Tikhomirova, 2002; Oberc-Dziedzic i in., 2003a; Żelaźniewicz i in., 2004; Mazur i in., 2010a), (4) paragnejsy (zmetamorfizowane szarogłazy) związane z kontynentalnym łukiem magmowym (masyw Gór Sowich – Tabaud i in., 2020) oraz (5) starszą część serii suprakrustalnej (formacja z Młynowca) otaczającą dolnopaleozoiczne intruzje magmowe w masywie orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2012). Badania proweniencji w Sudetach zachodnich jednoznacznie wskazują na pokrewieństwo neoproterozoicznych kompleksów skalnych z północnym obrzeżeniem Gondwany na odcinku od kratonu zachodnioafrykańskiego do tarczy tuareskiej (Jastrzębski i in., 2010, 2020; Žáčková i in., 2012; Mazur i in., 2012, 2015; Tabaud i in., 2020; Szczepański i in., 2020). Z kolei Sudety wschodnie oraz sąsiadujący z nimi od wschodu terran Brunowistulii wykazują pokrewieństwo z amazońską częścią obrzeżenia Gondwany (Friedl i in., 2000; Finger i in., 2000; Mazur i in., 2010a, 2012) lub z paleokontynentem Baltika (Dudek, 1980; Nawrocki i in., 2004; Vavrdová, 2004).

Na obszarze Sudetów szeroko rozpowszechnione są późnokambryjskie intruzje granitowe, w większości zdeformowane w gnejsy w trakcie orogenezy waryscyjskiej (fig. 2). W ciągu ostatnich 20 lat były one powszechnie uznawane za plutony umiejscowione w środowisku ryftu kontynentalnego (np. Pin i in., 2007). Choć ta interpretacja pozostaje dalej w mocy odnośnie do większości z nich, to ostatnie badania sugerują powiązanie niektórych intruzji ze środowiskiem postkolizyjnym po ustaniu konwergencji kadomskiej (Collet i in., 2020; Tabaud i in., 2020) lub z otoczeniem oceanicznego łuku magmowego (Młynarska i in., 2023). Geneza magmy felzytowej mogła w tych przypadkach być związana z rozdarciem subdukujących płyt i upwellingiem astenosferycznym (Collet i in., 2020) lub

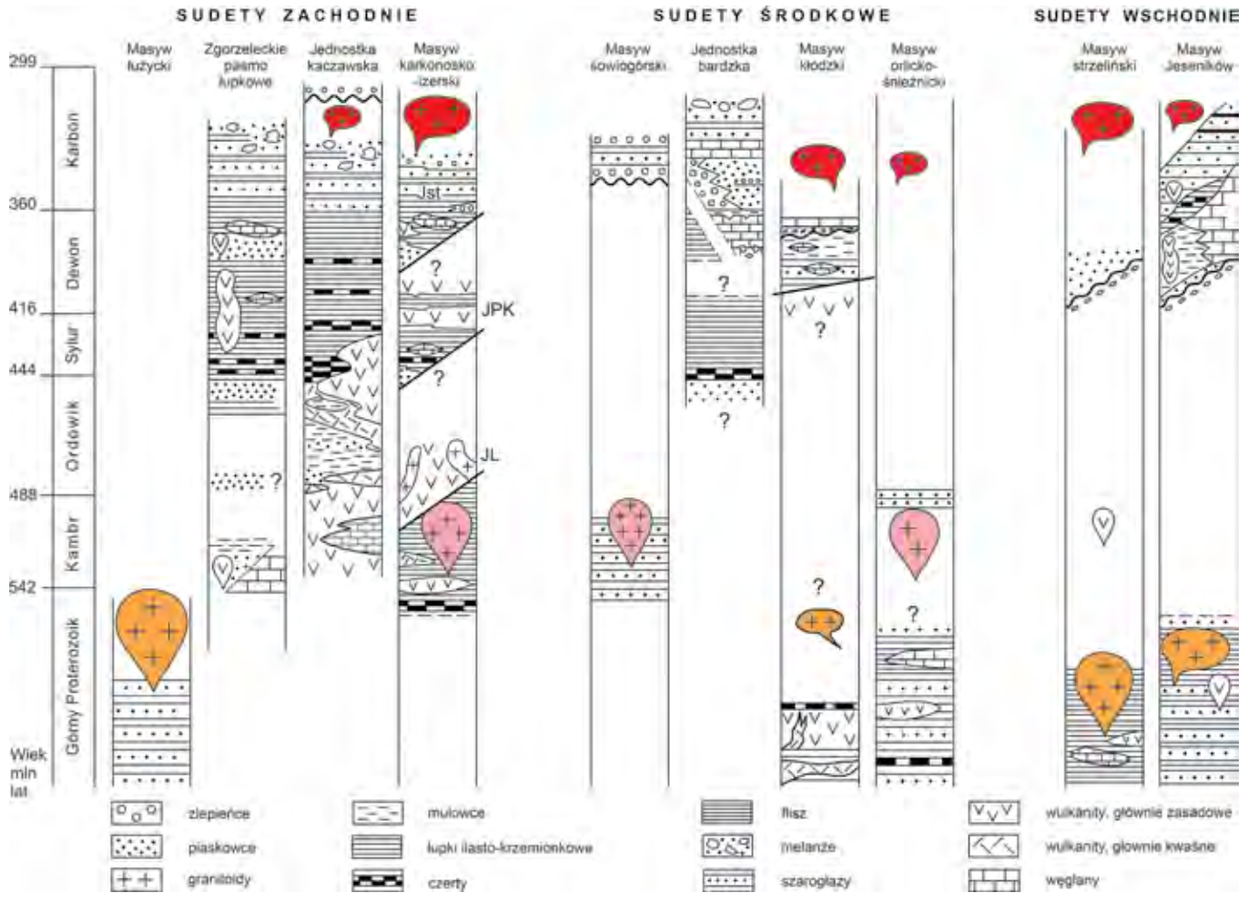


FIG. 2. Uproszczone kolumny stratygraficzne głównych jednostek strukturalnych Sudetów (Aleksandrowski, Mazur, 2002, zmodyfikowano). Skały metamorficzne są reprezentowane przez ich protolity osadowe lub magmowe. Neoproterozoiczne, dolnopaleozoiczne i górnopaleozoiczne granitoidy są oznaczone, odpowiednio, pomarańczową, różową i czerwoną barwą; JL – jednostka Leszczyńca; JPK – jednostka południowych Karkonoszy; Jst – jednostka Ještědu

aktywnością łuków magmowych na obrzeżach mórz marginalnych (Młynarska i in., 2023). Późniejsza delaminacja litosfery prawdopodobnie spowodowała ordowicki metamorfizm w warunkach niskiego ciśnienia i wysokiej temperatury, odzwierciedlający proces wycieniania skorupy kontynentalnej (Kröner i in., 2000; Štipska i in., 2001).

Sekwencje wulkaniczno-osadowe od ordowiku do dewonu w jednostce kaczawskiej i południowej części masywu karkonosko-izerskiego (fig. 2) zostały zdeponowane początkowo (w późnym kambrze i ordowiku) w środowisku ryftu kontynentalnego, które później ewoluowało (w sylurze i dewonie) w otoczenie basenu oceanicznego (Furnes i in., 1994; Patočka, Smulikowski, 2000). Zawierają one ordowickie, bimodalne wulkanity wewnątrzpłytowe związane z inicjalnym ryftem kontynentalnym, sylurskie metabazalty o sygnaturze geochemicznej typu MORB i sylursko-dewońskie głębokomorskie czerty. Jednostka metamagmowa Leszczyńca we wschodniej części masywu izersko-karkonoskiego (fig. 1, 2) składa się z górnokambryjskich skał maficznych o składzie bazaltowo-gabrowym, związanych z plagiogranitami i gnejsami tonalitowymi stanowiącymi system intruzji plutonicznych i subwulkanicznych.

Skorupa oceaniczna z dolnego dewonu (420–400 mln lat temu, Oliver i in., 1993; Dubińska i in., 2004; Awdankiewicz i in., 2021) tworzy słabo zmetamorfizowany ofiolit w okolicach Gór Sowich (Sudety środkowe), obejmujący prawie wszystkie typowe elementy sekwencji ofiolitowej, takie jak serpentynity, masywne gabra i kumulaty, dajki pakietowe, lawy poduszkowe i głębokomorskie czerty radiolarytowe.

Sekwencje osadowe, obejmujące interwał od górnego dewonu do dolnego karbonu, zdeponowane na krawędziach bloków kontynentalnych (terranów) występują w pasie łupkowym Zgorzelca, jednostce Ještědu i we wschodniosudeckiej jednostce Vrbna (fig. 2). Charakteryzują się one przejściem od dewońskich osadów szelfowych, głównie węglanowych, do karbońskich turbidytów i/lub melanży (w pasie łupkowym Zgorzelca). Odrębną charakterystykę wykazują skały wulkaniczne grupy Vrbna, które stanowią pozostałość głęboko rozciętego, późnodewońskiego łuku magmowego i wulkaniczno-osadowego wypełnienia basenu załukowego, rozwiniętych na podłożu kadomskim (Brunowistulii; Patočka, Valenta, 1996; Janoušek i in., 2014).

Zmetamorfizowane i ekshumowane kompleksy sudeckie stały się podłożem dla basenów śródgórskich, które zaczęły się rozwijać w późnym dewonie (baseny bardzki i Świebodzic), we wczesnym karbonie (basen śródsudecki) lub w późnym karbonie (basen północnosudecki).

Zarys tektoniki

Sudety są fragmentem pasma waryscyjskiego, powstałego w dewonie i karbonie w wyniku zamknięcia co najmniej dwóch basenów oceanicznych i jednoczesnej amalgamacji terranów pery-gondwańskich, a następnie ich akrecji do obrzeżenia Laurosji (np. Matte i in., 1990; Pharaoh, 1999; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Winchester i in., 2002; Franke i in., 2017; Edel i in., 2018). Współczesną strukturę Sudetów, ukształtowaną w późnym paleozoiku, ilustrują dwa schematyczne, mocno uproszczone i uogólnione przekroje na figurze 3. Pokazują one, że pierwotna geometria sudeckiego pasma kolizyjnego, nasuniętego ku północnemu zachodowi w jego części północno-zachodniej i ku południowemu wschodowi w części południowo-wschodniej, została przebudowana w wyniku późniejszych faz skracania, magmatyzmu późno- i postorogenicznego oraz rozwoju basenów śródgórskich od późnego karbonu do wczesnego permu.

Allochtoniczne kompleksy wulkaniczno-osadowe jednostki kaczawskiej oraz południowych i wschodnich Karkonoszy są pozostałością oceanu saksoturyńskiego (fig. 1). Wchodzą one w skład stosów płaszczowinowych, nasuniętych ku NW (Mazur, Kryza, 1996; Seston i in., 2000; Collins i in., 2000; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Konopásek i in., 2019) i reprezentują szwy tektoniczne, o czym świadczą skały metamagmowe o cechach geochemicznych typu MORB, związane z głębokimi osadami morskimi (Furnes i in., 1994; Winchester i in., 1995; Kryza i in., 1995; Patočka, Smulikowski, 2000), a także zapis metamorfizmu wysokociśnieniowego facji niebieskich łupków (Cháb, Vrana, 1979; Kryza i in., 1990; Smulikowski, 1995; Žáčková i in., 2010; Majka i in., 2016). W stosach płaszczowinowych jednostki allochtoniczne obejmujące skały typu MORB są nasunięte na jednostki, które zawierają wulkanity wewnątrzpłytowe. W stosie płaszczowinowym jednostki kaczawskiej istotne znaczenie mają ciała melanżowe, często słabiej zmetamorfizowane niż ich otoczenie (Baranowski i in., 1990; Collins i in., 2000).

Stosy płaszczowinowe południowej i wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego oraz jednostki kaczawskiej są nasunięte na skorupę kontynentalną, uważaną za przedwaryscyjskie pasywne obrzeżenie terranu Saksoturyngii (Mazur, Aleksandrowski, 2001; Franke, Żelaźniewicz, 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Jeřabek i in., 2016; Konopásek i in., 2019). W Sudetach skorupa kon-

tynentalna tego terranu obejmuje kompleksy krystaliczne masywu łużyckiego (Linnemann i in., 2000) i karkonosko-izerskiego (np. Matte i in., 1990; Mazur, Aleksandrowski, 2001). Jednostki allochtoniczne Gór Kaczawskich oraz południowej i wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego ku wschodowi pozostają w kontakcie z późnopaleozoicznymi syn- i postorogenicznymi basenami sedymentacyjnymi (fig. 3). Baseny te przykrywają kompleksy metamorficzne terranu Tepli–Barrandienu, które stanowią górną płytę tektoniczną szwu saksoturyńskiego (np. Mazur i in., 2006a; Konopásek i in., 2019).

Jednostki tektoniczne zlokalizowane w Sudetach środkowych, na wschód od basenów śródsudeckiego i Świebodzic (fig. 1, 3), są całkowicie allochtoniczne (Martínez Catalán i in., 2020, 2021; Schulmann i in., 2022). Są to masywy sowiogórski, orlicko-śnieżnicki i kłodzki oraz jednostka Nového Města, a także ofiolit środkowosudecki, w skład którego wchodzą masywy Ślęży, Nowej Rudy, Braszowic i Szklar. Masywy ofiolitowe są pozostałością środkowosudeckiego traktu oceanicznego, którego zamknięcie doprowadziło do powstania środkowosudeckiego segmentu pasma waryscyjskiego (Awdankiewicz i in., 2021).

Chociaż ofiolit środkowosudecki jest słabo zmetamorfizowany, to masywy sowiogórski i orlicko-śnieżnicki zawierają granulity i eklogity będące efektem metamorfizmu w warunkach wysokich i ultrawysokich ciśnień (np. Kryza i in., 1996; Bröcker, Klemd, 1996; O'Brien i in., 1997; Klemd, Bröcker, 1999; Štípská i in., 2012; Nejbert i in., 2013; Majka i in., 2019; Tabaud i in., 2020), co wskazuje na powstanie tych skał w subdukowanych, a później ekshumowanych fragmentach skorupy kontynentalnej. Relacje przestrzenne między masywem sowiogórskim a ofiolitem środkowosudeckim pozostają niejasne (zob. dyskusję w Aleksandrowski, Mazur, 2002), podczas gdy masyw kłodzki, a prawdopodobnie także masyw orlicko-śnieżnicki, znajdują się strukturalnie w wyższej pozycji niż ofiolit. Jednostki tektoniczne Sudetów środkowych są przypuszczalnie nasunięte ku północnemu zachodowi, podobnie jak ma to miejsce w Sudetach zachodnich (fig. 3; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2004, 2006a). Na granicy jednostki Nového Města i masywu orlicko-śnieżnickiego odnotowano, z kolei, przeciwną, wschodnią wergencję nasunięcia (Mazur i in., 2005), jednak nie obserwuje się tam inwersji stopnia metamorfizmu. Ogólnie rzecz biorąc, jednostki środkowosudeckie składają się z ediakarskich do kambryjskich sekwencji wulkaniczno-osadowych aktywnego obrzeżenia Gondwany (masyw kłodzki – Mazur i in., 2004, 2015; masyw sowiogórski – Tabaud i in., 2020) lub z sekwencji zdominowanych przez późnokambryjskie, granitoidowe ciała intruzywne (masyw orlicko-śnieżnicki – np. Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001). W przeciwieństwie do Sudetów zachodnich Sudety środkowe nie zawierają sekwencji wulkaniczno-osadowych zdeponowanych we wczesnopaleozoicznych, otwartych basenach morskich, z wyjątkiem nielicznych olistolitów w jednostce bardzkiej.

Na wschód od masywu orlicko-śnieżnickiego, oddzielony strefą szwu tektonicznego zwaną pasmem Starého Města, znajduje się wschodniosudecki kompleks płaszczowinowy (fig. 1). Pasmo Starého Města składa się głównie ze skał pochodzących z wczesnoordowickiego inicjalnego ryftu, które noszą ślady syn-ryftowego metamorfizmu w warunkach wysokich temperatur i niskich ciśnień (Kröner i in., 2000; Štipska i in., 2001; Jastrzębski, 2012). Skały te są intrudowane przez synorogeniczne tonality o wieku ok. 340 mln lat (Parry i in., 1997). Wschodniosudecki kompleks płaszczowinowy jest częścią strefy morawsko-śląskiej waryscydów, rozciągającej się wzdłuż wschodniego brzegu Masywu Czeskiego. Stanowi on strefę szwu między zespołem terranów armorykańskich (np. Franke i in., 1995; Tait i in., 1997), reprezentowanym przez Sudety środkowe, a terranem Brunowistulii położonym dalej na wschód. Ten ostatni rozciąga się od okolic Brna na Morawach na północny wschód po Górny Śląsk, podczas gdy na południowym wschodzie pogrąża się pod front karpacki. Płaszczowiny wschodniosudeckie zostały nasunięte na wschód w prawoskrętnym reżimie transpresyjnym (Matte i in., 1990; Schulmann, Gayer, 2000). Plan strukturalny zdominowany przez lineacje o kierunku od NE–SW do NNE–SSW jest charakterystyczny nie tylko dla kompleksu płaszczowin wschodniosudeckich, ale także dla sąsiedniej części Sudetów środkowych, w szczególności masywu orlicko-śnieżnickiego. W strefie granicznej tego ostatniego z pasmem Nového Města (fig. 1) lineacja o przebiegu NNE–SSW nakłada się na starszy plan strukturalny związany z nasuwaniem ku południowemu wschodowi (Mazur i in., 2005).

Mapa grawimetryczna Sudetów (fig. 4A) pokazuje ujemne anomalie grawimetryczne związane z głównymi intruzjami granitoidów, takimi jak plutony Karkonoszy czy Strzegom-Sobótka i z dużymi kopułami gnejsowymi (masyw orlicko-śnieżnicki, masyw karkonosko-izerski). Ponadto wyraźny niż grawimetryczny na zachodzie jednostki kaczawskiej może sugerować występowanie plutonu granitowego ukrytego pod serią metamorficzną (fig. 4A). Główne wyże grawimetryczne odpowiadają południowo-wschodniej części jednostki kaczawskiej, zdominowanej przez metabazyty (jednostka Dobromierza; fig. 3) masywom kłodzkiemu i Nowej Rudy oraz ich możliwej zachodniej kontynuacji pod basenem śródsudeckim (fig. 3) oraz masywowi Niedźwiedzia (fig. 4A). Jednak najważniejszy wyż grawimetryczny znajduje się na bloku przedsudeckim, na południe od uskoku Odry i ma wydłużony przebieg WNW–ESE (fig. 4A). Wyż ten skręca w kierunku północ–południe na wschód od granitu Strzegom–Sobótka i kończy się na uskoku śródsudeckim (fig. 4A). Koreluje się on z powierzchniowym i podpowierzchniowym rozprzestrzenieniem ofiolitów sudeckich. Mapa magnetyczna Sudetów (fig. 4B) wyraźnie uwypukla ciała ofiolitowe. Oprócz znanych wychodni sugeruje ona obecność pogrzebanego ciała ofiolitowego wzdłuż całego południowo-zachodniego brzegu masywu sowiogórskiego. Wyraźne dodatnie anomalie magnetyczne są również związane z masywem kłodzkim i jednostką Leszczyńca, obejmującymi rozległe sukcesje metabazytowe. Ponadto lineament magnetyczny o dotąd nieznanym charakterze jest zorientowany ukośnie do uskoku Odry na bloku przedsudeckim (fig. 4B). Został on ostatnio zinterpretowany przez Mazura i Schulmanna (2025) jako wschodnie przedłużenie anomalii związanej ze środkowoniemieckim wyniesieniem krystalicznym.

Północno-wschodnie zakończenie pasma internidów waryscyjskich

Ponieważ w najbardziej wysuniętych na wschód częściach Niemiec i w zachodniej Polsce pas waryscyjski gwałtownie zmienia swój bieg w odniesieniu do biegu dominującego dalej na zachód (NE–SW), zaproponowano koncepcję orokliny waryscyjskiej. Na wielu mapach przeglądowych pasmo waryscyjskie jest przedstawione jako wykonujące zwrot w kształcie litery U, otaczając Masyw Czeski od północy (np. Kossmat, 1927; Lorenz, 1976; Engel i in., 1983; Lorenz, Nicholls, 1984; Franke, 1989; Tait i in., 1997; Narkiewicz, 2007). Zgodnie z tym poglądem najbardziej zewnętrzna strefa tektonostratygraficzna pasma waryscyjskiego, strefa renohercyńska, ciągnie się na wschód w głębokim podłożu permsko-mezozoicznego basenu północnoniemiecko-polskiego i pojawia się ponownie na powierzchni wzdłuż wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego jako strefa morawsko-śląska na Morawach i w południowej Polsce. Obszerny krytyczny przegląd koncepcji tak rozumianej orokliny waryscyjskiej przedstawiono w pracy Mazura i in. (2020).

Od lat siedemdziesiątych funkcjonował w literaturze alternatywny pogląd, który postuluje prawoskrętny reżim transpresyjny podczas końcowej akrecji terranów waryscyjskich (Dewey, Burke, 1973; Arthaud, Matte, 1977; Badham, 1982; Behr i in., 1984; Matte, 1991). Postuluje się tam, że na północno-wschodnim krańcu orogenu waryscyjskiego skracanie orogeniczne zostało zaakomodowane przez uskoki prawoprzesuwcze o orientacji NW–SE (np. Edel i in., 2018). Uważa się, że ten transpresyjny reżim tektoniczny wynikał z lateralnych, prawoprzesuwczych przemieszczeń między krawędziami Gondwany i Laurosji w okresie od karbonu do wczesnego permu (Arthaud, Matte, 1977; Eckelmann i in., 2014). Arthaud i Matte (1977) zaproponowali, że seria głównych uskoków typu przesuwczego o kierunku NW–SE przerywa ciągłość waryscyjskiego pasma orogenicznego wzdłuż półkruchej strefy ścinania o długości ok. 6000 km i szerokości ok. 1000 km, kontynuującej się jeszcze w Ameryce Północnej. W konsekwencji rozczłonkowane i prawoskrętnie przemieszczone fragmenty kilku znanych z zachodniej Europy wielkich waryscyjskich jednostek tektonostratygraficznych można znaleźć w Sudetach na północno-wschodniej flance Masywu Czeskiego. Zostały one prawoskrętnie przesunięte równolegle do południowo-zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej, chociaż skala tego przesunięcia pozostaje dyskusyjna (np. Matte i in., 1990; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2002, 2023; Mazur i in., 2020).

Podjęto również próbę połączenia obu hipotez, przesuwczej i oroklinalnej, w koncepcyjnym modelu „łuku czeskiego" (ang. *Bohemian arc*). W tej zmodyfikowanej wersji koncepcji oroklinalnej Franke i Żelaźniewicz (2000, 2002, 2023) skorelowali obszar na SW i NE od uskoku środkowej Odry, odpowiednio, ze środkowoniemieckim wyniesieniem krystalicznym i północną strefą fyllitową. Nie wykluczyli oni jednak kontynuacji głównej części strefy renohercyńskiej waryscydów w postaci strefy morawsko-śląskiej. Autorzy ci uznali istnienie ważnych dekstralnych dyslokacji WNW–ESE, które zostały uwzględnione w ich modelu rozciętej orokliny waryscyjskiej (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002, 2023). Podobne rozwiązanie, obejmujące kombinację orokliny i uskoków typu przesuwczego, zostało przyjęte w ostatnich artykułach Martínez Catalána i in. (2020, 2021).

Dane pól potencjalnych wskazują na ciągłość szwu renohercyńskiego, który wygina się pod kątem 90°, zmieniając swój bieg z NE–SW w Niemczech na WNW–ESE w Polsce (fig. 5). Taka geometria była postulowana przez Frankego (2000) oraz Frankego i Żelaźniewicza (2000, 2002, 2023) i uznana za dopuszczalną przez Mazura i in. (2020: fig. 12B). Jednocześnie dane magnetyczne pokazują, że szew renohercyński kończy się na północny wschód od Wrocławia na północnym przedłużeniu strefy moraw-

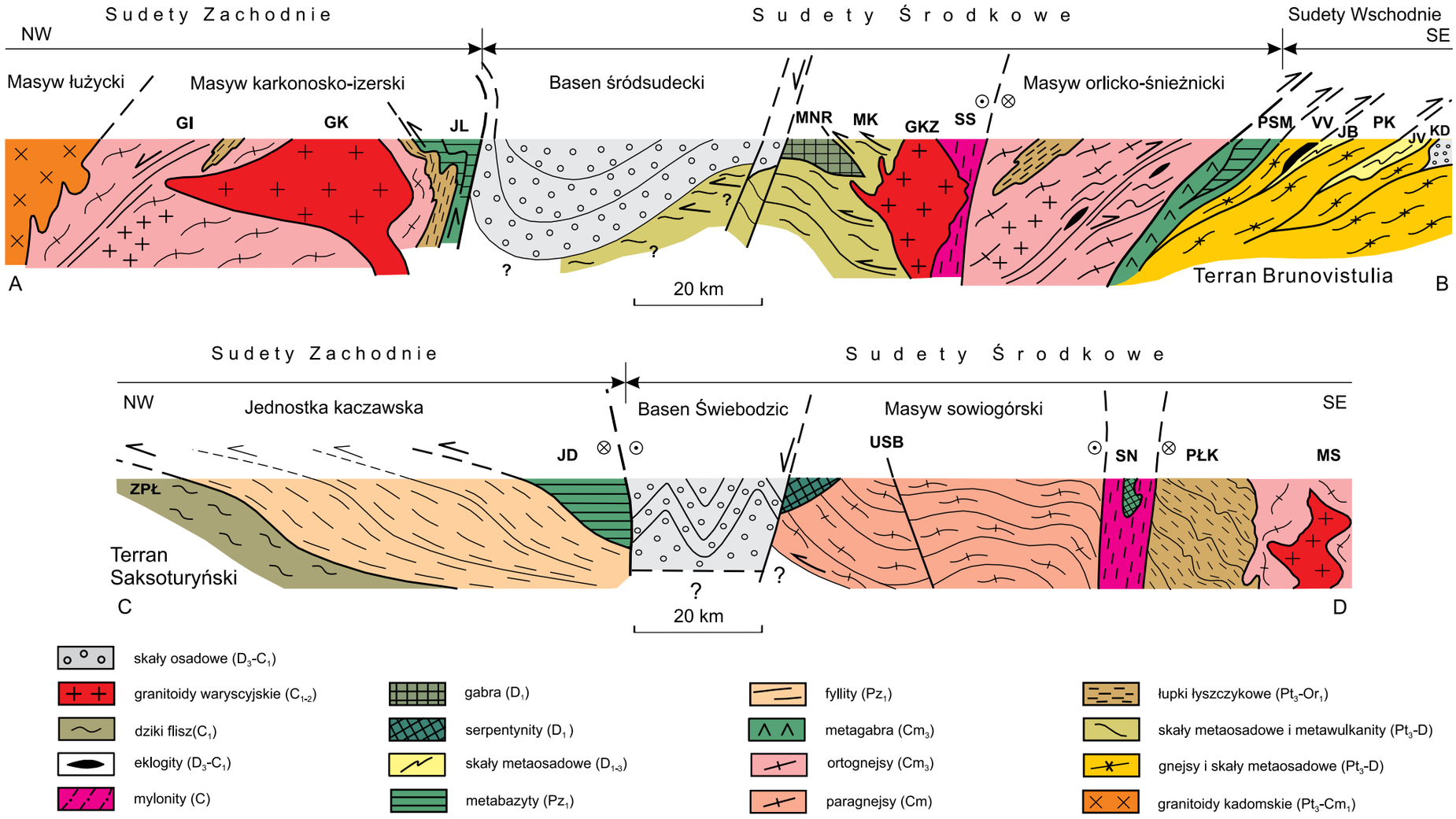


FIG. 3. Koncepcyjne przekroje przez Sudety, położone, odpowiednio, na południe (A–B) i północ (C–D) od uskoku śródsudeckiego, rozciągające się prostopadle do dominującego w ogólnej budowie geologicznej kierunku strukturalnego SW–NE. GI – gnejsy izerskie; GK – granit karkonoski; GKZ – granit kłodzko-złotostocki; JB – jednostka Branny; JD – jednostka Dobromierza; JL – jednostka Leszczyńca; JV – jednostka Vrbna; KD – kopuła Desny; MK – masyw kłodzki; MNR – masyw Nowej Rudy; MS – masyw strzeliński; PK – płaszczowina Keprnika; PŁK – pasmo łupkowe Kamieńca; PSM – pasmo Starého Města; SN – strefa ścinania Niemczy; SS – strefa ścinania Skrzynki; USB – uskok sudecki brzeżny; VV – płaszczowina Velkého Vrbna; ZPŁ – zgorzeleckie pasmo łupkowe. Oznaczenie wiekowe i przybliżona lokalizacja są pokazane na figurze 1

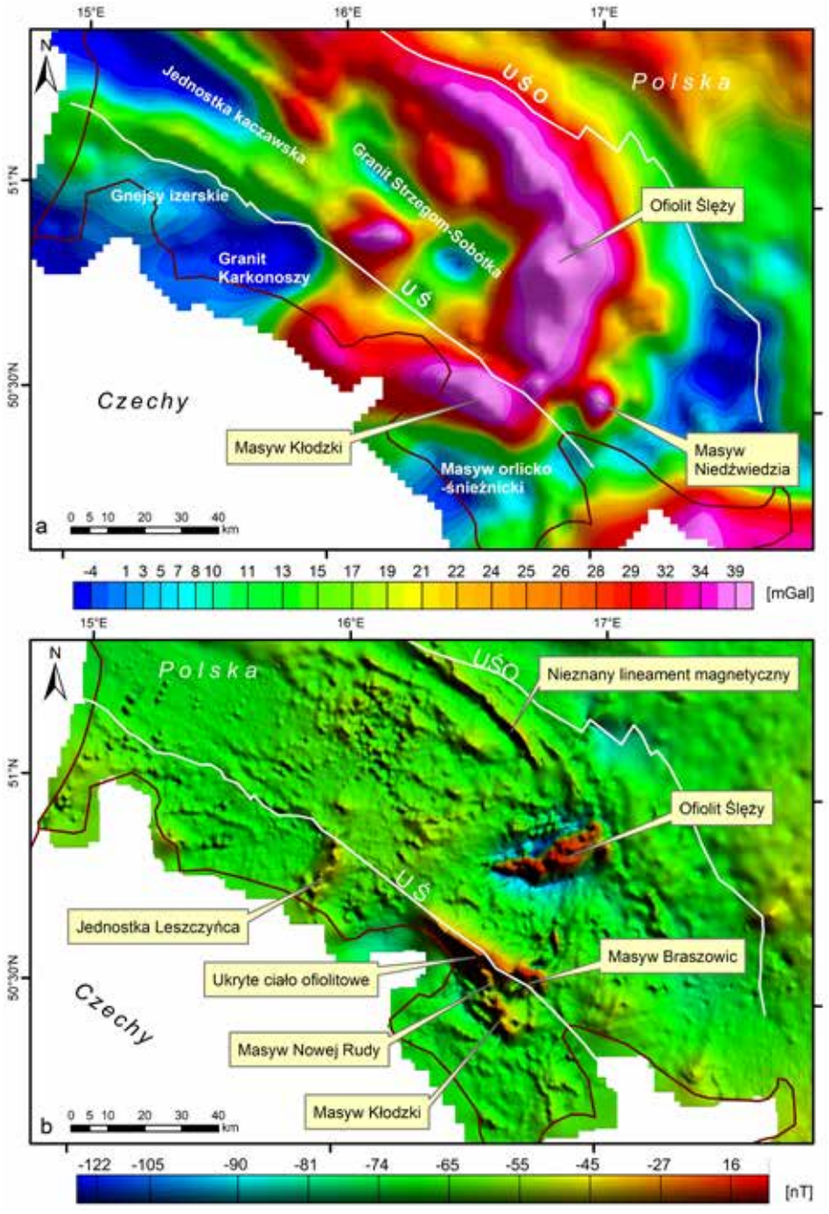


FIG. 4. Mapy pól potencjalnych dla obszaru Sudetów z zaznaczonymi najbardziej charakterystycznymi cechami: A anomalie pola siły ciężkości z poprawką izostatyczną; B anomalie magnetyczne zredukowane do bieguna. Zastosowano układ współrzędnych Polska 1992 oparty na układzie odniesienia ETRS89, elipsoidzie GRS80 i rzucie poprzecznym Merkatora z 19°E jako południkiem centralnym. Dane grawimetryczne i magnetyczne są w formie siatek z komórkami o rozmiarze 2 km; UŚ – uskok śródsudecki; UŚO – uskok środkowej Odry

sko-śląskiej. Szew ten jest przecięty ukośnym uskokiem o orientacji NW–SE. Dane magnetyczne pokazują, że pasmo waryscyjskie wygina się, zmieniając kierunek o 90°.

Szew renohercyński znajduje się pomiędzy uskokami Odry i Dolska, nie pokrywając się z żadnym z nich (fig. 5). Sugeruje to, że duże uskoki zrzutowo-przesuwcze o przebiegu WNW–ESE na obrzeżach Baltiki są strukturami górnoskorupowymi i powstały po akrecji pasma waryscyjskiego. Żaden z uskoków nie przecina ani nie zakłóca ciągłości szwu renohercyńskiego, co nie wspiera hipotezy o przemieszczeniach prawoprzesuwczych rzędu 300 km (np. Aleksandrowski, 1990, 1995; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Co więcej, nasze aktualne dane nie potwierdzają nawet bardziej umiarkowanych szacunków – po 100 km na uskoku górnej Łaby i uskoku śródsudeckim (Mazur i in., 2020) lub 70 km na uskoku śródsudeckim (Franke, Żelazniewicz, 2002, 2023). Przesunięcia szwu saksoturyńskiego w Masywie Czeskim wskazują na przemieszczenia lateralne rzędu 30–40 km na uskoku Łaby i uskoku śródsudeckim (fig. 5). Na uskokach Odry, Dolska i Kraków–Lubliniec nie ma markerów pozwalających na oszacowanie przemieszczeń. Warto jednak zauważyć, że żaden z tych uskoków nie przesuwa zachodniej granicy wyżu magnetycznego związanego z terranem Brunowistulii (fig. 5). Oznacza to, że blok Brunowistulii musiał być wcześniej zadokowany do krawędzi Baltiki przed orogenezą waryscyjską. Jest to zgodne z danymi stratygraficznymi (np. Valverde-Vaquero i in., 2000; Belka i in., 2002), które sugerują wspólną historię terranu Brunowistulii i sąsiedniego masywu małopolskiego od środkowego dewonu.

Główne jednostki tektoniczne

Poniżej, posuwając się z północnego zachodu na południowy wschód, przedstawiona jest generalna charakterystyka poszczególnych sudeckich jednostek tektonicznych. Jednostki te są dokładniej opisane, gdy ich specyficzne cechy geologiczne są ważne dla rekonstrukcji paleotektonicznych i zrozumienia wnioskowanej sekwencji zdarzeń tektoniczno-metamorficznych lub w przypadku, gdy aktualne informacje na ich temat są jedynie skrótowo podsumowane w dostępnej literaturze.

Masyw łużycki i zgorzeleckie pasmo łupkowe

Masyw łużycki składa się głównie z neoproterozoicznych do dolnokambryjskich granitoidów łużyckich (540–530 mln lat; Kröner i in., 1994; Linnemann i in., 2000; Tikhomirova, 2002; Żelaźniewicz i in., 2004), które zostały tylko w niewielkim stopniu zdeformowane podczas orogenezy waryscyjskiej. Granitoidy zostały umiejscowione podczas końcowych etapów orogenezy kadomskiej (Linnemann i in., 2000), intrudując w niezmetamorfizowane lub słabo zmetamorfizowane neoproterozoiczne szarogłazy turbidytowe (Linnemann i in., 2000), które zostały zdeponowane na aktywnym obrzeżeniu Gondwany (Kemnitz, Budzinski, 1994; Gehmlich i in., 1997; Buschmann i in., 2001). Szarogłazy zawierają wkładki felzytowych skał wulkanoklastycznych datowanych na ok. 575 mln lat metodą U-Pb (Buschmann i in., 2001). W kierunku wschodnim, w obrębie masywu karkonosko-izerskiego, łużyckie skały o neoproterozoicznym wieku zostały na dużą skalę intrudowane przez górnokambryjskie granitoidy (np. Kröner i in., 2001; Zieger i in., 2018), później zdeformowane w ortognejsy przez tektonikę waryscyjską.

Zgorzeleckie pasmo łupkowe (np. Urbanek i in., 1995) ogranicza masyw łużycki od północnego wschodu (fig. 1) i zawiera fragmenty rozczłonkowanych sukcesji osadowych od dolnego kambru do dolnego karbonu, częściowo osadzonych w dolnokarbońskim fliszu (Linnemann, Buschmann, 1995). Sukcesja zgorzelecka zaczyna się od dolnokambryjskich węglanów, piaskowców i nielicznych wulkanitów, przykrytych łupkami zawierającymi trylobity (Freyer, 1977; Urbanek i in., 1995). Nieliczne skały ordowickie są na ogół krzemionkowe. Sekwencja sylurska jest porównywalna z facją turyńską strefy saksoturyńskiej (Hirschmann, 1966) i składa się z łupków krzemionkowych i „ałunowych", przeplatanych u góry tufami, kwarcytami, szarogłazami i rzadko wapieniami (Urbanek i in., 1995). Dewon jest reprezentowany przez monotonną serię naprzemiennych kwarcytów, pelitów i szarogłazów z rzadko występującymi wapieniami i zasadowymi skałami wulkanicznymi. Dolny karbon składa się z fliszu, któremu w górnej części towarzyszą czerty, wapienie i znaczne interkalacje zlepieńców (Urbanek i in., 1995), a także z fliszu zawierającego olistolity skał od ordowiku do dolnego karbonu (Thomas, 1990). Linnemann i Buschmann (1995) oraz Linnemann i in. (2000) zinterpretowali całe zgorzeleckie pasmo łupkowe jako dolnokarboński dziki flisz, zawierający różnej wielkości olistolity z rozczłonkowanych starszych warstw. Rozwój wąskopromiennych fałdów o wergencji południowej i stromo nachylonej struktury imbrykacyjnej (*schuppen*) w obrębie zgorzeleckiego pasma łupkowego jest datowany na środkowy-późny wizen (Hirschmann, 1966).

Masyw karkonosko-izerski

Masyw karkonosko-izerski to duża jednostka waryscyjskiego podłoża w Sudetach Zachodnich (fig. 1). Masyw jest interpretowany jako stos nasuniętych jednostek tektonicznych (fig. 6), z których najniższe odpowiadają (para)autochtonicznemu podłożu (Mazur, 1995; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Mazur i in., 2006a; Žáčková i in., 2010; Jeřabek i in., 2016). Jądro masywu karkonosko-izerskiego tworzy karkonoski pluton granitowy, który jest płytką, z grubsza eliptyczną w planie intruzją o długości ok. 70 km i szerokości 10–20 km (fig. 1, 7). Dwie główne facje granitowe po polskiej stronie plutonu, porfirytowa i ekwigranularna, zostały wydatowane przy użyciu precyzyjnej geochronologii U/Pb metodą CA-ID-TIMS na cyrkonie, odpowiednio, na 312,5 ±0,3 i 312,2 ±0,3 mln lat (Kryza i in., 2014).

Metamorficzna okrywa plutonu karkonoskiego składa się z pięciu jednostek strukturalnych (fig. 6), od dołu ku górze: (1) jednostka ortognejsowa izersko-kowarska, należąca do autochtonu saksoturyńskiego, (2) jednostka para-autochtoniczna Ještědu, (3) jednostka łupków łyszczykowych (dolny allochton), (4) jednostka południowych Karkonoszy (środkowy allochton) i (5) jednostka Leszczyńca (górny allochton). Przedstawiony podział masywu karkonosko-izerskiego na allochton dolny, środkowy i górny ma jedynie znaczenie lokalne. Z punktu widzenia korelacji ponadregionalnych w obrębie europejskiego pasma waryscyjskiego (Martínez Catalán i in., 2020, 2021), łupki łyszczykowe i jednostka południowych Karkonoszy są zbiorczo zaliczane do allochtonu dolnego, a jednostka Leszczyńca do allochtonu środkowego.

Ortognejsy izersko-kowarskie wywodzą się z górnokambryjskich granitów izerskich (rumburskich) (505–492 mln lat, Oliver i in., 1993; 506–501 mln lat, Kröner i in., 2001; 504 mln lat, Zieger i in., 2018), które zostały przekształcone w gnejsy izersko-kowarskie podczas deformacji we wczesnym karbonie. Ortognejsy uległy metamorfizmowi pod umiarkowanym ciśnieniem w warunkach górnej facji zieleńcowej – dolnej amfibolitowej (Żaba, 1984; Kryza, Mazur, 1995). W kierunku północno-zachodnim ortognejsy izersko-kowarskie ujawniają kontakty intruzywne z neoproterozoicznymi i dolnokambryjskimi granitoidami masywu łużyckiego (Ebert, 1943; Domečka, 1970).

Jednostka Ještědu to niewielki blok ograniczony uskokami, odsłonięty na południowo-zachodnim krańcu masywu karkonosko-izerskiego, który reprezentuje fragment para-autochtonicznej pokrywy wulkaniczno-osadowej podłoża saksoturyńskiego. Jednostka obejmuje płytkie osady morskie i hemipelagiczne od środkowego do późnego dewonu z podrzędnymi wulkanitami (grupa Jítrava z Chaloupský, 1989), które zostały poddane słabemu metamorfizmowi w niskiej temperaturze i pod średnim ciśnieniem. Te przedorogeniczne osady przechodzą ku górze w szarogłazy i zlepieńce o wieku od turneju do dolnego wizenu (Chlupáč, 1993). Jednostka Ještědu wraz z „synkliną" Torgau-Doberlug, a także zgorzeleckim pasmem łupkowym należą do paleozoicznej pokrywy wulkaniczno-osadowej pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego. Stanowią one jednocześnie parautochtoniczne podłoże, na które nasunęły się allochtoniczne jednostki masywu karkonosko-izerskiego i jednostki kaczawskiej (Aleksandrowski, Mazur, 2002).

Jednostka łupków łyszczykowych odpowiada grupie Wielkiej Upy Chaloupskiego (1989) i formacji Czarnowa Teisseyre'a (1973). Początkowo uważano, że jednostka ta reprezentuje pozostałości neoproterozoicznej (?) okrywy ortognejsów izersko-kowarskich (np. Mazur, Aleksandrowski, 2001). Jednak wiek cyrkonów z metawulkanogenicznych skał kwarcowo-skaleniowych jednostki łupków łyszczykowych we wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego okazał się późnokambryjski (498 ±18 mln lat, Oberc-Dziedzic i in., 2010a). W związku z tym kwaśne skały metawulkanogeniczne wydają się być w przybliżeniu równowiekowe z intruzją protolitu ortognejsów izersko-kowarskich (487 ±8 mln lat; Oberc-Dziedzic i in., 2010a). Dlatego granica łupków łyszczykowych i ortognejsów jest prawdopodobnie nasunięciem, a nie kontaktem intruzywnym. Kolejnym ważnym argumentem przemawiającym za allochtoniczną pozycją jednostki łupków łyszczykowych jest zapis metamorficzny zachowany w tych skałach. Zawierają one zespół minerałów wskaźnikowy dla metamorfizmu wysokociśnieniowego z chlorytoidem w jądrach dużych porfiroblastów granatu (Žáčková i in., 2010). Modelowanie termodynamiczne sugeruje, że ta parageneza mineralna zarejestrowała warunki szczytowego ciśnienia 18–19 kbar w temperaturze 460–520°C, a następnie izotermiczną dekompresję (Žáčková i in., 2010). Łupki łyszczykowe z granatem zawierają monacyt o wieku U-Pb 341 ±3 mln lat, zgodnym z wiekiem Lu-Hf granatu (344,5 ±1,3 i 342 ±7 mln lat) uzyskanym z tego samego typu skał (Konopásek i in., 2019). Dane te dostarczają informacji na temat wczesnokarbońskiego, wysokociśnieniowego wydarzenia metamorficznego, które miało miejsce przed utworzeniem się stosu płaszczowin.

Jednostka południowych Karkonoszy obejmuje kilkusetmetrowej miąższości sukcesję zmetamorfizowanych skał osadowych zdeponowanych w przedziale czasu od ordowiku do dewonu (Chlupáč, 1993, 1997) i związanych z bimodalnymi, głównie zasadowymi skałami wulkanicznymi. Te ostatnie reprezentują zróżnicowaną sekwencję magmową, od skał kwaśnych z wewnątrzpłytową sygnaturą geochemiczną do law zasadowych i skał piroklastycznych, obejmujących bazalty toleitowe, przejściowe i alkaliczne, umiejscowione w środowisku wewnątrzpłytowym (Patočka, Smulikowski, 2000). Wiek protolitu prekursorów wulkanicznych jest datowany na wczesny ordowik (Bendl i in., 1997; Timmermann i in., 1999) – wiek typowy dla sukcesji wulkaniczno-osadowej osadzonej na pasywnym brzegu terranu saksoturyńskiego (Furnes i in., 1994). Wniosek ten znajduje dodatkowe potwierdzenie w maksymalnym wieku depozycji towarzyszących skał metaosadowych, określonym przez Žáčkovą i in. (2012) na ordowik na podstawie spektrów wiekowych cyrkonów detrytycznych. Zasadowe metawulkanity lokalnie zachowują zapis metamorfizmu facji niebieskich łupków (np. Cháb, Vrána, 1979; Kryza, Mazur, 1995; Smulikowski, 1995; Patočka i in., 1996) z odsłoniętymi w kilku miejscach skałami zawierającymi glaukofan (Faryad, Kachlík, 2013). Jednak tylko w jednej unikatowej lokalizacji (góra Kopina k. Jarkowic) parageneza wysokociśnieniowa zawiera granat w asocjacji z glaukofanem, zespół mineralny, który powstał w zakresie 12–15 kbar i 480–520°C (Majka i in., 2016). Wiek Lu-Hf granatu wynoszący 363,9 ±1,3 mln lat datuje zdarzenie metamorficzne w facji niebieskich łupków (Konopásek i in., 2019). Wiek ten jest zgodny z wcześniejszym oszacowaniem wieku na 360 mln lat, uzyskanym za pomocą datowania ^{40}Ar-^{39}Ar fengitu z łupków glaukofanowych (Maluski, Patočka, 1997). Ta sama metoda została wykorzystana przez Marheinego i in. (2002), którzy opublikowali obszerny zestaw danych wiekowych uzyskanych metodą ^{40}Ar-^{39}Ar. Ich oznaczenia mieszczą się w zakresie 352–312 mln lat

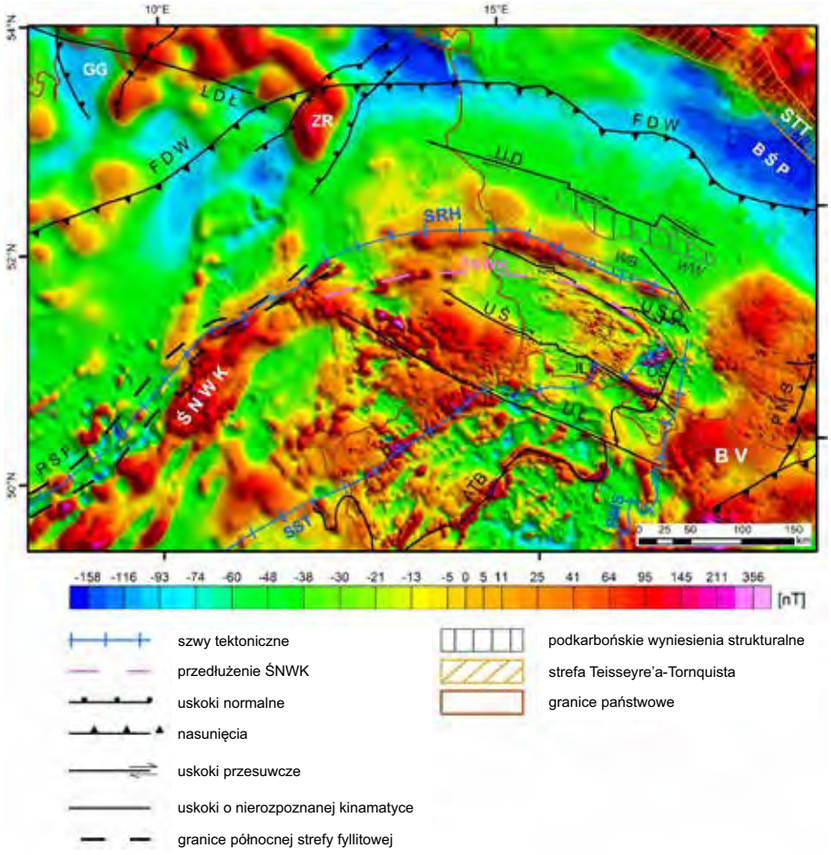


FIG. 5. Mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna dla północno-wschodniego zakończenia pasma waryscyjskiego Europy z nałożonymi kluczowymi elementami strukturalnymi (UTM 32N). ATB – anomalia Tepli-Barrandienu; BŚP – bruzda środkowopolska; BV – Brunowistulia; FDW – front deformacji waryscyjskiej; GG – rów tektoniczny Glückstadt; JL – jednostka Leszczyńca; LDŁ – lineament dolnej Łaby; OS – ofiolit Ślęży; PMS – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze; PSF – północna strefa fyllitowa; SMS – szew morawsko-śląski; SRH – szew renoherczyński; SST – szew saksoturyński; STT – strefa Teisseyre'a-Tornquista; ŚNWK – środkowoniemieckie wyniesienie krystaliczne; UD – uskok Dolska; UŁ – uskok Łaby; UŚ – uskok śródsudecki; UŚO – uskok środkowej Odry; WB – wyniesienie Bielaw; WW – wyniesienie Wolsztyna

w różnych jednostkach masywu karkonosko-izerskiego. Marheine i in. (2002) zinterpretowali swoje wyniki jako reprezentujące różne etapy ekshumacji masywu po waryscyjskiej kolizji.

Jednostka Leszczyńca jest zbudowana ze zróżnicowanego zestawu zmetamorfizowanych skał zasadowych i kwaśnych pochodzenia plutonicznego i wulkanicznego. Największy udział mają metabazyty, które obejmują metabazalty, metadoleryty i metagabra (Teisseyre, 1973; Kryza, Mazur, 1995; Mazur, 1995; Winchester i in., 1995). Teksturalnie metabazyty występują w dwóch odmianach: bardziej rozpowszechnionej odmianie drobnoziarnistych metabazytów łupkowych i w odmianie metabazytów średnioziarnistych masywnych. Miejscami pośród metabazytów występują wkładki metawulkanitów felzytowych o strukturze porfirowej, grubości od kilkunastu centymetrów do kilku metrów, reprezentujących metaryolity. Wśród metabazytów występują duże intruzywne ciała tzw. gnejsów z Paczyna (Teisseyre, 1973; Kryza, Mazur, 1995). Gnejsy te obejmują szeroki zakres odmian, różniących się strukturą, teksturą i składem, od gnejsów felzytowych do hornblendowych, pochodzących, odpowiednio, od plagiogranitów i diorytów (Teisseyre, 1973; Kryza i in., 1995; Kryza, Mazur, 1995). Gnejsy wykazują miejscami kontakty intruzywne z metabazytami, choć najczęściej są one zreorientowane równolegle do foliacji (Mazur, 1995).

Dane geochronologiczne, geochemiczne i izotopowe sugerują, że protolity skał jednostki Leszczyńca reprezentują kopalną domenę basenu załukowego (metabazyty) intrudowaną przez magmy kwaśne i obojętne, będące prekursorem gnejsów paczyńskich, w środowisku nadsubdukcyjnym oceanicznego łuku magmowego (Młynarska i in., 2023). Aktywność tego łuku miała miejsce w późnym kambrze w przedziale ok. 20 mln lat (ok. 515–495 mln lat temu; Młynarska i in., 2023). Juwenilna sygnatura izotopowa Nd-Hf i niskie stosunki La/Yb w skałach jednostki Leszczyńca wskazują na ograniczoną rolę kontaminacji materiałem skorupowym przy ich genezie. Wiek metabazytów pozostaje niesprecyzowany, ale obliczony wiek modelowy Nd (540 mln lat) może w tym przypadku reprezentować maksymalny wiek ich protolitu (Młynarska i in.,

5
Platforma paleozoiczna

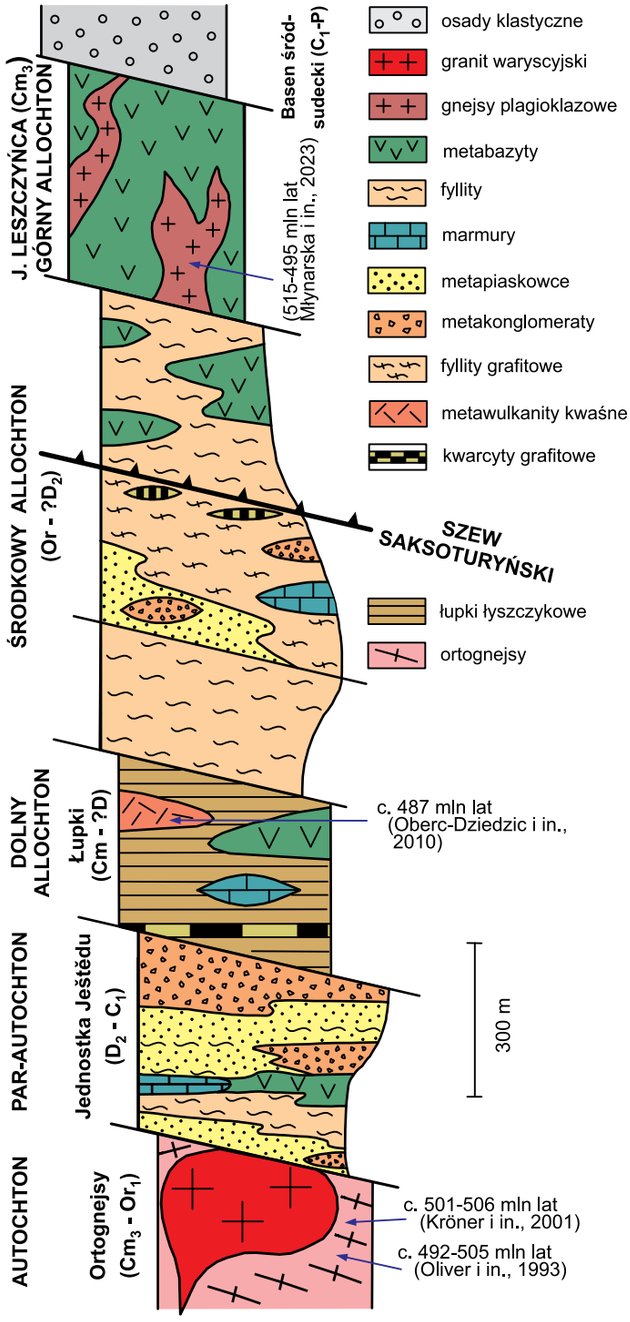


FIG. 6. Uproszczony podział tektonostratygraficzny kompleksów skalnych tworzących masyw karkonosko-izerski (wg Młynarskiej i in., 2023). Oznaczenia wiekowe jak na figurze 1

2023). Jest to zgodne z wynikami analiz pojedynczych cyrkonów odziedziczonych, które są nie starsze niż 540 mln lat (Młynarska i in., 2023).

Gnejsy paczyńskie i metawulkanity felzytowe są zróżnicowane pod względem składu chemicznego i izotopowego, a pochodzenie ich protolitów można wytłumaczyć przetapianiem osadów subdukującej płyty w warunkach stosunkowo niskiego ciśnienia/temperatury (felzytowy gnejs paczyński), niejednorodnym mieszaniem się tych stopów i płynów pochodzących z pogrążanej płyty z materiałem silnie zubożonego płaszcza (hornblendowy gnejs paczyński, metagabro) i umiejscowieniem tych magm wraz z produktami częściowego przetopienia metabazytów basenu załukowego (felzytowy gnejs paczyński o niskim stosunku Nb/Y; Młynarska i in., 2023). Protolit jednostki Leszczyńca prawdopodobnie reprezentuje basen marginalny powstały przy konwergentnej granicy płyt litosfery położonej obok Gondwany lub Baltiki (Młynarska i in., 2023). Przykład jednostki Leszczyńca pokazuje, że późnokambryjski magmatyzm, szeroko rozprzestrzeniony wśród terranów pochodzących z północnego obrzeżenia Gondwany (Crowley i in., 2000; Pin i in., 2007), nie musi być związany ze środowiskiem tektonicznym inicjalnego ryftu (Murphy i in., 2006; Pin i in., 2007; Nance i in., 2012) w przypadku jednostek tektonicznych należących do waryscyjskiego środkowego lub górnego allochtonu (*sensu* Martínez Catalán i in., 2020, 2021).

Jednostka Leszczyńca jest strukturalnie najwyżej leżącą płaszczowiną w masywie karkonosko-izerskim (fig. 6), nasuniętą na jednostkę południowych Karkonoszy (środkowy allochton) lub bezpośrednio na formację z Czarnowa (dolny allochton). Charakteryzuje się odmiennym planem strukturalnym w porównaniu z pozostałymi jednostkami masywu karkonosko-izerskiego (Mazur, 1995; Mazur, Aleksandrowski, 2001; Młynarska i in., 2024).

Szczegółowe badania strukturalne w jednostce Leszczyńca przeprowadzone przez Oberca (1960), Mazura (1995) oraz Wernera i in. (2000) wykazały, że główna lineacja metamorficzna L_1 związana z paragenezą mineralną właściwą dla piku metamorfizmu ma orientację NNE–SSW, czyli jest prostopadła do lineacji w pozostałej części masywu karkonosko-izerskiego. Lineacji towarzyszą lewoskrętne wskaźniki zwrotu ścinania, które po odrotowaniu foliacji do położenia subhoryzontalnego wskazywałyby na transport tektoniczny ku północy. Nie jest to sytuacja typowa dla Sudetów zachodnich (i zapewne świadczy o wtórnej rotacji jednostki Leszczyńca), choć podobną orientację lineacji obserwuje się we wschodniej części Sudetów środkowych i w Sudetach wschodnich: w kopule orlicko-śnieżnickiej, strefie Niemczy i strefie morawsko-śląskiej (np. Aleksandrowski, Mazur, 2002). Na lineację L_1 nakłada się młodsza lineacja L_2 o orientacji WNW–ESE, typowej dla całego masywu karkonosko-izerskiego. Lineacja ta jest związana z retrogresją warunków metamorfizmu do facji zieleńcowej i wskaźnikami zwrotu ścinania strop-ku-ESE zgodnymi z kinematyką uskoku normalnego. Mazur (1995) wiąże jej genezę z kolapsem ekstensyjnym i ekshumacją jądra masywu karkonosko-izerskiego (fig. 7). Ten etap deformacji zakończyło umiejscowienie granitu Karkonoszy ok. 312 mln lat temu (Kryza i in., 2014). Trzeci, najmłodszy etap deformacji o charakterze półkruchym wiązał się ze skróceniem basenu śródsudeckiego w kierunku WNW–ESE (Mazur, 1995) i powstaniem opisanej przez Oberca (1960) fleksury wschodnich Karkonoszy.

Wiek deformacji związanej z powstaniem lineacji L_1 zbadano metodą Rb/Sr, stosując oznaczenia *in situ* jasnego łyszczyku w dwóch próbkach felzytowych ortognejsów paczyńskich (Młynarska i in., 2024). Tekstury rekrystalizacji kwarcu, skład chemiczny jasnego łyszczyku, zachowanie fenokryształów plagioklazu magmowego i zespół minerałów metamorficznych wskazują na maksymalne warunki facji epidotowo-amfibolitowej. Pojedyncze daty Rb/Sr z jasnego łyszczyku zostały obliczone przy użyciu początkowych wartości $^{87}Sr/^{86}Sr$ uzyskanych dla tytanitu i epidotu. Wyniki są podobne dla obu próbek, dla których wartości średniej ważonej wynoszą, odpowiednio, 352,4 ±4,1 mln lat i 349,3 ±2,5 mln lat (Młynarska i in., 2024). Łączna średnia ważona osiąga wartość 350,1 ±5,3 mln lat (2σ) i jest interpretowana jako czas (re)krystalizacji jasnego łyszczyku podczas rozwoju foliacji S_1 i lineacji L_1 w warunkach facji epidotowo-amfibolitowej (Młynarska i in., 2024). To wydarzenie mieści się pomiędzy wiekiem metamorfizmu facji niebieskich łupków w środkowym (ok. 364 mln lat) i dolnym (ok. 345–341 mln lat) allochtonie (Konopásek i in., 2019), które reprezentują relikty, odpowiednio, subdukowanej skorupy oceanicznej i pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (fig. 8).

Jest prawdopodobne, że jednostka Leszczyńca wywodzi się z górnej płyty szwu saksoturyńskiego, odpowiadającej terranowi Tepli-Barrandienu (Konopásek i in., 2019; Młynarska i in., 2024). W takim scenariuszu (fig. 8), jednostka Leszczyńca zostałby wciągnięta do strefy subdukcji wskutek erozji tektonicznej dolnej skorupy. Inna orientacja lineacji L_1 w porównaniu do sąsiednich allochtonów wskazywałaby na przemieszczenia lewoprzesuwcze prawdopodobnie odzwierciedlając niejednorodności obrzeżenia terranu saksoturyńskiego wzdłuż biegu strefy subdukcji, wytwarzające lateralne gradienty kompresji. Alternatywnie, wiek 350 mln lat może reprezentować deformację związaną z intensywnym skracaniem wschód–zachód, prowadzącym do powstania stromej foliacji o biegu północ–południe z rozciąganiem prostopadłym do kierunku skracania (fig. 8). Niezależnie od przyjętego scenariusza kinematycznego, który tłumaczy rozwój stromej foliacji i południkowej lineacji, jednostka Leszczyńca reprezentuje górny allochton i jest położona strukturalnie ponad dolnym i środkowym allochtonem (fig. 8). W konsekwencji szew tektoniczny oddzielający terrany saksoturyński i Tepli-Barrandienu znajduje się w obrębie złożonego, środkowego allochtonu masywu karkonosko-izerskiego (fig. 6). Szew ten oddziela skały pochodzące z pryzmy akrecyjnej lub kanału subdukcyjnego, reprezentowane przez metabazyty facji niebieskich łupków (Patočka, Pin, 2005), od sukcesji dystalnego, pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (Winchester i in., 2003).

Jednostka kaczawska

Jednostka kaczawska obejmuje kilka sfałdowanych jednostek płaszczowinowych, składających się z licznych mniejszych płatów nasuwczych i znacznych rozmiarami ciał melanżowych. Obejmują one różne fragmenty sukcesji wulkaniczno-osadowej o potwierdzonym wieku od kambru (być może także neoproterozoiku; Kryza i in., 2007a) do późnego dewonu (famenu) (fig. 2; Baranowski i in.,

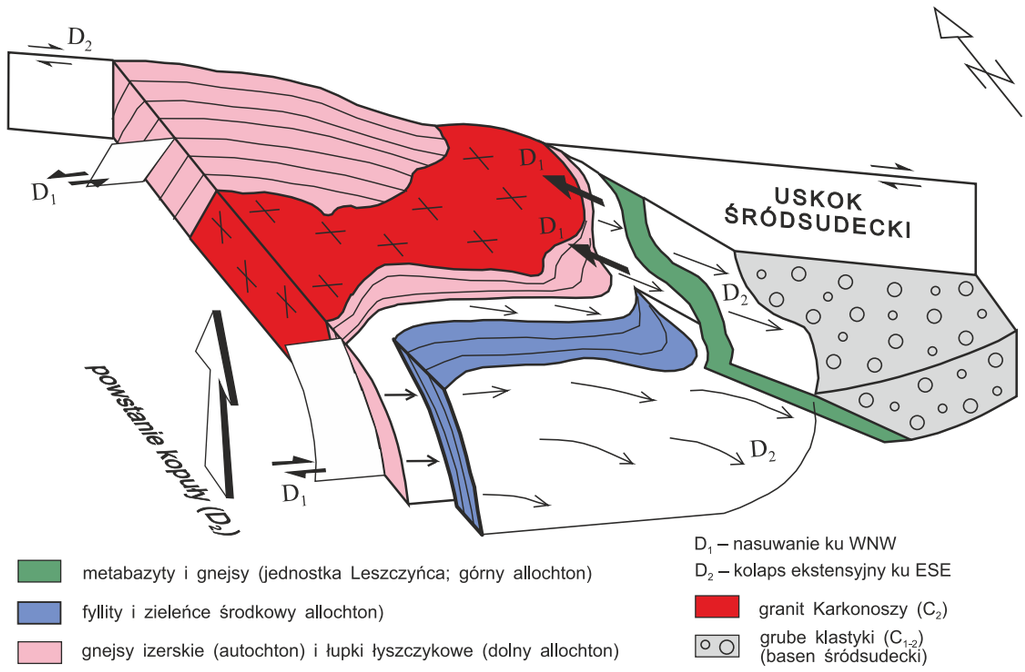


FIG. 7. Schematyczny blokdiagram (Mazur i in., 2006a – zmodyfikowano) przedstawiający złożoną strukturę masywu karkonosko-izerskiego, uformowaną przez nasunięcie ku NW płaszczowiny Leszczyńca podczas kompresyjnego wydarzenia D_1, a następnie intruzję plutonu Karkonoszy i stowarzyszone z nią wypiętrzenie masywu oraz jednoczesne ugięcie osłony plutonu w kopułę, a także kolaps grawitacyjny wschodniej części osłony, zachodzące w trakcie ekstensyjnego wydarzenia D_2 na południowo-zachodnim skrzydle aktywnego przesuwczo uskoku śródsudeckiego

1987, 1990; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Dolna część sukcesji kaczawskiej, obejmująca ordowickie płytkomorskie skały osadowe i bimodalne wulkanity wewnątrzpłytowe, jest interpretowana jako zdeponowana w ryfcie wewnątrzkontynentalnym (Baranowski i in., 1990; Kryza, Muszyński, 1992; Furnes i in., 1994; Kryza i in., 1994; Seston i in., 2000; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Na skałach tych zalega gruba, monotonna sekwencja toleitowych bazaltów poduszkowych o charakterystyce sięgającej od E-MORB do N-MORB, którym towarzyszą sylurskie czarne łupki graptolitowe oraz dewońskie łupki krzemionkowe i ilaste oraz czerty, prawdopodobnie akumulowane w środowisku dojrzałego ryftu oceanicznego (fig. 2; Furnes i in., 1994). Górna część sukcesji kaczawskiej, interpretowana jako pryzma akrecyjna z końca dewonu/wczesnego karbonu, jest zbudowana ze słabo zmetamorfizowanych (w facji niebieskich łupków z nałożonym zapisem metamorfizmu w facji zieleńcowej) skał silikoklastycznych, wulkanoklastycznych, węglanów, wulkanitów zasadowych i kwaśnych, pelagicznych łupków ilastych i krzemionkowych oraz fliszu (Baranowski i in., 1987, 1990; Kryza, Muszyński, 1992; Collins i in., 2000; Seston i in., 2000).

Zgodnie z wynikami analizy spektrów wiekowych cyrkonów detrytycznych, najstarszym wydzieleniem litologicznym jednostki kaczawskiej jest sekwencja silikoklastyczna piaskowców z Gackowej, która zawiera cyrkony nie młodsze niż neoproterozoiczne (Kryza i in., 2007a). Dlatego też skały te zostały wstępnie zinterpretowane jako możliwy ekwiwalent neoproterozoicznych szarogłazów łużyckich (Kryza i in., 2007a; Kryza, Zalasiewicz, 2008). Z drugiej strony piaskowce z Gackowej makroskopowo przypominają płytkowodne, zdominowane przez osady burzowe kwarcyty Dubrau wieku tremadockiego, występujące na skrzydłach antyklinorium łużyckiego (Linnemann i in., 2004). Ponadto szereg dowodów geochemicznych i mineralogicznych sugeruje, że piaskowce pochodzą z pobliskich skał wulkanicznych późnego kambru i wczesnego ordowiku. W związku z tym nie można wykluczyć ordowickiego wieku piaskowców z Gackowej (fig. 9).

Felzytowe skały metawulkaniczne osadzone w węglanowej sukcesji wapieni wojcieszowskich zawierają cyrkony o wieku 498 ±5 mln lat (Kryza i in., 2008), potwierdzając tym samym przynależność tej płytkowodnej sekwencji wapieni u podstawy sukcesji kaczawskiej do najwyższego kambru (Gunia, 1967). Te same skały zostały uznane za późny ordowik/sylur lub młodsze w oparciu o kontrowersyjną interpretację stratygrafii otwornicowej (Skowronek, Steffahn, 2000), a ostatnio przypisane do środkowego wczesnego kambru w oparciu o archeocjaty (Białek i in., 2007). Wiek cyrkonu z sukcesji wapieni wojcieszowskich jest w dobrej zgodności z oznaczeniami wieku metaryodacytów (501,2 ±2,7 mln lat; fig. 9), które występują na tym samym obszarze w nieco wyższej stratygraficznie części sukcesji kaczawskiej (Kryza i in., 2008). Dane geochronologiczne (Kryza i in., 2007b) wskazują, że dwa rodzaje kwaśnych magm zostały umiejscowione w dwóch oddzielnych epizodach wulkanicznych: ryodacyty ok. 502 ±3 mln lat temu (późny kambr) i trachity ok. 486 ±2 mln lat temu (najwcześniejszy ordowik; fig. 9). Geochemia ryodacytów i ich ujemne wartości εNd (Furnes i in., 1994) sugerują pochodzenie ze skorupy kontynentalnej. Skały te zawierają obfite cyrkony odziedziczone wieku prekambryjskiego (2,13–2,24 mld

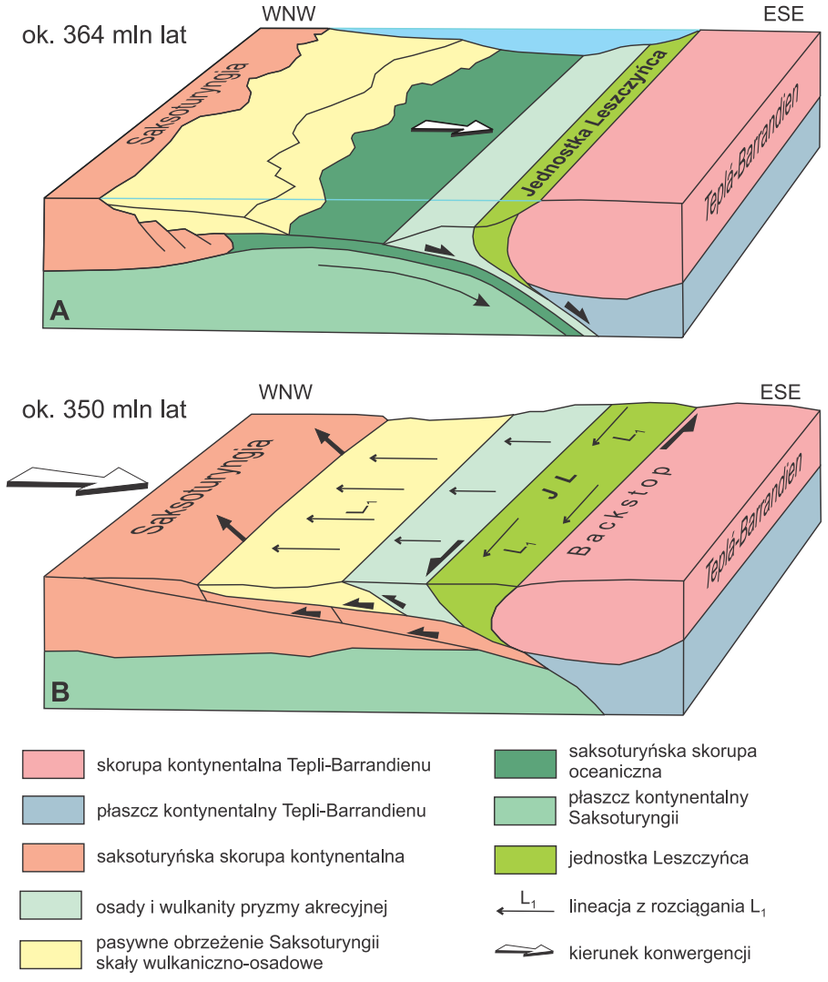


FIG. 8. Diagram interpretacyjny ilustrujący scenariusz geodynamiczny oparty na pracy Młynarskiej i in. (2024). A jednostka Leszczyńca wciągnięta w strefę subdukcji poprzez erozję subdukcyjną górnej płyty. Pryzma akrecyjna i skały kanału subdukcyjnego obejmują metabazyty oddzielone od subdukującej płyty oceanicznej (przyszłe składniki środkowego allochtonu), które doświadczyły metamorfizmu facji niebieskich łupków. Skały osadowe pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego zawierają protolity przyszłego dolnego allochtonu i część allochtonu środkowego. B przejście od subdukcji oceanicznej do kontynentalnej, po zamknięciu oceanu saksoturyńskiego. Intensywne skracanie wschód–zachód przed masywem oporowym (backstop), utworzonym przez górną płytę Tepli-Barrandienu, doprowadziło w jednostce Leszczyńca do powstania stromo ustawionej foliacji o biegu północ–południe oraz lineacji rozciągania prostopadłej do kierunku skracania. JL – jednostka Leszczyńca.

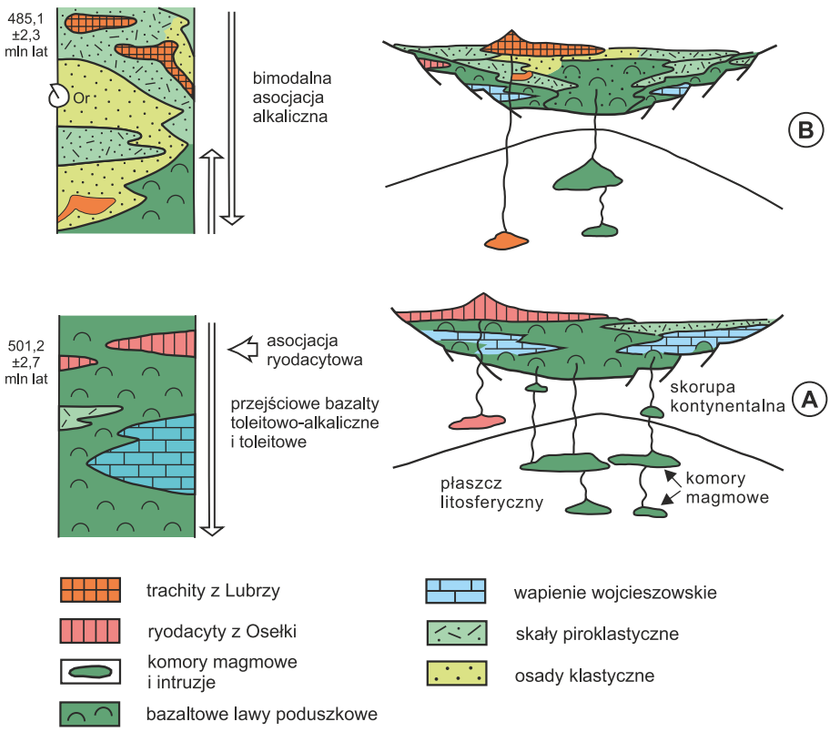


FIG. 9. Model inicjacji ryftu kontynentalnego na północnym obrzeżeniu Gondwany (od a do b), który ilustruje formowanie się dolnej części sukcesji kaczawskiej (Furnes i in., 1994; Kryza i in., 2008 – zmodyfikowano)

lat), wskazujące na wytapianie ze starego materiału skorupowego (Kryza i in., 2007b). Natomiast lawy trachitowe, umiejscowione 16 mln lat później, reprezentują kwaśne człony alkalicznej, bimodalnej sukcesji magmowej pochodzącej z płaszcza, na co wskazuje ich charakter geochemiczny i wartości εNd od +1,9 do +3,7 (Furnes i in., 1994). Metatrachity zawierają tylko kilka odziedziczonych ziaren cyrkonu, co wskazuje na niedosycenie magmy alkalicznej w Zr i prawdopodobnie prawie całkowite rozpuszczenie cyrkonów odziedziczonych (Kryza i in., 2007b). Wyniki te datują początek wulkanizmu typu ryftowego, którego produkty występują w dolnej części sukcesji kaczawskiej (fig. 9; Kryza, Zalasiewicz, 2008), na wczesny ordowik.

Widma wiekowe cyrkonów detrytycznych z łupków radzimowickich, tworzących wewnętrznie spójną sukcesję osadową w dolnej części jednostki kaczawskiej, wskazują na maksymalny wiek depozycji 512–493 mln lat temu (Tyszka i in., 2008). Ten późnokambryjski wiek w połączeniu z dowodami stratygraficznymi (fig. 9) sugeruje, że sedymentacja łupków radzimowickich była synchroniczna lub nastąpiła bezpośrednio po umiejscowieniu ryodacytów i trachitów (Kryza i in., 2007b), co jest zgodne z wcześniejszymi ustaleniami opartymi o konodonty (Urbanek, Baranowski, 1986). W konsekwencji depozycja osadów będących prekursorem łupków radzimowickich wyznacza początek ordowickiego ryftu kontynentalnego związanego z fragmentacją północnego obrzeżenia Gondwany (Kryza, Zalasiewicz, 2008). Znaczna populacja ediakarskich cyrkonów detrytycznych, datowanych na 550–650 mln lat, odzwierciedla dostawę materiału detrytycznego z różnych źródeł kadomskich (Tyszka i in., 2008).

Stopień metamorfizmu skał kaczawskich jest różny w różnych jednostkach tektonicznych: od anchizonalnego i bardzo niskiego stopnia w niektórych ciałach melanżowych do warunków facji niebieskich łupków i zieleńcowej w innych częściach kompleksu skalnego (Kryza, Zalasiewicz, 2008). Wczesne warunki metamorfizmu wysokociśnieniowego w facji niebieskich łupków w temperaturze ok. 300–400°C i przy ciśnieniu powyżej 8 kbar są udokumentowane przez paragenezę glaukofanu, reliktowego jadeitu i fengitu, występującego w jądrach kryształów jasnego łyszczyku. Na zespół mineralny facji niebieskich łupków nałożyły się później efekty metamorfizmu w facji zieleńcowej w temperaturze ok. 350–450°C i poniżej 6–8 kbar (Kryza i in., 1990, 2011). Uważa się, że metamorfizm wysokociśnieniowy miał miejsce ok. 360 mln lat temu, analogicznie do metamorfizmu datowanego w niebieskich łupkach masywu karkonosko-izerskiego (Maluski, Patočka, 1997; Konopásek i in., 2019). Jednak niepublikowane dane ^{40}Ar-^{39}Ar pokazują szeroki rozrzut pojedynczych wieków punktowych między ok. 403 a 303 mln lat (A. Willner, inf. ustna). Dodatkowo izochrony mineralne Rb-Sr ujawniają wiek w zakresie 344–329 mln lat (A. Willner, inf. ustna). Kaczawskie jednostki płaszczowinowe zostały nasunięte ku północnemu zachodowi w warunkach metamorfizmu facji zieleńcowej. Następnie były one kilkakrotnie fałdowane w coraz bardziej kruchych warunkach (Collins i in., 2000; Seston i in., 2000; Cymerman, 2002), prawdopodobnie równocześnie z powtarzającymi się ruchami przesuwczymi na sąsiadującym uskoku śródsudeckim (Aleksandrowski, 1990, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997).

Uważa się, że jednostka kaczawska przedłuża się w kierunku zachodnim w zgorzeleckie pasmo łupkowe (Jaeger, 1964; Hirschmann, 1966; Urbanek i in., 1995). Pogląd ten, choć szeroko rozpowszechniony ze względu na geograficzną bliskość obu jednostek, nie wyjaśnia jednak istotnych różnic w stratygrafii, wieku deformacji i zmienności stopnia metamorfizmu między nimi. Paleozoiczna sukcesja zgorzeleckiego pasma łupkowego jest niezmetamorfizowana lub bardzo słabo zmetamorfizowana, podczas gdy jednostka kaczawska, przynajmniej we wschodniej i środkowej części jej rozległego obszaru, wykazuje metamorfizm w facji zieleńcowej, zawierając relikty facji niebieskich łupków. Co więcej, produkty ordowickiego wulkanizmu rozpowszechnione w sukcesji kaczawskiej są nieobecne w paśmie łupkowym Zgorzelca. To ostatnie nie zawiera rozległych ciał sylurskich wulkanitów maficznych typu MORB, a jego dewońskie osady reprezentują płytsze facje osadowe niż te z jednostki kaczawskiej. Skały dolnego karbonu zostały jak dotąd jednoznacznie rozpoznane w centralnej i wschodniej części jednostki kaczawskiej, chociaż podejrzewa się wiek wczesnokarboński dla niektórych ciał melanżowych (Baranowski i in., 1987, 1990; Collins i in., 2000). Jednocześnie fragmenty skał kaczawskich facji zieleńcowej są obficie obecne jako otoczaki w zlepieńcach środkowego wizenu na północnym obrzeżeniu basenu śródsudeckiego (Teisseyre, 1971, 1975). W związku z tym metamorfizm, deformacja i ekshumacja przynajmniej części jednostki kaczawskiej musiały mieć miejsce w trakcie środkowego wizenu. Z drugiej strony osady dolnego karbonu w najbardziej na zachód wysuniętej części jednostki kaczawskiej sięgają w górę do dolnej części górnego wizenu, co zostało udokumentowane stratygrafią konodontową (Chorowska, 1978). Na tym obszarze skały paleozoiczne tworzą wydłużony wąski pas przylegający do uskoku śródsudeckiego i łączą się w kierunku zachodnim ze zgorzeleckim pasmem łupkowym. Według Milewicza i in. (1989) i Cymermana (2002) ten pas skał paleozoicznych jest tektonicznie podzielony na dwa segmenty o różnych stopniach metamorfizmu. Segment wschodni wykazuje metamorfizm facji zieleńcowej, typowy dla skał kaczawskich, natomiast segment zachodni (jednostka Lubania) uległ bardzo słabemu metamorfizmowi i zawiera fragmenty wapieni wizeńskich występujące w obrębie melanżu (Chorowska, 1978). W związku z tym zgorzeleckie pasmo łupkowe rozciąga się prawdopodobnie dalej na południowy wschód niż wcześniej sądzono i obejmuje swym zasięgiem jednostkę Lubania (Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2006a).

Basen północnosudecki

Basen północnosudecki (zob. też podrozdział 5.2.2) jest dużą strukturą późno- i postorogeniczną, położoną pomiędzy dwiema ważnymi strefami uskokowymi, uskokiem sudeckim brzeżnym na północy i uskokiem śródsudeckim na południu (fig. 1). Basen jest depresją o kierunku WNW–ESE, z systemem rowów i zrębów w południowej i wschodniej części (np. Kowalski, 2020). Wypełnienie basenu obejmuje utwory od najwyższego karbonu do górnej kredy, z dużą przerwą obejmującą górny trias, jurę i dolną kredę. Dolna część wypełnienia basenu (górny karbon–dolny perm) to kontynentalna, wulkaniczno-sedymentacyjna sukcesja głównie osadów silikoklastycznych. Podłoże basenu północnosudeckiego stanowią skały metamorficzne należące do jednostki kaczawskiej (Baranowski i in., 1990). Basen północnosudecki powstał jako późnowaryscyjskie zapadlisko śródgórskie, związane z tektoniką ekstensyjną i transtensyjną kluczową podczas późnych etapów orogenezy waryscyjskiej (McCann i in., 2006).

Koncentraty cyrkonów z najważniejszych ryolitowych jednostek wulkanicznych z sukcesji kontynentalnej basenu północnosudeckiego obejmującej najwyższy karbon (górny pensylwan) i najniższy perm (cisural) dały nakładające się średnie wieki ^{206}Pb-^{238}U w zakresie 294–292 mln lat (Awdankiewicz i in., 2014). Jedna próbka została wydatowana na 288 ±4 mln lat, co odzwierciedla podrzędny, późniejszy etap aktywności (sub)wulkanicznej, wkrótce po którym nastąpił wulkanizm maficzny (Awdankiewicz i in., 2014). Próbki ryolitu zawierały bardzo niewiele cyrkonów odziedziczonych, prawdopodobnie ze względu na ograniczony udział źródeł skorupowych w wytapianiu magmy lub z powodu resorpcji starszych cyrkonów przez stopy o niskim nasyceniu Zr (Awdankiewicz i in., 2014).

Masyw sowiogórski

Masyw sowiogórski w Sudetach Środkowych (fig. 1) jest jednostką ograniczoną głównie późnoorogenicznymi uskokami i obejmuje skały wysokiego i średniego stopnia metamorfizmu, wśród których dominują paragnejsy migmatyczne, podczas gdy mniej liczne ortognejsy znajdują się głównie w południowo-zachodniej części masywu (Grocholski, 1967; Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990). Paragnejsy zawierają budiny granulitu felzytowego o rozmiarach rzędu setek metrów, czasami związane z soczewkami amfibolitów, które lokalnie zawierają skały ultramaficzne lub marmury (Grochol-

ski, 1967; Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990; Gunia, 1999). Metabazyty są zróżnicowane pod względem składu chemicznego, wykazując charakterystykę właściwą dla kontynentalnego łuku magmowego lub wzbogaconego toleitu typu MORB i wydają się należeć do różnych sukcesji magmowych (Winchester i in., 1998). W oparciu o dyskusyjne mikroskamieniałości występujące w nielicznych wychodniach marmurów zamkniętych w soczewkach amfibolitowych, protolit skał metaosadowych masywu sowiogórskiego został uznany za sukcesję osadową zdeponowaną w późnym ediakarze i kambrze (Gunia, 1999).

Większość paragnejsów i migmatytów masywu sowiogórskiego została uznana za wywodzącą się z szarogłazów lub protolitów pelityczno-psamitowych (Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1987, 1990; O'Brien i in., 1997). Paragnejsy stopniowo przechodzą w granulity, a zatem te ostatnie przypuszczalnie pochodzą z osadów arkozowych lub pelitycznych (Kryza, 1981; Żelaźniewicz, 1990; O'Brien i in., 1997). Tylko południowo-zachodnia część masywu zawiera znaczną ilość ortognejsów pochodzących z prekursorów magmowych, datowanych na ok. 500 mln lat metodą U-Pb na cyrkonach (Kröner, Hegner, 1998). Warunki ciśnienia i temperatury dla metamorfizmu paragnejsów są szacowane na podstawie konwencjonalnej geotermobarometrii na 600–650°C i 5–7 kbar (Budzyń i in., 2004). Warunki piku metamorfizmu w granulitach felzytowych obliczono na 18–20 kbar i 900°C, podczas gdy późniejsza retrogresja miała miejsce w warunkach 4–10 kbar i 600–700°C (Kryza i in., 1996; O'Brien i in., 1997). Jastrzębski i in. (2021a) przedstawili niedawno nieco niższe szacunki szczytowych warunków metamorfizmu (740–750°C, 17–18 kbar). Ciała amfibolitów lokalnie zachowują przypuszczalne relikty zespołu mineralnego facji eklogitowej lub granulitowej (Kryza i in., 1996), ale większość amfibolitów zawiera paragenezy wskazujące na warunki górnego zakresu temperatur i ciśnień facji amfibolitowej 700–800°C i 8–9 kbar (Dziedzic, 1995). Rzadko występujący perydotyt w asocjacji z amfibolitem zachował zapis warunków metamorficznych szacowanych na ok. 1300°C i 20–30 kbar (Bakun-Czubarow, 1983). Nejbert i in. (2013) opisali retrogresywne ciało eklogitowe we wschodniej części masywu sowiogórskiego (kamieniołom w Piławie Górnej). Oszacowali oni szczyt warunków metamorfizmu na 730–840°C i 20–25 kbar korelując to wydarzenie metamorficzne z wiekiem Lu-Hf eklogitu (Grt-Cpx-WR; układ granat – klinopiroksen – cała skała), datowanego na 390,3 ±1,6 mln lat. Cyrkony z granulitów zostały datowane przez O'Briena i in. (1997) na 401 ±9.7 mln lat, a przez Kryzę, Fanninga (2007) na ok. 395 mln lat; wieki te zostały zinterpretowane jako czas metamorfizmu facji granulitowej. Migmatyczne i nebulitowe paragnejsy i leukosomy były datowane metodą U-Pb na monacycie na 381 ±2 mln lat (van Breemen i in., 1988) i między ok. 383 a ok. 378 mln lat (Bröcker i in., 1998; Timmermann i in., 2000). Wiek Sm-Nd (Grt-Cpx-Opx-WR; układ granat–klinopiroksen–ortopiroksen–cała skała) równy 403 i 386 mln lat uzyskano odpowiednio dla jądra oraz obrzeży granatu i klinopiroksenu z perydotytów (Brueckner i in., 1996). Późniejsze chłodzenie paragnejsów zostało datowane metodą Rb-Sr na próbkach biotytu i całej skały na ok. 370–360 mln lat (van Breemen i in., 1988; Bröcker i in., 1998). Czas chłodzenia został dodatkowo sprecyzowany przez oznaczenie metodą ^{40}Ar-^{39}Ar wieku plateau na hornblendzie i łyszczyku, które dały wartości, odpowiednio 390–380 mln lat i 382–372 mln lat (Schneider i in., 2006). Gnejsowe otoczaki w zlepieńcach najwyższego dewonu i najniższego karbonu basenu Świebodzic rejestrują końcową ekshumację masywu sowiogórskiego (Porębski, 1990).

Masyw sowiogórski był dotąd interpretowany jako allochtoniczna, daleko przemieszczona płaszczowina lub terran (Kossmat, 1927; Behr i in., 1984; Matte i in., 1990). Co więcej, Franke i in. (1993) i Bröcker i in. (1998) wskazali na podobieństwa między pozycją tektoniczną masywów sowiogórskiego i Münchbergu. Kryza i in. (1996) zaproponowali, w oparciu o dane termobarometryczne i geochronologiczne, że granulity reprezentują część skorupy kontynentalnej, która została subdukowana do głębokości płaszcza, a następnie ekshumowana przez siły wyporu na wczesnym etapie orogenezy waryscyjskiej. Protolity granulitów i paragnejsów są geochemicznie analogiczne do szarogłazów fliszowych i wskazują na depozycję w środowisku kontynentalnego łuku magmowego albo aktywnego obrzeżenia kontynentalnego zdominowanego przez detrytus kambryjski (Tabaud i in., 2020). Widma wiekowe cyrkonów detrytycznych rejestrują dominującą populację ziaren od ediakaru do kambru (600–493 mln lat) z rzadkimi klastrami reprezentującymi starsze wieki (2100–1900 mln lat i 2700–2400 mln lat). Dane te odzwierciedlają pery-gondwańską proweniencję masywu sowiogórskiego i ograniczają możliwy wiek protolitu osadowego paragnejsów do środkowego–późnego kambru (Tabaud i in., 2020). Obwódki cyrkonów rejestrują dwa epizody wzrostu, jeden ok. 402–397 mln lat temu, który prawdopodobnie jest zapisem wysokociśnieniowego zdarzenia metamorficznego, a drugi ok. 393–379 mln lat temu, który odpowiada czasowi zdarzenia wysokotemperaturowego, w tym migmatyzacji związanej z dekompresją (Tabaud i in., 2020). W związku z tym protolit masywu sowiogórskiego można uznać za osadowe wypełnienie środkowo-późnokambryjskiego basenu przed- lub załukowego, który został subdukowany do głębokości płaszcza we wczesnym dewonie, a następnie ekshumowany podczas późnego dewonu. Związany z tym metamorfizm w większości ustał przed końcem dewonu, tj. przed rozpoczęciem depozycji w basenach Świebodzic i bardzkim.

Ofiolit środkowosudecki

Ofiolit środkowosudecki składa się z kilku ciał maficznych i ultramaficznych, które występują wzdłuż północnej (ofiolit Ślęży), wschodniej (masywy serpentynitowe Szklar i Braszowic) i południowo-zachodniej (masyw gabrowo-diabazowy Nowej Rudy) krawędzi masywu sowiogórskiego. Ofiolit składa się ze zserpentynizowanych perydotytów, gabr i law poduszkowych (Borkowska, 1985; Majerowicz, Pin, 1994; Floyd i in., 2002), które są albo niezmetamorfizowane, albo wykazują metamorfizm dolnego zakresu temperatur i ciśnień facji zieleńcowej (Kryza, Pin, 2010). Dewońska ekshumacja ofiolitu środkowosudeckiego (ok. 383 mln lat temu) jest udokumentowana przez występowanie przedpóźnodewońskiej powierzchni erozyjnej przecinającej masyw Nowej Rudy. Sytuacja ta odnosi się bezpośrednio tylko do ofiolitu Nowej Rudy, ale może dotyczyć również innych ofiolitów, ponieważ wszystkie te ciała wykazują podobne cechy geochemiczne (Pin i in., 1988; Kryza, Pin, 2010) i prawdopodobnie reprezentują części jednej rozczłonkowanej sukcesji ofiolitowej.

Przez szereg lat przyjmowany wiek dewońskiej obdukcji i ekshumacji ofiolitu środkowosudeckiego był sprzeczny z pierwszymi datowaniami izotopowymi jego protolitu. Analiza Sm-Nd całych skał dała wiek wczesnokarboński między 353 a 351 mln lat z dużym marginesem błędu (Pin i in., 1988). Jednak Oliver i in. (1993) określili sylurski wiek magmowy (420 +20/-2 mln lat) dla gabr Ślęży na podstawie konwencjonalnej metody cyrkonowej U-Pb. Nowszy wiek U-Pb równy 400 +4/-3 mln lat (Dubińska i in., 2004), uzyskany na abradowanych, niskotemperaturowych cyrkonach ze zrodingityzowanego plagiogranitu, został zinterpretowany jako odpowiadający wiekowi serpentynizacji/rodingityzacji i uznany za minimalny wiek ich magmowego protolitu. Najnowsze datowanie cyrkonu U-Pb, wykorzystujące metodę CA-ID-TIMS, zawęziło wiek ofiolitu środkowosudeckiego (Awdankiewicz i in., 2021). Ksenokryształy cyrkonu z gabra felzytowego masywu Ślęży zostały wydatowane na 404,8 ±0,3 mln lat, a młodsze kryształy na 402,6 ±0,2 mln lat. Te ostatnie określają ostateczny wiek krystalizacji gabra. Identyczny wiek 402,7 ±0,3 mln lat otrzymano dla plagiogranitu z masywu Nowa Ruda–Słupiec, a plagiogranit z masywu Braszowice–Brzeźnica dał podobny, ale mniej wiarygodny wiek >401,2 mln lat. W związku z tym różne masywy ofiolitu środkowosudeckiego są uważane przez Awdankiewicza i in. (2021) za tektonicznie rozczłonkowane fragmenty pojedynczej domeny oceanicznej utworzonej ok. 402,7–402,6 mln lat temu (wczesny dewon – ems).

Ciała ofiolitowe zawierają mocno zubożone harzburgitowe fragmenty płaszcza z dajkami gabrowymi oraz lokalnymi wystąpieniami głównie izotropowych dużych ciał gabrowych, a także skał wulkanicznych (Dubińska, Gunia, 1997; Wojtulek i in., 2021). Skład pierwiastków śladowych zarówno dla skał plutonicznych, jak i wulkanicznych wykazuje powinowactwo do zubożonych skał N-MORB (Floyd i in., 2002; Wojtulek i in., 2021). Skały ultramaficzne lokalnie zawierają pochodzące z perkolacji stopu agregaty klinopiroksenowo-oliwinowe i chromity (np. Wojtulek i in., 2019). Ciała gabrowe składają się z różnie wyewoluowanych skał, głównie kumulatów, podczas gdy skały wulkaniczne tworzą stosunkowo monotonną sekwencję bazaltową (Wojtulek i in., 2021). Protolit harzburgitowy i mineralizacja chromitowa sugerują formowanie się części płaszczowej ofiolitu środkowosudeckiego przy średnim lub szybkim tempie spreadingu (Wojtulek i in., 2019). Z kolei część plutoniczna ofiolitu, złożona głównie z izotropowych gabr, wykazuje cechy typowe dla skorupy oceanicznej powstałej przy powolnym spreadingu. Może to sugerować, że ultramaficzne i maficzne części ofiolitu środkowosudeckiego nie tworzą ciągłej sekwencji ofiolitowej (Wojtulek i in., 2019). Tym samym ofiolit środkowosudecki prawdopodobnie zawiera rozczłonkowane fragmenty litosfery, które powstały w wyewoluowanym basenie załukowym (Wojtulek i in., 2019, 2021). Wpływ fluidów i stopów związanych z subdukcją wzrastał wraz z upływem czasu, od znikomego podczas formowania się dominujących skał magmowych typu grzbietu śródoceanicznego do znacznego na późniejszych etapach, kiedy tworzyły się rodingity, epidozyty i inne podrzędne litologie (Awdankiewicz i in., 2021).

Masyw kłodzki

Masyw kłodzki obejmuje stos płaszczowin, powstały w wyniku nasuwania ku WNW i spoczywający na zasadniczo niezmetamorfizowanym ofiolicie Nowej Rudy (Mazur i in., 2004). Masyw kłodzki składa się z sześciu jednostek tektonicznych (fig. 10), w skład których od dołu do góry wchodzą: (1) jednostka Małego Bożkowa, obejmująca środkowodewońską (żywecką) progradacyjną sekwencję szelfową (Hladil i in., 1999), (2) ciało melanżowe o nieznanym wieku, określane jako jednostka Łącznej (Mazur i in., 2004), (3) jednostka Bierkowic, składająca się z paleozoicznej (?) monotonnej sekwencji maficznych skał wulkanicznych z sygnaturą geochemiczną bazaltów wewnątrzpłytowych (Kryza i in., 2003), (4) gabra

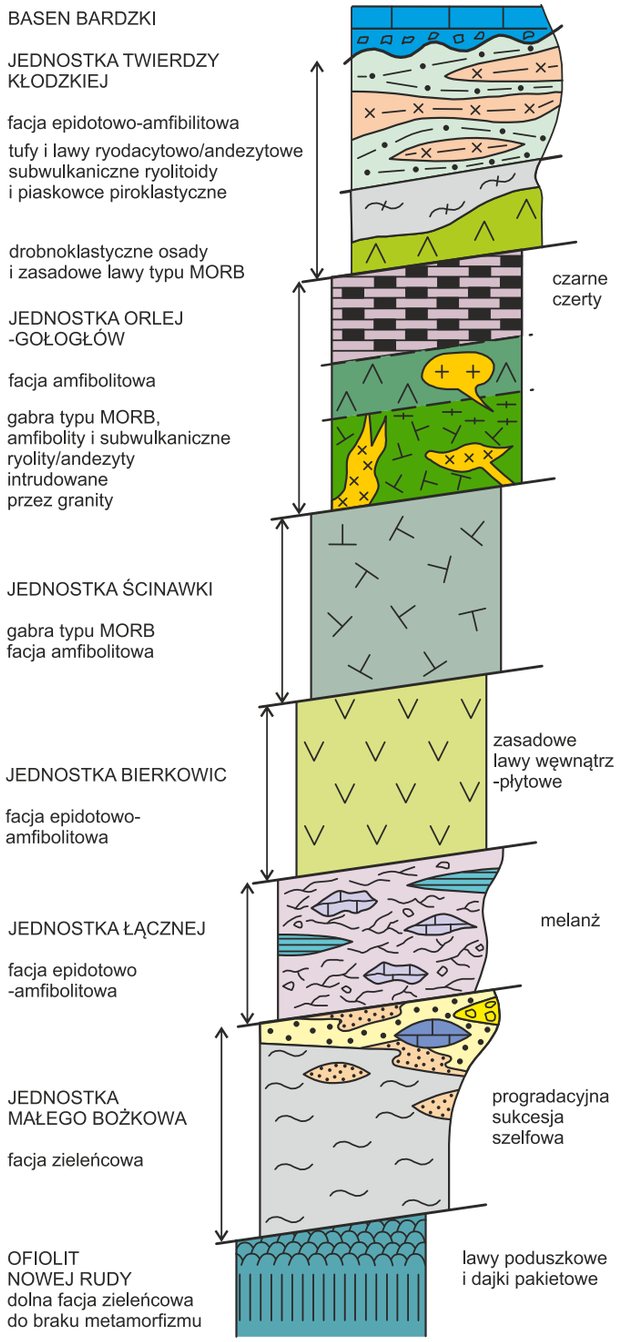


FIG. 10. Kolumna litotektoniczna masywu kłodzkiego

typu MORB jednostki Ścinawki (Kryza i in., 2003), które wykazują powinowactwo do (5) jednostki Orlej–Gołogłów, składającej się z neoproterozoicznych gabr typu MORB i wulkanitów maficznych (Kryza i in., 2003; Mazur i in., 2004), związanej z nielicznymi ciałami felzytowych skał subwulkanicznych, którym lokalnie towarzyszą czarne czerty (te ostatnie są intrudowane przez niewielki późnokambryjski granit, przekształcony następnie w gnejs Ścinawki), (6) jednostka Twierdzy Kłodzkiej, składająca się z dystalnych osadów fliszowych, zawierających lawy bazaltowe, piaskowce piroklastyczne i tufy dacytowe/andezytowe (Mazur i in., 2004). Stopień metamorfizmu wzrasta w masywie kłodzkim w górę od facji zieleńcowej do amfibolitowej, z wyjątkiem najwyższej jednostki, która wykazuje metamorfizm facji epidotowo-amfibolitowej (Mazur i in., 2004, 2015).

Wyniki analiz geochemii całej skały i izotopów Nd pokazują, że jednostka Orlej–Gołogłów charakteryzuje się asocjacją wapniowo-alkalicznych, felzytowych skał metawulkanicznych z metagabrami i kumulatami o zmiennych cechach zawartości pierwiastków śladowych, częściowo przypominających N-MORB i sugerujących nadsubdukcyjne środowisko ich umiejscowienia (Kryza i in., 2003). Datowanie koncentratów cyrkonu metodą U-Pb przy użyciu techniki ID-TIMS pozwoliło określić wiek protolitu gnejsu gabrowo-plagioklazowego na 590,1 ±7 mln lat (Mazur i in., 2004). Dwie próbki ortognejsów Ścinawki z jednostki Orlej–Gołogłów dały wieki 500,4 ±3,1 i 500,2 ±4,9 mln lat, interpretowane jako wiek krystalizacji prekursorów granitowych (Mazur i in., 2004). Jednostka Twierdzy Kłodzkiej składa się ze zróżnicowanej sukcesji wulkaniczno-osadowej z zieleńcami, fyllitami, łupkami albitowo-chlorytowymi i skałami metawulkanicznymi pośrednimi do kwaśnych. Geochemia tych ostatnich może sugerować pochodzenie ze środowiska związanego z subdukcją (Kryza i in., 2003). Środkowa część jednostki Twierdzy Kłodzkiej jest zdominowana przez łupki albitowo-chlorytowe z kilkoma wkładkami zmetamorfizowanych ryodacytów/dacytów i andezytów. Analizy cyrkonów ze zmetamorfizowanych skał piroklastycznych (Mazur i in., 2015) dały jednorodną populację cyrkonów datowaną na 536 ±2 mln lat i interpretowaną jako reprezentatywna dla wieku magmowego prekursora warstwy tufu.

O tektonicznym charakterze kontaktów między różnymi jednostkami masywu kłodzkiego wnioskowano na podstawie ich kontrastowych ścieżek metamorficznych oraz różnic w litostratygrafii i pokrewieństwie paleośrodowiskowym (Mazur i in., 2004). Strukturalnie niższe jednostki Małego Bożkowa, Łącznej i Bierkowic w północno-wschodniej części masywu kłodzkiego składają się, przynajmniej częściowo, ze środkowodewońskich osadów i skał wulkanicznych pochodzących z pasywnego obrzeżenia kontynentalnego (fig. 10). Górne jednostki Ścinawki, Orlej–Gołogłów i Twierdzy Kłodzkiej w południowo-zachodniej części masywu są reprezentowane przez sukcesje magmowe i wulkaniczno-osadowe wieku neoproterozoicznego do kambryjskiego (Mazur i in., 2004, 2015), które mogą wspólnie reprezentować dno i wypełnienie kadomskiego basenu załukowego (fig. 11). Neoproterozoiczne, paleoproterozoiczne i archaiczne populacje cyrkonów odziedziczonych i detrytycznych wskazują na pokrewieństwo protolitów skał masywu kłodzkiego z Gondwaną (Mazur i in., 2015).

Środkowo-późnodewoński wiek fałdowania i metamorfizmu w masywie kłodzkim i sąsiednim masywie ofiolitowym Nowej Rudy został wyznaczony na podstawie niezgodności w spągu niezmetamorfizowanych osadów późnego franu lub najwcześniejszego famenu, spoczywających na krystalicznych skałach podłoża tych masywów. Niezgodność ta została po raz pierwszy opisana przez Bederkego (1924), a ostatnio jej obecność potwierdzili Kryza i in. (1999). Najpełniejszy profil górnodewońskiej sukcesji w spągowej partii jednostki bardzkiej odsłania się na górze Wapnica w Dzikowcu, w sąsiedztwie masywu Nowej Rudy (np. Bederke, 1924; Mazur, 1987). Niezgodność, która ścina skały metamorficzne masywu kłodzkiego i masywu Nowej Rudy, prawdopodobnie rozwinęła się w przedziale czasowym ok. 10 mln lat między wczesnym żywetem a późnym franem. Sugeruje to późnofrański/fameński wiek wapieni, które bezpośrednio zalegają na zlepieńcach podstawowych (Gürich, 1902; Bederke, 1929; Schindewolf, 1937) oraz wczesnożywecki wiek fauny koralowcowej z wapieni krystalicznych facji zieleńcowej jednostki Małego Bożkowa (Hladil i in., 1999). Obecność tej niezgodności sugeruje, że na przełomie środkowego i późnego dewonu świeżo zdeformowane i zmetamorfizowane skały zostały odsłonięte i przykryte osadami basenu bardzkiego, które ostatecznie zostały sfałdowane przy końcu wizenu–namuru (Oberc, 1972). Bederke (1929) uważał tę niezgodność za dowód na przeważającą rolę orogenezy kaledońskiej w Sudetach, pogląd dominujący w geologii sudeckiej do lat siedemdziesiątych i wciąż powracający, w zmodyfikowanej formie, w niektórych współczesnych publikacjach (Oliver i in., 1993; Johnston i in., 1994; Kröner, Hegner, 1998), które spotkały się jednak ze zdecydowaną krytyką (Aleksandrowski, 1994; Żelaźniewicz, Franke, 1994; Aleksandrowski i in., 2000)

Basen śródsudecki

Basen śródsudecki to syn- i postorogeniczny, stosunkowo duży (70 × 35 km) basen śródgórski (fig. 1), który został zainicjowany w późnym środkowym wizenie (Turnau i in., 2002) w wyniku kolapsu ekstensyjnego wschodniej części masywu karkonosko-izerskiego ku południowemu wschodowi (fig. 7; Mazur, 1995; Mazur, Aleksandrowski, 2001). Basen pozostawał aktywny w karbonie i permie i zawiera do 10 km osadów klastycznych tego wieku (Nemec i in., 1982; Dziedzic, Teisseyre, 1990). Jego osady wczesnokarbońskie były efektem szybkiego, późnoorogenicznego wypiętrzania otaczających obszarów, któremu towarzyszyła ekshumacja świeżo zdeformowanych i zmetamorfizowanych sudeckich kompleksów krystalicznych. Osady dolnego karbonu składają się głównie z gruboziarnistych osadów stożków aluwialnych nagromadzonych w środowisku kontynentalnym wzdłuż aktywnych uskoków (Teisseyre, 1975). Podczas późnego wizenu basen był wypełniany osadami deltowymi, które stopniowo przechodziły w płytkie osady morskie. Seria górnokarbońska składa się głównie z węglonośnej molasy, po której następują wczesnopermskie kontynentalne osady klastyczne zdeponowane w warunkach suchego klimatu (Wojewoda, Mastalerz, 1989). W mezozoiku sukcesja wypełniająca basen śródsudecki została przykryta przez dolnotriasowe klastyki kontynentalne o miąższości ok. 100 m i górnokredowe osady płytkomorskie, których dzisiejsza miąższość sięga 900 m.

Kilka impulsów wulkanizmu, osiągających punkt kulminacyjny we wczesnym permie, towarzyszyło rozwojowi basenu śródsu-

deckiego (Awdankiewicz, 1999a, 2004, 2022). Zidentyfikowano dwa główne etapy magmatyzmu w późnym karbonie i wczesnym permie (Awdankiewicz, 2022). Wulkanizm karboński miał miejsce w okresie westfal–stefan w dwóch podetapach ok. 313–310 mln lat i 306–305 mln lat (Awdankiewicz, 2022). Lokalne fałdowanie sukcesji karbońskiej osiągnęło maksimum ok. 303–300 mln lat temu (gżel) w sąsiedztwie uskoku śródsudeckiego, w związku z późnymi ruchami lewoprzesuwczymi wzdłuż tej regionalnej struktury (por. Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997). Umiejscowienie niewielkich intruzji subwulkanicznych ok. 293 mln lat temu zakończyło aktywność magmową w północnej części basenu śródsudeckiego, podczas gdy wczesnopermski wulkanizm rozwinął się na szeroką skalę w jego części południowej (Awdankiewicz, 2022). Liczne lawy bazaltowe i ryolitowe oraz subwulkaniczne intruzje ujawniają sygnatury geochemiczne ewoluujące od środowiska nadsubdukcyjnego do środowiska wewnątrzpłytowego odpowiednio w późnym karbonie i wczesnym permie (Awdankiewicz, 1999b; Ulrych i in., 2004). Po kilku impulsach subsydencji i magmatyzmu, wulkanizm i sedymentacja ustały w basenie śródsudeckim odpowiednio przed i we wczesnym późnym permie.

Basen Świebodzic

Basen Świebodzic to fragment wczesnowaryscyjskiego morskiego basenu sedymentacyjnego o charakterze zapadliska tektonicznego, który powstał na północnym przedpolu gnejsowego masywu sowiogórskiego. W późnym dewonie i wczesnym karbonie został wypełniony terygenicznymi, gruboklastycznymi utworami o niskiej dojrzałości teksturalno-petrograficznej, osiągającymi łączną miąższość wynoszącą co najmniej 4000 m (Porębski, 1981, 1990). W dolnej części wypełnienia basenu zlepieńce są przeławicone grubymi pakietami mułowców zawierającymi turbidyty piaskowcowe i nieliczne soczewki wapieni. Sukcesja Świebodzic reprezentuje utwory podwodnych partii delt stożkowych zasilanych przez stożki aluwialne rozwinięte na przedpolu aktywnej skarpy uskokowej, która ograniczała basen od południa i południowego zachodu. Sedymentacja w podwodnych częściach skłonów deltowych była zdominowana przez grawitacyjne spływy masowe o wysokiej koncentracji i prądy zawiesinowe (Porębski, 1981, 1990). Wachlarzowaty system paleoprądów w kierunku NNE oraz skład petrograficzny otoczaków wskazują na dostawę materiału klastycznego z masywu sowiogórskiego i hipotetycznego masywu południowego. Materiał polimiktyczny pochodzący z erozji masywu południowego był dostarczany do basenu przez cały okres sedymentacji sukcesji Świebodzic, natomiast erozja masywu sowiogórskiego rozpoczęła się na większą skalę w późnym famenie (Porębski, 1981, 1990).

Basen Świebodzic o romboidalnym kształcie ma charakter synklinorium (Teisseyre, 1956, 1968). Jest on odgraniczony od sąsiednich jednostek tektonicznych walnymi dyslokacjami (fig. 1). Od południa uskok Szczawienka oddziela go od masywu sowiogórskiego, podczas gdy południowo-zachodnią granicę stanowi dyslokacja Strugi, wzdłuż której utwory basenu Świebodzic są nasunięte na dolny karbon basenu śródsudeckiego. Północno-wschodnia granica przebiega wzdłuż uskoku sudeckiego brzeżnego, natomiast od północy na utwory basenu Świebodzic są nasunięte serie metamorficzne jednostki kaczawskiej. Tektonika basenu Świebodzic jest skomplikowana, szczególnie w strefie kontaktu z jednostką kaczawską (Porębski, 1981). Południowo-wschodnią część basenu tworzy synklinalny blok Pogorzały zbudowany ze skał dewońskich. W kierunku północnym blok Pogorzały jest nasunięty na zlepieńce górnego dewonu i dolnego karbonu synkliny Lubiechowa. Zlepieńce te budują także środkową i zachodnią część depresji, gdzie biegi warstw są zbliżone do równoleżnikowego, a upady strome, nawet pionowe. W południowo-zachodniej części tego obszaru zaznacza się synklina, zwana synkliną Szczawienka, której oś leży na przedłużeniu synklinalnego bloku Pogorzały. Synklina Szczawienka jest ścięta przez uskok Strugi i towarzyszące mu brekcje. Sfałdowanie i blokowe wypiętrzenie utworów basenu Świebodzic miały miejsce przed osadzeniem się najniższych formacji basenu śródsudeckiego (środkowy wizen), na co wskazuje obecność skał typowych dla basenu Świebodzic w formie otoczaków w obrębie najstarszych zlepieńców kulmu śródsudeckiego (Teisseyre, 1968).

Jednostka bardzka

Sukcesja osadowa **jednostki bardzkiej** składa się z niezmetamorfizowanych wapieni górnego dewonu i dolnokarbońskiego fliszu, który jest przykryty osadami dzikiego fliszu (fig. 2; Wajsprych, 1978, 1986). Dziki flisz zawiera duże olistolity dolnopaleozoicznych (ordowik i sylur) i dewońskich osadów głębokomorskich (Haydukiewicz, 1990). Sukcesja bardzka została sfałdowana na przełomie wczesnego i późnego karbonu w fałdy o przebiegu wschód–zachód i intrudowana przez kłodzko-złotostocki pluton granitoidowy. Ponowne fałdowanie w późnym karbonie wytworzyło fałdy o orientacji NE–SW do N–S, nałożone na starsze struktury o przebiegu równoleżnikowym (Oberc, 1972). Poddany kilkukrotnemu fałdowaniu basen wykazuje obecnie złożoną tektonikę i jest zwykle określany w literaturze jako jednostka lub struktura bardzka (np. Oberc, 1972). Od wizenu począwszy, masyw sowiogórski zaopatrywał

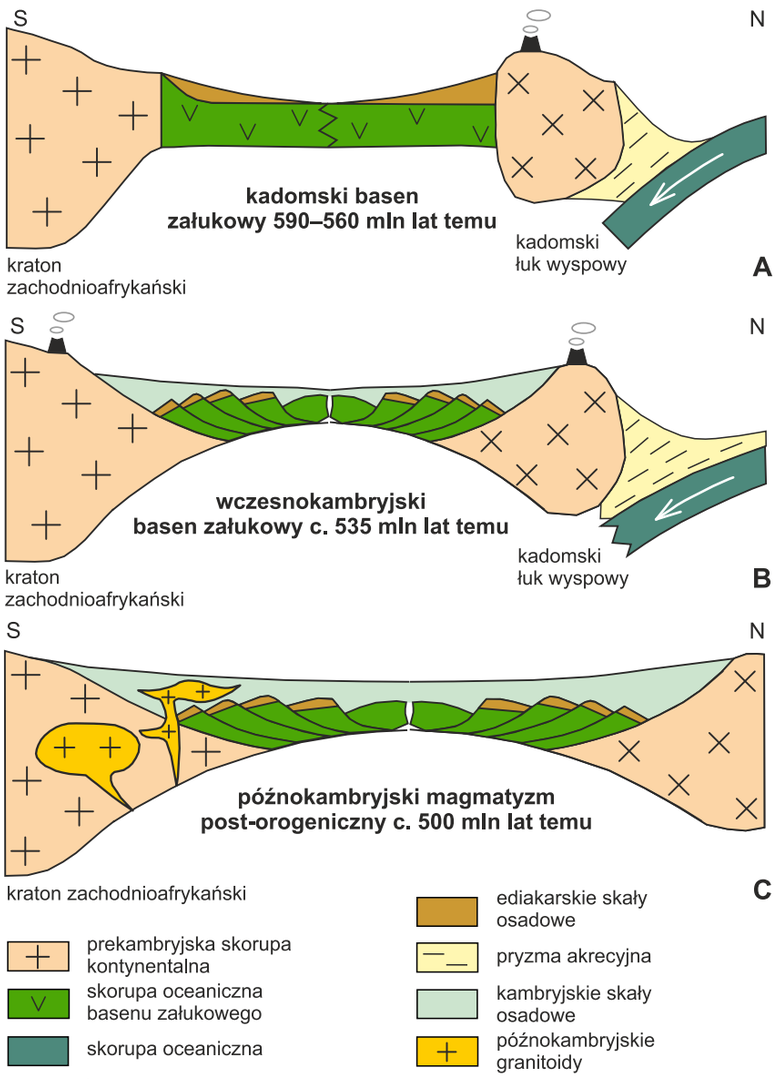


FIG. 11. Środowisko tektoniczne umiejscowienia protolitów ediakarsko-kambryjskich skał masywów kłodzkiego i orlicko-śnieżnickiego. A neoproterozoiczny basen załukowy na północnym krańcu kratonu zachodnioafrykańskiego; wiek podłoża basenu jest wyznaczony przez datowanie kompleksu metamagmowego masywu kłodzkiego (Mazur i in., 2004); wiek wypełnienia osadowego jest określony przez datowanie metaszarogłazów Młynowca i Wyszek z masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2012, 2015). B wczesnokambryjski basen ekstensyjny po ustaniu subdukcji kadomskiej; wiek osadów syn-ryftowych jest wyznaczony przez datowania serii Stronia z masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2012) i jednostki Twierdzy Kłodzkiej z masywu kłodzkiego (Mazur i in., 2015). C późnokambryjski magmatyzm postorogeniczny; wiek plutonizmu odpowiada wynikom datowania gnejsów orlicko-śnieżnickich (np. Turniak i in., 2000; Lange i in., 2005) i gnejsów ze Ścinawki (Mazur i in., 2004); wiek wulkanizmu wyznacza datowanie metaryolitu z Gniewoszowa (Mazur i in., 2015)

brzeżne części basenu bardzkiego w obfite ilości gnejsowych otoczaków, które akumulowały się w systemie gruboklastycznych stożków (Wajsprych, 1978, 1986; Haydukiewicz, 1990). Z obrazu kartograficznego wynika, że w podłożu jednostki bardzkiej występuje częściowo masyw kłodzki, a częściowo masyw ofiolitowy Nowej Rudy. Jedyny otwór, który przewiercił całą sukcesję bardzką, osiągnął w podłożu typowe gnejsy sowiogórskie (Chorowska i in., 1986).

Seria osadowa jednostki bardzkiej nie tworzy ciągłej sukcesji stratygraficznej (fig. 12). Autochtoniczne, zdominowane przez wapienie, górnodewońsko-turnejskie warstwy przedfliszowe (formacja z Wapnicy) spoczywające na gabrze ofiolitowym (Mazur, 1987) są przykryte turnejskimi czarnymi łupkami (formacja Gołogłów; Haydukiewicz, 1990) oraz wizeńskimi piaskowcami i zlepieńcami gnejsowymi (formacja z Nowej Wsi). Te ostatnie zostały zdeponowane przez prądy zawiesinowe o dużej gęstości i spływy gruzowe zasilane przez gnejsy sowiogórskie (Pacholska, 1978; Wajsprych, 1978). Na formacji Nowej Wsi zalega późnowizeńsko-namurska sekwencja klastyczna formacji Srebrnej Góry, złożona z proksymalnych turbidytów przechodzących ku górze w dziki flisz i olistostromę (Wajsprych, 1978, 1986). W kompleksie chaotycznym obserwuje się stopniowe zmniejszanie rozmiaru ziarna tła osadowego ku górze przy jednoczesnym wzroście rozmiarów olistolitów (fig. 12). Najstarsza sukcesja allochtoniczna (Zdanów–Bardo–Dębowina)

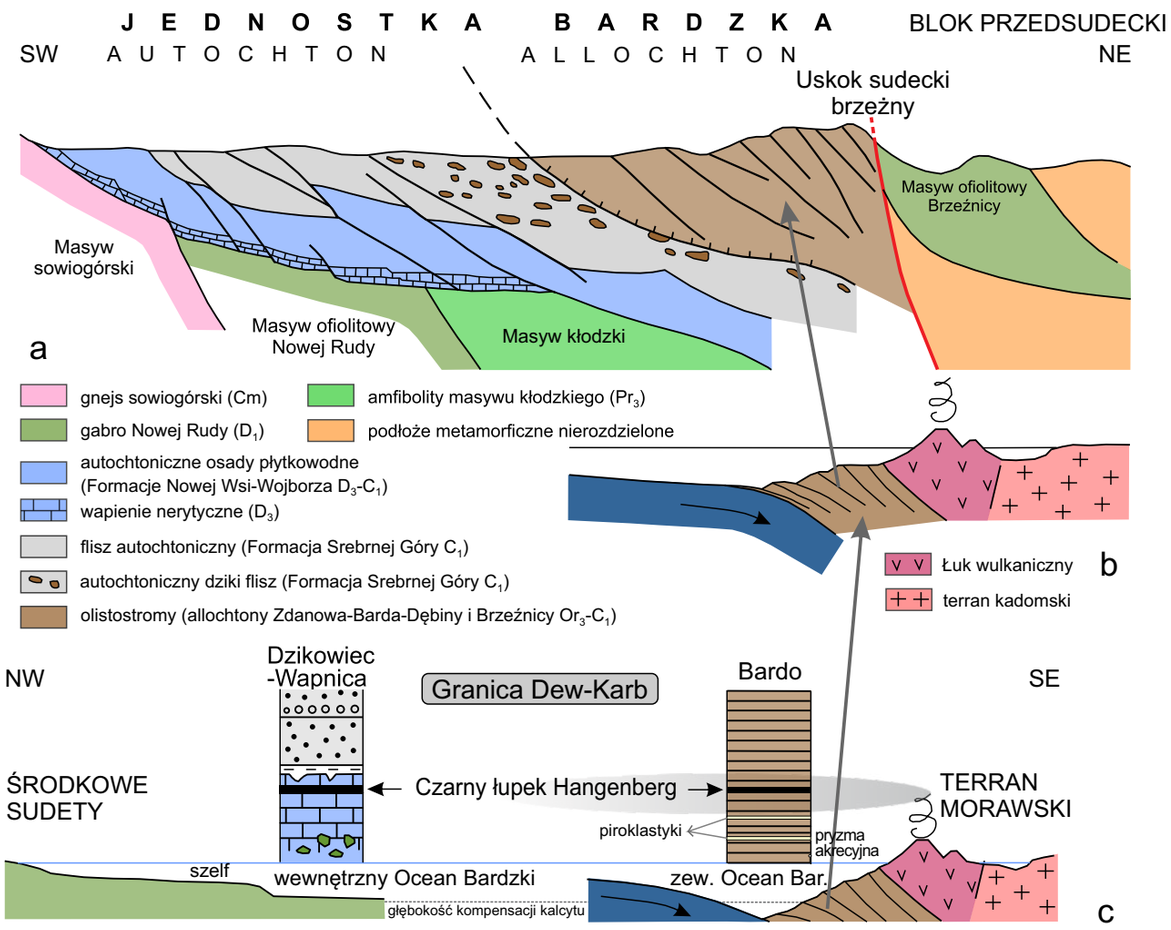


FIG. 12. Syntetyczna architektura tektoniczno-stratygraficzna jednostki bardzkiej na podstawie Wajsprycha (1986) i Rackiego i in. (2022) - z modyfikacjami. A koncepcyjny przekrój NE–SW przez basen pokazujący jego spłycenie w kierunku zachodnim; B akrecja sukcesji allochtonicznej jednostki bardzkiej; C model rozwoju basenu podczas okresu spokoju tektonicznego na granicy dewon–karbon, częściowo oparty na modelu rowu oceanicznego Wajsprycha (1986)

charakteryzuje się przejściem od zdominowanych przez flisz górnoordowickich piaskowców i mułowców do hemipelagicznych i pelagicznych łupków syluru i wczesnego dewonu (Porębska, 1982). Łupki krzemionkowe i czerty z nielicznymi przeławiceniami cienkich turbidytów krzemionkowych i tufów tworzą dolnosylurską (landowerską) – dolnodewońską (praską) część pelagicznej sekwencji allochtonicznej (Porębska, 1982). Skały środkowego i górnego dewonu wykazują bardziej pelityczne wykształcenie (iłowce, łupki argilitowe) z rzadkimi wkładkami krzemionkowymi (Haydukiewicz, 1990; Franke i in., 1993). Pokrewieństwo sukcesji bardzkiej z facją bawarską strefy saksoturyńskiej było wielokrotnie postulowane w literaturze (Franke i in., 1993, 2017; Franke, Żelaźniewicz, 2000). Zakładając pokrewieństwo paleogeograficzne z facją bawarską terranu saksoturyńskiego, Racki i in. (2022) zinterpretowali osady allochtoniczne jako część pryzmy akrecyjnej, która została grawitacyjnie redeponowana do basenu późnoorogenicznego przed frontem nasuwających się płaszczowin waryscyjskich (fig. 12). Uznali oni, że basen oceaniczny macierzysty dla bardzkiej sukcesji pelagicznej był fragmentem zamykającego się oceanu saksoturyńskiego w domenie paleogeograficznej pery-Gondwany (Racki i in., 2022). Sukcesja allochtoniczna bardzkiego basenu oceanicznego obejmuje dystalny zapis fameńskiej eksplozywnej aktywności wulkanicznej, prawdopodobnie związanej z kontynentalnym łukiem magmowym, którego pozostałości zachowały się jako grupa Vrbna w Sudetach Wschodnich (Racki i in., 2022). Sekwencja osadowa zdominowana przez czerty na terenie miasta Bardo została później intrudowana przez apofizę Graniec–Bardo (341,6 ±2,8 mln lat; Mikulski, Williams, 2014), nieregularną dajkę związaną z kłodzko-złotostockim plutonem granitoidowym, która wywołała metamorfizm kontaktowy niskiego stopnia i mineralizację kruszcową (Mikulski, Williams, 2014).

Masyw orlicko-śnieżnicki

Masyw orlicko-śnieżnicki (fig. 1) jest zdominowany przez ortognejsy zmetamorfizowane w facji amfibolitowej, lokalnie zawierające soczewki skał (ultra)wysokociśnieniowych, występujące naprzemiennie z przebiegającymi generalnie północ–południe pasmami skał suprakrustalnych zony biotytowej do staurolitowej (fig. 13; Don i in., 1990). Powszechnie uważa się, że gnejsy tworzą antyformy, podczas gdy skały suprakrustalne są zachowane w synformach (np. Don, 1982; Szczepański, Ilnicki, 2014), choć przedstawiono również odwrotną interpretację (Dumicz, 1979). Ortognejsy tradycyjnie dzielą się na dwie główne odmiany tekstu-

ralne: porfirowy, oczkowy do warstwowanego ortognejs śnieżnicki i częściowo zmylonityzowany, migmatyczny ortognejs gierałtowski (fig. 13; Fischer, 1936). Oba typy ortognejsów reprezentują odmiany teksturalne powstałe z przeobrażenia porfirowatego granitu, który został datowany przy pomocy cyrkonów na 520–490 mln lat (Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001; Lange i in., 2005; Chopin i in., 2012b).

Sukcesja suprakrustalna masywu orlicko-śnieżnickiego składa się z dwóch odrębnych jednostek litostratygraficznych – formacji z Młynowca i Stronia (fig. 13; Fischer, 1936; Vangerov, 1943; Don i in., 2003). W skład formacji z Młynowca wchodzi monotonny kompleks paragnejsów plagioklazowych, które są miejscami przeławicone łupkami łyszczykowymi i nielicznymi soczewkami prawdopodobnie młodszego amfibolitu (Don i in., 2003). Głównym składnikiem zróżnicowanej formacji Stronia są łupki łyszczykowe, którym towarzyszą paragnejsy, kwarcyty, metapiaskowce arkozowe, łupki grafitowe, marmury, a w jej górnej części liczne amfibolity i felzytowe skały metawulkaniczne (Don i in., 2003). Koncentraty cyrkonów detrytycznych ze skał metaosadowych masywu orlicko-śnieżnickiego dały prekambryjskie spektra wiekowe podobne do tych, które są charakterystyczne dla terranów kadomskich: (1) cyrkony archaiczne i paleoproterozoiczne o wiekach między 3380 a 1860 mln lat oraz (2) obfite cyrkony neoproterozoiczne datowane na 803–560 mln lat. Próbki formacji Stronia zawierają również cyrkony kambryjskie. Szacowany maksymalny wiek sedymentacji to: 563 ±6 i 566 ±4 mln lat dla formacj z Młynowca, 532 ±6 mln lat dla formacji Stronia oraz 490 ±9 mln lat dla kwarcytów z Goszowa, które to wydzielenia litostratygraficzne są interpretowane jako trzy odrębne sukcesje sedymentacyjne (Mazur i in., 2012, 2015; Szczepański, Ilnicki, 2014). Reprezentują one, odpowiednio, neoproterozoiczny basen załukowy, wczesnokambryjski basen syn- i post-orogeniczny oraz sukcesję syn-ryftową dolnego ordowiku. Sukcesje te są uważane za zdeformowane i zmetamorfizowane allochtoniczne odpowiedniki pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego (Mazur i in., 2012, 2015). Oprócz danych geochronologicznych, wczesnokambryjski wiek formacji Stronia potwierdzają wyniki badań mikropaleontologicznych (Gunia, 1984, 1990). Maksymalny wiek depozycji kwarcytu z Goszowa zgadza się z widmem wiekowym cyrkonów detrytycznych uzyskanym dla kwarcytów z zachodniej części masywu orlicko-śnieżnickiego, wykazującym wyraźny pik ok. 500 mln lat (Szczepański i in., 2020). Skały formacji z Młynowca i Stronia w zachodniej części masywu orlicko-śnieżnickiego zawierają metabazyty o pokrewieństwie geo-

chemicznym z basenem załukowym i wewnątrzpłytowym, prawdopodobnie związane z ustaniem aktywności strefy subdukcji (Ilnicki i in., 2013). Ich współwystępowanie sugeruje, że protolity metabazytów mogły zostać umiejscowione podczas końcowych etapów orogenezy kadomskiej i początkowego ryftingu obrzeżenia Gondwany (Ilnicki i in., 2013).

Masyw orlicko-śnieżnicki jest interpretowany jako duża kopuła gnejsowa utworzona przez migrację ku górze materiału dolnej skorupy na zapleczu sudeckiej pryzmy akrecyjnej (Chopin i in., 2012a). Co więcej, występowanie skał (ultra)wysokociśnieniowych stanowi zapis subdukcji kontynentalnej i późniejszej ekshumacji przez siły wyporu w obrębie klina akrecyjnego (Chopin i in., 2012a). Interpretacja ta jest kompatybilna z saksoturyńskim powinowactwem sukcesji suprakrustalnej ujawnionym w badaniach proweniencji cyrkonów (Mazur i in., 2012, 2015). W świetle tych danych masyw orlicko-śnieżnicki składa się z rozczłonkowanych fragmentów pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego, które zostały subdukowane w czasie kolizji waryscyjskiej, a następnie ekshumowane przed frontem sztywnego reologicznie bloku Brunowistulii (Duretz i in., 2011; Chopin i in., 2012a; Mazur i in., 2012). Ograniczeniem dla interpretacji spektrów wiekowych cyrkonów jest fakt, że sam terran saksoturyński ma proweniencję gondwańską. Zatem otrzymane spektra wiekowe (Mazur i in., 2012, 2015) nie muszą być specyficzne dla obrzeżenia Saksoturyngii, ale mogą być też niesprzeczne z proweniencją gondwańską. Zostawia to wciąż miejsce na alternatywne interpretacje, jak te, które wiążą masyw orlicko-śnieżnicki ze strefą moldanubską orogenu waryscyjskiego (Matte i in., 1990; Faryad i in., 2024).

Masyw orlicko-śnieżnicki charakteryzuje się dominującym metamorfizmem wczesnokarbońskim i intensywną synmetamorficzną deformacją (datowaną na ok. 342 mln lat; Turniak i in., 2000), która została poprzedzona wydarzeniami metamorficznymi w facji eklogitowej i granulitowej, które miały miejsce wcześniej (ok. 380–360 mln lat temu; Klemd, Bröcker, 1999; Gordon i in., 2005; Anczkiewicz i in., 2007; Jastrzębski i in., 2014) lub niemal równocześnie (ok. 340 mln lat temu; Štípská i in., 2004; Bröcker i in., 2009, 2010). Wiek ok. 342 mln lat został ustalony na podstawie datowania obwódek metamorficznych na ziarnach cyrkonów z ortognejsów i został zinterpretowany jako zapis zdarzenia metamorficznego w wysokiej temperaturze i średnim ciśnieniu, które spowodowało częściową migmatyzację kompleksów skalnych masywu orlicko-śnieżnickiego (Turniak i in., 2000). Podobny wiek 344 ±3 mln lat (wiek izochron Lu-Hf na granacie) uzyskano ze skały metaosadowej z północnej części masywu orlicko-śnieżnickiego, któremu przypisano czas krystalizacji granatu w zonie staurolitowej (Skrzypek i in., 2014). Datowania metodą U-Pb cyrkonów z granulitów i eklogitów udokumentowały znaczenie wczesnokarbońskiego zdarzenia metamorficznego obejmującego schyłkowy etap metamorfizmu facji eklogitowej i niskociśnieniowy metamorfizm wysokotemperaturowy ok. 340 mln lat temu (Bröcker i in., 2009, 2010). Datowanie Lu-Hf granatu z granulitów, które rejestruje szczytowe warunki ciśnieniowo-temperaturowe, ogranicza zakres czasowy ich początkowego wzrostu do przedziału ok. 348–347 mln lat temu (Walczak i in., 2017). Datowanie U-Pb cyrkonu z tego samego granulitu ujawniło młodszy wiek – ok. 342 mln lat. Termometria Ti w cyrkonie wskazuje na krystalizację w temperaturze 810–860°C, co świadczy o wzroście cyrkonu na ścieżce retrogresji odpowiadającej niemal izotermicznej dekompresji, która trwała ok. 6 mln lat i po której nastąpiło izobaryczne chłodzenie (Walczak i in., 2017).

Geochronologia ^{87}Rb-^{86}Sr (układ fengit–biotyt–cała skała) nakłada ramy czasowe na proces deformacji i historię chłodzenia skał masywu orlicko-śnieżnickiego. Pary fengit – i biotyt–cała skała dały wieki Rb-Sr, odpowiednio, 340–334 mln lat i 335–294 mln lat, niezależnie od stopnia deformacji w datowanych próbkach (Lange i in., 2002). Wieki ochłodzenia Ar-Ar dla różnych skał mieszczą się konsekwentnie w zakresie 340–330 mln lat (Steltenpohl i in., 1993; Maluski i in., 1995; Marheine i in., 2002), co sugeruje szybką ekshumację masywu orlicko-śnieżnickiego.

Eklogity występują jako objętościowo podrzędne ciała skalne w obrębie ortognejsów facji amfibolitowej masywu orlicko-śnieżnickiego (fig. 13; Smulikowski, 1967; Bakun-Czubarow, 1991a, 1992, 1998; Bröcker, Klemd, 1996; Klemd, Bröcker, 1999). Z niewielkimi ilościami eklogitów ściśle związane są zarówno skały maficzne, jak i granulity felzytowe, występujące jedynie w rejonie Starego Gierałtowa (fig. 13; Smulikowski, 1967; Pouba i in., 1985; Bakun-Czubarow, 1991a, b; Kryza i in., 1996). Wstępne szacunki warunków ciśnienia i temperatury (P–T) dla eklogitów z Międzygórza wskazywały na szczytowy etap metamorfizmu w polu stabilności koezytu, przy ciśnieniach przekraczających 27 kbar oraz temperaturze ok. 700–800°C (Bröcker, Klemd, 1996). Dopiero po niemal trzech dekadach obecność koezytu została potwierdzona w dwóch wychodniach eklogitów w masywie Śnieżnika (Nowak i in., 2023), co rozstrzygnęło trwającą debatę na temat maksymalnych ciśnień zarejestrowanych w tych skałach. Odkrycie to zostało dodatkowo potwierdzone przez modelowanie termodynamiczne, wskazujące jednoznacznie na warunki metamorfizmu ultrawysokiego ciśnienia,

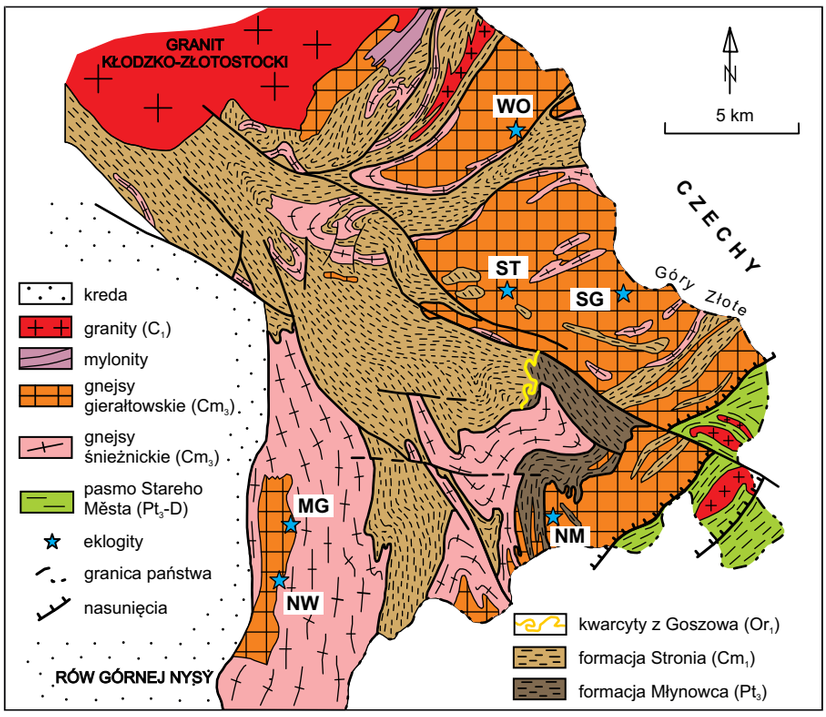


FIG. 13. Szkicowa mapa geologiczna masywu orlicko-śnieżnickiego (Don i in.,1990, 2003, oraz Majka i in., 2019 – zmodyfikowano). Wystąpienia eklogitów: MG – Międzygórze; NM – Nowa Morawa; NW – Nowa Wieś; SG – Stary Gierałtów; ST – Strachocin; WO – Wójtówka

dzięki czemu eklogity te należą do najlepiej udokumentowanych tego typu wystąpień w regionie (Nowak i in., 2024). Porównywalne szacunki warunków P–T uzyskano również dla granulitów – od 22–27 kbar i 875–950°C (Kryza i in., 1996; Ferrero i in., 2015), a nawet do 30–35 kbar i 850–920°C (Walczak i in., 2017) – oraz dla eklogitów wtórnie występujących w obrębie tych granulitów (21–28 kbar i 800–1000°C; Klemd, Bröcker, 1999).

Štípská i in. (2012) przedstawili zrewidowane szacunki P–T dla eklogitu z Międzygórza (fig. 13), wskazujące szczytowe warunki metamorficzne ~19–22 kbar i ~700–750°C. Oszacowanie to zostało uzyskane dla zespołu mineralnego związanego z najstarszą sub-horyzontalną więźbą, która jest wyrażona przez naprzemianległe występowanie warstw bogatych w granat i omfacyt, którym towarzyszą muskowit, kyanit, zoisyt, rutyl i kwarc. Nałożona, stromo nachylona więźba o charakterze retrogresywnym została utworzona podczas dekompresji i chłodzenia z ~9 kbar i ~730°C do 5–6 kbar i 600–650°C. Na podstawie tych wyników Štípská i in. (2012) zastosowali dla masywu orlicko-śnieżnickiego tektoniczny model ekshumacji skał (ultra)wysokociśnieniowych stworzony przez Schulmanna i in. (2005, 2008). Postulowali oni, że ekshumacja tych skał do średnich poziomów skorupy ziemskiej była związana z wielkoskalowym fałdowaniem wewnętrznej części orogenu przed frontem sztywnego bloku Brunowistulii. Ostatnie szacunki ciśnienia i temperatury w zakresie 26–30 kbar przy 800–930°C, przedstawione przez Majkę i in. (2019) dla eklogitu z Międzygórza, sugerują, że fałdowanie w skali skorupy ziemskiej nie było jedynym mechanizmem odpowiedzialnym za ekshumację tego eklogitu. Ponieważ szczytowe warunki metamorficzne zostały osiągnięte na głębokości górnego płaszcza, eklogit musiał zostać ekshumowany do głębokości środkowej skorupy ziemskiej w wyniku sił wyporu w kanale subdukcyjnym. W tym przypadku ekshumacja związana z fałdowaniem rozpoczęłaby się dopiero na etapie facji amfibolitowej (~9 kbar przy 730°C; Štípská i in., 2012), po tym, jak eklogity znalazły się na poziomie środkowej skorupy.

Pasmo Nového Města

Pasmo Nového Města znajduje się w zachodniej części Gór Orlickich, na południowo-zachodniej flance masywu orlicko-śnieżnickiego (fig. 1), na granicy Czech i Polski. Składa się głównie z fyllitów, zieleńców i amfibolitów o nieznanym wieku, które są tradycyjnie uważane za późny proterozoik przez analogię z podobnymi skałami w domenie Tepli-Barrandienu w Masywie Czeskim (Chaloupský i in., 1995). Amfibolity występują w ciągłej strefie o szerokości 1,5–5 km, która jest oddzielona od masywu orlicko-śnieżnickiego pasem łupków łyszczykowych o szerokości do 2 km. Amfibolity wywodzą się z prekursorów magmowych serii toleitowej i boninitowej o powinowactwie z basenem załukowym (Ilnicki i in., 2020). Asocjacja metabazytowa może reprezentować wschodnie przedłużenie (w dzisiejszych współrzędnych) kadomskiego systemu subdukcji strefy Tepli-Barrandienu (Ilnicki i in., 2020).

W paśmie Nového Města stopień metamorfizmu wzrasta od facji zieleńcowej na zachodzie do facji amfibolitowej wzdłuż granicy

z masywem orlicko-śnieżnickim. Granica ta stanowi ważną nieciągłość strukturalną według Fajsta (1976), który udokumentował dwa rozbieżne trendy strukturalne po obu stronach kontaktu. Masyw orlicko-śnieżnicki charakteryzuje się dominacją subpołudnikowych kierunków strukturalnych, podczas gdy pasmo Nového Města wykazuje tekstury deformacyjne o rozciągłości NW–SE (Mazur i in., 2005). Więźba skał pasma Nového Města powstała w efekcie podatnego nasuwania ku ESE, po którym nastąpiło prawoprzesuwcze ścinanie wzdłuż kierunku NNW–SSE na kontakcie pasma Nového Města z masywem orlicko-śnieżnickim. W kierunku centrum masywu orlicko-śnieżnickiego kinematyka deformacji stopniowo ewoluuje w ścinanie o zwrocie strop-ku-NNE. Foliacja na całym obszarze została zdeformowana w fałdy o biegu wschód–zachód i południowej wergencji. W związku z tym pasmo Nového Města musiało zostać tektonicznie umieszczone na masywie orlicko-śnieżnickim wzdłuż nasunięcia ku ESE, które stanowiło pierwotny kontakt obu jednostek. Ta pierwotna strefa kontaktowa została następnie sfałdowana i reaktywowana jako strefa prawoprzesuwczego ścinania, co doprowadziło do dzisiejszego bezpośredniego kontaktu jednostek Nového Města i masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2005).

Strefy ścinania Niemczy i Skrzynki

Strefa ścinania Niemczy rozciąga się wzdłuż wschodniej krawędzi masywu sowiogórskiego (fig. 1) i została zinterpretowana przez Scheumanna (1937) jako jednostka złożona ze zmylonityzowanych gnejsów. Na podstawie badań mikrostrukturalnych Mazur i Puziewicz (1995) doszli do wniosku, że południkowo zorientowana strefa Niemczy reprezentuje szeroką na 5 km, lewoprzesuwczą strefę podatnego ścinania, oddzielającą masyw sowiogórski od kamienieckiego pasma łupkowego. Według Scheumanna (1937) oraz Mazura i Puziewicza (1995), mylonity strefy Niemczy pochodzą z gnejsów sowiogórskich. Jednakże Franke i Żelaźniewicz (2000) zaproponowali alternatywną interpretację skał strefy Niemczy jako metaszarogłazów, zgodnie z wczesnymi koncepcjami Finckha (1925), Bederkego (1929) i Meistra (1932).

Poza mylonitami strefa Niemczy obejmuje niewielkie soczewki niezmylonityzowanych gnejsów, amfibolitów i łupków kwarcowo-grafitowych. Mylonity występują jako odmiany wysoko- i niskotemperaturowe, powstałe, odpowiednio, w warunkach facji amfibolitowej i zieleńcowej (Mazur, Puziewicz, 1995). Dodatkowo strefa Niemczy zawiera liczne małe ciała niezdeformowanych lub słabo zdeformowanych granitoidów i sjenitów/diorytów. Jeden z lekko zdeformowanych granodiorytów został datowany metodą U-Pb na cyrkonach na ok. 340 mln lat (Oliver i in., 1993; Kröner, Hegner, 1998). Ponieważ wcześniejsza więźba jest w mylonitach całkowicie zatarta, nie ma w nich zapisu superpozycji struktur. Można jednak zaobserwować ciągłe przejścia strukturalno-teksturalne od niezmylonityzowanych gnejsów do mylonitów wzdłuż granicy strefy Niemczy i masywu sowiogórskiego (np. w przełomie Piekiełka na zachód od Niemczy) oraz na kontaktach niezmylonityzowanych soczewek gnejsowych wchodzących w skład strefy Niemczy. W południowej części sąsiadującego ze strefą Niemczy pasma łupkowego Kamieńca Ząbkowickiego starsze struktury, wykazujące ścinanie o zwrocie strop-ku-NE na powierzchniach foliacji łagodnie zanurzających się ku zachodowi, są miejscami zdeformowane przez nakładającą się na nie młodszą więźbę z kinematyką strop-ku-SW lub lewoprzesuwczą. Stąd, przez analogię, efekty strukturalne lewoprzesuwczego ścinania w strefie Niemczy (lub ścinania o kinematyce strop-ku-S, gdy foliacja jest subhoryzontalna) wydają się młodsze i nałożone na wcześniejsze, regionalnie rozprzestrzenione struktury, związane z nasuwaniem na północny wschód i prawoprzesuwczym ścinaniem wzdłuż południowo-wschodniej krawędzi Masywu Czeskiego (Rajlich, 1987; Schulmann i in., 1991).

Strefa ścinania Skrzynki (lub **Złoty Stok–Skrzynka**), o biegu NNE–SSW do NE–SW, ma ok. 12 km długości i 4 km szerokości i stanowi granicę między skałami osadowymi jednostki bardzkiej a masywem granitoidowym kłodzko-złotostockim na północnym zachodzie i masywem orlicko-śnieżnickim na południowym wschodzie (np. Don i in., 1990). Strefa ścinania Skrzynki odsłania różnorodne blastomylonity, mylonity, kataklazyty, gnejsy i łupki. Na metamorfizm regionalny facji amfibolitowej nakłada się w niej metamorfizm kontaktowy wzdłuż granicy z kłodzko-złotostockim masywem granitoidowym. Penetratywna, stromo nachylona foliacja strefy Skrzynki przebiega równolegle do jej granic i zawiera subhoryzontalną lineację mineralną z rozciągania, lokalnie zanurzającą się ku południowemu zachodowi. Główną deformacją w strefie Skrzynki było lewoprzesuwcze, podatne, niekoaksjalne ścinanie (Cymerman, 1992, 1996). Deformacja ta trwała jeszcze w trakcie umiejscawiania plutonu kłodzko-złotostockiego i małego ciała granitoidów jawornickich w pobliżu południowo-wschodniej granicy strefy Skrzynki, o czym można wnioskować na podstawie faktu, że krawędzie obu tych ciał magmowych uległy mylonityzacji. Jest wysoce prawdopodobne, że strefy ścinania Niemczy i Skrzynki były niegdyś połączone w jeden system kinematyczny, a ich dzisiejsze lewoprzesuwcze przesunięcie o ok. 10–15 km wynika z późnego sinistralnego przemieszczenia wzdłuż uskoku śródsudeckiego (fig. 1; por. Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

Pasmo łupkowe Kamieńca

Kamienieckie pasmo łupkowe ma kształt wydłużonego pasa o przebiegu północ–południe, położonego na wschód od strefy Niemczy (fig. 1). Obejmuje łupki łyszczykowe z wkładkami łupków kwarcowo-skaleniowych i marmurów oraz podrzędnymi soczewkami łupków kwarcowo-grafitowych i amfibolitowych oraz eklogitów. Pasmo kamienieckie składa się z dwóch jednostek tektonicznych o różnych stopniach metamorfizmu. Podczas gdy pierwsza jednostka obejmuje łupki łyszczykowe zawierające kyanit, granat, staurolit i późne porfiroblasty andaluzytu, druga składa się z łupków łyszczykowych z porfiroblastami albitu (Mazur, Józefiak, 1999). Soczewka eklogitu w jednostce łupków łyszczykowych o wyższym stopniu metamorfizmu zachowała zapis wczesnego, wysokociśnieniowego zdarzenia metamorficznego, którego doświadczyła również część otaczających skał (Achramowicz i in., 1997; Ilnicki, Szczepański, 2019). Modelowanie równowag mineralnych wskazuje, że warunki metamorfizmu wysokociśnieniowego osiągnęły kulminację przy ~15,5–18 kbar i ~470–570°C, podczas gdy późniejszy epizod niskociśnieniowy nastąpił przy ~5–7 kbar i ~530–570°C (Szczepański i in., 2022; Szczepański, Goleń, 2022). Obie jednostki pasma kamienieckiego zostały zestawione ze sobą podczas nasuwania ku wschodowi już po szczytowych warunkach metamorfizmu (Mazur, Józefiak 1999; alternatywna interpretacja *w*: Nowak, 1998). Efekty tej pierwszej deformacji zostały w większości zatarte przez nałożone, młodsze fałdowanie i ścinanie, które w warunkach zdarzenia niskociśnieniowego dolnej facji amfibolitowej wytworzyło więźbę strukturalną o kierunku NE–SW. Ewolucja strukturalna pasa kamienieckiego zakończyła się kolapsem ekstensyjnym ku WSW do SW, związanym z wysokotemperaturowym i niskociśnieniowym metamorfizmem w obrębie pola stabilności andaluzytu (Mazur, Józefiak, 1999; Szczepański, Goleń, 2022).

Protolit osadowy metapelitów pasma kamienieckiego reprezentuje ediakarski basen sedymentacyjny o maksymalnym wieku depozycji oznaczonym najpierw na 561 ±9 mln lat (Jastrzębski i in., 2020). Basen ten miał zostać wypełniony detrytusem ze źródła lub źródeł zawierających cyrkony, głównie kriogeńsko-ediakarskie i paleoproterozoiczne. W badanej populacji cyrkonów nie znaleziono młodszego składnika (Jastrzębski i in., 2020). Dane z geochronologii monacytu opartej na datowaniach izotopowych U-Pb i chemicznych przy użyciu mikrosondy elektronowej wskazują na regionalne wydarzenie tektono-metamoficzne ok. 330 mln lat temu (Jastrzębski i in., 2020). Odmienne wyniki przyniosła praca Szczepańskiego i in. (2023), wedle których łupek łyszczykowy z pasma kamienieckiego wykazuje maksymalny wiek depozycji 529 mln lat. Wiek ten dobrze koresponduje z wiekiem depozycji formacji strońskiej w masywie orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2012), o podobnej do pasma kamienieckiego charakterystyce litologicznej. Szczepański i in. (2023) uznali, że protolit pasma łupkowego Kamieńca wywodzi się z orogenu kadomskiego i został zdeponowany w basenie sedymentacyjnym na obrzeżeniu Gondwany. Autorzy ci wskazują również na powinowactwo protolitu pasma kamienieckiego do pasa transsaharyjskiego lub kratonu zachodnioafrykańskiego Gondwany.

Masyw amfibolitowy Niedźwiedzia

Pomimo nielicznych wychodni (fig. 1), **masyw Niedźwiedzia** jest stosunkowo dobrze rozpoznany na podstawie danych otworowych (Cymerman, Jerzmański, 1987). Obejmuje on sukcesję złożoną głównie z amfibolitów i metagabr typu MORB o miąższości 1,5 km (Awdankiewicz, 2001). Skały te zostały poddane metamorfizmowi średniego do wysokiego stopnia, prowadzącemu miejscami do częściowego wytopienia metabazytów i powstania tonalitów (Puziewicz, Koepke, 2001). Na masyw Niedźwiedzia jest nasunięta od zachodu na wschód asocjacja paragnejsów z Chałupek, którym towarzyszą amfibolity i gnejsy hornblendowe o średnim do wysokiego stopniu metamorfizmu (Mazur, Józefiak, 1999). Według Jastrzębskiego i in. (2023) protolit paragnejsów zawiera populacje cyrkonów detrytycznych wskazujące na późnokambryjsko-wczesnoordowicki wiek sedymentacji. Z kolei Szczepański i in. (2023), również na podstawie analiz cyrkonów detrytycznych, określili maksymalny wiek depozycji na 456 mln lat (późny ordowik). Paragnejsy z Chałupek przeszły prawoskrętną ścieżkę metamorfizmu, osiągając szczytowe warunki ciśnienia i temperatury w zakresie 8–10 kbar i 700–740°C (Puziewicz i in., 1999).

Pasmo Starého Města

Pasmo Starého Města oddziela Sudety środkowe od Sudetów wschodnich (inaczej: domenę lugijską od morawsko-śląskiej według nomenklatury czeskiej) i znajduje się niemal w całości na Morawach. Stanowi ono stos nasuniętych jednostek tektonicznych, które przylegają do masywu orlicko-śnieżnickiego na południowym wschodzie (fig. 1). Pasmo Starého Města o biegu NNE–SSW, długości ok. 40 km i szerokości 4–5 km, składa się z silnie zmetamorfizowanych skał osadowych, pasiastych skał felzytowo-amfibolitowych z soczewkami perydotytów spinelowych u podstawy, zdeformowanych metagabr i syntektonicznej intruzji tonalitów (Par-

ry i in., 1997; Schulmann, Gayer, 2000). Ciała perydotytowe są uważane za porwaki tektoniczne pochodzące z płaszcza (Parry i in., 1997; Schulmann, Gayer, 2000). Datowanie cyrkonowe U-Pb pasiastych amfibolitów i metagabr wykazało wiek późnokambryjski 510–500 mln lat (Kröner i in., 2000). Podobne wieki uzyskano ze skał masywu orlicko-śnieżnickiego oraz z wielu skał metamagmowych Sudetów środkowych i zachodnich (Oliver i in., 1993; Turniak i in., 2000; Kröner i in., 2001). Jednak na wschód od pasma Starého Města ortognejsy i paragnejsy dostarczyły głównie neoproterozoicznych wieków protolitu w zakresie 684–546 mln lat (van Breemen i in., 1982; Kröner i in., 2000). Dlatego pasmo Starého Města należy uznać za najbardziej wysuniętą na wschód jednostkę Sudetów środkowych, wyznaczającą kontakt między dwiema domenami skorupy ziemskiej o odmiennej proweniencji. Skały Starého Města zostały zinterpretowane jako produkty kambro-ordowickiego ryftingu kontynentalnego (Parry i in., 1997; Kröner i in., 2000; Štípská i in., 2001). Potwierdzają to dane geochemiczne wskazujące na zanieczyszczenie amfibolitów i metagabr typu MORB składnikiem skorupowym (Floyd i in., 1996). Co więcej, wysokotemperaturowemu i średniociśnieniowemu metamorfizmowi facji granulitowej, jednoczesnemu z intruzją późnokambryjskiego zespołu magmowego przy ciśnieniu 7–10 kbar i w temperaturze 800–850°C (Štípská i in., 2001), musiał towarzyszyć wyjątkowo wysoki strumień ciepła, typowy dla wycienionej skorupy kontynentalnej (Parry i in., 1997; Štípská i in., 2001). Wiek rozciągania skorupy został określony na podstawie cyrkonów metamorficznych z metapelitu migmatytowego wysokiego stopnia metamorfizmu na 507 ±7 mln lat (Kröner i in., 2000). Uważa się, że waryscyjska deformacja i metamorfizm w paśmie Starého Města, a także jego nasunięcie na Sudety Wschodnie, były w przybliżeniu równoczesne z intruzją syntektonicznej dajki tonalitowej datowanej na 339 ±7 mln lat, przy użyciu metody Pb-Pb na cyrkonach (Parry i in., 1997).

Felzytowe skały metawulkaniczne z pasma Starého Města posiadają wiek protolitów w zakresie od 493 ±4 mln lat do 498 ±5 mln lat (Jastrzębski i in., 2015), podobny do wieków z masywu orlicko-śnieżnickiego (500 ±3 mln lat – Jastrzębski i in., 2015; 501 ±3 mln lat – Mazur i in., 2015). Również skały metaosadowe z pasma Starého Města wykazują maksymalny wiek depozycji ok. 530 mln lat (Jastrzębski i in., 2015), identyczny w granicach błędu z wiekiem formacji Stronia w masywie orlicko-śnieżnickim (Mazur i in., 2012). Pomimo tych podobieństw w wieku protolitów pomiędzy masywem orlicko-śnieżnickim a pasmem Starého Města, historia metamorficzna tego ostatniego jest wyraźnie inna. Wiek Th-U-Pb monacytu (ok. 368 mln lat), a także wiek Lu-Hf granatów ze skał metaosadowych (ok. 361 mln lat i ok. 355 mln lat) sugerują, że regionalna deformacja i progresywny metamorfizm miały miejsce na przełomie dewonu i karbonu (Jastrzębski i in., 2013). Jest to zgodne z wiekami U-Pb cyrkonów (ok. 359 i ok. 355 mln lat) uzyskanymi z leukokratycznych neosomów zmigmatyzowanych amfibolitów. Tylko niektóre metamorficzne monacyty z pasma Starého Města były datowane na ok. 340 mln lat (Jastrzębski i in., 2013), czyli wiek porównywalny z wiekiem metamorfizmu granulitów i eklogitów w sąsiednim masywie orlicko-śnieżnickim (Bröcker i in., 2010; Walczak i in., 2017). W związku z tym obie jednostki musiały być zestawione przez stosunkowo późne nasunięcia po metamorfizmie 340 mln lat temu. Ewentualna kontynuacja pasma Starého Města w kierunku północnym poza uskok sudecki brzeżny na obszar przedsudecki pozostaje niejasna ze względu na niedobór wychodni wyłaniających się spod pokrywy kenozoicznej.

Sudety wschodnie

Sudety wschodnie stanowią część kolizyjnego pasa deformacji i metamorfizmu, o szerokości 50 km i długości 300 km, który zajmuje wschodni skraj Masywu Czeskiego, od Dolnej Austrii, przez Morawy, po Śląsk (fig. 1). Pas ten składa się ze stosu płaszczowin, odsłaniających się w trzech półoknach tektonicznych (Thai – od niemieckiej nazwy rzeki Thaya, po czesku – *Dyje*; Svratki – od czeskiej nazwy rzeki *Svratka*; oraz Sudetów wschodnich) poniżej górnej płyty strefy kolizji, która odpowiada strefie moldanubskiej na południu i jednostkom Sudetów środkowych na północy. Płaszczowiny odsłonięte w oknach Thai i Svratki noszą nazwę jednostek morawskich, podczas gdy te odsłaniające się w Sudetach wschodnich, to jednostki śląskie (Suess, 1912, 1926; Dudek, 1980). Cały pas kolizyjny jest powszechnie określany jako strefa morawsko-śląska (np. Dallmeyer i in., 1995; Franke, Żelaźniewicz, 2000; Hartley, Otava, 2001) lub jako terran morawski (Matte i in., 1990; Matte, 1991).

W obrębie wschodniosudeckiego kompleksu płaszczowinowego fragmenty neoproterozoicznego podłoża Brunowistulii są odkłute i nasunięte ku wschodowi wraz ze zmetamorfizowanymi skałami jego pokrywy osadowej (Schulmann, Gayer, 2000). Na cały stos płaszczowin od zachodu nasunięte są masyw orlicko-śnieżnicki i pasmo Starého Města. Od góry do dołu, lub w obrazie kartograficznym z zachodu na wschód, wschodniosudecki stos płaszczowinowy składa się z płaszczowiny Velkého Vrbna („górny allochton" – Schulmann, Gayer, 2000) i płaszczowiny Keprníka („dolny allochton", nazwa od góry Keprník w Wysokim Jeseniku), oddzielonych od siebie jednostką Branny. Płaszczowina Keprníka spoczywa na parautochtonicznych gnejsach jednostki Desny i allochtonicznej sekwencji łupków i wulkanitów środkowo- do górnodewońskich o miąższości ok. 3000 m (seria Vrbna; Cháb i in., 1994), reprezentującej wypełnienie basenu załukowego (Patočka; Valenta, 1996). Na wschodzie skały krystaliczne zanurzają się pod dolnokarbońskie, morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, należące do eksternidów waryscyjskich (zob. też podrozdziały 5.1.1 i 5.1.4.2). Zarówno pasmo fałdowo-nasuwcze jak i górnośląski basen przedgórski, położony dalej ku wschodowi, są pościelone przez dewońską sukcesję osadową. Ta ostatnia zaczyna się od wczesnodewońskich zlepieńców podstawowych i kwarcytów, na których zalega platforma węglanowa środkowego i górnego dewonu.

Płaszczowina Velkého Vrbna odsłania się na wschód od pasma Starého Města i obejmuje ortognejsy i skały metaosadowe (pasiaste skały amfibolitowe, łupki łyszczykowe kyanitowo-staurolitowe, łupki grafitowe i kwarcyty, marmury dolomityczne i biotytowe paragnejsy) zmetamorfizowane w warunkach temperaturowych górnej facji amfibolitowej. Gnejsy są datowane na ok. 574 mln lat (Kröner i in., 2000). Obecność reliktowych eklogitów (Žáček, 1996; Štípská i in., 2006) wskazuje na wczesny etap metamorfizmu wysokociśnieniowego. Protolit eklogitów o wieku 535 mln lat (wczesny kambr) został umiejscowiony w środowisku przejściowym od nadsubdukcyjnego do ryftu kontynentalnego (Collett i in., 2021). Natomiast protolit serii suprakrustalnej reprezentował zróżnicowaną sekwencję wulkaniczno-osadową o nieznanym wieku, ale zawierającą faunę wczesnego dewonu (Koverdynský, Prokop, 2006). Prekambryjskie łupki łyszczykowe jednostki Velkého Vrbna zawierają z kolei głównie mezoproterozoiczny składnik detrytyczny (Jastrzębski i in., 2021b).

Płaszczowina Velkého Vrbna jest nasunięta na wąskie pasmo dewońskich, silnie zdeformowanych skał osadowych **jednostki Branny** (nazwa od miejscowości *Branná* w morawskiej części masywu Śnieżnika, po czesku: *jednotka Branné*), zmetamorfizowanych w warunkach facji zieleńcowej. Są to głównie płytkowodne metakonglomeraty polimiktyczne, kwarcyty, wapienie krystaliczne, fyllity serycytowe i serycytowo-grafitowe, porfiroidy i łupki wapniowo-krzemionkowe. Główna płaszczyzna nasunięcia w stropie jednostki Branny, znana jako nasunięcie ramzowskie (nazwa od miejscowości *Ramzová* k. Branny, po czesku: *ramzovské nasunutí*), przez wiele dziesięcioleci była uważana za granicę tektoniczną między Sudetami wschodnimi i środkowymi (Suess, 1912). Koncepcja ta zakładała, że ortognejsy płaszczowiny Velkého Vrbna są ekwiwalentem ortognejsów z masywu orlicko-śnieżnickiego. Teorię tę musiano porzucić z powodu nowych datowań izotopowych protolitów, które wykazały różny wiek tych dwóch grup ortognejsów. Jednostka Branny jest nasunięta na krystaliczną płaszczowinę Keprníka, która składa się z dużego ciała ortognejsu, datowanego na cyrkonie na ok. 546 mln lat (van Breemen i in., 1982) i 584 ±8 mln lat (Kröner i in., 2000), z podrzędnymi metapelitami zony staurolitowej, skałami wapniowo-krzemianowymi i kwarcytami (Cháb i in., 1994).

Kolejna, wysunięta dalej na wschód jednostka tektoniczna Sudetów wschodnich, znana jako **kopuła Desny**, składa się z sukcesji wulkaniczno-osadowej dewońskiej grupy Vrbna, nasuniętej na gnejsy i mylonity Desny, datowane metodą U-Pb i Pb-Pb na cyrkonach na 650–570 mln lat (Kröner i in., 2000; Jastrzębski i in., 2021b). Niskometamorficzny kompleks wulkaniczno-osadowy dewońskiej grupy Vrbna, o miąższości do 3000 m, występuje w dwóch pasmach o przebiegu ok. NE–SW, oddzielonych płatami tektonicznymi kadomskiego paraautochtonu metagranitowego (Janoušek i in., 2014). Zasadowe i pośrednie lawy wapniowo-alkaliczne zachodniego pasma wulkanicznego pochodzą z umiarkowanie zubożonego płaszcza ($^{370}\varepsilon Nd \sim +3$). Rzadko występujące ryolity o wieku 374,0 ±1,7 mln lat wywodzą się najprawdopodobniej z niedojrzałej skorupy lub z zaawansowanego frakcjonowania pierwotnych stopów bazaltowych. Ta asocjacja skał jest interpretowana jako pozostałość głęboko rozciętego kontynentalnego łuku magmowego (Janoušek i in., 2014). Wschodni pas wulkaniczny składa się głównie z felzytowych law alkalicznych o podobnym wieku (371,0 ±1,4 mln lat) i geochemicznej sygnaturze typowej dla środowiska wewnątrzpłytowego. Dane petrologiczne i izotopowe Nd-Sr wskazują na przetopienie młodej skorupy metagranitowej, przypominającej kadomskie podłoże Brunowistulii, w domenie basenu załukowego. Wycieniona litosfera Brunowistulii mogła częściowo stopić się pod wpływem ciepła dostarczanego przez wznoszącą się astenosferę i/lub podklejanie (ang. *underplating*) przez magmę zasadową. Kopuła Desny została spenetrowana przez liczne subalkaliczne, podobne do MORB/E-MORB dajki dolerytu – co jest cechą charakterystyczną dla środowiska znacznie wycienionej tektonicznie skorupy ziemskiej (Janoušek i in., 2014). Skały metaosadowe towarzyszące metawulkanitom obejmują sukcesję głównie głębokowodnych łupków silikoklastycznych, krzemionkowych i węglanowych. Ich wykształcenie facjalne różni się od płytkowodnego dewonu jednostki Branny, dewońskich skał platformowych masywu Brna

oraz podłoża śląskiego basenu węglowego i mioceńskiego zapadliska przedkarpackiego. Paleontologiczne datowanie wapieni krystalicznych sugeruje, że znaczna część sukcesji wulkaniczno-osadowej Vrbna została zdeponowana między końcem żywetu a końcem franu (Hladil, 1986).

Masyw Strzelina

W kierunku północnym, na bloku przedsudeckim, wschodniosudecki kompleks płaszczowinowy jest pogrzebany pod osadami kenozoicznymi. Skały krystaliczne pojawiają się na powierzchni głównie w obrębie **masywu Strzelina** (ok. 30 km na południe od Wrocławia; fig. 1). Masyw obejmuje kilka odmian neoproterozoicznych i późnokambryjskich gnejsów, w tym: (1) gnejsy strzelińskie o wieku 600 ±7 i 568 ±7 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2003a), (2) zawierające syllimanit, migmatytowe gnejsy z Nowolesia (576 ±19 mln lat, Mazur i in., 2010a; 584 ±4 mln lat, Oberc-Dziedzic i in., 2021), (3) gnejsy oczkowe z Gościęcic (504 ±3 mln lat, Oliver i in., 1993; 500 ±12 mln lat, Mazur i in., 2010a) oraz (4) gnejsy ze Stachowa (500 ±5 mln lat, Oberc-Dziedzic i in., 2003b).

Gnejsy strzelińskie są stowarzyszone z łupkami łyszczykowymi, amfibolitami o wewnątrzpłytowej sygnaturze geochemicznej (Szczepański, Oberc-Dziedzic, 1998), skałami wapniowo-krzemianowymi i marmurami. Ponadto gnejsy ze Strzelina i Nowolesia są przykryte cienką warstwą skał metaosadowych składającą się z kwarcytów, łupków kwarcowo-serycytowych i metakonglomeratów. Skały te, znane jako warstwy z Jegłowej, ujawniają sygnaturę geochemiczną wskazującą na pochodzenie ich osadowych prekursorów ze środowiska tektonicznego związanego z subdukcją, prawdopodobnie z basenu załukowego (Szczepański, 2007). Warstwy z Jegłowej były często porównywane do dolnodewońskich osadów Sudetów Wschodnich (np. Bederke, 1931), choć ich wiek pozostaje nieznany. W skałach tych zarejestrowano metodą ^{40}Ar-^{39}Ar wczesnopermskie wieki chłodzenia w zakresie 285–279 mln lat, uzyskane na koncentratach jasnego łyszczyku (Szczepański, 2002).

Neoproterozoiczne gnejsy strzelińskie wydają się odpowiednikiem gnejsów keprnickich wywodzących się z Brunowistulii (Oberc-Dziedzic i in., 2005a). Z drugiej strony, późnokambryjski wiek gnejsów z Gościęcic jest porównywalny z wiekiem szeroko rozpowszechnionych ortognejsów Sudetów zachodnich i środkowych (np. Oliver i in., 1993; Kröner i in., 2001). W związku z tym gnejsy ze Stachowa i Gościęcic są interpretowane jako nasunięte na gnejsy ze Strzelina i Nowolesia wzdłuż nasunięcia strzelińskiego w strefie granicznej Sudetów Środkowych i Wschodnich (Oberc-Dziedzic i in., 2005a; zob. też rozdział WZS 5.1.1). Zgodnie z tym, strukturalnie niższy gnejs strzeliński występuje głównie w centralnej i wschodniej części masywu Strzelina, podczas gdy strukturalnie wyżejległy gnejs ze Stachowa odsłania się głównie w jego zachodniej części. Po nasunięciu nastąpił kolaps ekstensyjny, który odpowiada za obecną strukturę masywu Strzelina o charakterze kopuły (Szczepański, Mazur, 2004).

Magmatyzm od karbonu do wczesnego permu

Karbońsko-wczesnopermski magmatyzm granitoidowy i wulkanizm bimodalny w Sudetach obejmował szeroki przedział czasowy ok. 50 mln lat, od ok. 340 do 290 mln lat temu (Mazur i in., 2007; Turniak i in., 2014; Oberc-Dziedzic i in., 2015). Wczesnokarbońskie granitoidy obejmują szereg różnej wielkości intruzji rozproszonych w Sudetach Środkowych i w strefie uskoku Odry (fig. 14). W ich skład wchodzą ciała granitoidowe Odry, Niemczy i Jawornika, masywy kłodzko-złotostocki i Kudowy–Olešnic, a także dajka tonalitu Bielic (pasmo Starého Města). Późnokarbońskie granitoidy są największymi intruzjami zarówno w Sudetach zachodnich, jak i wschodnich (fig. 14). Obejmują one płytkie, w większości niezdeformowane plutony Karkonoszy, Strzegomia–Sobótki i Strzelina z szerokimi aureolami kontaktowymi, a także ciała plutoniczne i subwulkaniczne reprezentowane m.in. przez intruzję Żeleźniaka w jednostce kaczawskiej.

Granitoidy strefy uskoku Odry

Granitoidy strefy uskoku Odry są umiejscowione na skałach metaosadowych facji od zieleńcowej do amfibolitowej i całkowicie pogrzebane pod pokrywą kenozoiczną. Ich wystąpienia są znane jako granitoidy Gubina, Szprotawy, Środy Śląskiej, Wrocławia i Grodkowa. Odpowiadają one niewielkim ciałom zazwyczaj krucho zdeformowanych, najczęściej pozbawionych foliacji granodiorytów hornblendowych, monzogranitów i, podrzędnie, granitów, tonalitów i diorytów kwarcowych. Skały te są wysokopotasowe, metaluminowe lub rzadziej, peraluminowe i wykazują dużą zmienność składu chemicznego (Oberc-Dziedzic i in., 1999). Datowanie U-Pb pojedynczych cyrkonów z próbek granitoidów wykazujących i niewykazujących foliacji dało identyczny wiek 344 ±1 mln lat (Dörr i in., 2006). Podobny wiek, 349 ±2 mln lat, został uzyskany dla gruboziarnistego granodiorytu przez Oberc-Dziedzic i in. (2015).

Granitoidy niemczańskie

Niewielkie ciała późnokinematycznych **granitoidów w strefie Niemczy** (fig. 14) są reprezentowane przez głównie średnioziarniste, czasem porfirowate, granodioryty i drobnoziarniste sjenity kwarcowe, monzodioryty i waugneryty o słabo rozwiniętej foliacji. Są to skały metaluminowe, wapniowo-alkaliczne, alkaliczno-wapniowe do wapniowych. Wiek U-Pb monzodiorytu w Koźmicach oznaczono na 338 ±2,3 mln lat (Oliver i in., 1993) i 335,6 ±2,3 mln lat (Pietranik i in., 2013). Wiek chłodzenia tej synkinematycznej intruzji wynosi 331,9 ±1,7 mln lat (wiek $^{40}Ar/^{39}Ar$ na hornblendzie, Steltenpohl i in., 1993). Monzodioryt z Przedborowej jest datowany na 341,8 ±1,9 mln lat (Pietranik i in., 2013).

Masywy kłodzko-złotostocki i Kudowy–Olešnic

Masyw kłodzko-złotostocki, największy (120 km^2) odsłonięty na powierzchni wczesnokarboński pluton w Sudetach (fig. 14), jest zróżnicowany pod względem składu i obejmuje granodioryty, monzodioryty kwarcowe, monzodioryty, tonality i granity. Większość z nich jest alkaliczna, silnie potasowa i umiarkowanie wyewoluowana. Zawartość pierwiastków głównych i śladowych w granitoidach kłodzko-złotostockich sugeruje geochemiczną heterogeniczność i hybrydową naturę magmy pochodzącej z różnych źródeł skorupowych, z silnym wkładem materiału z górnego płaszcza (Mikulski i in., 2013). Typową cechą masywu jest występowanie porwaków stropowych złożonych ze skał metamorficznych i osadowych. Ich obecność wskazuje na współczesny poziom intersekcji w pobliżu stropu plutonu. Średnie wieki U-Pb głównej populacji cyrkonów magmowych z monzodiorytu kwarcowego, monzonitu hornblendowego i granodiorytu biotytowo-hornblendowego wynoszą, odpowiednio, 340,2 ±2,5, 339,5 ±3,1 i 336,7 ±2,5 mln lat (Mikulski i in., 2013). Masyw jest przecięty dajką spessartytu i ciałem tonalitu datowanym na ok. 333–331 mln lat (Mikulski i in., 2013). Granitoidy kłodzko-złotostockie wykazują podobną charakterystykę petrograficzną i geochemiczną jak granitoidy z innych obszarów środkowoeuropejskich waryscydów, gdzie pogrubienie skorupy orogenicznej doprowadziło do znacznego wzrostu jej temperatury (Mikulski i in., 2013). Inne próbki granitoidów kłodzko-złotostockich dały porównywalne wieki: 344 ±3 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2015) i 340–333 mln lat (Jastrzębski i in., 2018). Nowsze wieki U-Pb cyrkonów dostarczyły dowodów na dwa epizody magmowe w masywie kłodzko-złotostockim z charakterystyczną przerwą między nimi w przedziale ok. 326–308 mln lat (Jokubauskas i in., 2018). Najmłodsze datowane cyrkony (303,8 ±3,8/4,2 mln lat) pochodzą z leukokratycznego monzogranitu hornblendowo-biotytowego i dokumentują krótki okres postorogenicznej reaktywacji systemu magmowego. Cyrkony z diorytu biotytowo-hornblendowego dały wiek 349 ±3,4/3,7 mln lat, wskazując na początkową fazę wczesnokarbońskiego magmatyzmu (Jokubauskas i in., 2018).

Masyw Kudowy–Olešnic (fig. 14) był tradycyjnie uważany za mniej więcej równoczesny z masywem kłodzko-złotostockim, ponieważ oba plutony znajdują się na krawędzi masywu orlicko-śnieżnickiego. Jednak ostatnie datowania U-Pb cyrkonu z granitu Kudowy–Olešnic dały wiek 320,9 ±4,4 mln lat (Oberc-Dziedzic i in., 2015). Wiek ten może uśredniać dwa epizody magmowe: krystalizację głównego pulsu magmy ok. 332–325 mln lat temu i iniekcję młodszego stopu ok. 307 mln lat temu, która spowodowała częściową resorpcję starszych cyrkonów i krystalizację przerostów bogatych w U i Th (Oberc-Dziedzic i in., 2015).

Granitoidy z Jawornika i Starého Města

Granitoidy jawornickie (fig. 14) reprezentują synotektoniczną intruzję w strefie ścinania Złoty Stok–Skrzynka, obejmującą sfoliowane, drobno- i średnioziarniste granodioryty biotytowe, tonality z podrzędnymi granodiorytami hornblendowymi i monzogranity. Skały te tworzą nachylone w kierunku północno-zachodnim sille i dajki o miąższości do ok. 1 km, częściowo zgodne z foliacją skał osłony. Sille zostały umiejscowione w przedziale czasowym ok. 347–334 mln lat temu (Jastrzębski i in., 2018). Granitoidy reprezentują hybrydy, które powstały w wyniku kontaminacji stopów pochodzących z dolnej skorupy i/lub z przetapiania subdukowanych osadów, różnymi porcjami wzbogaconych stopów pochodzących z płaszcza (Jastrzębski i in., 2018). **Granitoidy Starého Města** (fig. 14) wykazują podobną charakterystykę i porównywalny wiek: 344–341 mln lat (Jastrzębski i in., 2018). Wieki te zgadzają się w granicach błędu z wcześniej otrzymanymi wynikami (Parry i in., 1997).

Karkonoski pluton granitoidowy

Pluton karkonoski, największy odsłonięty masyw granitowy w Sudetach (fig. 14), składa się przede wszystkim z granitu biotytowego. Dominują cztery główne facje granitowe (Borkowska, 1966): (1) porfirowaty granit gruboziarnisty z fenokryształami skaleni potasowych często pokrytych plagioklazem, (2) granit średnioziarnisty, (3) drobno- i średnioziarnisty granit równoziarnisty oraz (4) granit granofirowaty. Odmiana porfirowata zawiera liczne mikrogranu-

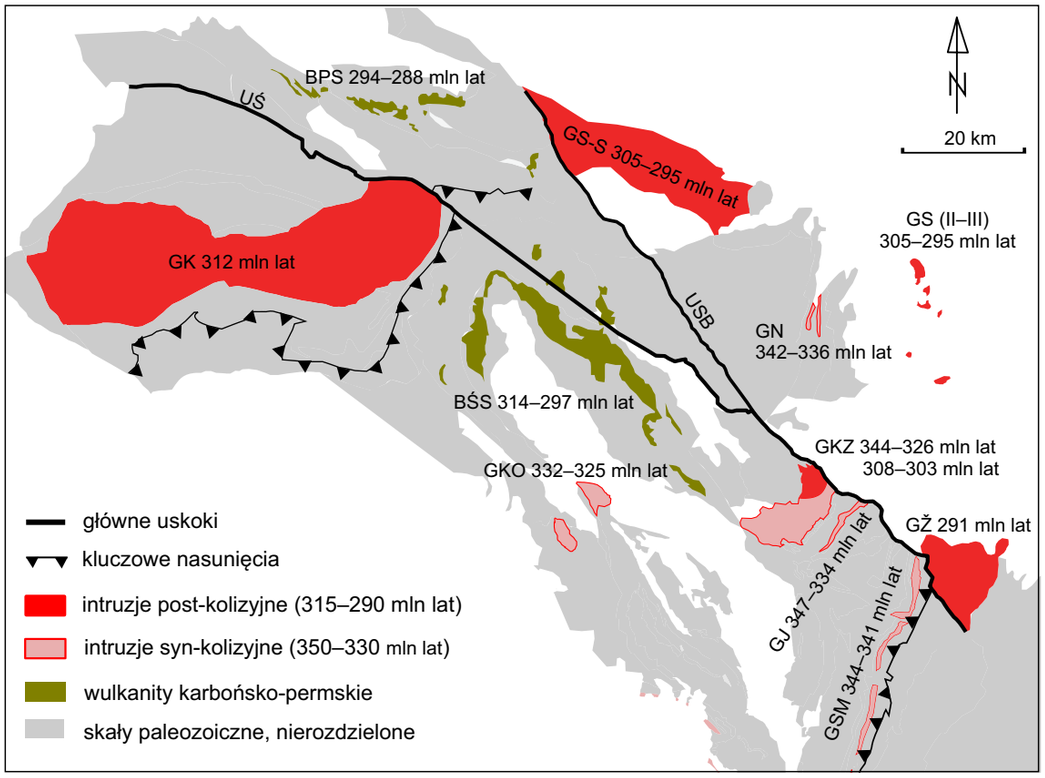


FIG. 14. Położenie karbońsko-permskich ciał magmowych w Sudetach (Jokubauskas i in., 2018, zmodyfikowano). Akronimy i źródła danych: BŚS – basen śródsudecki (Kryza, Awdankiewicz, 2012; Opluštil i in., 2016); UŚ – uskok śródsudecki; GJ – granitoidy jawornickie (Jastrzębski i in., 2018); GK – granit karkonoski (Kryza i in., 2014); GKO – granit Kudowy–Olešnic (Oberc-Dziedzic i in., 2015); GKZ – granitoidy kłodzko-złotostockie (Mikulski i in., 2013; Oberc-Dziedzic i in., 2015; Jokubauskas i in., 2018; Jastrzębski i in., 2018); GN – granitoidy Niemczy (Pietranik i in., 2013); BPS – basen północnosudecki (Awdankiewicz i in., 2014); USB – uskok sudecki brzeżny; GS (II-III) – granitoidy Strzelina: drugi i trzeci etap (Oberc-Dziedzic i in., 2010b, 2013); GSM – granitoidy pasma Starého Města (Parry i in., 1997; Jastrzębski i in., 2018); GS-S – granitoidy masywu Strzegom–Sobótka (Turniak i in., 2014); GŽ – granit Žulovej (Laurent i in., 2014)

larne enklawy maficzne i szliry. Wartość $\varepsilon Nd^{(320)}$ waha się od –7 do –4 dla granitu porfirowatego przez –4 do –3 dla hybryd granodiorytowych do –2 do –1 dla lamprofirów (Słaby, Martin, 2008). Modelowanie głównych pierwiastków i analizy skalenia sugerują, że dwa mechanizmy były szczególnie ważne w różnicowaniu się magmy: (1) mieszanie magmy felzytowej pochodzącej z dolnej skorupy i magmy maficznej pochodzącej ze zmetasomatyzowanego płaszcza na wczesnych etapach formowania plutonu oraz (2) frakcyjna krystalizacja bardziej rozwiniętych stopów (Słaby, Götze, 2004; Słaby, Martin, 2008).

Precyzyjne datowanie cyrkonów z granitu Karkonoszy dostarcza dowodów na to, że krystalizacja dwóch głównych facji granitowych, porfirowatej i ekwigranularnej, miała miejsce między 312,5 ±0,3 a 312,2 ±0,3 mln lat (Kryza i in., 2014). Wyniki te są sprzeczne z większością wcześniejszych prób datowania, które tutaj zostały pominięte. Głównymi przyczynami rozrzutu wcześniejszych dat uzyskanych różnymi technikami mogą być niedokładności analityczne, obecność starszego materiału odziedziczonego i zaburzenia układu izotopowego U-Pb, spowodowane metamiktyzacją cyrkonu lub późną, postmagmową alteracją (Kryza i in., 2014). Kilka odmian granitu występujących po czeskiej stronie plutonu było wydatowanych w zakresie od 320,1 ±3,0 mln lat do 315,0 ±2,7 mln lat przy zastosowaniu geochronologii U/Pb cyrkonu, metodą LA ICP-MS (Žák i in., 2013).

Masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka

Masyw Strzegom–Sobótka (fig. 14) składa się z czterech głównych odmian granitu: (1) monzogranitu hornblendowo-biotytowego, (2) monzogranitu biotytowego, (3) monzogranitu dwułyszczykowego i (4) granodiorytu biotytowego (Majerowicz, 1972; Puziewicz, 1990). Uważa się, że peraluminowy monzogranit dwułyszczykowy krystalizował z prawie nasyconej wodą, stosunkowo zimnej magmy, co wynika z jego niskiego Sri = 0,705, obecności enklaw łupkowych złożonych głównie z biotytu i muskowitu oraz obfitości pierwotnego, magmowego muskowitu (Puziewicz, 1990). Monzogranit hornblendowo-biotytowy i znajdujące się w nim enklawy wykazują cechy wapniowo-alkaliczne, peraluminowe do metaluminowych. Na skorupowe powinowactwo monzogranitów wskazuje Sri = 0,710 (Pin i in., 1989; Domańska-Siuda i in., 2019) oraz $\varepsilon Nd^{(290)}$, wahające się od ok. –7,1 do –2,2 (Domańska-Siuda i in., 2019). Na podstawie modelowania geochemicznego Domańska-Siuda i in. (2019) wykazali, że ewolucja magmowa monzogranitu hornblendowo-biotytowego była kontrolowana głównie przez frakcjonalną krystalizację plagioklazu oraz, w mniejszym stopniu, biotytu i amfibolu, a także przez podrzędne mieszanie z niewielkimi porcjami magmy maficznej.

Nowe dane wiekowe z masywu Strzegom–Sobótka wskazują na sukcesywne umiejscowienie czterech porcji magmy o różnym składzie modalnym w ciągu ok. 10–15 mln lat (Turniak i in., 2014). Jako pierwszy utworzył się granit dwułyszczykowy, który wykrystalizował 304,8 ±2,7 mln lat temu. Po nim intrudował granodioryt biotytowy, którego trzy próbki datowano, odpowiednio, na 301,9 ±3,6, 299,3 ±2,4 i 297,9 ±3,7 mln lat. Granity biotytowe i hornblendowo-biotytowe wykazały praktycznie identyczny wiek, 301,1 ±2,7 mln lat, 297,7 ±2,2 mln lat i 297,1 ±3,0 mln lat, ale są uważane za nieco młodsze w oparciu o obserwacje terenowe. Najmłodszą odmianą skalną jest granodioryt z Łażan, datowany na 294,4 ±2,7 mln lat (Turniak i in., 2014). Oszacowania temperatury wraz z morfologią kryształów cyrkonu pokazują stopniowy, ale znaczący, wzrost temperatury magmy wraz z malejącym wiekiem intruzji. Temperatura wzrosła z ok. 720°C w granicie dwułyszczykowym do 740–780°C w granodiorycie biotytowym i do 800–860°C w granitach biotytowo-hornblendowych i granodiorycie z Łażan. W oparciu o uzyskane wieki można stwierdzić, że powstanie granitoidów masywu Strzegom–Sobótka nastąpiło bezpośrednio po ustaniu kompresji na przedpolu waryscydów południowo-zachodniej Polski i było jednoczesne z wypiętrzeniem orogenu oraz obfitym bimodalnym wulkanizmem w pobliskich basenach śródgórskich. W związku z tym stopniowe nagrzewanie skorupy ziemskiej, jak wskazują zarejestrowane dane, musiało być spowodowane wzrostem strumienia ciepła dostarczonego do dolnej skorupy ziemskiej wskutek wznoszenia się z górnego płaszcza magm bazaltowych. Ponieważ te ostatnie powstały prawdopodobnie podczas dekompresyjnego topnienia płaszcza litosferycznego, umiejscowienie granitoidów masywu Strzegom–Sobótka, wraz z bimodalnym wulkanizmem, sygnalizowało rozpoczęcie wycieniania litosfery pod Europą Środkową (Turniak i in., 2014).

Masywy granitoidowe Strzelina i Žulovej

Masyw Strzelina (fig. 14) składa się z granodiorytów, diorytów kwarcowych, tonalitów oraz granitów biotytowych i dwułyszczykowych, występujących na powierzchni w postaci izolowanych ciał, głównie żył kominowych oraz płasko leżących dajek i apofiz o grubości do kilkudziesięciu metrów (np. Oberc-Dziedzic i in., 2013). Dane geochemiczne całej skały wskazują na metaluminowe, wapniowo-alkaliczne cechy tonalitów, diorytów kwarcowych i granitów biotytowych. Umiejscowienie i krystalizacja granitu strzelińskiego miały miejsce pod ciśnieniem 1,5–3 kbar (Pietranik i in., 2006), na co wskazuje obecność andaluzytu w granicie dwułyszczykowym oraz wysoka zawartość Al w hornblendzie z tonalitu. Dane petrologiczne i geochronologiczne wskazują na długotrwałą waryscyjską ewolucję magmową w masywie Strzelina, z trzema głównymi etapami plutonizmu granitoidów: 1 – tonalitowy I (ok. 324 mln lat),

2 – granodiorytowy (ok. 305 mln lat) i 3 – tonalitowy II/granitowy (ok. 295 mln lat; Oberc-Dziedzic i in., 2010b, 2013). Granitoidy drugiego i trzeciego etapu tworzą intruzję Strzelina, która składa się z trzech odmian: średnioziarnistego granitu biotytowego, drobnoziarnistego granitu biotytowego i drobnoziarnistego granitu biotytowo-muskowitowego. Dwa odrębne zdarzenia magmowe są reprezentowane przez dobrze zdefiniowane populacje cyrkonów o wieku $^{206}Pb/^{238}U$ wynoszącym 303 ±2 mln lat w średnioziarnistym granicie biotytowym i 283 ±8 mln lat w drobnoziarnistym granicie biotytowym. Obserwacje terenowe dowodzą, że trzecia odmiana granitoidów Strzelina, reprezentowana przez granit biotytowo-muskowitowy, jest młodsza od obu typów granitów biotytowych. Cechy petrograficzne i geochemiczne, w tym sygnatura izotopowa Nd wraz z odmiennymi procesami dziedziczenia cyrkonu sugerują, że macierzyste masy magmowe trzech odmian granitów pochodzą z różnych źródeł w skorupie ziemskiej i zostały umiejscowione podczas trzech kolejnych pulsów magmowych.

Pluton Żulovej (fig. 14) odsłania niezdeformowaną asocjację maficzno-felzytową typową dla magmatyzmu postorogenicznego. Większość plutonu składa się z granitu biotytowego i granodiorytów wraz z podrzędnym monzodiorytem kwarcowym. Datowanie U-Pb cyrkonu (Laurent i in., 2014) ujawniło synchroniczne umiejscowienie granitu biotytowego (291 ±5 mln lat temu) oraz granodiorytu i monzodiorytu kwarcowego (292 ±4 mln lat temu). Geochemia całej skały i dane izotopowe Sr-Nd wskazują, że prawdopodobnym źródłem granitu biotytowego i granodiorytu mogły być dewońskie, niedojrzałe petrograficznie metaszarogłazy pochodzące z łuku magmowego, osadzone wraz z wulkanoklastykami (Laurent i in., 2014). Stopienie tego materiału skorupowego zostało prawdopodobnie spowodowane przez intruzję gorącej magmy zasadowej (monzodioryt kwarcowy), która mogła być wzbogaconym stopem pochodzącym z płaszcza, zanieczyszczonym przez materiał z kadomskiego podłoża (Laurent i in., 2014).

Skały subwulkaniczne i wulkaniczne

Karbońsko-wczesnopermski magmatyzm w Sudetach obejmował, oprócz plutonizmu granitoidowego, rozległą aktywność subwulkaniczną i wulkaniczną (fig. 14). Powstałe wtedy kompleksy magmowe można zasadniczo podzielić na: (1) subwulkaniczne kompleksy dajek i innych intruzji hipabysalnych odsłoniętych w wypiętrzonych blokach krystalicznego podłoża oraz (2) wulkaniczne kompleksy law, płytkich intruzji i osadów wulkanoklastycznych osadzonych w karbońsko-permskich sukcesjach osadowych w śródgórskich basenach śródsudeckim i północnosudeckim (fig. 14). Rozwój kompleksów subwulkanicznych i wulkanicznych rozpoczął się w karbonie i osiągnął swój punkt kulminacyjny w permie. Główne ryolitowe jednostki wulkaniczne w basenie północnosudeckim są datowane na 294–288 mln lat (Awdankiewicz i in., 2014). Wkrótce po umiejscowieniu law i intruzji kwaśnych nastąpił epizod wulkanizmu maficznego. Wyniki geochronologiczne i obserwacje stratygraficzne sugerują, że bimodalny wulkanizm zakończył wczesny, raptowny i krótkotrwały (trwający 10–15 mln lat) etap ewolucji basenu (Awdankiewicz i in., 2014). Ryolity i tufy lub ignimbryty z basenu śródsudeckiego zostały wydatowane na interwał czasowy od ok. 314 do 297 mln lat temu, przy użyciu metody U-Pb na cyrkonach (Opluštil i in., 2016). Wiek silli ryodacytu w najniższej części basenu śródsudeckiego (306,1 ±2,8 mln lat) otrzymany przez Kryzę i Awdankiewicza (2012) mieści się w tym przedziale czasowym.

Dajki maficzne i felzytowe (lamprofiry i różnorakie „porfiry") są szeroko rozpowszechnione w krystalicznych skałach waryscyjskiego piętra Sudetów i lokalnie koncentrują się w małych rojach dajek (Mazur i in., 2007). Rój Kowary–Janowice Wielkie w masywie karkonosko-izerskim przecina wschodnią część granitu karkonoskiego, wykazuje największą zmienność petrograficzną i obejmuje minety, wogezyty, spessartyty oraz skały monzodiorytowe i mikrogranitowe (Awdankiewicz i in., 2010). Jedna dajka monzodiorytowa z tego obszaru została datowana metodą U-Pb na cyrkonach (SHRIMP) na 313 ±3 mln lat (Awdankiewicz i in., 2010). Rój Złotego Stoku jest związany z intruzją granitoidową kłodzko-złotostocką i wykazuje podobny zakres zmienności petrograficznej, z wyjątkiem minet, które są nieobecne (Awdankiewicz, 2007). Niewielki rój dajek przecinający serię skał metamorficznych masywu orlicko-śnieżnickiego składa się prawie wyłącznie z minet (Awdankiewicz, 2007). Rzadkie dajki lamprofirowe występują również w masywie Gór Sowich i w basenie śródsudeckim (Mazur i in., 2007).

Wyróżniającym się kompleksem subwulkanicznym jest intruzja Żeleźniaka typu granodiorytowego, płytko umiejscowiona w obrębie skał metamorficznych jednostki kaczawskiej. Kompleks występuje na niewielkim obszarze o średnicy ok. 500 m i składa się z nieregularnej intruzji centralnej oraz kilku żył. W skład skał magmowych wchodzą ryolity, dacyty, trachyandezyty, lamprofiry oraz drobnoziarniste porfirowate mikrogranity i gruboziarniste granodioryty, równoziarniste na głębszym poziomie (Muszyński i in., 2002; Machowiak i in., 2004). Ciało magmowe Żeleźniaka jest interpretowane jako policykliczna kopuła lawowa, która etapami przebijała się na powierzchnię (Machowiak i in., 2004). Ryodacyty i granity tworzące intruzję zostały wydatowane (wiek U-Pb na cyrkonie), odpowiednio, na 316,7 ±1,2 i 315 ±1,8 mln lat (Muszyński i in., 2002).

Najpełniejszy zapis karbońsko-permskiego wulkanizmu znajduje się w basenie śródsudeckim (fig. 14), gdzie ryodacytowe i ryolitowe pokrywy lawowe, lakkolity i objętościowo niewielkie sille o składzie od andezytu do bazaltowego andezytu zostały umiejscowione w obszarze wałbrzysko-noworudzkiego basenu węglowego, reprezentującego wewnątrzbasenową nieckę depozycyjną. Powstawanie lakkolitów i sillów było ułatwione przez miąższe nagromadzenia młodych, słabo zlityfikowanych osadów, które uwięziły wznoszące się magmy na płytkich poziomach wypełnienia basenu (Awdankiewicz, 2004). Z kolei pas diatrem występujący we wschodniej części basenu śródsudeckiego jest pozostałością strefy wulkanicznej typu maaru, która powstała w wyniku freatomagmowych erupcji magmy ryolitowej oraz późniejszej intruzji dajek ryolitowych i trachyandezytowych, sillów i kopuł. Sukcesywnie, zarówno w obrębie basenu śródsudeckiego, jak i północnosudeckiego, powstało kilka centrów wulkanicznych, często związanych z obfitymi wylewami law. Wulkany w tych centrach emitowały głównie lawy o pośrednim składzie – trachyandezyty i bazaltowe andezyty. Jednak najbardziej wyewoluowane magmy ryolitowe wydostały się na powierzchnię we wschodniej części basenu śródsudeckiego w wyniku gwałtownych erupcji, tworząc kalderę o średnicy ok. 10 km i rozległą warstwę ignimbrytu (Awdankiewicz, 1999a, 2004).

Dane geologiczne pokazują, że na obszarze Sudetów rozwinęło się kilka oddzielnych systemów magmowych, reprezentowanych przez poszczególne kompleksy subwulkaniczne i centra wulkaniczne. Ogólnie rzecz biorąc, kompleksy subwulkaniczne obejmowały bardziej alkaliczne, uwodnione magmy, a kompleksy wulkaniczne – mniej alkaliczne magmy, ubogie w składniki lotne. Skały maficzne tych kompleksów są, w wielu przypadkach, zbliżone do prymitywnych stopów pochodzących z płaszcza, a także do składu macierzystej magmy w przypadku skał bardziej wyewoluowanych. Wzbogacone źródła płaszcza były zaangażowane w tworzenie law zasadowych i pośrednich, umiejscowionych w basenach śródgórskich. W basenie śródsudeckim bazaltowe andezyty wykazują sygnaturę geochemiczną typową dla aktywnych obrzeżeń kontynentów, interpretowaną jako odziedziczony zapis przedkarbońskich procesów subdukcji, podczas gdy bazaltowe trachyandezyty mają wyraźniejsze cechy specyficzne dla magm wewnątrzpłytowych (Awdankiewicz, 1999b). Jednak charakterystyka geochemiczna bazaltowych andezytów basenu północnosudeckiego jest przejściowa między lawami związanymi z basenami ekstensyjnymi, środowiskiem wewnątrzpłytowym i aktywnymi obrzeżeniami kontynentów (Awdankiewicz, 2006). Bardziej wyewoluowane lawy, umiejscowione w basenach śródgórskich, powstały głównie w wyniku frakcyjnej krystalizacji bardziej prymitywnych stopów (Awdankiewicz, 1999b, 2006).

Główne strefy uskokowe

Korelacja Sudetów z pozostałymi częściami Masywu Czeskiego oraz poszczególnych jednostek sudeckich między sobą jest utrudniona przez co najmniej dwa ważne uskoki zrzutowo-przesuwcze o przebiegu WNW–ESE: uskok górnej Łaby i uskok śródsudecki. Pomimo faktu, że wielkość przemieszczeń na tych strefach uskokowych nadal pozostaje kwestią różnych interpretacji (Aleksandrowski, 1990, 1995; Matte i in., 1990; Oliver i in., 1993; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2002; Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025), stanowią one granice tektoniczne dla sąsiadujących z nimi jednostek strukturalnych, a tym samym utrudniają korelacje regionalne i ponadregionalne. Aktywność tektoniczna obu głównych stref uskokowych została w większości zakończona przez późnokarbońskie przemieszczenia lewoprzesuwcze o wielkości lokalnie dochodzącej do 15–20 km, które nastąpiły po wcześniejszych, wczesnokarbońskich przemieszczeniach prawoprzesuwczych (Aleksandrowski, 1990, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997; Mazur i in., 2020).

Ponadto obszar internidów sudeckich jest oddzielony od swego północnego przedpola o cechach karbońskiego basenu niesionego (ang. *thrust-top basin*) strefą uskokową środkowej Odry o kierunku WNW–ESE, podczas gdy wydłużony w tym samym kierunku zrąb niskometamorficznego podłoża występuje jeszcze dalej na przedpolu, w rejonie Wolsztyna, i jest ograniczony od północy równolegle zorientowanym uskokiem Dolska (zob. rozdział 5.1.4.2). Kinematyka tych dwóch dyslokacji pozostaje wciąż w większości nieznana, poza znaczącym późnopermskim komponentem zrzutowym na uskoku Odry rzędu 1–1,2 km.

Uskok górnej Łaby

Strefa uskokowa górnej Łaby oddziela obszar sudecki (Sudety) od rdzenia Masywu Czeskiego, położonego na południowym zachodzie (fig. 1). Można ją prześledzić od okolic Drezna na północnym zachodzie (Götte, Hirschmann, 1972; Mattern, 1996) aż po Morawy (Rajlich, 1987, 1990; Aleksandrowski, 1995). Pasywnymi markerami, które można wykorzystać do określenia wielko-

ści ruchu wzdłuż uskoku, są wzajemnie przesunięte wychodnie gnejsów izerskich i Gór Kruszcowych, a także nieciągłe anomalie magnetyczne (Rajlich, 1987, 1990). Przemieszczenie prawoprzesuwcze sugeruje również przesunięcie szwu saksoturyńskiego między masywami Gór Kruszcowych i karkonosko-izerskim (fig. 1), jak postulują Mazur i Aleksandrowski (2001) oraz Konopásek i in. (2019). Ponieważ przemieszczenie wzdłuż uskoku górnej Łaby zmniejsza się w kierunku granicy strefy renohercyńskiej, uskok ten mógł być elementem transferowym, którego przesunięcie zmniejsza się wraz z deformacją w kierunku północnym (Franke i in., 2017). Ku południowemu wschodowi uskok górnej Łaby jest ukryty pod pokrywą północnoczeskiego basenu kredowego, a jego kontynuacja ku wschodniemu brzegowi Masywu Czeskiego pozostaje problematyczna.

Uskok śródsudecki

Za najbardziej spektakularną waryscyjską nieciągłość strukturalną w Sudetach uważany jest **uskok śródsudecki** o przebiegu WNW–ESE (Berg, 1913; Oberc, 1972; Don, 1990; Aleksandrowski, 1990, 1995, 2003; Aleksandrowski i in., 1997). Towarzyszy mu kilkusetmetrowej szerokości strefa deformacji podatnych i podatno-kruchych (Aleksandrowski i in., 1997). Uskok ten, wraz ze swym północno-zachodnim przedłużeniem w głąb Niemiec, głównym uskokiem łużyckim, wyznacza w obrazie kartograficznym prostoliniowy (w dużym przybliżeniu) ślad o długości ok. 300 km (fig. 1). Odmienność cech kompleksów skalnych występujących po obu stronach uskoku oraz struktury deformacyjne w jego bezpośrednim sąsiedztwie sugerują istotne przesunięcie lateralne wzdłuż uskoku. Skali przesunięcia nie można jednak jednoznacznie oszacować. Żadna z jednostek tektonicznych występujących w Sudetach nie kontynuuje się po drugiej stronie uskoku śródsudeckiego (fig. 1) – z jednym istotnym wyjątkiem, w postaci strefy ścinania Niemczy na północnym skrzydle uskoku, która, jak już wcześniej wspomniano, wydaje się reprezentować przemieszczone lewoprzesuwczo o ok. 15 km przedłużenie analogicznie rozwiniętej i ukierunkowanej strefy ścinania Skrzynki–Złotego Stoku, występującej na skrzydle południowym uskoku w rejonie, gdzie dalej ku wschodowi uskoku nie można już śledzić.

Matte i in. (1990) na szkicu tektonicznym Masywu Czeskiego znaczą przy uskoku śródsudeckim późnokarbońskie przemieszczenie prawoprzesuwcze rzędu kilkudziesięciu kilometrów. Według Aleksandrowskiego (1990, 1995) i Aleksandrowskiego i in. (1997), późnodewońskie(?)–wczesnokarbońskie przemieszczenie prawoskrętne na tym uskoku i towarzyszącej mu podatnej strefie ścinania mogło sięgać ok. 300 km, poprzedzając późnokarbońskie odwrócenie zwrotu ruchu i związane z nim przemieszczenie lewoprzesuwcze w warunkach półkruchych o ok. 15–20 km. Przemieszczenie prawoskrętne mogło spowodować przesunięcie jednostki kaczawskiej i masywu sowiogórskiego z ich możliwego pierwotnego położenia, odpowiednio, w północnej strefie fyllitowej i strefie saksoturyńskiej (fig. 1). Franke i Żelaźniewicz (2002) postulują, że basen śródsudecki jest strukturą typu *pull-apart* (basenem z rozrywania) utworzoną wzdłuż uskoku śródsudeckiego, co implikowałoby, że rozmiar karbońskiej części tego basenu w kierunku WNW–ESE jest równy wielkości przemieszczenia (~70 km). Jest to częściowo zgodne z sugestiami Suessa (1926), Kossmata (1927), Behra i in. (1984) oraz Frankego i in. (1993), którzy sugerowali, że masyw sowiogórski był pierwotnie położony w jednej linii z masywami Münchberg, Frankenberg i Wildenfels, co później wsparła analiza map grawimetrycznych (Edel, Weber, 1995). Po odjęciu, jednak, ok. 100 km przesunięcia prawoprzesuwczego wzdłuż strefy uskoku górnej Łaby, rzeczywista wartość przesunięcia wzdłuż uskoku śródsudeckiego umożliwiająca korelację masywu Münchberg z Górami Sowimi, mogła być niższa od maksymalnej, pierwotnie postulowanej wartości (Aleksandrowski, 1990, 1995). W niedawnej pracy Mazur i Schulmann (2025) oszacowali przemieszczenia prawoprzesuwcze na uskokach Górnej Łaby i środsudeckim jedynie na 30–40 km. Jednakże ten szacunek dotyczy sytuacji dzisiejszej. Zatem, dodając do 20 km lewoprzesuwczego przemieszczenia w późnym karbonie, całkowite przemieszczenie prawoprzesuwcze na uskoku śródsudeckim wyniosłoby 60 km, czyli podobnie do sugestii Frankego i Żelaźniewicza (2002). Niezależnie od rzeczywistej wielkości przemieszczenia, uskok śródsudecki zanika ku wschodowi, przed osiągnięciem wschodniego skraju Masywu Czeskiego (fig. 14). Możliwe też, że uskok w swej wschodniej części rozdziela się na kilka odgałęzień na północ od masywu orlicko-śnieżnickiego, zanim dotrze do strefy morawsko-śląskiej (Oberc, 1991), co może się wiązać z wygasaniem ku wschodowi przemieszczenia na jego głównej powierzchni. Niezależnie, uskok śródsudecki wraz ze swymi wzajemnie przesuniętymi skrzydłami mógł zostać obcięty w późnym karbonie przez młodsze, prostopadłe do niego przemieszczenia w strefie morawsko-śląskiej o znacznych składowych zarówno nasuwczej, jak i przesuwczej, generowane przez kinematyczną aktywność przyległego do Sudetów od wschodu sztywnego bloku Brunowistulii (Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997).

Uskok środkowej Odry

Uskok środkowej Odry reprezentuje odcinek „dyslokacji Łaby"[2] Arthaud i Matte'a (1977), który wyznacza północno-wschodnią granicę znanego zasięgu waryscyjskiego podłoża krystalicznego obszaru sudeckiego (fig. 1, 15) i jest całkowicie ukryty pod skałami mezozoicznymi i młodszymi. Niezmetamorfizowane karbońskie osady fliszowe waryscyjskiego zewnętrznego pasma fałdowo-nasuwczego stykają się na tej strefie uskokowej z położonymi na południu gnejsami i łupkami strefy środkowej Odry, intrudowanymi przez kilka plutonów granitoidowych wczesnokarbońskiego wieku (Oberc-Dziedzic i in., 1999; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Dörr i in., 2006). Ta część waryscyjskiego podłoża była w przeszłości porównywana ze środkowo-niemieckim wyniesieniem krystalicznym (np. Ellenberger, Tamain, 1980; Dörr i in., 2006). Karbońska sukcesja fliszowa na północ od uskoku środkowej Odry jest pogrzebana pod rozległą permsko-mezozoiczną pokrywą osadową basenu niemiecko-polskiego, która osiąga grubość ok. 1 km w pobliżu kontaktu z podłożem waryscyjskim bloku przedsudeckiego i staje się stopniowo coraz grubsza w kierunku północnym. W związku z tym uskok środkowej Odry, poza komponentem przesuwczym, postulowanym przez analogię do uskoków śródsudeckiego i górnej Łaby, ma także ważną składową zrzutową.

Korelacja z innymi częściami pasma waryscyjskiego

Wiek metamorfizmu w masywie sowiogórskim, 400–390 mln lat w odniesieniu do zdarzenia wysokociśnieniowego i 385–365 mln lat w odniesieniu do metamorfizmu facji amfibolitowej (Tabaud i in., 2020), wskazuje na korelację z jednostkami górnego allochtonu iberyjskiego (kompleks Cabo Ortegal; por. Martínez Catalán i in., 2000, 2021). Ta korelacja jest dodatkowo poparta obecnością dolnodewońskiego ofiolitu środkowosudeckiego (Awdankiewicz i in., 2021) wokół masywu sowiogórskiego. Chociaż związek między masywem a otaczającym go ofiolitem jest nie do końca jasny ze względu na młodsze uskoki, jest możliwe, że ofiolit został nasunięty na masyw sowiogórski (Aleksandrowski, Mazur, 2002).

Masyw kłodzki obejmuje metamagmowe skały wapniowo-alkaliczne o wieku neoproterozoicznym oraz kambryjskim (Kryza i in., 2003; Mazur i in., 2004, 2015) i wykazuje pokrewieństwo ze strefą Tepli-Barrandienu (Aleksandrowski, Mazur, 2002; Mazur i in., 2006a), w szczególności z grupą kralupsko-zbrasławską, która jest najstarszą częścią sukcesji tej strefy. Podobnie jak w przypadku części strefy Tepli-Barrandienu, kompleks kłodzki był zaangażowany we wczesną deformację waryscyjską na pograniczu środkowego i późnego dewonu (Hladil i in., 1999), która doprowadziła do nasunięcia masywu kłodzkiego na ofiolit Nowej Rudy (Mazur i in., 2004, 2015). Dalsze podobieństwo między masywem kłodzkim a strefą Tepli-Barrandienu polega na tym, że obie jednostki występują w pozycji allochtonicznej, przy czym ta ostatnia została zweryfikowana jako odpowiednik górnego allochtonu iberyjskiego (Martínez Catalán i in., 2020, 2021). Również jednostka Nového Města prawdopodobnie reprezentuje rozczłonkowaną kontynuację proterozoicznej sukcesji strefy Tepli-Barrandienu (Cháb i in., 1995).

Pokrewieństwo pasma Nového Města i masywu kłodzkiego do Tepli-Barrandienu przemawia za korelacją z górnym allochtonem iberyjskim i położeniem tych jednostek nad ofiolitem środkowosudeckim i masywem orlicko-śnieżnickim (Martínez Catalán i in., 2020). Związek z masywem sowiogórskim pozostaje niepewny, ale ten ostatni może reprezentować strukturalnie niższą jednostkę górnego allochtonu waryscyjskiego, porównywalną z jednostkami wysokociśnieniowymi i wysokotemperaturowymi północno-zachodniej Iberii (Martínez Catalán i in., 2020, 2021). Wspólna eo-waryscyjska historia metamorficzna masywu sowiogórskiego i północno-zachodniej Iberii, a także masywu Münchberg w Bawarii sugeruje, że jednostki te mogły być częścią tego samego terranu przed dewonem (Franke i in., 1993, 2017; Crowley i in., 2000). Ten wspólny scenariusz geodynamiczny zarówno dla masywu sowiogórskiego, jak i północno-zachodniej Iberii został po raz pierwszy zasugerowany przez Kryzę i Pina (2010), a ostatnio postulowany przez Martínez Catalána i in. (2020, 2021) oraz Tabaud i in. (2020).

Jednostki allochtoniczne masywu karkonosko-izerskiego, podobnie jak jednostka kaczawska, mogą stanowić odpowiedniki środkowego i dolnego allochtonu w północno-zachodniej Iberii (Martínez Catalán i in., 2020, 2021). Ślady metamorfizmu wysokociśnieniowego wskazują w tym przypadku na niższy allochton, podczas gdy duże kompleksy metabazytowe typu MORB ujawniają powinowactwo do ofiolitów środkowego allochtonu. Masyw orlicko-śnieżnicki

[2] Chodzi tu o dalece hipotetyczną ciągłość i dalekie przedłużenie ku SE strefy uskokowej dolnej Łaby w okolicach Hamburga, znane w polskiej literaturze pod nazwą „lineamentu Hamburg–Kraków".

może reprezentować strukturę podobną do kopuł Granulitebirge i Erzgebirge w południowej części wschodnich Niemiec, a w ostatnim przypadku również i północno-zachodnich Czech, gdzie odsłonięte są subdukowane i ekshumowane skały strefy saksoturyńskiej (Martínez Catalán i in., 2020). Kadomskie autochtoniczne podłoże Sudetów jest odsłonięte w obrębie masywu łużyckiego, a obszar ten potencjalnie stanowi bezpośrednią kontynuację terranu saksoturyńskiego.

Ewolucja tektoniczna

Sudety rozwinęły się, wraz z całym pasmem waryscyjskim, w dewonie i karbonie w odpowiedzi na zamknięcie co najmniej dwóch basenów oceanicznych, jednoczesną amalgamację terranów perygondwańskich, a następnie ich akrecję do południowo-zachodniego obrzeżenia paleokontynentu Laurosji (np. Matte i in., 1990; Cymerman i in., 1997; Pharaoh, 1999; Belka i in., 2002; Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002; Aleksandrowski, Mazur, 2002; Winchester i in., 2002; Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025). Pomimo znacznej złożoności strukturalnej, w Sudetach zachodnich i środkowych można zaobserwować polaryzację tektoniczną WNW–ESE, licząc od obszarów autochtonicznych po najwyższe jednostki allochtoniczne (fig. 15):

1) Późnoneoproterozoiczne podłoże terranu saksoturyńskiego i jego paleozoiczna pokrywa osadowa – odpowiednio, masyw łużycki i zgorzeleckie pasmo łupkowe;
2) Późnokambryjskie plutony, które intrudowały w pasywne obrzeżenie terranu saksoturyńskiego i obecnie występują w pozycji autochtonicznej (gnejsy izerskie, granit rumburski) – zachodnia część masywu karkonosko-izerskiego;
3) Allochtoniczne kompleksy wulkaniczno-osadowe pasywnego obrzeżenia terranu saksoturyńskiego, obecnie włączone w stos płaszczowin o wergencji ku WNW, zawierające ślady metamorfizmu facji niebieskich łupków – jednostka kaczawska i południowo-wschodnia część masywu karkonosko-izerskiego;
4) Skorupa oceaniczna krótkotrwałego, dewońskiego basenu oceanicznego – ofiolit środkowosudecki;
5) Allochtoniczne kompleksy średniego i wysokiego stopnia metamorfizmu o prawdopodobnym pokrewieństwie do Tepli-Barrandienu, zawierające zapis dewońskiego metamorfizmu i ekshumacji – masywy sowiogórski i kłodzki;
6) Wczesnokarbońska kopuła metamorficzna powstała w wyniku migracji ku górze materiału felzytowego głęboko subdukowanej dolnej skorupy kontynentalnej na zapleczu pryzmy akrecyjnej – masyw (kopuła) orlicko-śnieżnicki;
7) Allochtoniczny, dewoński łuk magmowy – kompleks wulkaniczno-osadowy grupy Vrbna;
8) Sztywny blok reprezentujący górną płytę strefy kolizji, który był zaangażowany w deformację waryscyjską tylko wzdłuż swego zachodniego brzegu – terran Brunowistulii o niepewnym pokrewieństwie z Awalonią lub Baltiką, włączony do Laurosji od początku dewonu.

W Sudetach wschodnich, a nawet poczynając od masywu orlicko-śnieżnickiego we wschodniej części Sudetów środkowych, wergencja nasunięć i fałdów odwraca się i jest skierowana generalnie ku ESE. Jest to efektem bądź rozwoju nasunięć wstecznych (Chopin i in., 2012), bądź obecności strefy kolizji z Brunowistulią o polarności przeciwnej do występującej w Sudetach zachodnich i środkowych (Faryad i in., 2024).

Opisaną powyżej polaryzację można porównać do układu dwupłytowego z dolną płytą na zachodzie (por. punkty 1 i 2 powyżej), frontalnym (3, 4) i tylnym klinem akrecyjnym (5, 6) pośrodku oraz górną płytą na wschodzie (7, 8) – w zgodzie z licznymi interpretacjami przedstawianymi w ostatnich latach (m.in. Chopin i in., 2012; Martínez Catalán i in., 2021; Schulmann i in., 2022). Alternatywne rozwiązanie, nawiązujące do starszych koncepcji (np. Suess, 1912; Matte i in., 1990; Mazur i in., 2010), zakłada subdukcję krawędzi Brunowistulii ku WNW i wergencję powstałego w jej efekcie pasma

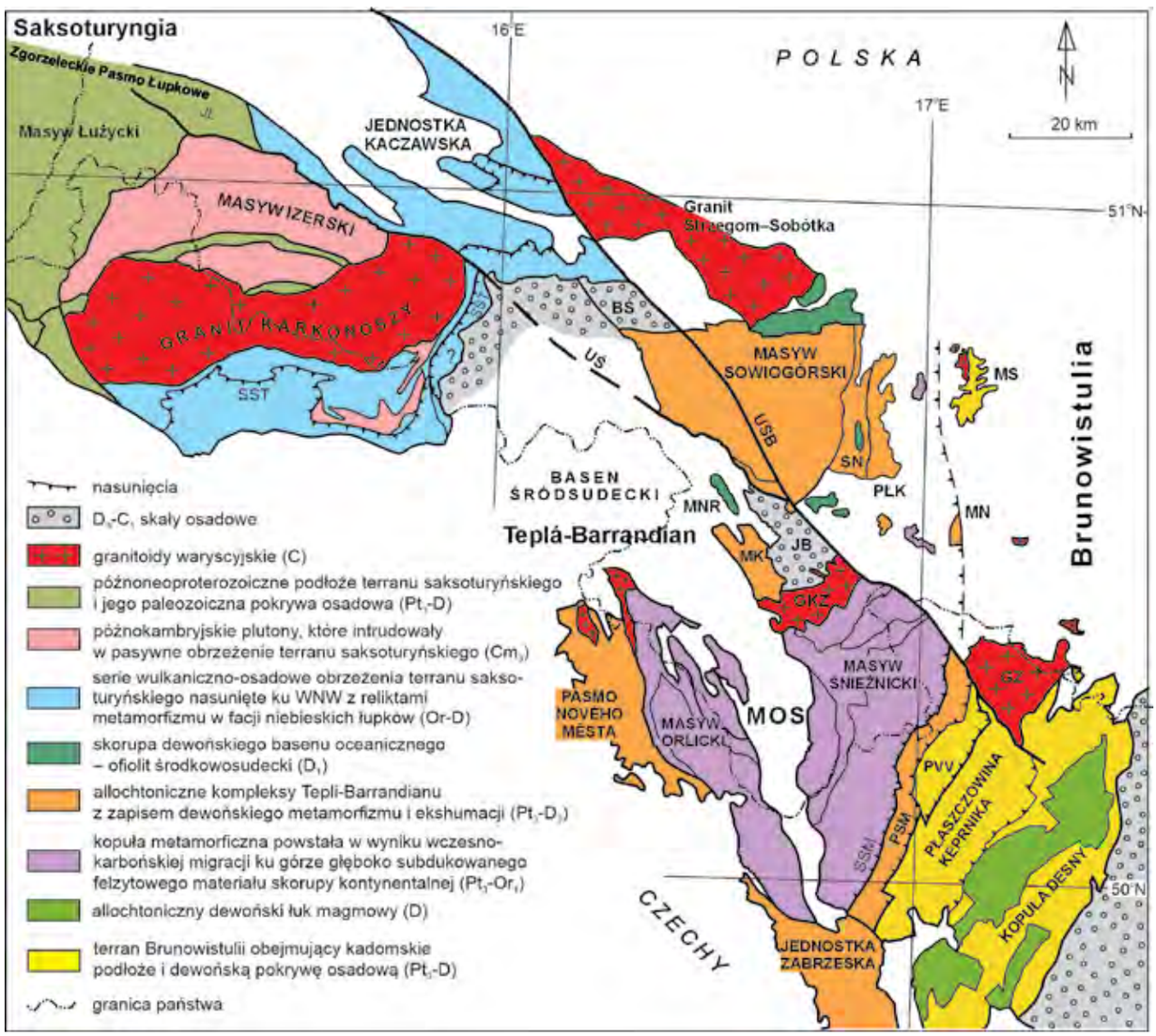


FIG. 15. Schematyczna mapa geologiczna przedstawiająca pasma kolizyjne Sudetów pomiędzy terranami saksoturyńskim i Brunowistulii, odpowiednio na zachodzie i wschodzie, oraz ich bipolarność tektoniczną wzdłuż kierunku WNW–ESE. Skróty: BŚ – basen Świebodzic; GKZ – granit kłodzko-złotostocki; GZ – granit Żulovej; JB – jednostka bardzka; JL – jednostka Lubania; MK – masyw kłodzki; MN – masyw Niedźwiedzia; MOS – masyw orlicko-śnieżnicki; MS – masyw Strzelina; PŁK – pasmo łupkowe Kamieńca; PSM – pasmo Starého Města; SN – strefa Niemczy; SSM – szew Starého Města; SST – szew saksoturyński; USB – uskok sudecki brzeżny; UŚ – uskok śródsudecki; PVV – płaszczowina Velkého Vrbna. Oznaczenia wiekowe jak na figurze 1

kolizyjnego ku ESE (Faryad i in., 2024), a co za tym idzie bipolarność sudeckiego odcinka orogenu waryscyjskiego.

Żaden z tych modeli nie może być bezpośrednio przełożony na rekonstrukcję paleogeograficzną ze względu na (1) diachroniczność ewolucji – co najmniej dwa etapy konwergencji we wczesnym dewonie i wczesnym karbonie oraz (2) allochtoniczną pozycję potencjalnie daleko-przemieszczonych jednostek. Dodatkową komplikację wprowadza uskok śródsudecki dzielący obszar sudecki na pół. Część SSW tego obszaru jest silnie dotknięta procesami kolizji we wczesnym karbonie, podczas gdy część NNE zachowuje ślady pierwotnej, dewońskiej struktury akrecyjnej. Przemieszczenia prawoprzesuwcze na uskoku śródsudeckim mogą potencjalnie tłumaczyć kontrastujący charakter obu tych domen.

W skład Sudetów wchodzą neoproterozoiczne terrany, od masywu łużyckiego po Brunowistulię, które niosą w sobie zapis orogenezy kadomskiej. Wskazuje to na ich pery-gondwańskie pokrewieństwo, chociaż nadal istnieje znaczna niepewność co do pochodzenia terranu Brunowistulii. Odnosząc się do niedawno opublikowanych danych i modeli z Gór Kruszcowych (niem. *Erzgebirge*) (Collett i in., 2020) i masywu sowiogórskiego (Tabaud i in., 2020), należy przyjąć, że konwergencja kadomska trwała do końca wczesnego kambru (ok. 525 mln lat). Następnie doszło do oderwania się subdukowanej płyty, skutkującego podniesieniem stropu astenosfery (Collett i in., 2020). Chociaż w długotrwałej dyskusji na temat tektonicznych warunków umiejscowienia późnokambryjskich plutonów felzytowych przez ostatnie trzy dekady dominowała hipoteza związana z ryftingiem (np. Oberc-Dziedzic i in., 2005b; Pin i in., 2007), nowe dane otwierają możliwość, że intruzje te mają, przynajmniej częściowo, charakter postorogeniczny. Osobnym zagadnieniem są plutony należące do średniego i górnego allochtonu waryscyjskiego *sensu* Martínez Catalán i in. (2020, 2021). W skład obu allochtonów wchodzą skały basenów marginalnych i łuków wyspowych reprezentujących środowisko nadsubdukcyjne. W Sudetach najlepszym przykładem skał metamagmowych o takiej genezie jest jednostka Leszczyńca (Młynarska i in., 2024). Protolity granulitów i paragnejsów z masywu sowiogórskiego są geochemicznie analogiczne do szarogłazów fliszowych i wskazują albo na środowisko łuku kontynentalnego, albo aktywnego obrzeżenia kontynentu zdominowanego przez kambryjski detrytus z łuku magmowego (Tabaud i in., 2020). Ponieważ maksymalny wiek depozycji protolitu mieści się w zakresie 528–491 mln lat (Tabaud i in., 2020), źródło detrytusu związane z ryftingiem musiało być nieaktywne do końca kambru. Pierwszą oznaką inicjacji ryftu kontynentalnego było umiejscowienie law trachitowych 486 ±2 mln lat temu (najwcześniejszy ordowik). Lawy te reprezentują kwaśny człon alkalicznej, bimodalnej sukcesji magmowej zasilanej z płaszcza (Kryza i in., 2007b). Dolnoordowicki kwarcyt z masywu orlicko-śnieżnickiego (Mazur i in., 2012) również reprezentuje początkową fazę depozycji związanej z tworzącym się ryftem. Późniejsze otwarcie się oceanu saksoturyńskiego prawdopodobnie oddzieliło prekursora Sudetów środkowych od terranu saksoturyńskiego (fig. 16). Jednak inna domena oceaniczna musiała już istnieć w tym czasie między przyszłymi Sudetami środkowymi a terranem Brunowistulii.

Pierwsza faza waryscyjskiej konwergencji w Sudetach jest zapisana przez wczesnodewoński wiek metamorfizmu facji granulitowej w masywie sowiogórskim, określony na 401 ±9,7 mln lat (O'Brien i in., 1997) i ok. 402–397 mln lat (Tabaud i in., 2020). Oznacza to, że w tym czasie jedna domena oceaniczna była już zamknięta i trwała subdukcja kontynentalna (fig. 16). Chociaż czas tego wydarzenia sugeruje związek z zamknięciem oceanu Rei, niepewność dotycząca konfiguracji płyt litosfery utrudnia korelacje międzyregionalne. Niemal równoczesne otwarcie basenu macierzystego dla ofiolitu środkowosudeckiego, datowane na ok. 402,7–402,6 mln lat (wczesny dewon – ems; Awdankiewicz i in., 2021), sugeruje jego możliwe położenie tektoniczne w basenie marginalnym za łukiem wyspowym (fig. 16). Co więcej, czas otwarcia basenu w emsie wykazuje analogię do oceanu renohercyńskiego. Niemniej jednak położenie oceanu środkowosudeckiego względem otaczających płyt litosfery pozostaje niedostatecznie poznane. Ponadto zamknięcie oceanu środkowosudeckiego miało miejsce pod koniec środkowego dewonu (385–375 mln lat temu; Hladil i in., 1999), tj. wcześniej niż zamknięcie oceanu renohercyńskiego. Ten przedział czasowy odpowiada dekompresji i chłodzeniu skał metamorficznych w masywie sowiogórskim ok. 383–378 mln (Bröcker i in., 1998; Timmermann i in., 2000) i 382–372 mln lat temu (Schneider i in., 2006). Część Sudetów uniknęła wpływu późnodewońskiej kolizji, o czym świadczą niezmetamorfizowane osady basenu Świebodzic i jednostki bardzkiej. Czas ostatecznego skrócenia w jednostce kaczawskiej pozostaje kwestią otwartą w świetle szerokiej rozpiętości wieków ^{40}Ar-^{39}Ar między ok. 403 a 303 mln lat (A. Willner – inf. ustna).

Podczas drugiej fazy konwergencji w Sudetach nastąpiło zamknięcie oceanu saksoturyńskiego, po czym doszło do subdukcji kontynentalnej (fig. 16). Wczesnokarbońska tektonika odcisnęła swoje piętno na masywach karkonosko-izerskim i orlicko-śnieżnickim, leżących na południowy zachód od uskoku śródsudeckiego. Pierwsza z tych jednostek zawiera część szwu saksoturyńskiego (Mazur, Aleksandrowski, 2001), który oddziela brzeg terranu saksoturyńskiego na zachodzie od górnej płyty Tepli-Barrandienu na wschodzie, reprezentowanej przez jednostkę Leszczyńca. Dolna granica czasowa formowania się szwu odpowiada wiekowi metamorfizmu facji niebieskich łupków, datowanego na ok. 344–342 mln lat (Konopásek i in., 2019). Konopásek i in. (2019) zasugerowali, że początkowa faza kolizji była prawdopodobnie związana z przybyciem w jej strefę małego bloku skorupy kontynentalnej, obecnego w obrębie oceanu saksoturyńskiego. Po jego subdukcji i relaminacji subdukcja oceaniczna została wznowiona i zakończona subdukcją kontynentalną ok. 345–335 mln lat temu (Konopásek i in., 2019). Z jednej strony konwergencja waryscyjska musiała być nadal aktywna w tym czasie na południowy zachód od uskoku śródsudeckiego, ponieważ wzrost kopuły metamor-

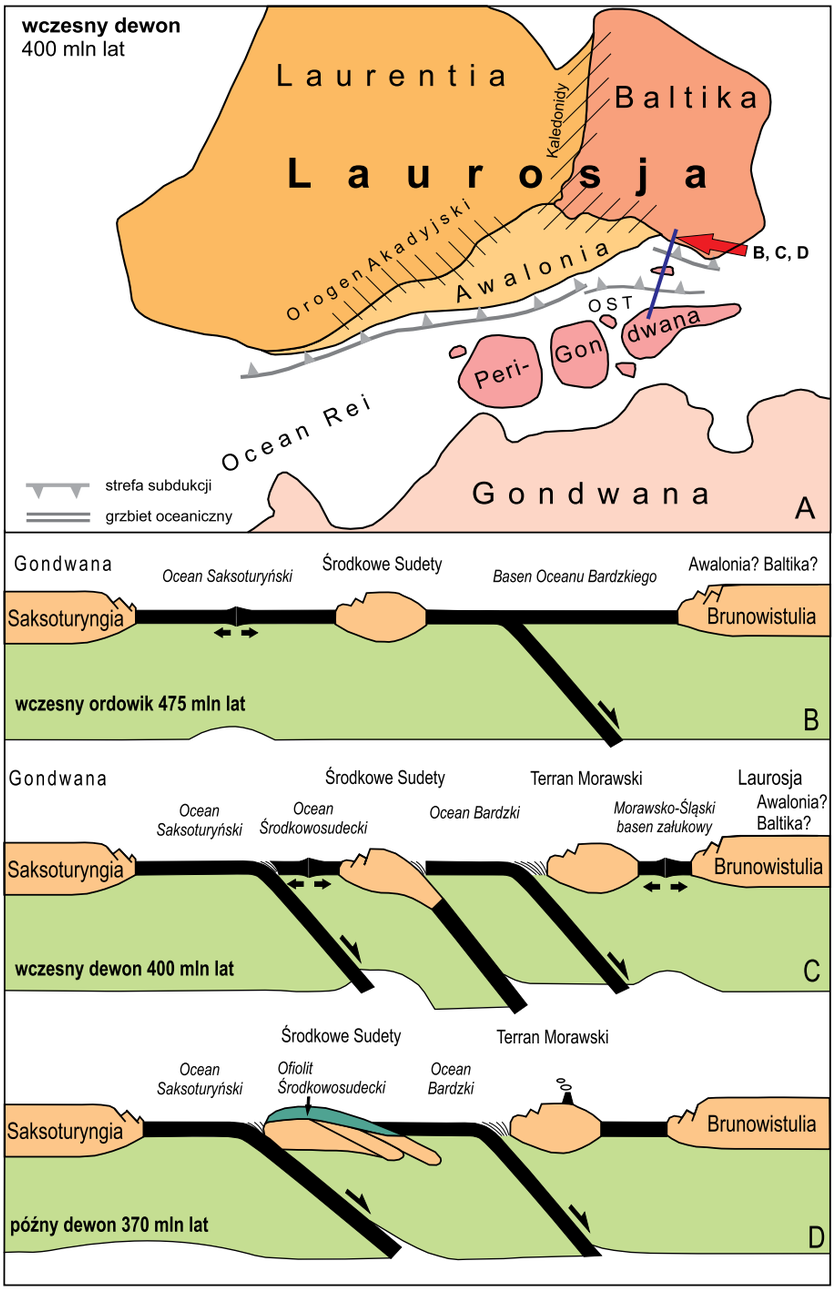


FIG. 16. Hipotetyczny, uproszczony scenariusz ewolucji geodynamicznej Sudetów w ordowiku–dewonie (Mazur i in., 2006a – zmodyfikowany). Szkicowa mapa paleogeograficzna A przedstawia położenie Laurosji względem Gondwany. Strzałka wskazuje przybliżoną lokalizację przekrojów koncepcyjnych B–D, w których nie są brane pod uwagę przesunięcia zorientowane pod kątem w stosunku do ich płaszczyzny. Sudety środkowe, w tym masyw sowiogórski, są utworzone z pokrewnej Gondwanie skorupy kontynentalnej B, skorupa ta została częściowo subdukowana do głębokości płaszcza C, a następnie ekshumowana w stosie płaszczowin w późnym dewonie D. Oceaniczny trakt bardzki był oddzielony od oceanu saksoturyńskiego przez środkowe Sudety i pozostawał otwartym basenem oceanicznym aż do końca dewonu D, co zostało udokumentowane przez głębokie osady morskie tego wieku. Subdukcja oceanu bardzkiego D wytworzyła łuk wulkaniczny będący prekursorem grupy Vrbna Sudetów wschodnich

ficznej masywu orlicko-śnieżnickiego (Chopin i in., 2012a) musiał wymagać subdukcji kontynentalnej jako siły napędowej. Z drugiej strony niebieskie łupki datowane przez Konopáska i in. (2019) są pochodzenia kontynentalnego i reprezentują pasywne obrzeżenie terranu saksoturyńskiego. W związku z tym ocean saksoturyński musiał zostać zamknięty już wcześniej.

Rola kontynentu Laurosji podczas akrecji Sudetów pozostaje nie do końca wyjaśniona. Zakładając model przesuwczy dla północnowschodniego zakończenia pasma waryscyjskiego, strefa uskoku Odry działałaby jako długotrwała krawędź transformująca Laurosji w dewonie i karbonie (Aleksandrowski i in., 1997; Mazur i in., 2020). Jednak domena skorupy ziemskiej zawarta pomiędzy uskokami Odry i Dolska wykazuje strukturę prędkościową typową dla skorupy waryscyjskiej lub Awalonii (Grad i in., 2003, 2008). Dlatego obszar między uskokami Odry i Dolska może mieć złożoną budowę z niskometamorficznymi płaszczowinami waryscyjskimi pod karbonem (Mazur i in., 2006b), skorupą awalońską pod nimi i dolną skorupą Baltiki podsuniętą aż po uskok Odry (Mazur, Schulmann, 2025). Szersze omówienie tego tematu znajduje się w rozdziałach poświęconych kaledonidom niemiecko-polskim i eksternidom waryscyjskim.

Oprócz terranów saksoturyńskiego i Brunowistulii, w Sudetach mogą występować także mniejsze terrany. Po pierwsze, domena Tepli-Barrandienu mogła stanowić oddzielny terran, który jest pokazany na figurze 16 jako prekursor Sudetów środkowych. Jednak odpowiedniki Tepli-Barrandienu w Sudetach są w większości lub całkowicie allochtoniczne i zostały umiejscowione w późnym dewonie. W związku z tym nie jest możliwe odtworzenie przeddewońskiej pozycji terranu Tepli-Barrandienu względem terranów saksoturyńskiego i Brunowistulii oraz rozdzielających je domen oceanicznych. Po drugie, w przeszłości postulowano występowanie terranu morawskiego w Sudetach Wschodnich (fig. 16) pomiędzy masywem orlicko-śnieżnickim i strefą moldanubską z jednej strony a Brunowistulią z drugiej (np. Matte i in., 1990; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Ten wąski terran mógł być prekursorem jednostek Velkého Vrbna i Branny i pierwotnie występować pomiędzy Brunowistulią a Teplá-Barrandią lub być fragmentem Brunowistulii oddzielonym przez ryfting (fig. 16).

LITERATURA

Achramowicz S., Muszyński A., Schliestedt M., 1997. The northeasternmost eclogite occurrence in the Saxothuringian Zone, West Sudetes (Poland). Chemie der Erde, 57: 51–61.

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 Göttingen: 7–10.

Aleksandrowski P., 1994. Discussion on U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, London, 151: 1049–1050.

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., 2003. Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów. *W*: Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 105–118. Wydaw. Wind, Wrocław.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society, London, London, Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000. The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 90: 127–146.

Anczkiewicz R., Szczepański J., Mazur S., Storey C., Crowley Q., Villa I.M., Thirlwall M.F., Jeffries T.E., 2007. Lu-Hf geochronology and trace element distribution in garnet: Implications for uplift and exhumation of ultra-high pressure granulites in the Sudetes, SW Poland. Lithos, 95: 363–380.

Arthaud F., Matte P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bulletin, 88: 1305–1320.

Awdankiewicz H., 2001. Palaeozoic mafic magmatism in the Sudetes region: further constraints from the geochemistry of the Niedźwiedź Massif metabasites (Fore-Sudetic Block), SW Poland. EUG XI, Strasbourg, Journal of Conference Abstracts, 6, 580.

Awdankiewicz M., 1999a. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 13–47.

Awdankiewicz M., 1999b. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: the petrology and geochemistry of the Carboniferous and Permian volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 83–111.

Awdankiewicz M., 2004. Sedimentation, volcanism and subvolcanic intrusions in a late Palaeozoic intramontane trough (the Intra-Sudetic Basin, SW Poland). Geological Society, London, Special Publications, 234: 5–11.

Awdankiewicz M., 2006. Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geologia Sudetica, 38: 39–61.

Awdankiewicz M., 2007. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. Geologia Sudetica, 39: 11–99.

Awdankiewicz M., 2022. Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 111: 2199–2224.

Awdankiewicz M., Awdankiewicz H., Kryza R., Rodionov N., 2010. SHRIMP zircon study of a micromonzodiorite dyke in the Karkonosze Granite, Sudetes (SW Poland): age constraints for late Variscan magmatism in Central Europe. Geological Magazine, 147: 77–85.

Awdankiewicz M., Kryza R., Szczepara N., 2014. Timing of post-collisional volcanism in the eastern part of the Variscan Belt: constraints from SHRIMP zircon dating of Permian rhyolites in the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geological Magazine, 151: 611–628.

Awdankiewicz M., Kryza R., Turniak K., Ovtcharova M., Schaltegger U., 2021. The Central Sudetic Ophiolite (European Variscan Belt): Precise U-Pb zircon dating and geotectonic implications. Geological Magazine, 158: 555–566.

Bábek O., Tomek Č., Melichar R., Kalvoda J., Otava J., 2006. Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 239: 37–75.

Badham J.P.N., 1982. Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. Journal of the Geological Society, London, 139: 493–504.

Badura J., Zuchiewicz W., Stepancikova P., Przybylski B., Kontny B., Cacoń S., 2007. The Sudetic Marginal Fault: a young morphotectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 7–29.

Bakun-Czubarow N., 1983. Mineral chemistry of garnet lherzolites from the Sudetes, southwest Poland. Carnegie Institution of Washington, Yearbook, 82: 326–343.

Bakun-Czubarow N., 1991a. Geodynamic significance of the Variscan HP eclogite–granulite series of the Złote Mountains in the Sudetes. Publikacje Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, A-19: 215–244.

Bakun-Czubarow N., 1991b. On the possibility of quartz pseudomorphs after coesite in the eclogite–granulite rock series of the Złote Mountains in the Sudetes (SW Poland). Archiwum Mineralogiczne, 42: 5–16.

Bakun-Czubarow N., 1992. Quartz pseudomorphs after coesite and quartz exsolutions in eclogitic omphacites of the Zlote Mountains in the Sudetes (SW Poland). Archiwum Mineralogiczne, 48: 3–25.

Bakun-Czubarow N., 1998. Ilmenite-bearing eclogites of the West Sudetes – their geochemistry and mineral chemistry. Archiwum Mineralogiczne, 51: 29–110.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Urbanek Z., 1987. Rozwój wschodniej części struktury Gór Kaczawskich. *W*: Przewodnik 58 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 61–114.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki A., Urbanek Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 223–257.

Bederke E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudetenfaltung. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 1–55.

Bederke E., 1929. Die Grenze von Ost- und Westsudeten und ihre Bedeutung fü r die Einordnung der Sudeten in den Gebirgsbau Mitteleuropas. Geologische Rundschau, 20: 186–205.

Bederke E., 1931. Die moldanubische Überschiebung im Sudetenvorlande. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B: 349–408.

Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P., Weber K., 1984. The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, 109: 15–40.

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.

Bendl J., Patočka F., Pivec E., 1997. The ^{87}Rb-^{86}Sr isotope geochemistry of the blueschists and greenschists metavolcanics of the Rýchory Mts, crystalline complex, West Sudetes, Bohemian Massif. Geologia Sudetica, 30: 3–20.

Berg G., 1913. Beiträge zur Geologie von Niederschlesien mit besonderer Berücksichtigung der Erzlagerstätten in den Nordsudeten. Abhandlungen der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, 74: 1–73.

Białek D., Raczyński P., Sztajner P., Zawadzki D., 2007. Archaeocyatha from the Wojcieszów Limestone. Przegląd Geologiczny, 55: 1112–1116.

Borkowska M., 1966. Petrografia granitu Karkonoszy. Geologia Sudetica, 2: 7–119.

Borkowska M., 1985. Skały gabrowe masywu Nowej Rudy w Sudetach i ich minerały. Geologia Sudetica, 20: 3–35.

Literatura

Bröcker M., Klemd R., 1996. Ultrahigh-pressure metamorphism in the Śnieżnik Mountains (Sudetes, Poland): PT constraints and geological implications. The Journal of Geology, 104: 417–433.

Bröcker M., Żelaźniewicz A., Enders M., 1998. Rb-Sr and U-Pb geochronology of migmatitic gneisses from the Góry Sowie (West Sudetes, Poland): the importance of Mid-Late Devonian metamorphism. Journal of the Geological Society, London, 155: 1025–1036.

Bröcker M., Klemd R., Cosca M., Brock W., Larionov A.N., Rodionov N., 2009. The timing of eclogite facies metamorphism and migmatization in the Orlica–Śnieżnik complex, Bohemian Massif: constraints from a multimethod geochronological study. Journal of Metamorphic Geology, 27: 385–403.

Bröcker M., Klemd R., Kooijman E., Berndt J., Larionov A., 2010. Zircon geochronology and trace element characteristics of eclogites and granulites from the Orlica-Śnieżnik complex, Bohemian Massif. Geological Magazine, 147: 339–362.

Brueckner H.K., Blusztajn J., Bakun-Czubarow N., 1996. Trace element and Sm-Nd 'age' zoning in garnets from peridotites of the Caledonian and Variscan Mountains and tectonic implications. Journal of Metamorphic Geology, 14: 61–73.

Budzyń B., Manecki M., Schneider D.A., 2004. Constraints on PT conditions of high-grade metamorphism in the Góry Sowie Mts, West Sudetes. Mineralogica Polonica, 35: 39–52.

Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Linnemann U.G., Gehmlich M., 2001. SHRIMP U-Pb dating of tuff derived and detrital zircons from Cadomian marginal basin fragments (Neoproterozoic) in northeastern Saxothuringian Zone (Germany). Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte, 6: 321–342.

Cháb J., Vrána S., 1979. Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonoše-Jizera crystalline complex and their geological significance. Věstník Ústředního ústavu geologického, 54: 143–150.

Cháb J., Mixa P., Vaneček M., Žáček V., 1994. Geology of the NW part of the Hrubý Jeseník Mts. (the Bohemian massif, Central Europe). Věstník Českého geologického ústavu, 69: 17–26.

Cháb J., Suchý V., Vejnar Z., 1995. Metamorphic evolution. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 403–410. Springer, Berlin, Heidelberg.

Chaloupský J. (red.), 1989. Geology of the Krkonoše and Jizerské hory Mts. Ustřední ústav Geologický, Praha.

Chaloupský J., Chlupáč I., Mašek J., Waldhausrová J., Cháb J., 1995. Moldanubian Region, B. Teplá-Barrandian Zone, 1. Stratigraphy. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 379–391. Springer, Berlin, Heidelberg.

Chlupáč I., 1993. Stratigraphic evaluation of some metamorphic units in the N part of the Bohemian Massif. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 188: 363–388.

Chlupáč I., 1997. Palaeozoic ichnofossils in phyllites near Železný Brod, northern Bohemia. Journal of the Czech Geological Society, 42: 75–94.

Chopin F., Schulmann K., Skrzypek E., Lehmann J., Dujardin J.R., Martelat J.E., Lexa O., Corsini M., Edel J.B., Štípská P., Pitra P., 2012a. 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, TC1013.

Chopin F., Schulmann K., Štípská P., Martelat J.E., Pitra P., Lexa O., Petri B., 2012b. Microstructural and metamorphic evolution of a high-pressure granitic orthogneiss during continental subduction (Orlica–Śnieżnik dome, Bohemian Massif). Journal of Metamorphic Geology, 30: 347–376.

Chorowska M., 1978. Wizeńskie wapienie w epimetamorficznym kompleksie Gór Kaczawskich (Sudety). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 245–261.

Chorowska M., Milewicz J., Radlicz K., 1986. Wstępne wyniki badań otworu Zdanów IG-1. Przegląd Geologiczny, 34: 596–597.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Collett S., Schulmann K., Štípská P., Míková J., 2020. Chronological and geochemical constraints on the pre-variscan tectonic history of the Erzgebirge, Saxothuringian Zone. Gondwana Research, 79: 27–48.

Collett S., Štípská P., Schulmann K., Míková J., Kröner A., 2021. Tectonic significance of the Variscan suture between Brunovistulia and the Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 178, jgs2020-176.

Collins A.S., Kryza R., Zalasiewicz J.A., 2000. Macrofabric fingerprints of Late Devonian – Early Carboniferous subduction in the Polish Variscides, the Kaczawa complex, Sudetes. Journal of the Geological Society, London, 157: 283–288.

Crowley Q., Floyd P., Winchester J., Franke W., Holland J., 2000. Early Palaeozoic rift related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. Terra Nova, 12: 171–180.

Cymerman Z., 1992. Rotational ductile deformations in the Śnieżnik metamorphic complex (Sudetes). Geological Quarterly, 36: 393–420.

Cymerman Z., 1996. The Złoty Stok – Trzebieszowice regional shear zone: the boundary of terranes in the Góry Złote Mts. (Sudetes). Geological Quarterly, 40: 89–118.

Cymerman Z., 2002. Waryscyjska ewolucja tektoniczna kompleksu Kaczawy na podstawie analizy strukturalnej i kinematycznej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 175.

Cymerman Z., Jerzmański J., 1987. Skały metamorficzne wschodniej części bloku przedsudeckiego w rejonie Niedźwiedzia, koło Ziębic. Kwartalnik Geologiczny, 31: 239–262.

Cymerman Z., Piasecki M.A.J., Seston R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 717–725.

Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K. (red.), 1995. Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. Springer, Berlin.

Danišík M., Štěpančíková P., Evans N.J., 2012. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Tectonics, 31, TC2003.

Dewey J.F., Burke K.C., 1973. Tibetan, Variscan, and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. The Journal of Geology, 81: 683–692.

Domańska-Siuda J., Słaby E., Szuszkiewicz A., 2019. Ambiguous isotopic and geochemical signatures resulting from limited melt interactions in a seemingly composite pluton: a case study from the Strzegom–Sobótka Massif (Sudetes, Poland). International Journal of Earth Sciences, 108: 931–962.

Domečka K., 1970. Pre-Variscan granitoids of the West Sudetes. Sborník Geologických Věd, Řada G: Geologie, 18: 161–189.

Don J., 1982. Tektonika łupków strefy Siennej oraz korelacja rozwoju gnejsów z etapami deformacji metamorfiku Śnieżnika. Geologia Sudetica, 17: 103–124.

Don J., 1990. The differences in Paleozoic facies-structural evolution of the West Sudetes. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 307–328.

Don J., Dumicz M., Wojciechowska I., Żelaźniewicz A., 1990. Lithology and tectonics of the Orlica-Śnieżnik Dome, Sudetes: recent state of knowledge. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 159–188.

Don J., Skácel J., Gotowała R., 2003. The boundary zone of the East and West Sudetes on the 1:50 000 scale geological map of the Velké Vrbno, Staré Město and Śnieżnik Metamorphic Units. Geologia Sudetica, 35: 25–59.

Dörr W., Żelaźniewicz A., Bylina P., Schastok J., Franke W., Haack U., Kulicki C., 2006. Tournaisian age of granitoids from the Odra Fault Zone (southwestern Poland): equivalent of the Mid-German Crystalline High? International Journal of Earth Sciences, 95: 341–349.

Dubińska E., Gunia P., 1997. The Sudetic ophiolite: current view on its geodynamic model. Geological Quarterly, 41: 1–20.

Dubińska E., Bylina P., Kozłowski A., Dörr W., Nejbert K., 2004. U-Pb dating of serpentinization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). Chemical Geology, 203: 183–203.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno Vistulicum. Rozpravy Československé akademie věd – řada matematických a přírodních věd, 90: 3–85.

Duretz T., Kaus B.J.P., Schulmann K., Gapais D., Kermarrec J.J., 2011. Indentation as an extrusion mechanism of lower crustal rocks: Insight from analogue and numerical modelling, application to the Eastern Bohemian Massif. Lithos, 124: 158–168.

Dumicz M., 1979. Tectogenesis of the metamorphosed series of the Kłodzko District: a tentative explanation. Geologia Sudetica, 14: 29–46.

Dziedzic H., 1995. N-MORB and E-MORB source of the Bielawa tholeiitic metabasalts in the Góry Sowie gneisses of the Fore-Sudetic Block. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 43: 153–164.

Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990. The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 285–305.

Ebert H., 1943. Das granitische Grundgebirge der östlichen Lausitz. Preisschriften gekrönt und hg. von der Fürstlich Jablonowskischen Gesellschaft, 58, Leipzig.

Eckelmann K., Nesbor H.-D., Königshof P., Linnemann U., Hofmann M., Lange J.-M., Sagawe A., 2014. Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. Gondwana Research, 25: 1484–1500.

Edel J.B., Weber K., 1995. Cadomian terranes, wrench faulting and thrusting in the central Europe Variscides: geophysical and geological evidence. Geologische Rundschau, 84: 412–432.

Edel J.B., Schulmann K., Lexa O., Lardeaux J.M., 2018. Late Palaeozoic palaeomagnetic and tectonic constraints for amalgamation of Pangea supercontinent in the European Variscan belt. Earth-Science Reviews, 177: 589–612.

Ellenberger F., Tamain A.L.G., 1980. Hercynian Europe. Episodes, 1: 22–25.

Engel W., Franke W., Langenstrassen F., 1983. Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the mid-European Variscides – essay of an interpretation. *W*: Intracontinental fold belts (red. H. Martin, F.W. Eder): 9–41. Springer, Berlin.

Fajst M., 1976. Nová diskordance v prekambriu Českého massivu. Časopis pro Mineralogii a Geologii, 21: 257–275.

Faryad S.W., Kachlík V., 2013. New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. Journal of Metamorphic Geology, 31: 63–82.

Faryad S.W., Mazur S., Plomerová J., 2024. Location and polarity of Variscan sutures based on petrological and seismological data from the Bohemian Massif and the implications for the European Variscides. Journal of Geodynamics, 159, 102020.

Literatura

Ferrero S., Wunder B., Walczak K., O'Brien P.J., Ziemann M.A., 2015. Preserved near ultrahigh-pressure melt from continental crust subduced to mantle depths. Geology, 43: 447–450.

Finckh L., 1925. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Lauterbach, Berlin.

Finger F., Hanžl P., Pin C., von Quadt A., Steyrer H.P., 2000. Brunovistulian: Avalonian precambrian sequence at the eastern end of the Central European Variscides? Geological Society, London, Special Publications, 179: 103–112.

Fischer G., 1936. Der Bau des Glatzer Schneegebirges. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 56: 712–732.

Floyd P.A., Winchester J.A., Ciesielczuk J., Lewandowska A., Szczepański J., Turniak K., 1996. Geochemistry of early Palaeozoic amphibolites from the Orlica-Śnieżnik dome, Bohemian massif: petrogenesis and palaeotectonic aspects. Geologische Rundschau, 85: 225–238.

Floyd P., Kryza R., Crowley Q., Winchester J., Wahed M.A., 2002. Ślęża ophiolite: geochemical features and relationship to Lower Palaeozoic rift magmatism in the Bohemian Massif. Geological Society, London, Special Publications, 201: 197–215.

Franke W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. Tectonophysics, 169: 221–228.

Franke W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. *W*: Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan Belt (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner). Geological Society, London, Special Publication, 179: 35–61.

Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S.J., Wajsprych B., 1993. Saxothuringian zone in Germany and Poland: differences and common features. Geologische Rundschau, 82: 583–599.

Franke W., Dallmeyer R.D., Weber K., 1995. Geodynamic evolution. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 579–593. Springer, Berlin.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 63–86.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. Geological Society, London, Special Publications, 201: 279–293.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2023. Variscan Evolution of the Bohemian Massif (Central Europe): fiction, facts and problems. Gondwana Research, 124: 351–377.

Franke W., Cocks L.R.M., Torsvik T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. Gondwana Research, 48: 257–284.

Freyer G., 1977. Das Unterkambrium von Görlitz, seine geologische Erforschung und Fossilführung – ein Überblick. Abhandlungen und Berichte des Naturkundemuseums, Görlitz, 51: 1–14.

Friedl G., Finger F., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2000. Deducing the ancestry of terranes: SHRIMP evidence for South America – derived Gondwana fragments in central Europe. Geology, 28: 1035–1038.

Furnes H., Kryza R., Muszyński A., Pin C., Garmann L.B., 1994. Geochemical evidence for progressive, rift-related early Paleozoic volcanism in the western Sudetes. Journal of the Geological Society, London, 151: 91–109.

Gehmlich M., Linnemann U., Tichomirowa M., Lützner H., Bombach K., 1997. Die Bestimmung des Sedimentation salters cadomischer Krustenfragmente im Saxothuringikum durch die Einzzelzircon – Evaporatios methode. Terra Nostra, 5: 46–49.

Gordon S., Schneider D.A., Manecki M., Holm D.K., 2005. Exhumation and metamorphism of an ultrahigh-grade terrane: geochronometric investigations of the Sudetes Mountains (Bohemia), Poland and Czech Republic. Journal of the Geological Society, London, 162: 841–855.

Górecka T., 1970. Wyniki badań mikroflorystycznych permo-karbonu między Jaworem a Lubaniem. Kwartalnik Geologiczny, 14: 52–64.

Götte W., Hirschmann G., 1972. Geologische Übersichtskarte DDR 1:400 000, Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt. Leipzig, Freiberg.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108, B11.

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcová P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113 (B10), B10304.

Grocholski W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Geologia Sudetica, 3: 181–249.

Gunia T., 1967. Cambrotrypa (Tabulata) ze skał metamorficznych Sudetów Zachodnich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 37: 417–427.

Gunia T., 1984. Mikroskamieniałości z łupków kwarcytowych okolicy Goszowa w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Środkowe). Geologia Sudetica, 18: 47–57.

Gunia T., 1990. Acritarcha i mikroproblematyki z wapieni krystalicznych okolicy Romanowa Górnego (Sudety Środkowe – Krowiarki). Geologia Sudetica, 24: 101–137.

Gunia T., 1999. Microfossils from the high-grade metamorphic rocks in the Góry Sowie Mts. (Sudetes area) and their stratigraphical importance. Geological Quarterly, 43: 519–536.

Gürich G., 1902. Zur Diskussion über das Profil von Ebersdorf. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 54: 57–65.

Hartley A.J., Otava J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. Journal of the Geological Society, London, 158: 137–150.

Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 275–284.

Hirschmann G., 1966. Assyntische und variszische Baueinheiten im Grundgebirge der Oberlausitz (unter spezieller Berücksichtigung der Geologie des östlichen Görlizter Schiefergebirges). Freiberger Forschungshefte, C 212: 1–146.

Hladil J., 1986. Trends in the development and cyclic patterns of Middle and Upper Devonian buildups. Facies, 15: 1–34.

Hladil J., Mazur S., Galle A., Ebert J., 1999. Revised age of the Mały Bożków limestone in the Kłodzko metamorphic unit (Early Givetian, late Middle Devonian): implications for the geology of the Sudetes. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 211: 329–353.

Ilnicki S., Szczepański J., 2019. Prograde segment of the Variscan P–T path in the Saxothuringian domain: inferences from phengite (lawsonite?) eclogites from the Kamieniec Metamorphic Belt (Sudetes, SW Poland). *W*: Geophysical Research Abstracts (vol. 21).

Ilnicki S., Szczepański J., Pin C., 2013. From back-arc to rifted margin: Geochemical and Nd isotopic records in Neoproterozoic?-Cambrian metabasites of the Bystrzyckie and Orlickie Mountains (Sudetes, SW Poland). Gondwana Research, 23: 1104–1121.

Ilnicki S., Szczepański J., Pin C., 2020. Tholeiitic-and boninite-series metabasites of the Nové Město Unit and northern part of the Zábřeh Unit (Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif): petrogenesis and tectonic significance. International Journal of Earth Sciences, 109: 1247–1271.

Jaeger H., 1964. Monograptus hercynicus in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Geologie, 13: 249–273.

Janoušek V., Aichler J., Hanžl P., Gerdes A., Erban V., Žáček V., Pecina V., Pudilová M., Hrdličková K., Mixa P., Žáčková E., 2014. Constraining genesis and geotectonic setting of metavolcanic complexes: a multidisciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). International Journal of Earth Sciences, 103: 455–483.

Jastrzębski M., 2012. New insights into the polyphase evolution of the Variscan suture zone: evidence from the Staré Město Belt, NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 149: 945–963.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Nowak I., Murtezi M., Larionov A.N., 2010. Protolith age and provenance of metasedimentary rocks in Variscan allochthon units: U-Pb SHRIMP zircon data from the Orlica–Śnieżnik dome, West Sudetes. Geological Magazine, 147: 416–433.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Majka J., Murtezi M., Bazarnik J., Kapitonov I., 2013. Constraints on the Devonian-Carboniferous closure of the Rheic Ocean from a multi-method geochronology study of the Staré Město Belt in the Sudetes (Poland and the Czech Republic). Lithos, 170: 54–72.

Jastrzębski M., Stawikowski W., Budzyń B., Orłowski R., 2014. Migmatization and large-scale folding in the Orlica–Śnieżnik Dome, NE Bohemian Massif: pressure–temperature–time–deformation constraints on Variscan terrane assembly. Tectonophysics, 630: 54–74.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Murtezi M., Larionov A.N., Sergeev S., 2015. The Moldanubian Thrust Zone – a terrane boundary in the Central European Variscides refined based on lithostratigraphy and U-Pb zircon geochronology. Lithos, 220: 116–132.

Jastrzębski M., Machowiak K., Krzemińska E., Farmer G.L., Larionov A.N., Murtezi M., Majka J., Sergeev S., Ripley E.M., Whitehouse M., 2018. Geochronology, petrogenesis and geodynamic significance of the Visean igneous rocks in the Central Sudetes, northeastern Bohemian Massif. Lithos, 316: 385–405.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Budzyń B., Sláma J., Konečny P., 2020. Age constraints on the Pre-Variscan and Variscan thermal events in the Kamieniec Ząbkowicki Metamorphic belt (the Fore-Sudetic Block, SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 27–49.

Jastrzębski M., Budzyń B., Żelaźniewicz A., Konečný P., Sláma J., Kozub-Budzyń G.A., Skrzypek E., Jaźwa A., 2021a. Eo-Variscan metamorphism in the Bohemian Massif: Thermodynamic modelling and monazite geochronology of gneisses and granulites of the Góry Sowie Massif, SW Poland. Journal of Metamorphic Geology, 39: 751–779.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Sláma J., Machowiak K., Śliwiński M., Jaźwa A., Kocjan I., 2021b. Provenance of Precambrian basement of the Brunovistulian Terrane: New data from its Silesian part (Czech Republic, Poland), central Europe, and implications for Gondwana break-up. Precambrian Research, 355, 106108.

Jastrzębski M., Żelaźniewicz A., Stawikowski W., Budzyń B., Krzemińska E., Machowiak K., Madej S., Białek D., Sláma J., Czupyt Z., Jaźwa A., 2023. The eastern part of the Saxothuringian Terrane characterized by zircon and monazite data from the Doboszowice Metamorphic Complex in the Sudetes (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 93: 229–249.

Jeřábek P., Konopásek J., Žáčková E., 2016. Two-stage exhumation of subducted Saxothuringian continental crust records underplating in the subduction channel and collisional forced folding (Krkonoše-Jizera Mts., Bohemian Massif). Journal of Structural Geology, 89: 214–229.

Johnston J.D., Tait J.A., Oliver G.J.H., Murphy J.C., 1994. Evidence for a Caledonian orogeny in Poland. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 85: 131–142.

Jokubauskas P., Bagiński B., Macdonald R., Krzemińska E., 2018. Multiphase magmatic activity in the Variscan Kłodzko-Złoty Stok intrusion, Polish Sudetes: evidence from SHRIMP U-Pb zircon ages. International Journal of Earth Sciences, 107: 1623-1639.

Literatura

Kemnitz H., Budzinski G., 1994. Die Grauwacken der Lausitz und ihre cadomische Prägung. Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie Dresden, 40: 37–98.

Klemd R., Bröcker M., 1999. Fluid influence on mineral reactions in ultrahigh-pressure granulites: a case study in the Śnieżnik Mts. (West Sudetes, Poland). Contributions to Mineralogy and Petrology, 136: 358–373.

Kondracki J., 2013. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.

Konopásek J., Anczkiewicz R., Jeřábek P., Corfu F., Žáčková E., 2019. Chronology of the Saxothuringian subduction in the West Sudetes (Bohemian Massif, Czech Republic and Poland). Journal of the Geological Society, London, 176: 492–504.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamts, 1: 1–39.

Koverdynský B., Prokop R.J., 2006. Crinoid skeletal ossicles in the Šléglov Formation of the Velké Vrbno Dome (Moravia, Czech Republic) and their stratigraphic significance. Casopis Národního muzea, Rada prírodovedná, 175: 91–96.

Kowalski A., 2020. Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 37–66.

Kröner A., Hegner E., 1998. Geochemistry, single zircon ages and Sm-Nd systematics of granitoid rocks from the Góry Sowie (Owl Mts), Polish West Sudetes: evidence for early arc-related plutonism. Journal of the Geological Society, London, 155: 711–724.

Kröner A., Hegner E., Hammer J., Haase G., Bielicki K.H., Krauss M., Eidam J., 1994. Geochronology and Nd-Sr systematics of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. Geologische Rundschau, 83: 375–376.

Kröner A., Štípská P., Schulmann K., Jaeckel P., 2000. Chronological constraints on the pre-Variscan evolution of the northeastern margin of the Bohemian Massif, Czech Republic. *W*: Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt (red. W. Franke, V. Haak, O. Oncken, D. Tanner), Geological Society, London, Special Publications, 179: 175–197.

Kröner A., Jaeckel P., Hegner E., Opletal M., 2001. Single zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics of early Palaeozoic granitoid gneisses from the Czech and Polish Sudetes (Jizerské hory, Krkonoše and Orlice-Sněžnik Complex). International Journal of Earth Sciences, 90: 304–324.

Kryza R., 1981. Migmatyzacja w gnejsach północnej części Gór Sowich. Geologia Sudetica, 14: 7–100.

Kryza R., Awdankiewicz M., 2012. Ambiguous geological position of Carboniferous rhyodacites in the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) clarified by SHRIMP zircon ages. Geological Quarterly, 56: 55–66.

Kryza R., Fanning C.M., 2007. Devonian deep-crustal metamorphism and exhumation in the Variscan Orogen: evidence from SHRIMP zircon ages from the HT-HP granulites and migmatites of the Góry Sowie (Polish Sudetes). Geodinamica Acta, 20: 159–175.

Kryza R., Mazur S., 1995. Contrasting metamorphic paths in the SE part of the Karkonosze-Izera block (Western Sudetes, SW Poland). Neues Jahrbuch f r Mineralogie, Abhandlungen, 169: 157–192.

Kryza R., Muszyński A., 1992. Przedwaryscyjska sukcesja wulkaniczno-osadowa środkowo-południowych Gór Kaczawskich w południowej Polsce: zarys geologii. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 62: 117–140.

Kryza R., Pin C., 2010. The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. Gondwana Research, 17: 292–305.

Kryza R., Zalasiewicz J., 2008. Records of Precambrian-Early Palaeozoic volcanic and sedimentary processes in the Central European Variscides: a review of SHRIMP zircon data from the Kaczawa succession (Sudetes, SW Poland). Tectonophysics, 461: 60–71.

Kryza R., Muszyński A., Vielzeuf D., 1990. Glaucophane-bearing assemblage overprinted by greenschist-facies metamorphism in the Variscan Kaczawa complex, Sudetes, Poland. Journal of Metamorphic Geology, 8: 345–355.

Kryza R., Muszyński A., Turniak K., Zalasiewicz J.A., 1994. A Lower Palaeozoic shallow water sequence in the eastern European Variscides (SW Poland): provenance and depositional history. Geologische Rundschau, 83: 5–19.

Kryza R., Mazur S., Pin C., 1995. Leszczyniec meta-igneous complex in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block, Western Sudetes: trace element and Nd isotope study. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 170: 59–74.

Kryza R., Pin C., Vielzeuf D., 1996. High pressure granulites from the Sudetes (SW Poland): evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. Journal of Metamorphic Geology, 14: 531–546.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., 1999. Pre-Late Devonian unconformity in the Kłodzko area excavated: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. Geologia Sudetica, 32: 127–137.

Kryza R., Mazur S., Pin C., 2003. Subduction- and non-subduction-related igneous rocks in the Central-European Variscides: geochemical and Nd isotope evidence for a composite origin of the Kłodzko Metamorphic Complex, Polish Sudetes. Geodinamica Acta, 16: 39–57.

Kryza R., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Larionov A., 2007a. Precambrian crustal contribution to the Variscan accretionary prism of the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland): evidence from SHRIMP dating of detrital zircons. International Journal of Earth Sciences, 96: 1153–1162.

Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., Zalasiewicz J.A., Sergeev S., Presnyakov S., 2007b. Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of zircons. Journal of the Geological Society, London, 164: 1207–1215.

Kryza R., Zalasiewicz J., Rodionov N., 2008. Enigmatic sedimentary-volcanic successions in the central European Variscides: a Cambrian/Early Ordovician age for the Wojcieszów Limestone (Kaczawa Mountains, SW Poland) indicated by SHRIMP dating of volcanic zircons. Geological Journal, 43: 415–430.

Kryza R., Willner A.P., Massonne H.J., Muszyński A., Schertl H.P., 2011. Blueschist-facies metamorphism in the Kaczawa Mountains (Sudetes, SW Poland) of the Central-European Variscides: PT constraints from a jadeite-bearing metatrachyte. Mineralogical Magazine, 75: 241–263.

Kryza R., Schaltegger U., Oberc-Dziedzic T., Pin C., Ovtcharova M., 2014. Geochronology of a composite granitoid pluton: a high-precision ID-TIMS U-Pb zircon study of the Variscan Karkonosze Granite (SW Poland). International Journal of Earth Sciences, 103: 683–696.

Lange U., Bröcker M., Mezger K., Don J., 2002. Geochemistry and Rb-Sr geochronology of a ductile shear zone in the Orlica-Śnieżnik dome (West Sudetes, Poland). International Journal of Earth Sciences, 91: 1005–1016.

Lange U., Bröcker M., Armstrong R., Żelaźniewicz A., Trapp E., Mezger K., 2005. The orthogneisses of the Orlica–Śnieżnik complex (West Sudetes, Poland): geochemical characteristics, the importance of pre-Variscan migmatization and constraints on the cooling history. Journal of the Geological Society, London, 162: 973–984.

Laurent A., Janoušek V., Magna T., Schulmann K., Míková J., 2014. Petrogenesis and geochronology of a post-orogenic calc-alkaline magmatic association: the Žulová Pluton, Bohemian Massif. Journal of Geosciences, 59: 415–440.

Linnemann U., Buschmann B., 1995. Die cadomische Diskordanz im Saxothuringikum (oberkambrisch-tremadocische overlap-Sequenzen). Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 23: 707–727.

Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K., 2000. From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). Geological Society, London, Special Publications, 179: 131–153.

Linnemann U., McNaughton N.J., Romer R.L., Gehmlich M., Drost K., Tonk C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences, 93: 683–705.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany). Special Papers-Geological Society of America, 423: 61–96.

Lorenz V., 1976. Formation of Hercynian subplates; possible causes and consequences. Nature, 262: 374–377.

Lorenz V., Nicholls I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophysics, 107: 25–56.

Machowiak K., Muszyński A., Armstrong R., 2004. High-level volcanic-granodioritic intrusions from Żelaźniak Hill (Góry Kaczawskie, Sudety, SW Poland). Geological Society, London, Special Publications, 234: 67–74.

Majerowicz A., 1972. Masyw granitoidowy Strzegom-Sobótka. Geologia Sudetica, 6: 7–96.

Majerowicz A., Pin C., 1994. The main petrological problems of the Mt. Ślęża ophiolite complex, Sudetes, Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 1: 989–1018.

Majka J., Mazur S., Kośmińska K., Dudek K., Klonowska I., 2016. Pressure-temperature estimates of the blueschists from the Kopina Mt., northern Bohemian Massif, Poland-constraints on subduction of the Saxothuringian continental margin. European Journal of Mineralogy, 28: 1047–1057.

Majka J., Mazur S., Młynarska M., Klonowska I., Tual L., Kośmińska K., Tarasiuk J., Wroński S., 2019. Integrating X-ray mapping and microtomography of garnet with thermobarometry to define the P-T evolution of the (near) UHP Międzygórze eclogite, Sudetes, SW Poland. Journal of Metamorphic Geology, 37: 97–112.

Maluski H., Patočka F., 1997. Geochemistry and ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rýchory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): paleotectonic significance. Geological Magazine, 134: 703–716.

Maluski H., Rajlich P., Souček J., 1995. Pre-Variscan, Variscan and early Alpine thermo-tectonic history of the north-eastern Bohemian Massif: $^{40}Ar/^{39}Ar$ study. Geologische Rundschau, 84: 345–358.

Marheine D., Kachlík V., Maluski H., Patočka F., Żelaźniewicz A., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase-tectonothermal development. Geological Society, Special Publications, London, 201: 133–155.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S., 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109: 1105–1131.

Martínez Catalán J.R.M., Schulmann K., Ghienne J.F., 2021. The Mid-Variscan Allochthon: Keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tec-

Literatura

tonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth-Science Reviews, 220, 103700.
Matte, P. 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196: 309–337.
Matte P., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177: 151–170.
Mattern F., 1996. The Elbe zone at Dresden – a Late Paleozoic pull-apart intruded shear zone. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 147: 57–80.
Mazur S., 1987. Tektonika utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w kamieniołomie w Dzikowcu (Góry Bardzkie). Przegląd Geologiczny, 35: 327–332.
Mazur S., 1995. Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. Geologia Sudetica, 29: 31–98.
Mazur S., Aleksandrowski P., 2001. The Teplá(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90: 341–360.
Mazur S., Józefiak D., 1999. Structural record of Variscan thrusting and subsequent extensional collapse in the mica schists from vicinities of Kamieniec Ząbkowicki, Sudetic foreland, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 69: 1–26.
Mazur S., Kryza R., 1996. Superimposed compressional and extensional tectonics in the Karkonosze-Izera Block, NE Bohemian Massif. *W*: Basement Tectonics 11, Europe and Other Regions Oncken: 51–66.
Mazur S., Puziewicz J., 1995. Mylonity strefy Niemczy. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 23–52.
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., Turniak K., Bröcker M., 2004. Neoproterozoic and Cambro-Ordovician magmatism in the Variscan Kłodzko Metamorphic Complex (West Sudetes, Poland): new insights from U/Pb zircon dating. International Journal of Earth Sciences, 93: 758–772.
Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2005. The presumed Teplá-Barrandian / Moldanubian terrane boundary in the Orlica Mountains (Sudetes, Bohemian Massif): structural and petrological characteristics. Lithos, 82: 85–112.
Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006a. The Variscan Orogen in Poland. Geological Quarterly, 50: 89–118.
Mazur S., Dunlap W.J., Turniak K., Oberc-Dziedzic T., 2006b. Age constraints for the thermal evolution and erosional history of the central European Variscan belt: new data from the sediments and basement of the Carboniferous foreland basin in western Poland. Journal of the Geological Society, London, 163: 1011–1024.
Mazur S., Aleksandrowski P., Turniak K., Awdankiewicz M., 2007. Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. Granitoidy w Polsce, Monografia AM, 1: 59–87.
Mazur S., Kröner A., Szczepański J., Turniak K., Hanžl P., Melichar R., Rodionov N.V., Paderin I., Sergeev S.A., 2010a. Single zircon U-Pb ages and geochemistry of granitoid gneisses from SW Poland: evidence for an Avalonian affinity of the Brunian microcontinent. Geological Magazine, 147: 508–526.
Mazur S., Szczepański J., Turniak K., McNaughton N.J., 2012. Location of the Rheic suture in the eastern Bohemian Massif: evidence from detrital zircon data. Terra Nova, 24: 199–206.
Mazur S., Turniak K., Szczepański J., McNaughton N.J., 2015. Vestiges of Saxothuringian crust in the Central Sudetes, Bohemian Massif: zircon evidence of a recycled subducted slab provenance. Gondwana Research, 27: 825–839.
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.
McCann T., Pascal C., Timmerman M.J., Krzywiec P., López-Gómez J., Wetzel A., Krawczyk C.M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in western and central Europe. Geological Society of London, Memoirs, 32: 355–388.
Meister E., 1932. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Gnadenfrei. Berlin
Mikulski, S.Z., Williams, I.S. 2014. Zircon U-Pb ages of granitoid apophyses in the western part of the Kłodzko–Złoty Stok Granite Pluton (SW Poland). Geological Quarterly, 58: 251–262.
Mikulski S.Z., Williams I.S., Bagiński B., 2013. Early Carboniferous (Viséan) emplacement of the collisional Kłodzko-Złoty Stok granitoids (Sudetes, SW Poland): constraints from geochemical data and zircon U-Pb ages. International Journal of Earth Sciences, 102: 1007–1027.
Milewicz J., Górecka T., 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 97–114.
Milewicz J., Szałamacha J., Szałamacha M., 1989. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, objaśnienia, arkusz Jelenia Góra. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
Młynarska M., Collett S., Anczkiewicz R., Turniak K., Bukała M., Mazur S., 2023. Vestiges of late Cambrian arc-related magmatism within the Variscan belt of Europe: zircon geochronological and whole-rock geochemical data from the Leszczyniec Metaigneous Complex, Sudetes, Poland. Lithos, 460, 107394.
Młynarska M., Barnes C.J., Zack T., Majka J., Mazur S., 2024. In situ white mica Rb/Sr geochronology of the Leszczyniec metaigneous complex, West Sudetes: evidence of upper plate deformation at the onset of Variscan collision. International Journal of Earth Sciences, 113: 319–333.
Murphy J.B., Gutierrez-Alonso G., Nance R.D., Fernandez-Suarez J., Keppie J.D., Quesada C., Strachan R.A., Dostal J., 2006. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a neoproterozoic suture? Geology, 34: 325–328.
Muszyński A., Machowiak K., Kryza R., Armstrong R., 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of the late Variscan Żeláźniak rhyolite intrusion, Polish Sudetes – preliminary results. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Prace Specjalne, 20: 156–158.
Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R.A., Woodcock N.H., 2012. A brief history of the Rheic Ocean. Geoscience Frontiers, 3: 125–135.
Narkiewicz M., 2007. Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). Geological Quarterly, 51: 231–256.
Nawrocki J., Żylińska A., Buła Z., Grabowski J., Krzywiec P., Poprawa P., 2004. Early Cambrian location and affinities of the Brunovistulian Terrane (Central Europe) in the light of palaeomagnetic data. Journal of the Geological Society, London, 161: 513–522.
Nejbert K., Ilnicki S., Anczkiewicz R., Pieczka A., Szełęg E., Szuszkiewicz A., Turniak K., 2013. Geochronological constrains on metamorphism of eclogites from Piława Górna (Góry Sowie Block, Sudetes). Mineralogia – Zeszyty Specjalne, 41, 66.
Nemec W., Porębski S.J., Teisseyre A.K., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts, Carboniferous-Permian). Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR, 66: 267–278.
Nowak I., 1998. Polyphase exhumation of eclogite-bearing high-pressure mica schists from the Fore-Sudetic Block, SW Poland. Geologia Sudetica, 31: 3–31.
Nowak M., Szczepański J., Dąbrowski M., 2023. Discrepancy between equilibrium thermodynamics-based PT calculations and quartz-in-garnet elastic barometry in coesite-bearing eclogite (Śnieżnik Massif, NE Bohemian Massif). *W*: EGU General Assembly Conference.
Nowak M., Tajcmanova L., Szczepanski J., Dąbrowski M., 2024. Metamorphic evolution of coesite-bearing Śnieżnik eclogites. 20th CETEG Meeting.
Oberc J., 1960. Tektonika Wschodnich Karkonoszy i ich stanowisko w budowie Sudetów. Acta Geologica Polonica, 10: 1–48.
Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. *W*: Budowa Geologiczna Polski, t. 4. Tektonika, cz. 2. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
Oberc J., 1991. Systems of main longitudinal strike-slip faults in the vicinity of the Góry Sowie Block (Sudetes). Geological Quarterly, 35: 403–420.
Oberc-Dziedzic T., Żelaźniewicz A., Cwojdziński S., 1999. Granitoids of the Odra Fault Zone: late-to post-orogenic Variscan intrusions in the Saxothuringian Zone, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 55–71.
Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., 2003a. SHRIMP zircon geochronology of the Strzelin gneiss, SW Poland: evidence for a Neoproterozoic thermal event in the Fore-Sudetic Block, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 92: 701–711.
Oberc-Dziedzic T., Klimas K., Kryza R., Fanning C.M., Madej S., 2003b. SHRIMP zircon ages from gneiss help locate the West-East Sudetes boundary (NE Bohemian Massif, SW Poland). Journal of the Czech Geological Society, 48, 98.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Klimas K., Fanning M.C., Madej S., 2005a. Gneiss protolith ages and tectonic boundaries in the NE part of the Bohemian Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). Geological Quarterly, 49: 363–378.
Oberc-Dziedzic T., Pin C., Kryza R., 2005b. Early Palaeozoic crustal melting in an extensional setting: petrological and Sm-Nd evidence from the Izera granite-gneisses, Polish Sudetes. International Journal of Earth Sciences, 94: 354–368.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Mochnacka K., Larionov A., 2010a. Ordovician passive continental margin magmatism in the Central-European Variscides: U-Pb zircon data from the SE part of the Karkonosze-Izera Massif, Sudetes, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 99: 27–46.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Białek J., 2010b. Variscan multistage granitoid magmatism in Brunovistulicum: petrological and SHRIMP U-Pb zircon geochronological evidence from the southern part of the Strzelin Massif, SW Poland. Geological Quarterly, 54: 301–324.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Pin C., Madej S., 2013. Variscan granitoid plutonism in the Strzelin Massif (SW Poland): petrology and age of the composite Strzelin granite intrusion. Geological Quarterly, 57: 269–288.
Oberc-Dziedzic T., Kryza R., Pin C., 2015. Variscan granitoids related to shear zones and faults: examples from the Central Sudetes (Bohemian Massif) and the Middle Odra Fault Zone. International Journal of Earth Sciences, 104: 1139–1166.
Oberc-Dziedzic T., Pin C., Madej S., Kryza R., 2021. Reconstruction of the thermal history of the northwestern part of the Brunovistulicum. International Journal of Earth Sciences, 110: 2091–2114.
O'Brien P.J., Kröner A., Jaeckel P., Hegner E., Żelaźniewicz A., Kryza R., 1997. Petrological and isotopic studies on Palaeozoic high pressure granulites with a medium pressure overprint, Góry Sowie (Owl) Mts., Polish Sudetes. Journal of Petrology, 38: 433–456.
Oliver G.J.H., Corfu F., Krogh T.E., 1993. U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, London, 150: 355–369.
Opluštil S., Schmitz M., Kachlík V., Štamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. Bulletin of Geosciences, 91: 399–432.

Literatura

Pacholska A., 1978. Brekcje tektoniczne południowego krańca bloku gnejsów sowiogórskich. Geologia Sudetica, 13: 1–63.

Parry M., Štípská P., Schulmann K., Hrouda F., Ježek J., Kröner A., 1997. Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics, 280: 61–81.

Patočka F., Valenta J., 1996. Geochemistry of the late Devonian intermediate to acid metavolcanic rocks from the southern part of the Vrbno Group, the Jeseniky Mts. (Moravo-Silesian Belt, Bohemian Massif, Czech Republic): paleotectonic implications. Geolines, 4: 42–54.

Patočka F., Pin C., 2005. Sm-Nd isotope and trace element evidence for heterogeneous igneous protoliths of Variscan mafic blueschists in the East Krkonoše Complex (West Sudetes, NE Bohemian Massif, Czech Republic). Geodinamica Acta, 18: 363–374.

Patočka F., Smulikowski W., 2000. Early Palaeozoic intracontinental rifting and incipient oceanic spreading in the Czech/Polish East Krkono e/Karkonosze Complex, West Sudetes (NE Bohemian Massif). Geologia Sudetica, 33: 1–15.

Patočka F., Pivec E., Oliveriová D., 1996. Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rýchory Mts crystalline complex (West Sudetes, Bohemian Massif). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 170: 313–330.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Pietranik A., Koepke J., Puziewicz J., 2006. Crystallization and resorption in plutonic plagioclase: implications on the evolution of granodiorite magma (Gęsiniec granodiorite, Strzelin crystalline massif, SW Poland). Lithos, 86: 260–280.

Pietranik A., Storey C., Kierczak J., 2013. Niemcza diorites and monzodiorites (Sudetes, SW Poland): a record of changing geotectonic setting at ca. 340 Ma. Geological Quarterly, 57: 325–334.

Pin C., Majerowicz A., Wojciechowska I., 1988. Upper Paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd, Sr isotope and trace element evidence. Lithos, 21: 195–209.

Pin C., Puziewicz J., Duthou J.L., 1989. Ages and origins of a composite granitic massif in the Variscan belt: a Rb-Sr study of the Strzegom-Sobótka massif, W Sudetes (Poland). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 160: 71–82.

Pin C., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., Mazur S., Turniak K., Waldhausrová J., 2007. The diversity and geodynamic significance of Late Cambrian (ca. 500 Ma) felsic anorogenic magmatism in the northern part of the Bohemian Massif: a review based on Sm-Nd isotope and geochemical data. Geological Society of America Special Paper, 423: 209–229.

Porębska E., 1982. Latest Silurian and Early Devonian graptolites from Ždanów section, Bardo Mts. (Sudetes). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 89–209.

Porębski S., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). Geologia Sudetica, 16: 101–192.

Porębski S.J., 1990. Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the Upper Devonian-Lower Carboniferous Świebodzice succession. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 179: 259–274.

Pouba Z., Padera K., Fiala J., 1985. Omphacite granulite from the NE marginal area of the Bohemian Massif (Rychleby Mts). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 151: 29–52.

Puziewicz J., 1990. Masyw granitowy Strzegom-Sobótka – aktualny stan wiedzy. Archiwum Mineralogiczne, 46: 95–141.

Puziewicz J., Koepke J., 2001. Partial melting of garnet - hornblende granofels and the crystallisation of igneous epidote in the Niedźwiedź Amphibolite Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte, 12: 529–547.

Puziewicz J., Mazur S., Papiewska C., 1999. Petrography and origin of two-mica paragneisses and amphibolites of the Doboszowice metamorphic unit (Sudetes, SW Poland). Archiwum Mineralogiczne, 52: 35–65.

Quenardel J.M., Brochwicz-Lewiński W., Chorowska M., Cymerman Z., Grocholski A., Kossowska I., Pique A., Ploquin A., Santallier D., Sylwestrzak H., Szalamacha M., 1988. The Polish Sudetes: a mosaic of Variscan terranes. Trabajos de Geologia, 17: 139–145.

Racki G., Mazur S., Narkiewicz K., Pisarzowska A., Bardziński W., Kołtonik K., Szymanowski D., Filipiak P., Kremer B., 2022. A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephra-bearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). GSA Bulletin, 134: 2373–2398.

Rajlich P., 1987. Variszische duktile Tektonik im Böhmischen Massiv. Geologische Rundschau, 76: 755–786.

Rajlich P., 1990. Variscan shearing tectonics in the Bohemian Massif. Mineralogia Slovaca, 22: 33–40.

Scheumann K.H., 1937. Zur Frage nach dem Vorkommen von Kulm in der Nimptscher Kristallinzone. Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie, Abteilung B: Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 49: 216–240.

Schindewolf O.H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten-(Oberdevon). Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 178, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart.

Schneider D.A., Zahniser S.J., Glascock J.M., Gordon S.M., Manecki M., 2006. Thermochronology of the west Sudetes (Bohemian Massif): Rapid and repeated eduction in the eastern Variscides, Poland and Czech Republic. American Journal of Science, 306: 846–873.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R, Lardeaux J.M., Urban M., Lobkowicz M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geologische Rundschau, 80: 73–92.

Schulmann K., Kröner A., Hegner E., Wendt I., Konopásek J., Lexa O., Štípská P., 2005. Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. American Journal of Science, 305: 407–448.

Schulmann K., Lexa O., Štípská P., Racek M., Tajčmanová L., Konopásek J., Edel J-B., Peschler A., Lehmann J., 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: Key exhumation mechanisms in large hot orogens? Journal of Metamorphic Geology, 26: 273–297.

Schulmann K., Edel J.B., Catalán J.R.M., Mazur S., Guy A., Lardeaux J.M., Ayarza P., Palomeras I., 2022. Tectonic evolution and global crustal architecture of the European Variscan belt constrained by geophysical data. Earth-Science Reviews, 234, 104195.

Seston R., Winchester J.A., Piasecki M.A.J., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2000. A structural model for the western-central Sudetes: a deformed stack of Variscan thrust sheets. Journal of the Geological Society, London, 157: 1155–1167.

Skowronek A., Steffahn K., 2000. The age of the Kauffung Limestones (W Sudetes, Poland) – a revision due to new discovery of microfossils. Neues Jahrbuch für Geologie Paläontologie, Monatshefte, 2: 65–82.

Skrzypek E., Lehmann J., Szczepański J., Anczkiewicz R., Štípská P., Schulmann K., Kröner, A., Białek D., 2014. Time scale of deformation and intertectonic phases revealed by P-T-D-t relationships in the orogenic middle crust of the Orlica-Śnieżnik Dome, Polish/Czech Central Sudetes. Journal of Metamorphic Geology, 32: 981–1003.

Słaby E., Götze J., 2004. Feldspar crystallization under magma-mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modelling-a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland). Mineralogical Magazine, 68: 561–577.

Słaby E., Martin H., 2008. Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze Pluton (Sudetes, Bohemian Massif). Journal of Petrology, 49: 353–391.

Smulikowski K., 1967. Eklogity Gór Śnieżnickich. Geologia Sudetica, 3: 157–174.

Smulikowski W., 1995. Evidence for glaucophane-schist facies metamorphism in the East Karkonosze complex, West Sudetes, Poland. Geologische Rundschau, 84: 720–737.

Steltenpohl M.G., Cymerman Z., Kunk M.J., 1993. Exhumation of eclogitized continental basement during Variscan lithospheric delamination and gravitational collapse, Sudety Mountains, Poland. Geology, 21: 1111–1114.

Štipska P., Schulmann K., Thompson A.B., Ježek J., Kröner A., 2001. Thermo-mechanical role of a Cambro-Ordovician paleorift during the Variscan collision: the NE margin of the Bohemian Massif. Tectonophysics, 332: 239–253.

Štípská P., Schulmann K., Kröner A., 2004. Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: A model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). Journal of Metamorphic Geology, 22: 179–198.

Štípská P., Pitra P., Powell R., 2006. Separate or shared metamorphic histories of eclogites and surrounding rocks? An example from the Bohemian Massif. Journal of Metamorphic Geology, 24: 219–240.

Štípská P., Chopin F., Skrzypek E., Schulmann K., Pitra P., Lexa O., Martelat J.E., Bollinger C., Žáčková E., 2012. The juxtaposition of eclogite and mid-crustal rocks in the Orlica-Śnieżnik Dome, Bohemian Massif. Journal of Metamorphic Geology, 30: 213–234.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. Denkschrifte der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematik und Naturwissenschaften, 78: 541–631.

Suess F.E., 1926. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Szczepański J., Oberc-Dziedzic T., 1998. Geochemistry of amphibolites from the Strzelin crystalline massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 173: 23–40.

Szczepański J., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ cooling ages of white micas from the Jegłowa Beds (Strzelin Massif, Fore-Sudetic block, SW Poland). Geologia Sudetica. 34: 1–7.

Szczepański J., Mazur S., 2004. Syn-collisional extension in the West/East Sudetes boundary zone (NE Bohemian Massif): structural and metamorphic record in the Jegłowa Beds from the Strzelin Massif (East Fore-Sudetic Block). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 233: 297–331.

Szczepański J., 2007. A vestige of an Early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) – evidence from geochemistry of the Jegłowa Beds, Strzelin Massif. Geological Quarterly, 51: 271–284.

Szczepański J., Goleń M., 2022. Tracing exhumation record in high-pressure micaschists: A new tectonometamorphic model of the evolution of the eastern part of the Fore-Sudetic Block, Kamieniec Metamorphic Belt, NE Bohemian Massif, SW Poland. Geochemistry, 82, 125859.

Szczepański J., Ilnicki S., 2014. From Cadomian arc to Ordovician passive margin: geochemical records preserved in metasedimentary successions of the Orlica-Śnieżnik Dome in SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 103: 627–647.

Szczepański J., Turniak K., Anczkiewicz R., Gleichner P., 2020. Dating of detrital zircons and tracing the provenance of quartzites from the Bystrzyckie

Literatura

Mts: implications for the tectonic setting of the Early Palaeozoic sedimentary basin developed on the Gondwana margin. International Journal of Earth Sciences, 109: 2049–2079.

Szczepański J., Zhong X., Dąbrowski M., Wang H., Goleń M., 2022. Combined phase diagram modelling and quartz-in-garnet barometry of HP metapelites from the Kamieniec Metamorphic Belt (NE Bohemian Massif). Journal of Metamorphic Geology, 40: 3–37.

Szczepański J., Kaszuba G., Anczkiewicz R., Ilnicki S., 2023. Provenance of the early Palaeozoic volcano-sedimentary successions from eastern part of the Central Sudetes: implications for the tectonic evolution of the NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 160: 1498–1534.

Tabaud A.S., Štípská P., Mazur S., Schulmann K., Míková J., Wong J., Sun M., 2020. Evolution of Cambro-Ordovician North Gondwana active margin: geochemistry and zircon geochronology evidence from Góry Sowie metasedimentary rocks. Gondwana Research, 90: 1–26.

Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geologische Rundschau, 86: 585–598.

Teisseyre A.K., 1971. Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 5: 237–280.

Teisseyre A.K., 1975. Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 9: 1–135.

Teisseyre H., 1956. Depresja Świebodzic jako jednostka geologiczna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 106: 5–60.

Teisseyre H. (red), 1957. Geologia regionalna Polski. Tom III, Sudety, część 1: Skały przedtrzeciorzędowe. Polskie Towarzystwo Geologiczne, Kraków.

Teisseyre H., 1968. Stratygrafia i tektonika depresji Świebodzic. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 222: 77–106.

Teisseyre J.H., 1973. Skały metamorficzne Rudaw Janowickich i Pasma Lasockiego. Geologia Sudetica, 8: 7–120.

Thomas U., 1990. Unterkarbone Wildflysch-Ablagerungen im Südteil der DDR. Zeitschrift für Angewandte Geologie, 36: 182–184.

Tikhomirova M., 2002. Zircon inheritance in diatexite granodiorites and its consequence on geochronology – a case study in Lusatia and the Erzgebirge (Saxo-Thuringia, eastern Germany). Chemical Geology, 191: 209–224.

Timmermann H., Parrish R.R., Noble S.R., Kryza R., Patočka F., 1999. Single cycle Variscan orogeny inferred from new U-(Th-)Pb data from the Sudetes Mountains in Poland and the Czech Republic. *W*: PACE Mid-term Review and 4th PACE Network Meeting.

Timmermann H., Parrish R.R., Noble S.R., Kryza R., 2000. New U-Pb monazite and zircon data from the Sudetes Mountains in SW Poland: evidence for a single-cycle Variscan orogeny. Journal of the Geological Society, London, 157: 265–268.

Turnau E., Żelaźniewicz A., Franke W., 2002. Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic. Geologia Sudetica, 34: 9–16.

Turniak K., Mazur S., Wysoczański R., 2000. SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Śnieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications. Geodinamica Acta, 13: 1–20.

Turniak K., Mazur S., Domańska-Siuda J., Szuszkiewicz A., 2014. SHRIMP U-Pb zircon dating for granitoids from the Strzegom-Sobótka Massif, SW Poland: Constraints on the initial time of Permo-Mesozoic lithosphere thinning beneath Central Europe. Lithos, 208: 415–429.

Tyszka R., Kryza R., Zalasiewicz J.A., Larionov A.N., 2008. Multiple Archean to Early Palaeozoic events in the northern Gondwana margin witnessed by detrital zircons from the Radzimowice Slates, Kaczawa Complex (Central European Variscides). Geological Magazine, 145: 85–93.

Ulrych J., Fediuk F., Lang M., Martinec P., 2004. Late Paleozoic volcanic rocks of the Intra-Sudetic Basin, Bohemian Massif: petrological and geochemical characteristics. Geochemistry, 64: 127–153.

Urbanek Z., Baranowski Z., 1986. Revision of age of the Radzimowice slates from Góry Kaczawskie Mts (Western Sudetes, Poland) based on conodonts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 399–408.

Urbanek Z., Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., Linnemann U., 1995. Western Sudetes (Lugicum). Stratigraphy. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 315–327. Springer, Berlin.

Valverde-Vaquero P., Dörr W., Bełka Z., Franke W., Wiszniewska J., Schastok J., 2000. U-Pb single-grain dating of detrital zircon in the Cambrian of central Poland: Implications for Gondwana versus Baltica provenance studies. Earth and Planetary Science Letters, 184: 225–240.

Van Breemen O., Aftalion M., Bowes D.R., Dudek A., Misař Z., Povondra P., Vrána S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 73: 89–108.

Van Breemen O., Bowes D.R., Aftalion M., Żelaźniewicz A., 1988. Devonian tectonothermal activity in the Sowie Góry gneissic block, Sudetes, SW Poland: evidence from Rb-Sr and U-Pb isotopic studies. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 3–19.

Vangerov E.F., 1943. Das Normalprofil des Algonkium und Kambriums in den mittleren Sudeten. Geologische Rundschau, 34: 10–12.

Vavrdová M., 2004. Brunovistulicum: założenia i dane. Zeitschrift der deutschen Geologische Gesellschaft, 155: 1–9.

Wajsprych B., 1978. Allochtoniczne skały paleozoiczne w osadach wizeńskich Gór Bardzkich (Sudety). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 99–127.

Wajsprych B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian-Carboniferous continental margin, Sudetes. *W*: IAS 7th Regional Meeting, Excursion Guidebook. Ossolineum, Kraków, Wrocław: 141–164.

Walczak K., Anczkiewicz R., Szczepański J., Rubatto D., Košler J., 2017. Combined garnet and zircon geochronology of the ultra-high temperature metamorphism: Constraints on the rise of the Orlica-Śnieżnik Dome, NE Bohemian Massif, SW Poland. Lithos, 292–293: 388–400.

Werner T., Mazur S., Jeleńska M., 2000. Changing direction of magnetic fabric in a thrust unit: an example from the Karkonosze-Izera Massif (SW Poland). Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 25: 511–517.

Winchester J.A., Floyd P.A., Chocyk M., Horbowy K., Kozdrój W., 1995. Geochemistry and tectonic environment of Ordovician meta-igneous rocks in the Rudawy Janowickie Complex, SW Poland. Journal of the Geological Society, London, 152: 105–115.

Winchester J., Floyd P., Awdankiewicz M., Piasecki M., Awdankiewicz H., Gunia P., Gliwicz T., 1998. Geochemistry and tectonic significance of metabasic suites in the Góry Sowie Block, SW Poland. Journal of the Geological Society, London, 155: 155–164.

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

Winchester J.A., Patočka F., Kachlík V., Melzer M., Nawakowski C., Crowley Q.G., Floyd P.A., 2003. Geochemical discrimination of metasedimentary sequences in the Krkonoše-Jizera Terrane (West Sudetes, Bohemian Massif): paleotectonic and stratigraphic constraints. Geologia Carpathica, 54: 267–280.

Wojewoda J., Mastalerz K., 1989. Ewolucja klimatu oraz anocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 37: 173–180.

Wojtulek P.M., Schulz B., Delura K., Dajek M., 2019. Formation of chromitites and ferrogabbros in ultramafic and mafic members of the Variscan Ślęża ophiolite (SW Poland). Ore Geology Reviews, 106: 97–112.

Wojtulek P.M., Schulz B., Klemd R., Gil G., Dajek M., Delura K., 2021. The Central-Sudetic ophiolites – remnants of the SSZ-type Devonian oceanic lithosphere in the European part of the Variscan Orogen. Gondwana Research, 105: 343–365.

Zieger J., Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Marko L., Gerdes A., 2018. A new U-Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. International Journal of Earth Sciences, 107: 933–953.

Żaba J., 1984. Geneza oraz metamorficzna ewolucja gnejsów i granitoidów masywu Izerskiego Stogu (Sudety Zachodnie). Geologia Sudetica, 19: 89–195.

Žáček V., 1996. Retrograded eclogite from the Staré Město Belt, NE margin of the Bohemian Massif. Journal of the Czech Geological Society, 41: 167–175.

Žáčková E., Konopásek J., Jeřábek P., Finger F., Košler J. 2010. Early Carboniferous blueschist facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). Journal of Metamorphic Geology, 28: 361–379.

Žáčková E., Konopásek J., Košler J., Jeřábek P., 2012. Detrital zircon populations in quartzites of the Krkonoše-Jizera Massif: implications for pre-collisional history of the Saxothuringian Domain in the Bohemian Massif. Geological Magazine, 149: 443–458.

Žák J., Verner K., Sláma J., Kachlík V., Chlupáčová M., 2013. Multistage magma emplacement and progressive strain accumulation in the shallow-level Krkonoše-Jizera plutonic complex, Bohemian Massif. Tectonics, 32: 1493–1512.

Żelaźniewicz A., 1987. Tektoniczna i metamorficzna ewolucja Gór Sowich. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 57: 203–348.

Żelaźniewicz A., 1990. Deformation and metamorphism in the Góry Sowie gneiss complex, Sudetes, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen, 179: 129–157.

Żelaźniewicz A., Franke W., 1994. Discussion on U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture between Baltica and Gondwana. Journal of the Geological Society, London, 151: 1050–1052.

Żelaźniewicz A., Dörr W., Bylina P., Franke W., Haack U., Heinisch H., Schastok J., Grandmontagne K., Kulicki C., 2004. The eastern continuation of the Cadomian orogen: U-Pb zircon evidence from Saxo-Thuringian granitoids in south-western Poland and the northern Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 93: 773–781.

5.1.4.2. Eksternidy: zewnętrzne waryscyjskie pasmo fałdowo-nasuwcze

Stanisław Mazur, Piotr Krzywiec, Paweł Aleksandrowski, Łukasz Gągała

Zewnętrzne pasmo fałdowo-nasuwcze waryscydów jest w Polsce całkowicie pogrzebane pod permo-mezozoicznymi osadami basenu polskiego. Na podstawie danych z wierceń, profili sejsmicznych oraz badań geofizycznych odtworzono główne cechy jego budowy geologicznej i powiązania z basenem przedgórskim waryscydów, rozwiniętym na obrzeżeniu Laurussii. Przedstawiono historię interpretacji struktury polskich waryscydów, podkreślając przełomowe znaczenie badań sejsmicznych, które umożliwiły weryfikację starszych modeli tektonicznych. Omówiono również nowe ujęcie geometrii pasma eksternidów waryscyjskich, zakładające istnienie półorokliny – wygięcia waryscydów o ok. 90° równolegle do obrzeżenia Laurussii – w miejsce wcześniej postulowanych modeli pełnej orokliny lub dominacji efektów przemieszczeń przesuwczych. Obecność eksternidów waryscyjskich rozpoznano także w południowo-wschodniej Polsce, aż po granicę ukraińską, co umożliwiło integrację obszaru wielkopolskiego, basenu lubelskiego i wyniesienia radomsko-kraśnickiego w jedną strukturę zewnętrznego pasma waryscydów. Osobno scharakteryzowano morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze jako odrębne odgałęzienie eksternidów waryscyjskich, powstałe w obrębie strefy kolizji między terranami Masywu Czeskiego a Brunowistulią. Przeprowadzona analiza pozwoliła na udoskonalenie dotychczasowych rekonstrukcji waryscyjskich pasm fałdowo-nasuwczych Niemiec, Czech, Polski i Ukrainy oraz powiązanie ich w spójny model regionalny.

Wprowadzenie

Waryscyjskie zewnętrzne pasmo fałdowo-nasuwcze południowej Polski jest całkowicie przykryte przez permsko-mezozoiczne wypełnienie basenu polskiego oraz pokrywę kenozoiczną zdeponowaną po jego inwersji (zob. też rozdział 5.2.1). Głębokość, na której orogen waryscyjski został udokumentowany danymi podpowierzchniowymi – wierceniami i profilami sejsmicznymi – wzrasta od ok. 1 km w pobliżu północnowschodniej granicy Sudetów (w strefie uskoku Odry) do ponad 8 km w regionalnym depocentrum bruzdy środkowopolskiej (Dadlez i in., 1995; van Wees i in., 2000). Zewnętrzne pasmo fałdowo-nasuwcze obejmuje karbońską syn- i postorogeniczną, klastyczną („fliszową") sukcesję osadową o minimalnej pierwotnej miąższości przekraczającej 2,5 km, która została zdeponowana w rozległym basenie przedgórskim. W południowo-wschodniej Polsce w obręb waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego tektonicznie włączone zostały także jednostki paleozoicznej przedwaryscyjskiej pokrywy osadowej, w pierwszym rzędzie serie dewońskie oraz starsze, aż po ediakar. Podobne pre-fliszowe elementy pasma fałdowo-nasuwczego nie zostały dotychczas rozpoznane w Polsce zachodniej i centralnej, ponieważ, jeśli istnieją, znajdują się poniżej zasięgu wierceń. Ich obecności nie można wykluczyć ze względu na niewystarczające obrazowanie sejsmiczne podłoża cechsztyńskich ewaporatów (Malinowski i in., 2007).

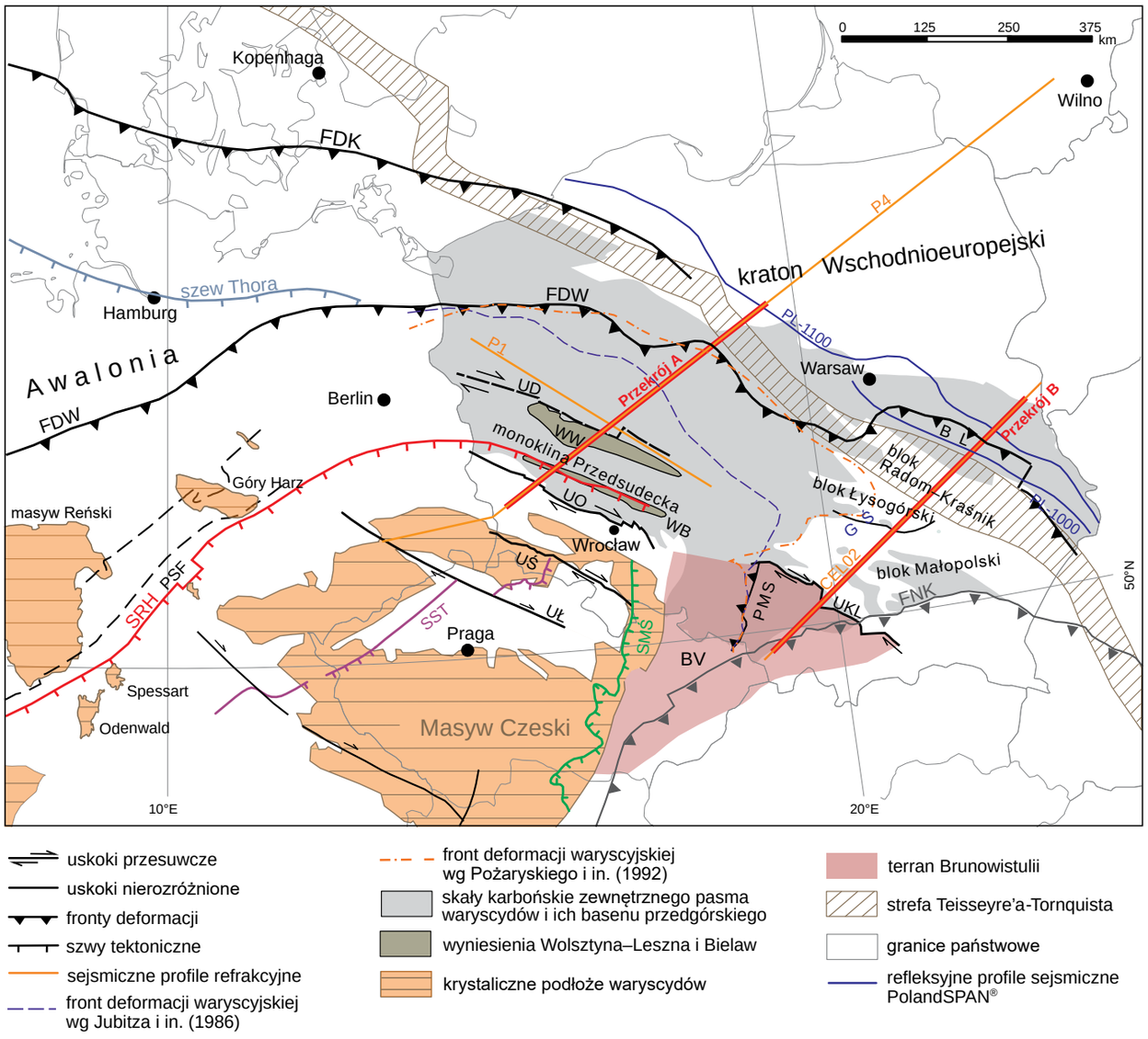
Basen przedgórski stanowił część waryscyjskiego systemu basenów przedpola rozciągającego się od Anglii do zachodniej Ukrainy wzdłuż północnego obrzeżenia waryscyjskiego pasma orogenicznego (np. Franke, Engel, 1986). Polska część basenu przedgórskiego waryscydów, obejmująca obszary Ziemi Lubuskiej, północnego Dolnego Śląska, Wielkopolski, Ziemi Łęczyckiej i Sieradzkiej, Kujaw, południowego Mazowsza, Górnego Śląska, północnej Małopolski i Lubelszczyzny (fig. 1), rozwinęła się na wycienionym obrzeżeniu Laurussii, pokrytym osadami dolnego paleozoiku i dewonu–dolnego karbonu (Mazur i in., 2015; Smit i in., 2016; Mikołajczak i in., 2019). W swojej południowo-wschodniej części basen przedgórski przekroczył strefę Teisseyre'a-Tornquista, wyznaczającą południowo-zachodnią granicę prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej. Skały podłoża karbońskiej sukcesji fliszowej w południowo-zachodniej Polsce, na północ od uskoku Odry, pozostają w zasadzie nieznane, z wyjątkiem dwóch wyniesień krystalicznych o kierunku WNW–ESE tj. wyniesień Wolsztyna i Bielaw. Tworzące je fyllity wykazują analogie z seriami krystalicznymi Masywu Czeskiego i w świetle danych strukturalnych (patrz poniżej) nie wchodzą w skład basenu przedgórskiego, ale są elementami jego podłoża.

Struktura pasma fałdowo-nasuwczego polskich waryscydów została zobrazowana na dwóch regionalnych przekrojach, A i B, przebiegających po obu stronach tradycyjnie zakładanego położenia frontu waryscyjskiego (fig. 1, 2; Jubitz i in., 1986; Pożaryski i in., 1992). Oba przekroje kończą się na kratonie wschodnioeuropejskim, który reprezentuje ostateczne przedpole deformacji waryscyjskich. Przekrój A pokrywa się z fragmentem sejsmicznego profilu refrakcyjnego P4 (Grad i in., 2003). Przechodzi on przez karbońskie pasmo fałdowo-nasuwcze występujące w zachodniej Polsce pod permo-mezozoikiem i kończy się na granicy Sudetów (fig. 1). Przekrój B wyznaczono wzdłuż profilu refrakcyjnego CEL02 (Malinowski i in., 2005). Przecina on główne jednostki strukturalne południowo-wschodniej Polski: basen lubelski, wyniesienie radomsko-kraśnickie, bloki Łysogór i Małopolski oraz blok Brunowistulii i kończy się w Karpatach zewnętrznych, które skrywają południową kontynuację struktur waryscyjskich.

Osobnym elementem zewnętrznych waryscydów jest morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze, przebiegające południkowo przez Morawy i Górny Śląsk (fig. 1). Niegdyś było łączone z waryscydami wielkopolskimi i uznawane za fragment tzw. orokliny waryscyjskiej – wygięcia zewnętrznego pasma waryscyjskiego o niemal 180°, okalającego Masyw Czeski (Kossmat, 1927; Lorenz, 1976; Engel i in., 1983; Lorenz, Nicholls, 1984; Franke, 1989; Tait i in., 1997; Narkiewicz, 2007, 2020). Konkurencyjnym rozwiązaniem była hipoteza przesuwcza, zgodnie z którą strefy orogeniczne waryscydów miały zostać obcięte i przemieszczone prawoskrętnie na obszarze Polski wzdłuż walnych uskoków przesuwczych, takich jak uskoki Odry, Kraków–Lubliniec czy śródsudecki (Arthaud, Matte, 1977; Badham, 1982; Behr i in., 1984; Matte, 1991; Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997; Aleksandrowski, Mazur, 2002). Zagadnienie to, dyskutowane przez dziesięciolecia, dziś jest bliskie wyjaśnienia w obliczu dostępności nowych danych. Akceptację zdobywa hipoteza orokliny postulująca zmianę kierunku pasma waryscyjskiego o ok. 90° z SW–NE w Niemczech, na WNW–ESE, a następnie NW–SE w Polsce, tj. do położenia równoległego z kopalnym obrzeżeniem Laurussii (Franke, Żelaźniewicz, 2000, 2002, 2023; Martínez Catalán i in., 2020, 2021; Mazur i in., 2020; Mazur, Schulmann, 2025). Interpretacja ta jest zgodna z klasyczną koncepcją orokliny Careya (1955), definiującą ją jako zakrzywienie pasa fałdowego pod dowolnym kątem, mogące mieć charakter pierwotny bądź wtórny. Podobne ujęcie terminu przedstawiają Fossen i Teyssier w najnowszym podręczniku tektoniki (2025). Współcześnie wśród badaczy panuje szeroki konsensus, że oroklina waryscyjskich eksternidów, zakreślająca skręt rzędu 90° pomiędzy wschodnią częścią Niemiec a południowo-zachodnią Polską, ma charakter pierwotny. Struktury waryscyjskich eksternidów na obszarze południowo-zachodniej Polski od samego początku wykazywały rozciągłość WNW–ESE, dostosowując się do konfiguracji obrzeżenia Laurussii (Mazur i in., 2020; Franke, Żelaźniewicz, 2023; Mazur, Schulmann, 2025). Duże uskoki na tym obszarze wykazują przebieg WNW–ESE i są równoległe do obrzeżenia Laurussii, a hipoteza orokliny nie wyklucza przemieszczeń przesuwczych na tych uskokach. Przemieszczenia te nie są jednak niezbędnym elementem przy powstaniu orokliny (Franke, Żelaźniewicz, 2023; Mazur, Schulmann, 2025). Ważnym argumentem za przyjęciem istnienia orokliny o wygięciu ok. 90° było odkrycie przedłużenia waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego o rozciągłości NW–SE w południowo-wschodniej Polsce, sięgającego aż po granicę Ukrainy (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020; Mazur i in., 2020; fig. 1). W tej sytuacji fałdowo-nasuwcze pasmo morawsko-śląskie na wschodniej flance Masywu Czeskiego należy interpretować jako osobne odgałęzienie eksternidów waryscyjskich (Mazur i in., 2020). Powstało ono we wschodniej części strefy morawsko-śląskiej orogenu waryscyjskiego, stanowiącej strefę kolizji między terranami Masywu Czeskiego a terranem Brunowistulii. Tak jak sama Brunowistulia jest ograniczona od północy przez uskok Kraków–Lubliniec, tak i morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze nie przedłuża się na północ od tego uskoku (fig. 1).

Rys historyczny

Pomimo zgromadzenia dużej ilości danych geofizycznych i otworowych budowa zewnętrznej strefy polskich waryscydów nie była bliżej rozpoznana do lat 80. poprzedniego wieku (np. Sokołowski, 1967; Wierzchowska-Kicułowa, 1984). Wpływ na to miała ówczesna izolacja polskiego środowiska geologicznego w czasach realnego socjalizmu. Dopiero współpraca w ramach projektu European Geotraverse w latach 80. pozwoliła na bliższe interakcje z geologami i geofizykami z Europy Zachodniej oraz na przepływ informacji dotyczących struktury pasma waryscyjskiego. Zaowocowało to wkrótce przełomowymi publikacjami na temat budowy i zasięgu zewnętrznych waryscydów w Polsce, których główne tezy są aktualne do dzisiaj (Jubitz i in., 1986; Pożaryski i in., 1992; Dadlez i in., 1994). Jubitz i in. (1986) i Pożaryski i in. (1992) zaprezentowali dwie konkurencyjne interpretacje przebiegu frontu waryscyjskiego, powielane później z niewielkimi poprawkami w licznych pracach przez kolejne 25 lat (np. Narkiewicz, 2007, 2020; Malinowski i in., 2007; Mazur i in., 2010). Wspólną cechą obu tych interpretacji było to, że zbiegały się w obrębie morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego, zakreślając oroklinę na przedpolu waryscydów. Nawet mniej konserwatywna interpretacja Pożaryskiego i in. (1992) zakładała ostre wygięcie frontu waryscyjskiego tak, aby mógł on ominąć Góry Świętokrzyskie, uznawane za element przedpola pasa fałdowo-nasuwczego. Powodem tego było rozumienie orogenu w sensie facjalnym, zakorzenione w teorii geosynklin. Zgodnie z tą koncepcją orogen powinien wy-



uskoki przesuwcze
uskoki nierozróżnione
fronty deformacji
szwy tektoniczne
sejsmiczne profile refrakcyjne
front deformacji waryscyjskiej wg Jubitza i in. (1986)
front deformacji waryscyjskiej wg Pożaryskiego i in. (1992)
skały karbońskie zewnętrznego pasma waryscydów i ich basenu przedgórskiego
wyniesienia Wolsztyna–Leszna i Bielaw
krystaliczne podłoże waryscydów
terran Brunowistulii
strefa Teisseyre'a-Tornquista
granice państwowe
refleksyjne profile sejsmiczne PolandSPAN®

FIG. **1.** Uproszczona mapa tektoniczna Europy Środkowej przedstawiająca szwy tektoniczne, fronty deformacji i uskoki omawiane w tekście. Mapa podkładowa zmodyfikowana na podstawie kilku źródeł, w tym: Franke i in. (1995); Mazur i in. (2020). Przebieg waryscyjskiego frontu deformacji w Polsce wg Mazura i in. (2020). BL – basen lubelski; BV – terran Brunowistulii; FDK – front deformacji kaledońskiej; FDW – front deformacji waryscyjskiej; FNK – front nasunięć karpackich; GŚ – Góry Świętokrzyskie; PMS – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze; PSF – północna strefa fyllitowa; SRH – szew renoherczyński; SMS – szew morawsko-śląski; SST – szew saksoturyński; UD – uskok Dolska; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok Odry; UŚ – uskok śródsudecki; WB – wyniesienie Bielaw; WW – wyniesienie Wolsztyna

różniać się obecnością hemipelagicznych osadów turbidytowych, równowiekowych z orogenezą, których brak w Górach Świętokrzyskich. Warto tu zauważyć, że do lat 60. XX wieku rozszerzenie deformacji waryscyjskich w kierunku Gór Świętokrzyskich i dalej na wschód, oparte wyłącznie na odsłonięciach skał przedpermskich, było powszechnie akceptowaną interpretacją (np. Bertrand, 1887; Nowak, 1927; Bederke, 1930; Książkiewicz i in., 1965; por. także bardziej współczesną interpretację Zieglera, 1990). Mimo to, pierwsze propozycje przywrócenia w Górach Świętokrzyskich istotnego znaczenia orogenezy waryscyjskiej (Mizerski, 1979) spotkały się ze stanowczą krytyką. Konon (2008), interpretując strukturę i ewolucję Gór Świętokrzyskich, zaproponował dla nich neutralny termin „pasmo fałdowe Gór Świętokrzyskich", nie implikując korelacji regionalnych, a przez to pozostawiając otwartą kwestię ich pozycji względem orogenu waryscyjskiego. Podobnie rzecz się miała z rozpoznaniem tektoniki basenu lubelskiego. Dominował tam klasyczny model (Żelichowski, 1964, 1972; por. też Kotas i in., 1983a) przedstawiający basen jako ekstensyjny rów tektoniczny o głęboko zakorzenionych uskokach ramowych. Przełomu nie przyniosły nawet prace Antonowicza i Iwanowskiej (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004), które zostały potraktowane z rezerwą przez środowisko naukowe, być może ze względu na niewystarczającą jakość danych sejsmicznych, i w efekcie również po roku 2003 w literaturze dominowało rozumienie basenu lubelskiego jako rowu tektonicznego na przedpolu orogenu (Narkiewicz, 2007; Narkiewicz i in., 2007; Narkiewicz, Dadlez, 2008). Punktem zwrotnym był regionalny eksperyment sejsmiczny PolandSPAN® firmy ION Geophysical i prowadzone równocześnie na szeroką skalę poszukiwania gazu łupkowego w basenie lubelskim. Pozyskane w ten sposób wysokiej jakości dane sejsmiczne pozwoliły na nową interpretację tektoniki obszaru, rozpoznanie waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego w obrębie wyniesienia radomsko-kraśnickiego i w południowo-zachodniej części basenu lubelskiego oraz na powiązanie tego pasma z eksternidami waryscyjskimi zachodniej Polski (Aleksandrowski, Buła, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017; Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020; Mazur i in., 2020).

Waryscydy wielkopolskie

Główne cechy budowy geologicznej waryscydów wielkopolskich oraz ich podłoża przedstawia przekrój A z figury 2, przeprowadzony w kierunku NE–SW przez monoklinę przedsudecką i bruzdę środkowopolską. Na całej długości tego przekroju podłoże paleozoiczne jest pogrzebane pod grubą, permsko-mezozoiczną sukcesją basenu niemiecko-polskiego (fig. 2). Karbon znajduje się na głębokości 5 km w depocentrum i wznosi się ku SW i NE, odpowiednio, w kierunku Sudetów i kratonu wschodnioeuropejskiego. Strop skał starszych od permu jest dowiązany na północnym wschodzie przekroju do linii sejsmicznej PolandSPAN PL1-1100 (Krzywiec i in., 2014). Gdzie indziej, do wyznaczenia stropu podpermskiego podłoża został użyty model prędkościowy z profilu P-4 (Grad i in., 2003). Strop podłoża oparty na danych refrakcyjnych opada stromo na południowy zachód od otworu Karnkowo IG 1 (fig. 2), co wraz ze wznoszeniem się Moho, powoduje gwałtowne wycienienie skorupy krystalicznej kratonu wschodnioeuropejskiego z 35–38 do 16–18 km. Cienka skorupa jest uważana za pasywne obrzeżenie Baltiki (Grad i in., 2003; Mazur i in., 2015; Mikołajczak i in., 2019).

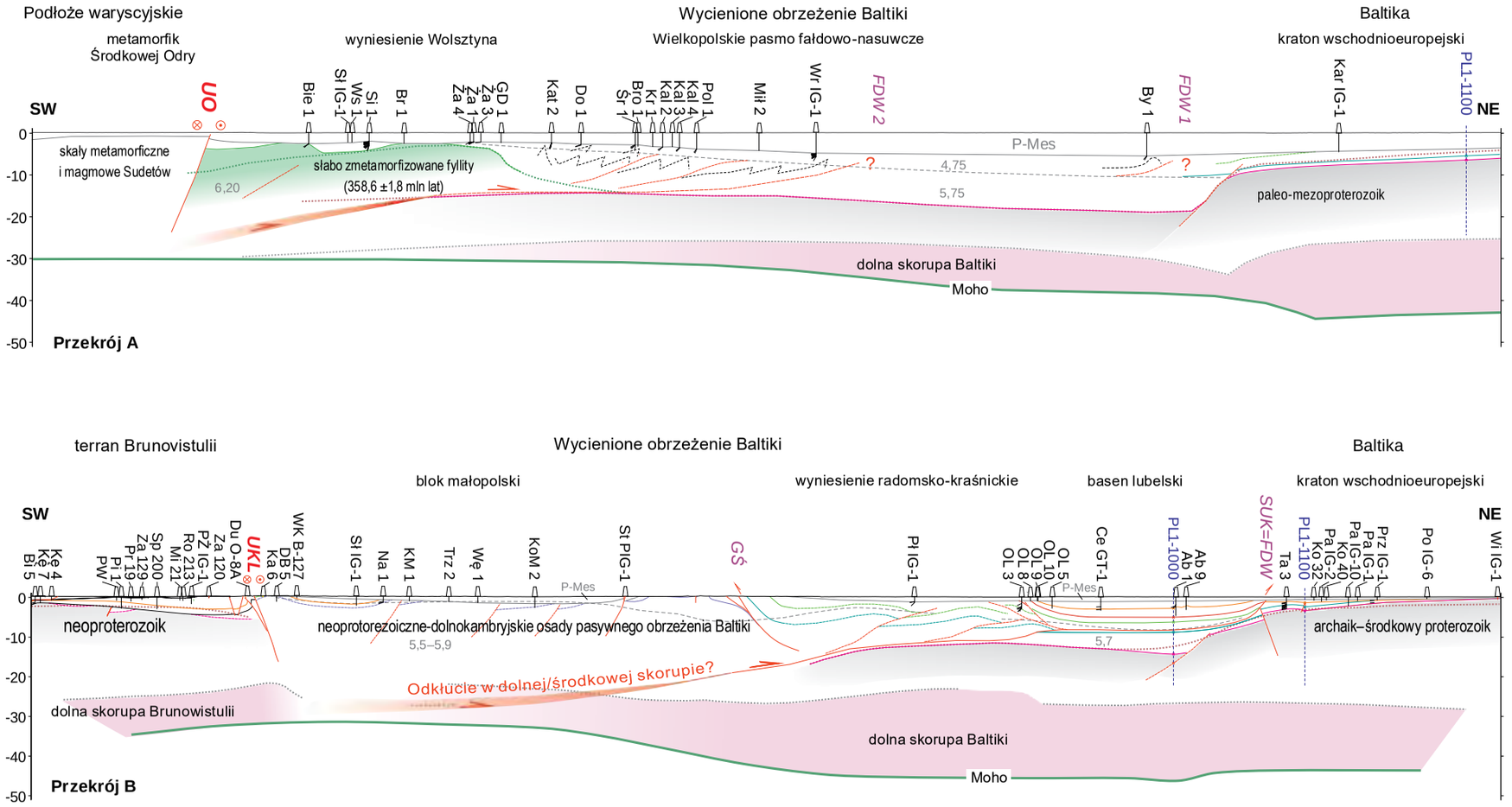


FIG. 2. Regionalne przekroje przez zewnętrzną część pasma waryscyjskiego w Polsce (wg Gągały w: Mazur i in., 2020, zmodyfikowano). Lokalizację przekrojów pokazuje fig. 1. FDW – front deformacji waryscyjskiej. GŚ – Góry Świętokrzyskie; SUK – strefa uskokowa Kocka; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UO – uskok Odry; WB – wyniesienie Bielaw; skrócone nazwy otworów (numery pominięto): Ab – Abramów; Bi – Bielsko, Bie – Bielawy; Br – Brenno; Bro – Brodnica; By – Byczyna; Ce – Celejów; DB – Dolina Będkowska; Do – Donatowo; Du – Dubie; GD – Górka Duchowna; Ka – Karniowice; Kal – Kaleje; Kar – Karnkowo; Kat – Katarzynin; Kę – Kęty; KM – Kalina Mała; Ko – Kolechowice; KoM – Kostki Małe; Kr – Krajkowo; Mi – Mirów; Mił – Miłosław; Na – Nasiechowice; OL – Opole Lubelskie; Pa – Parczew; Pi – Piotrowice; Pł – Płusy; Po – Podedwórze; Pol – Polwica; Pr – Przeciszów; Prz – Przewłoka; PW – Polanka Wielka; PŻ – Poręba Żegoty; Ro – Rozkochów; Si – Siciny; Sł – Słomniki; Sła – Sława; Sp – Spytkowice; St – Straszniów; Śr – Śrem; Ta – Tarkawica; Trz – Trzonów; Wę – Węchadłów; Wi – Wisznice; WK – Wola Kalinowska; Wr – Września; Ws – Wschowa; Za – Zator; Zal – Zalas; Ża – Żakowo

Południowo-zachodnia granica wycienionej skorupy kratonu nie jest zaznaczona na przekroju, ponieważ główne przedziały w modelu prędkościowym wyklinowują się stopniowo przy przejściu do skorupy waryscyjskiej o niskiej prędkości.

Karboński flisz został nawiercony na całym obszarze Wielkopolski i Kujaw poniżej niezgodności w spągu permu. Większość odwiertów zatrzymano po przewierceniu krótkich odcinków (100–200 m) warstw karbońskich, ale kilka z nich kontynuowano w karbonie na odcinkach przekraczających 1000 m, nie osiągając spągu. Umiarkowane do stromych (30–80°) upady warstw karbońskich dominują na odcinku ok. 160 km na północny wschód od strefy uskokowej Odry, stanowiącej granicę bloku przedsudeckiego odsłaniającego waryscyjskie internidy (fig. 1). Nie zaobserwowano wyraźnego trendu zmiany kąta upadu w miarę oddalania się od internidów. Przewaga umiarkowanych do stromych upadów może być wyrazem naskórkowego fałdowania i nasuwczej imbrykacji serii karbońskiej (Mazur i in., 2020). Alternatywną interpretacją byłaby głęboko zakorzeniona inwersja, ale ten styl strukturalny zwykle skutkuje szerokimi domenami o niskim lub średnim upadzie, rozdzielonymi przez wąskie domeny o stromym nachyleniu warstw. Takiej sytuacji nie potwierdzają dane strukturalne uzyskane z otworów wiertniczych. Dane te pozostawiają duży margines niepewności co do położenia frontu deformacji waryscyjskiej, ponieważ istnieje duża luka w rozmieszczeniu otworów wiertniczych nawiercających karbon na obszarze bruzdy środkowopolskiej, pomiędzy otworami Września IG 1 i Byczyna 1 (fig. 2), gdzie miąższość permu i mezozoiku sięga 8 km. Otworami tymi nawiercono stromo nachylone warstwy karbońskie, co może sugerować, że deformacje waryscyjskie obejmują cały obszar podpowierzchniowych wystąpień karbonu sięgający co najmniej do otworu Byczyna 1 (FDW 1 na fig. 2). Podobne rozumowanie zastosowali Pożaryski i in. (1992) do wyznaczenia swojej wersji przebiegu frontu deformacji waryscyjskich. Z drugiej strony, Malinowski i in. (2007) umieścili front deformacji naskórkowej na północ od otworu Września IG 1, wykorzystując dane sejsmiczne, choć o nie w pełni satysfakcjonującej jakości obrazowania (FDW 2 na fig. 2). Deformacja serii karbońskiej w otworze Byczyna 1 musiałaby być w takim przypadku związana np. z waryscyjską aktywacją uskoków podłoża na dalekim przedpolu lub inwersją alpejską basenu niemiecko-polskiego.

Wyniesienia Wolsztyna i Bielaw (fig. 1 i 2) występują na zapleczu waryscyjskiego, zewnętrznego pasma fałdowo-nasuwczego, tworząc wewnętrzny *backstop* (tj. mechaniczny element oporowy, umożliwiający deformację nasuwczą na przedpolu). Kulminacje te są zbudowane z fyllitów o niskim stopniu metamorfizmu, które zostały przewiercone kilkoma otworami wiertniczymi. Na przykład otwór Bielawy 1 (profil na fig. 3), w którym nawiercono cienki interwał karbońskiego fliszu, a następnie ok. 150 m fyllitów. Podczas gdy wiek piku metamorfizmu tych skał z otworu Święciechowa 1 został oznaczony na 358,6± 1,8 mln lat (Mazur i in., 2006a), wiek ich protolitu pozostaje niepewny. Badania paleontologiczne sugerują protolit o wieku dewońskim (Haydukiewicz i in., 1999). Wyniesienia Wolsztyna i Bielaw są podścielone wycienioną skorupą kratonu wschodnioeuropejskiego należącą pierwotnie do Baltiki (Grad i in., 2008; Mazur, Schulmann, 2025), lub klinem górnej skorupy Awalonii podścielonej przez środkową i dolną skorupę Baltiki (Mazur i in., 2025). Protolit fyllitów występujących na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw został prawdopodobnie zdeponowany na pasywnym obrzeżeniu Laurussii jako dystalna sekwencja klastyczna (Franke, Żelaźniewicz, 2023; Mazur, Schulmann, 2025). Klastyki karbońskie występują w pozycji transgresywnej na stropie wyniesień Wolsztyna i Bielaw, np. w otworach Bielawy 1 i Święciechowa 1 (fig. 3), świadcząc o przekraczającym cofaniu się basenu przedgórskiego ku południowemu zachodowi w stronę jego głęboko zerodowanego metamorficznego zaplecza (Mazur i in., 2020). Według Mazura i in. (2010) serie karbońskie zawierają znaczącą sygnaturę detrytyczną źródła późnodewońskiego, co jest zgodne z erozją i późniejszym pogrzebaniem wyniesień Wolsztyna i Bielaw.

Północno-wschodnia granica wyniesienia Wolsztyna jest wyznaczona przez pogrzebany pod permsko-mezozoiczną pokrywą basenu polskiego uskok Dolska, o którego subwertykalnej geometrii, przynajmniej na głębokościach górnej skorupy, wnioskuje się na podstawie łącznej interpretacji danych sejsmicznych i otworowych (Dadlez, 2006; Kiersnowski i in., 2010). Na interpretacji sejsmicznego profilu refrakcyjnego P-4 (Grad i in., 2003) uskok Dolska ma kontynuację wgłębną jako granica między dwuwarstwową skorupą typu waryscyjskiego o niskiej prędkości na południowym zachodzie, a trójwarstwową skorupą leżącą pod basenem niemiecko-polskim na północnym wschodzie (np. Grad i in., 2003, 2008).

Pomimo skąpych danych strukturalnych wiele przesłanek geologicznych i geofizycznych pomaga określić wewnętrzną geometrię strukturalną waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego. Jednak mimo fałdowania i imbrykacji serii karbońskiej oraz, lokalnie, bardzo gęstego pokrycia siecią otworów wiertniczych, pod niezgodnością w spągu permu nie nawiercono żadnych skał przedkarbońskich. Może to wynikać z pozycji stratygraficznej waryscyjskiego nasunięcia spągowego (ang. *sole thrust*) w obrębie warstw karbońskich. Dopuszczalne jest również głębsze położenie nasunięcia spągowego, pod warunkiem niewielkich przemieszczeń wzdłuż tego nasunięcia i/lub niewielkiego nachylenia skłonu rampy, które nie prowadziłyby do odsłonięcia jednostek przedkarbońskich na powierzchni podpermskiej. Dane sejsmiki refrakcyjnej wskazują, że seria karbońska odpowiada domenie prędkości 4,75 km/s (Grad i in., 2003, 2008). Prędkość ta jest charakterystyczna dla osadów klastycznych poddanych silnej kompakcji, co odpowiada dominującym w serii karbońskiej turbiditom. Interwał o prędkości 4,75 km/s jest jednak stosunkowo cienki i pogrubia się w kierunku przedpola, w przeciwieństwie do typowej klinowej geometrii przekroju poprzecznego pasm fałdowo-nasuwczych. Poniżej znajduje się warstwa o prędkości fal podłużnych 5,75 km/s, interpretowana jako przedkarbońska pokrywa osadowa pasywnego obrzeżenia Baltiki (Grad i in., 2003, 2008). Podobne prędkości, 5,5–5,9 km/s, występują w odsłoniętych, nawierconych lub dobrze rozpoznanych sejsmicznie osadach klastycznych ediakaru–dolnego kambru bloku małopolskiego i basenu lubelskiego wzdłuż profilu CEL02 (fig. 2), co wzmacnia tę interpretację. Podniesienie stropu interwału o prędkości fal podłużnych 5,75 km/s w kierunku wyniesienia Wolsztyna do 2–3 km p.p.t. może wskazywać na tektoniczne zaangażowanie skał przedkarbońskich w wewnętrznej części pasma fałdowo-nasuwczego. Trajektoria nasunięcia spągowego w kierunku jednej z wersji waryscyjskiego naskórkowego frontu deformacji (FDW 1 i FDW 2 na fig. 2) nie jest znana. W szczególności nie wiadomo, czy nasunięcie to przebiega w serii karbońskiej, czy też jest położone niżej w skałach przedkarbońskich aż do osiągnięcia czołowej rampy frontu nasuwczego.

Dane kierunkowe uzyskane przy użyciu sześcioramiennego upadomierza Halliburton SED z 34 odwiertów gazowych zostały zastosowane przez Mazura i in. (2010) do przetestowania geometrii strukturalnych warstw karbońskich leżących w podłożu monokliny przedsudeckiej. Przetworzone dane zostały wykorzystane do zbadania złoża gazu Brońsko (k. Kościana), położonego na północno-wschodnim stoku wyniesienia Wolsztyna (fig. 4A). Karbońskie skały klastyczne na tym obszarze wykazują generalnie homoklinalne nachylenie ku północnemu wschodowi pod kątem 30–50°. Tak strome zanurzenie na dystansie kilku kilometrów powinno spowodować występowanie starszych elementów serii karbońskiej w południowo-zachodniej części obszaru. Tak się jednak nie dzieje i według niepublikowanych, przemysłowych danych palinologicznych (Mazur i in., 2010) warstwy o wieku od późnego wizenu po westfal zalegają pod permem na całym obszarze pola Brońsko. W jednym z otworów, zbadanym szczegółowo ze względu na stosunkowo dobrą jakość danych upadomierza (fig. 5), ujawniono, że na generalnie homoklinalne położenie warstw (średnie nachylenie 40–50° ku NE do ENE) zostały nałożone fałdy o wielkości do 50 m (amplituda/długość falowa), mające osie zorientowane NW–SE i połogo nachylone płaszczyzny osiowe z polarnością (o wergencji) ku północnemu wschodowi. Styl fałdowania, zinterpretowany na podstawie danych z upadomierza, został potwierdzony w rdzeniach wiertniczych, zawierających liczne przeguby metrowej wielkości fałdów z lokalnymi, połogo nachylonymi płaszczyznami osiowymi lub wachlarzowatym kliważem, szczególnie dobrze rozwiniętym w odwróconych skrzydłach fałdów (fig. 6). Kliważ został również zarejestrowany w zapisie upadomierza (fig. 5). Rdzenie i dane stratygraficzne z badanego złoża gazu pokazują, że sukcesja karbońska występuje w pozycji normalnej, z wyjątkiem dolnych skrzydeł fałdów obalonych. Dane geofizyczne, lokalnie wsparte obserwacjami rdzeni, pozwoliły na identyfikację kilku dajek trachyandezytowych, nachylonych ku południowemu zachodowi. W kontekście regionalnym, zidentyfikowane fałdy obalone o wergencji ku północnemu wschodowi można wyjaśnić jako związane z procesami fałdowo-nasuwczymi skierowanymi ku przedpolu orogenu, ewentualnie też z pozytywną strukturą kwiatową, która mogła utworzyć się wzdłuż regionalnych rozmiarów uskoku Dolska, prawdopodobnie wykazującego składową przesuwczą. Dane upadomierza z karbonu w wielu otworach z innych obszarów przyległych do monokliny przedsudeckiej (fig. 4B) wykazały, że trend struktur fałdowych o kierunku NW–SE jest tam dominujący. Taka orientacja jest analogiczna do tej, która przeważa w Sudetach (Teisseyre, 1971; Oberc, 1972; Aleksandrowski, Mazur, 2002) i do położenia frontu deformacji waryscyjskiej. Lokalne biegi warstw o niekompatybilnej orientacji (np. NE–SW; fig. 4) wydają się z kolei odzwierciedlać lokalne fałdy, które ciągną się przy uskokach transwersalnych.

Waryscydy południowo-wschodniej Polski

Podpermskie podłoże na przekroju B zalega płycej w porównaniu z przekrojem A (fig. 2). Maksymalna miąższość permu i mezozoiku niewiele przekracza 1,5 km, a w Górach Świętokrzyskich i w rejonie Krakowa podłoże odsłania się na powierzchni, co, wraz z niedawno opublikowanymi danymi sejsmicznymi (Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020), zapewnia stosunkowo dobry wgląd w geometrię strukturalną waryscyjskiego pasma

fałdowo-nasuwczego. Jednostkami frontalnymi pasma waryscyjskiego w południowo-wschodniej Polsce są struktury basenu lubelsko-lwowskiego oraz pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska (na obszarze Polski tradycyjnie zwane wyniesieniem radomsko-kraśnickim). Ich wewnętrzna struktura jest na przekroju B (fig. 2) przedstawiona zgodnie z aktualnymi danymi sejsmicznymi (Antonowicz i in., 2003; Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Mazur i in., 2018; Kufrasa i in., 2019, 2020). Dane sejsmiczne przedstawione w tych pracach ilustrują naskórkowy styl deformacji nasuwczej powyżej skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Strop krystalicznego podłoża kratonu wschodnioeuropejskiego wzdłuż linii przekroju jest dobrze wyznaczony przez odwierty Wisznice-1, Parczew IG 10 i Tarkawica-3 na północnym wschodzie (fig. 2). Przecięcia z profilami sejsmicznymi PolandSPAN® PL1-1000 i PL1-1100 zapewniają dodatkowe dowiązania w basenie lubelskim. Kontrast prędkościowy na profilu CEL02, zinterpretowany przez Malinowskiego i in. (2005) jako strop krystalicznego podłoża, znajduje się na głębokości 12–15 km p.p.t. w basenie lubelskim, wznosząc się w kierunku wyniesienia radomsko-kraśnickiego (fig. 2). Na południowy zachód od tego wyniesienia strop krystalicznego podłoża opada nieprzerwanie do ponad 20 km p.p.t. pod blokiem małopolskim.

Front deformacji waryscyjskiej przebiega wzdłuż strefy uskoku Kocka (fig. 2), gdzie nasunięcie spągowe pasma fałdowo-nasuwczego wyłania się na powierzchni podpermskiej, wznosząc się na skłonie naskórkowej rampy utworzonej nad stopniem podłoża (Krzywiec i in., 2017a, b; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Basen lubelski stanowi pasywną synklinę odkłutą i przesuniętą ku północnemu wschodowi wzdłuż spągowego nasunięcia ulokowanego w spągu serii sylurskiej. Pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska buduje seria łusek, odkłutych wzdłuż kontaktu podłoża z pokrywą osadową, obejmujących miąższe pakiety osadów neoproterozoicznych i paleozoicznych. Ponieważ nie ma bezpośrednich wskazówek dotyczących geometrii struktur podpowierzchniowych wzdłuż przekroju B, przyjęto ich prawdopodobną geometrię przez analogię do stylu tektonicznego znanego z sąsiadujących obszarów (Krzywiec i in., 2017a, b). Minimalne naskórkowe skrócenie w paśmie fałdowo-nasuwczym Radom–Kraśnik–Rawa Ruska i basenie lubelsko-lwowskim szacuje się na ~15 do 20 km. Skrócenie zostało przeniesione z południowego zachodu, co świadczy o transferze waryscyjskich naprężeń kompresyjnych poprzez blok małopolski (Krzywiec i in., 2017b).

Deformacja waryscyjska w bloku małopolskim obejmuje podłoże ediakarsko-dolnokambryjskie i wysoce niekompletną oraz nieciągłą pokrywę paleozoiczną postdolnokambryjskich skał osadowych. Niemal zupełnie brak tam środkowego i górnego kambru oraz ordowiku i syluru (poza Górami Świętokrzyskimi, gdzie odsłania się mniej zerodowany północno-wschodni skraj bloku małopolskiego). Fałdy o dużych długościach falowych lub bloki ograniczone uskokami definiują główny styl strukturalny. Stosunkowo niewielka liczba otworów nie pozwala jednak na rozpoznanie szczegółów tektoniki. Jest również prawdopodobne, że liczba struktur niższego rzędu jest niedoszacowana z tego samego powodu. Odkłucie spągowe musi być zlokalizowane w obrębie neoproterozoicznych skał osadowych lub w podłożu, prawdopodobnie w środkowej/dolnej skorupie. Ta druga możliwość jest wspierana przez wyniki głębokiego profilu refleksyjnego POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013), który wykazuje silne, ale nieciągłe i pionowo przesunięte reflektory w głębokim podłożu bloku małopolskiego. Co istotne, oba scenariusze nie wykluczają się wzajemnie.

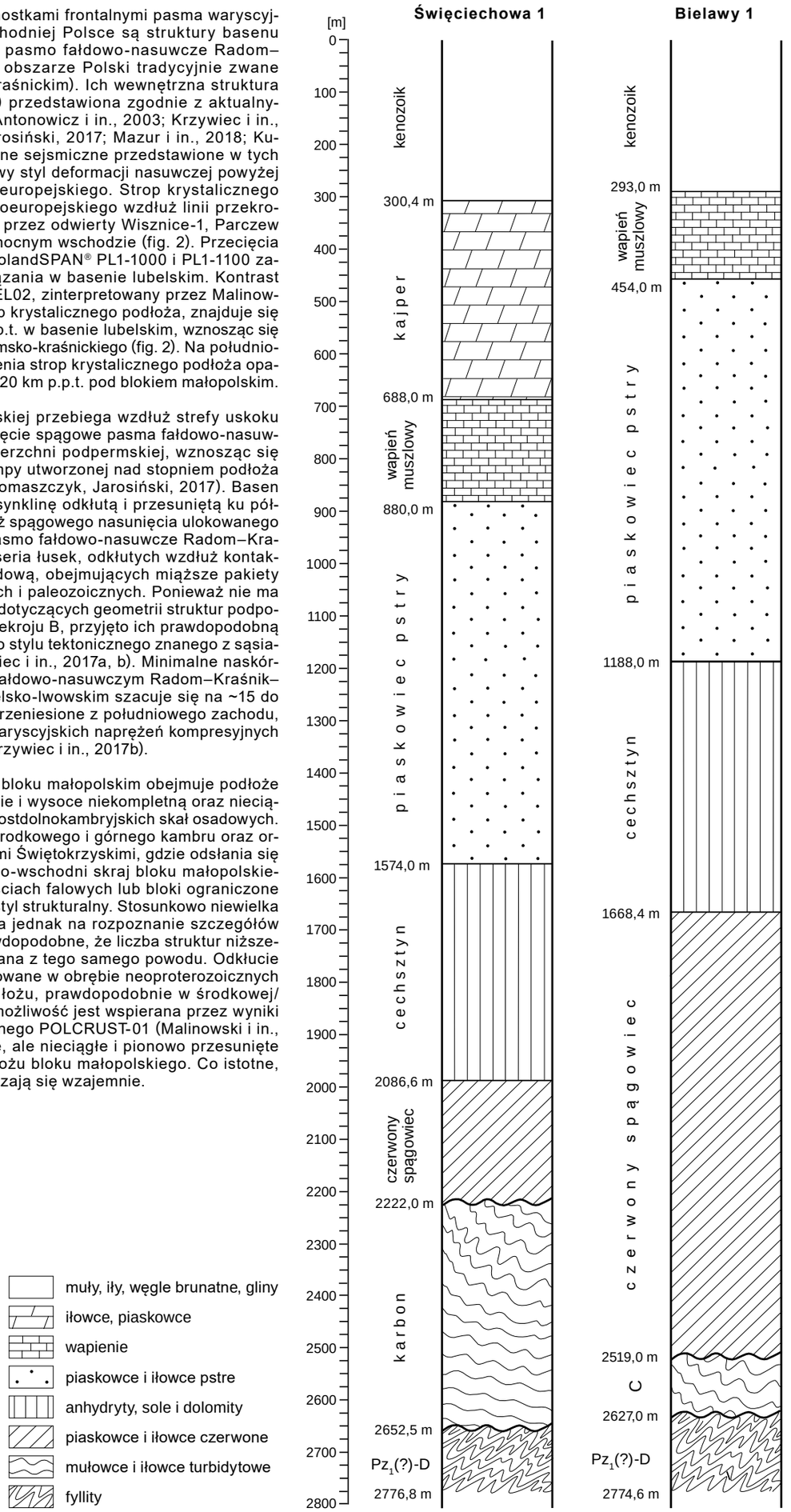


FIG. 3. Uproszczone przekroje stratygraficzne otworów Święciechowa 1 i Bielawy 1, zlokalizowane, odpowiednio, na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw, wraz z pozycją serii karbońskich i metamorficznego podłoża (wg Mazura i in., 2006a). C – karbon; D – dewon; Pz1 – dolny paleozoik. Deformacja karbonu została przedstawiona schematycznie

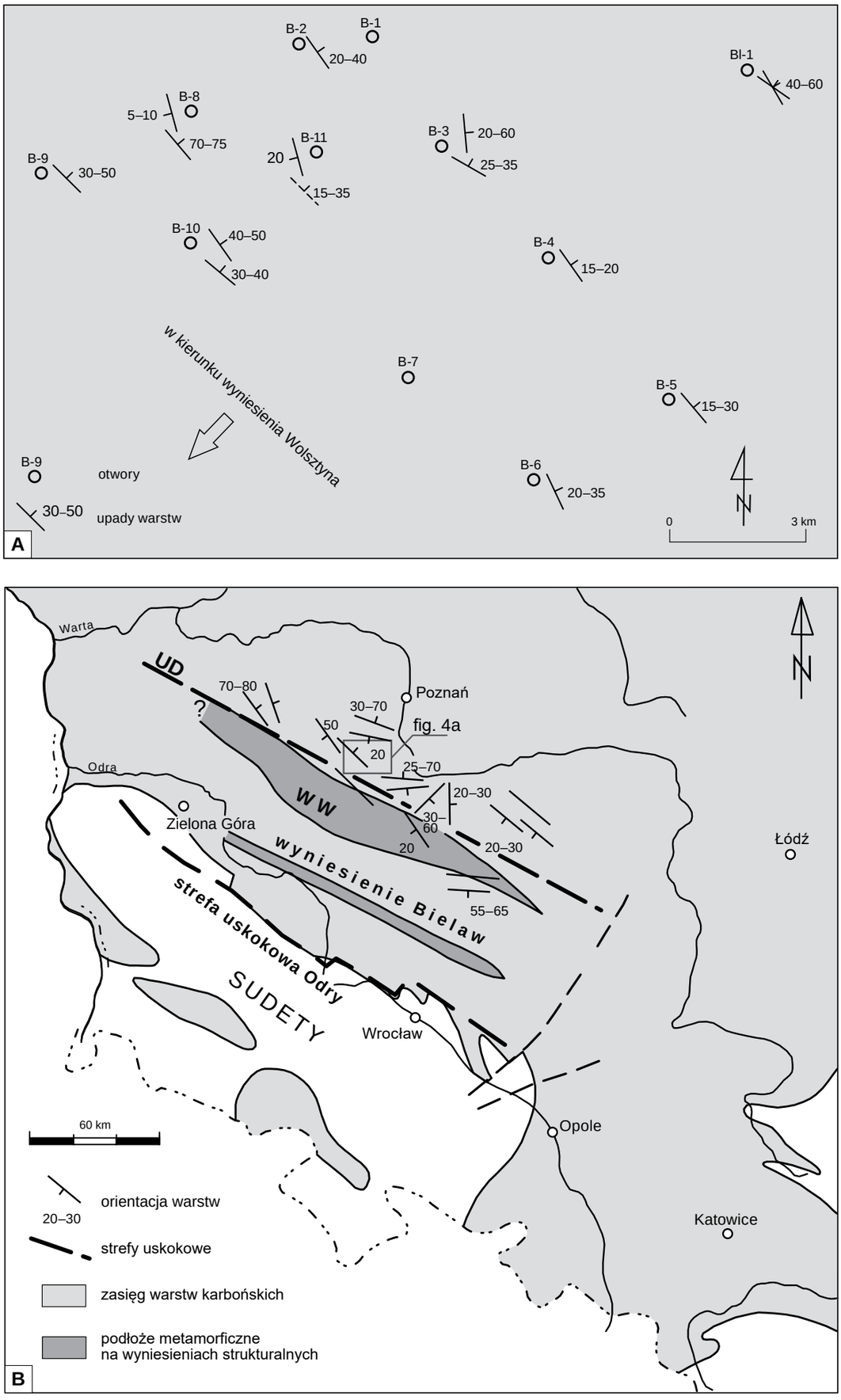


FIG. 4. Dane strukturalne dla warstw karbońskich w południowo-zachodniej Polsce na podstawie danych upadomierza (wg Aleksandrowskiego *w*: Mazur i in., 2010). A orientacja warstw karbońskich (od późnego wizenu do westfalu) w złożu gazu ziemnego Brońsko koło Kościana, położonym na północno-wschodnim skłonie wyniesienia Wolsztyna na podstawie danych z 13 otworów gazowych: generalnie upad homoklinalny pod kątem 30–50°. Zapisy biegu i upadu uogólnione dla co najmniej kilkudziesięciometrowych interwałów głębokościowych. Linia przerywana – symbole biegu i upadu – lokalna orientacja warstw zarejestrowana w krótkich interwałach. B częściowo uogólniona orientacja warstw w 34 otworach gazowych; strzałki – osie fałdów; UD – uskok Dolska; WW – wyniesienie Wolsztyna

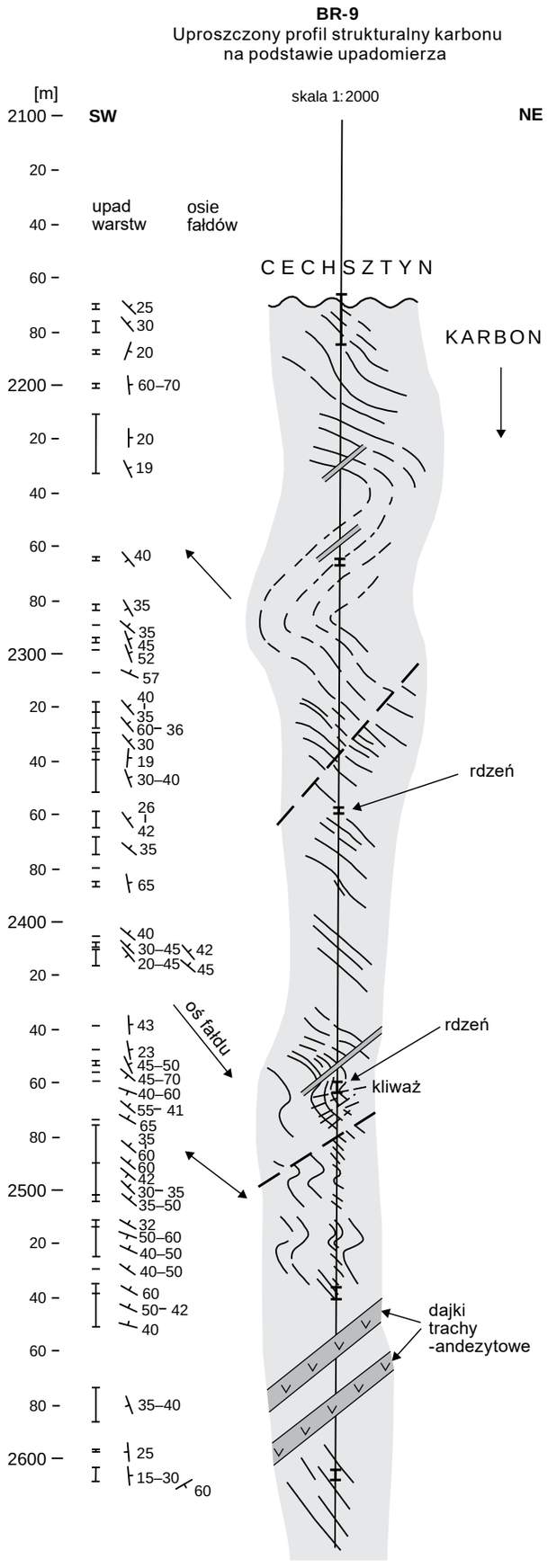


FIG. 5. Profil strukturalny karbonu w otworze poszukiwawczym BR-9 ze złoża gazu Brońsko, zbadany szczegółowo dzięki stosunkowo dobrej jakości danych upadomierza (wg Aleksandrowskiego *w*: Mazur i in., 2010).
Na generalnie homoklinalną orientację warstw (średni upad 40–50°NE do ENE) nakładają się fałdy o osiach NW–SE, płaszczyznami osiowymi o niewielkim nachyleniu i wergencją ku NE. Zapis upadomierza obejmuje orientację lokalnego kliważu i dajek trachyandezytowych.
Wskazano nieliczne interwały rdzeniowane



FIG. 6. Rdzenie wiertnicze z warstw karbońskich w otworach na polu gazowym Brońsko potwierdzają styl strukturalny rozpoznany w otworze BR-9 na podstawie zapisu upadomierza (fig. 5). Rdzenie pokazują liczne przeguby fałdów obalonych w skali pojedynczych metrów w serii piaskowcowo-ilastej z płytko zanurzonymi płaszczyznami osiowymi i kliważem, szczególnie dobrze rozwiniętym w odwróconych skrzydłach fałdów (fot. P. Aleksandrowski *w*: Mazur i in., 2010)

Terran Brunowistulii jest koherentnym blokiem skorupy ziemskiej z płytkim stropem podłoża i wyraźną strukturą prędkościową kontrastującą ze strukturą bloku małopolskiego (Malinowski i in., 2005). Wykazuje on kadomskie podłoże (Żelaźniewicz i in., 2009) i nieciągłą pokrywę paleozoiczną, z miąższymi skałami osadowymi dolnego kambru i niemal zupełnym brakiem pozostałej części dolnego paleozoiku. Blok małopolski i terran Brunowistulii są oddzielone przez uskok Kraków–Lubliniec, którego skrzydło po stronie Brunowistulii jest mniej zerodowane niż skrzydło małopolskie. Strop podłoża terranu Brunowistulii jest dobrze wyznaczony przez otwór Kęty 7 w skrajnie południowo-zachodniej części przekroju. Dane z otworu sugerują zanurzanie się stropu podłoża w kierunku uskoku Kraków–Lubliniec, co znajduje potwierdzenie w danych refrakcyjnych profilu CEL02 (Malinowski i in., 2005).

Korelacja zewnętrznego pasma waryscydów po biegu

Wzdłuż pasma eksternidów waryscyjskich w zachodniej, środkowej i południowo-wschodniej Polsce jest zachowana kontynuacja głównych cech ich geometrii strukturalnej, ale ujawniają się także pewne istotne różnice. Tak w środkowej, jak w południowo-wschodniej Polsce frontalna część orogenu wydaje się wykazywać naskórkowy charakter, uwidoczniony – częściowo koncepcyjnie – na przekroju A (fig. 2) i – na podstawie dobrej dokumentacji sejsmicznej – na przekroju B. Czy jest to ten sam front deformacji przecinający Polskę z NW na SE, czy też dwa niezależne elementy, oddzielone – według powszechnych do niedawna poglądów – oroklinalną gałęzią morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (front deformacji waryscyjskiej wg Jubitza i in., 1986, na fig. 1 oraz warianty wg różnych autorów na fig. 7)?

Mapa maksymalnych upadów zarejestrowanych w rdzeniach wiertniczych z warstw karbońskich i dewońskich pozwala w przybliżeniu wytyczyć linię rozdzielającą obszar deformacji waryscyjskich od słabo zdeformowanego basenu przedgórskiego (fig. 7). Umożliwia to wyznaczenie położenia waryscyjskiego frontu deformacji na obszarze pomiędzy przekrojami A i B, a także na zewnątrz tego obszaru. W warstwach dewońsko-karbońskich na całym wspomnianym obszarze dominują upady umiarkowane do stromych. Otwory nawiercające serie dewońsko-karbońskie o niższych upadach występują mniej powszechnie i koncentrują się na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw, gdzie warstwy karbonu są mniej zdeformowane ze względu na ich transgresywne położenie na kulminacjach metamorficznego podłoża waryscyjskiego. Pas skał dewońsko-karbońskich o niskich do subhoryzontalnych upadach warstw rozciąga się tylko wzdłuż północno-wschodniego obrzeżenia ich podpowierzchniowych wystąpień (fig. 7). Interpretujemy tę strefę jako północno-wschodnie przedpole orogenu waryscyjskiego poza zasięgiem deformacji naskórkowych jego frontu. Dlatego też z dwóch skrajnych pozycji frontu deformacji waryscyjskiej zaznaczonych na przekroju A (fig. 2), preferujemy tę

5
Platforma paleozoiczna

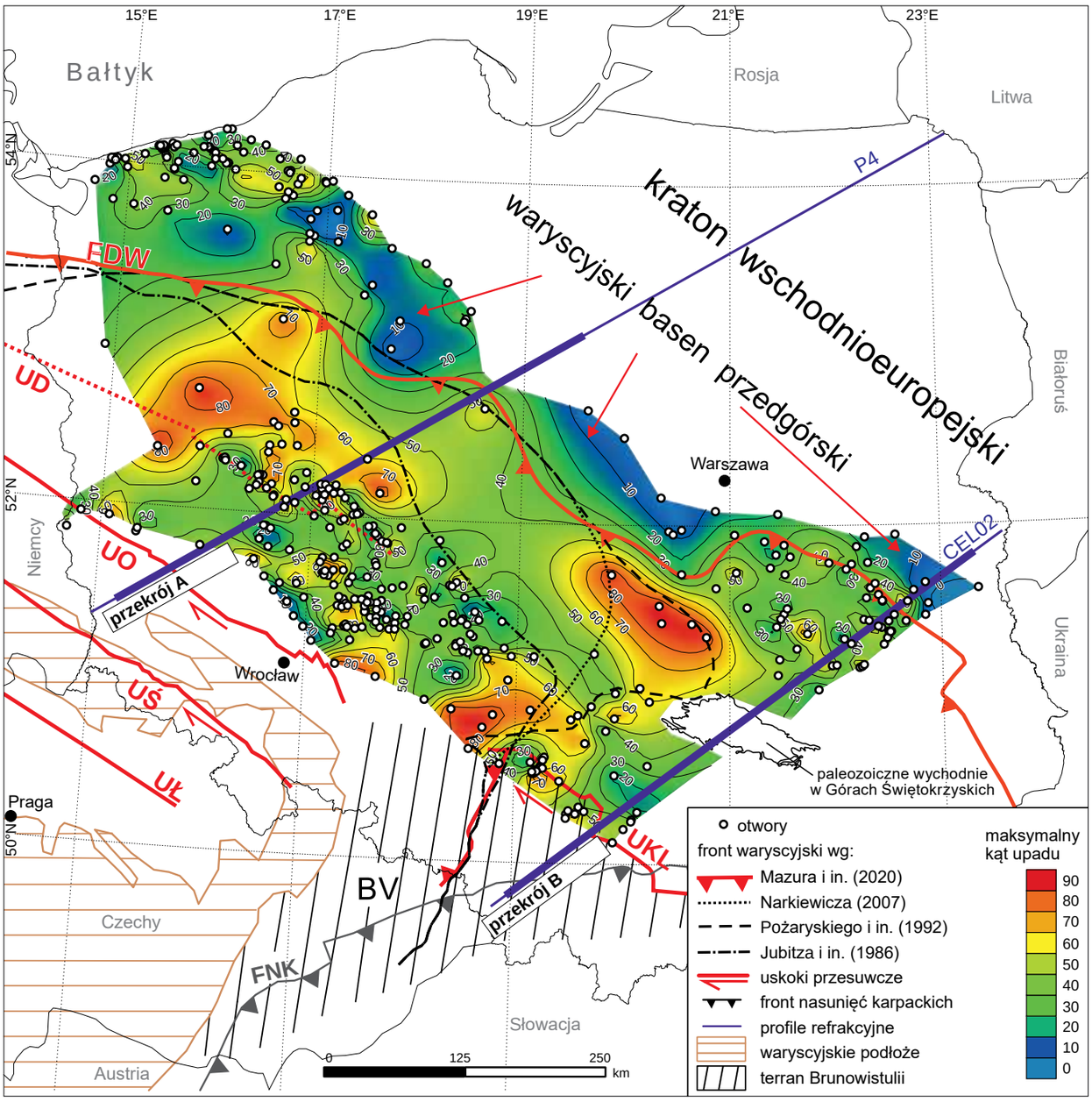


FIG. 7. Rozkład maksymalnych kątów upadu w sukcesji dewońsko-karbońskiej strefy zewnętrznej orogenu waryscyjskiego w Polsce (wg Mazura i in., 2020). BV – terran Brunowistulii; FDW – najbardziej prawdopodobny ślad frontu deformacji waryscyjskiej w Polsce; FNK – front nasunięć karpackich; UD – uskok Dolska; UKL – uskok Kraków–Lubliniec; UŁ – uskok górnej Łaby; UO – uskok środkowej Odry; UŚ – uskok śródsudecki

bardziej dystalną, oznaczoną jako FDW 1 na figurze 2 i FDW na figurach 1 i 7. Rozwiązanie to pozostaje w zgodzie z wynikami interpretacji danych grawimetrycznych i magnetycznych (Mazur i in., 2020). Co istotne, w przypadku wszystkich proponowanych dotąd wersji orokliny waryscyjskiej, po obu stronach (tj. na zapleczu oraz przedpolu) sugerowanego frontu deformacji waryscyjskiej (fig. 7) nie obserwuje się zróżnicowania upadów. Zamiast tego występuje ciągła strefa stromych upadów o orientacji WNW–ESE, która nie odpowiada wcześniej postulowanym przebiegom waryscyjskiego pasa fałdowo-nasuwczego. Kierunek ten jest zgodny z trendem WNW–ESE wskazywanym przez anomalie grawimetryczne i magnetyczne (fig. 8) i sugeruje istnienie pewnego stopnia ciągłości tektonicznej pomiędzy strukturami waryscyjskimi zachodniej, środkowej oraz południowo-wschodniej Polski.

Pomimo wspólnego frontu deformacji o trendzie NW–SE, architektura skorupy ziemskiej uwidoczniająca się wzdłuż przekrojów A i B jest odmienna. Waryscydom w południowo-wschodniej Polsce (przekrój B) brakuje jądra orogenicznego (internidów), a podłoże składa się ze zdeformowanych, ale niezmetamorfizowanych skał paleozoicznych. I odwrotnie, na przekroju A zaznacza się wyraźne jądro metamorficzne orogenu (Masyw Czeski/Sudety) i karboński pas fałdowo-nasuwczy, które wspólnie składają się na dość regularną i typową strefowość strukturalną orogenu kolizyjnego. A zatem, podczas gdy zewnętrzna strefa orogenu waryscyjskiego jest równoległa do południowo-zachodniego obrzeżenia kratonu wschodnioeuropejskiego o kierunku WNW–ESE, strefy wewnętrzne orogenu muszą otaczać stanowiący sztywną masę oporową terran Brunowistulii od zachodu i południowego zachodu. Różnica ta odpowiada zróżnicowanemu wycienieniu skorupy kratonu wschodnioeuropejskiego – gwałtownemu na przekroju A i stopniowemu na przekroju B. Obecność lub brak terranu Brunowistulii wzdłuż danego przekroju przez orogen decyduje więc o położeniu jednostek wewnętrznych waryscydów względem kratonu: w Polsce zachodniej znajdują się one bliżej jego obrzeżenia niż w Polsce południowo-wschodniej. Inną konsekwencją odmiennej anatomii pasma waryscyjskiego w zachodniej i południowo-wschodniej Polsce jest kwestia ciągłości uskoków Odry i Krakowa–Lublińca (por., odpowiednio, przekroje A i B; fig. 1). Chociaż te ważne uskoki są położone w jednej linii na mapie, trudno je skorelować, ponieważ pierwszy oddziela od siebie jednostki waryscyjskie o średnim i niskim stopniu metamorfizmu, odpowiednio na SW i NE, podczas gdy drugi stanowi granicę między przedwaryscyjskim terranem Brunowistulii a blokiem małopolskim. Jeśli oba uskoki połączyć w jedną strukturę, musiałyby powstać po umiejscowieniu waryscyjskich jednostek metamorficznych zachodniej Polski (przekrój A). Można również hipotetycznie uznać uskoki Odry i Kraków–Lubliniec za struktury sygnalizujące na powierzchni obecność w głębokim podłożu dystalnej krawędzi Baltiki (Laurosji) podsuniętej pod orogen waryscyjski w zachodniej Polsce (przekrój A) i w znacznym stopniu zachowującej swoją przedwaryscyjską konfigurację w południowo-wschodniej Polsce (przekrój B).

Ostatnim etapem deformacji, jaka dotknęła pasmo zewnętrznych waryscydów w Polsce, było regionalne skrócenie o kierunku NE–SW do NNE–SSW (Mazur i in., 2020). Dane stratygraficzne pozwalają ograniczyć czas tej deformacji do późnego westfalu (ok. 305–300 mln lat; Mazur i in., 2010; Waksmundzka, 2014).

Kontynuacja waryscyjskiego frontu deformacji co najmniej do granicy polsko-ukraińskiej (fig. 7) sugeruje, że późnoorogeniczna kompresja w kierunku północno-wschodnim miała swoje źródło nie tylko w części orogenu odsłoniętej obecnie w Masywie Czeskim, lecz również w rejonie dzisiejszych Karpat. W konsekwencji, skrócenie waryscyjskie musiało zostać przeniesione na obrzeża kratonu wschodnioeuropejskiego przez cały zespół przedwaryscyjskich jednostek strukturalnych i paleogeograficznych południowo-wschodniej Polski. Sugeruje to, że waryscyjskie pasmo orogeniczne otaczało terran Brunowistulii również od południa, będąc głównym źródłem skracania w kierunku kratonu wschodnioeuropejskiego. Rekonstrukcje tektoniczne Matte'a (1986, 1991) wskazują na kontynuację pasma waryscyjskiego wokół południowego obwodu Laurussii w przybliżeniu do obszaru obecnego Kaukazu.

Ewolucja termiczna i historia erozji pasma waryscyjskiego południowo-zachodniej Polski

Analizy $^{40}Ar/^{39}Ar$ detrytycznego jasnego łyszczyku z karbońskich piaskowców waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego, nawierconych w otworach Marcinki IG 1 i Września IG 1, wyznaczają wiek plateau w zakresie ok. 370–355 mln lat (Mazur i in., 2006a). Porównywalny wiek plateau 358,6 ±1,8 mln lat otrzymano z neokrystalicznego jasnego łyszczyku z fyllitu z wyniesienia Wolsztyna (otwór Święciechowa 1), reprezentującego podłoże pasma fałdowo-nasuwczego (Mazur i in., 2006a). Dane z fuzji laserowej pojedynczych kryształów wskazują na niewielką dyspersję wieków dla próbki wizeńskich piaskowców z otworu Marcinki IG 1, ze średnim wiekiem ważonym 372 mln lat, który odpowiada danym ze stopniowego ogrzewania (Mazur i in., 2006a). Natomiast próbki piaskowców namuru A z otworu Września IG 1 zawierają niejednorodne populacje wiekowe pojedynczych ziaren z najmłodszym klastrem wiekowym 335 mln lat. Wiek ten jest tylko nieznacznie starszy od wieku stratygraficznego próbek. Wyniki te wskazują, że basen przedgórski waryscydów był początkowo zasilany przez detrytus ze skał źródłowych, które zostały ekshumowane i schłodzone w najpóźniejszym dewonie. Postęp erozji musiał być jednak szybki, bo już na przełomie missisipu i pensylwanu w obszarze źródłowym erodowane były skały o wieku chłodzenia tylko o kilka milionów lat starszym. Ponieważ dzisiejszy obszar wychodni pasma waryscyjskiego w Sudetach, sąsiadujących od południowego zachodu, zawiera jedynie niewielki procent skał ekshumowanych i schłodzonych przed karbonem (w postaci masywu sowiogórskiego wraz z otoczeniem), znaczna część skał o dewońskich sygnaturach wieku chłodzenia została prawdopodobnie usunięta przez erozję. Niewykluczone, że skały te stanowiły niegdyś grupę wczesnych płaszczowin waryscyjskich, zajmując najwyższą pozycję strukturalną w wewnętrznej części orogenu i stanowiąc odpowiednik słabo zmetamorfizowanych serii fyllitowych (takich jak na wyniesieniach Wolsztyna i Bielaw). Te ostatnie uniknęły erozji ze względu na swe położenie na zrzuconym skrzydle uskoku Odry, które zostało obniżone o co najmniej 1000 m (Mazur i in., 2006a). W konsekwencji, można przypuszczać, że płaszczowiny waryscyjskie o strukturalnie najwyższej pozycji występują dziś w podłożu południowej części monokliny przedsudeckiej.

Wiek ochłodzenia (ok. 340 mln lat), uzyskany wcześniej dla fyllitu z otworu Święciechowa 1 przez Żelaźniewicza i in. (2003), może zostać przypisany nałożonemu, późnemu fałdowaniu, na co wskazuje złożona więźba fyllitów. Może to być to samo wydarzenie termiczne, które zostało zidentyfikowane w próbkach z otworu Września IG 1 na podstawie danych z fuzji laserowej pojedynczych kryształów jasnego łyszczyku. Wiek ten dobrze koreluje z końcową fazą kolizji waryscyjskiej, po której nastąpiła dobrze udokumentowana faza chłodzenia świeżo odsłoniętego orogenu (Marheine i in., 2002).

Geochronologia cyrkonów detrytycznych z otworów Siciny IG 1 wskazuje na dwa główne składniki skorupy ziemskiej, które były obecne w obszarze źródłowym piaskowców namuru A. Reprezentują one skały umiejscowione lub zmetamorfizowane, odpowiednio, w późnym dewonie i wczesnym karbonie (Mazur i in., 2010). Populacja cyrkonów detrytycznych z warstw westfalu w otworze Września IG 1 jest znacznie bardziej zróżnicowana i zawiera domieszkę cyrkonów późnokarbońskich, co sugeruje szybką erozję i ekshumację waryscyjskich kompleksów krystalicznych na przyległym obszarze Sudetów pomiędzy namurem A a westfalem (Mazur i in., 2010). Również wyniki Zagórskiej i in. (2020) pokazują nagłą zmianę proweniencji cyrkonu detrytycznego między warstwami, które zostały sklasyfikowane jako missisip i pensylwan na podstawie wcześniej opublikowanej zonacji miosporów. Skały pensylwanu z otworów Września IG 1 i Siciny IG 1 zawierają znaczną populację ziaren cyrkonu wieku wczesnokarbońskiego (350–330 mln lat), podczas gdy w próbkach missisipu z otworów Paproć-29 i Kobylin 1 nie występują ziarna młodsze niż dewońskie.

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze

Strefa morawsko-śląska rozciąga się od Górnej Austrii, przez Morawy do Śląska Opolskiego i Górnego w Polsce (fig. 1). Powstała w wyniku kolizji waryscyjskiego klina orogenicznego na zachodzie z terranem Brunowistulii na wschodzie (fig. 1). Strefa morawsko-śląska o południkowym przebiegu ma szerokość ok. 80 km i długość 300 km. Składa się ona w większości ze skał metamorficznych, których opis znajduje się w rozdziale 5.1.4.1, poświęconym Sudetom. Jednak na wschodzie w jej skład wchodzi morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze położone przed frontem metamorficznych internidów waryscyjskich (Dvořák, Paproth, 1969; Unrug, Dembowski, 1971; Čížek, Tomek, 1991; Dvořák, 1994; Fritz, Neubauer, 1995; Kumpera, Martinec, 1995; Mazur i in., 2006b). Wschodnia wergencja tego pasma wskazuje na kierunek i zwrot konwergencji między terranami Masywu Czeskiego a Brunowistu-

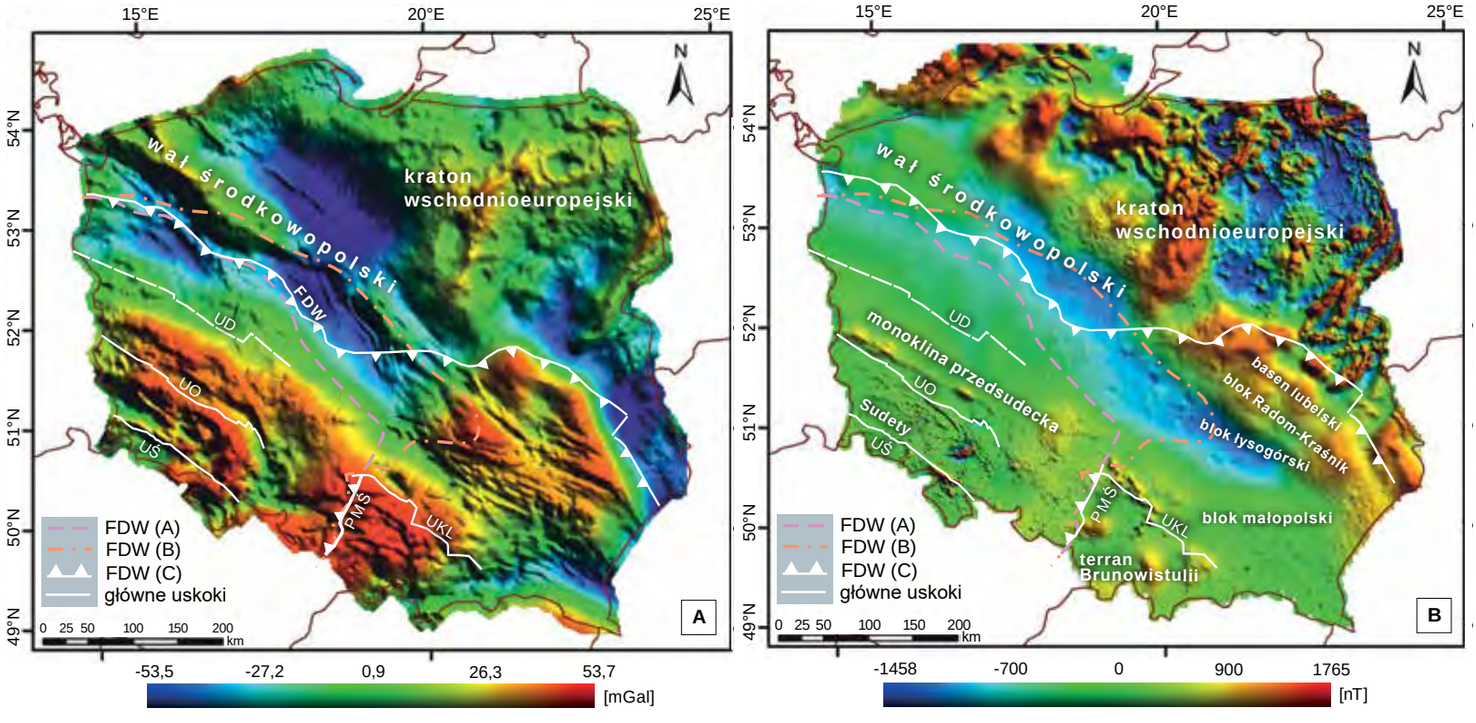


FIG. 8. Mapy pól potencjalnych Polski (w układzie współrzędnych Polska 1992) z nałożonymi głównymi elementami strukturalnymi: A mapa grawimetryczna z poprawką izostatyczną i B mapa anomalii magnetycznych zredukowanych do bieguna. FDW – front deformacji waryscyjskiej wg: (A) Jubitza i in. (1986); (B) Pożaryskiego i in. (1992); (C) Mazura i in. (2020). PMŚ – morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze; UD – uskok Dolska, UKL – uskok Kraków–Lubliniec, UO – uskok Odry, UŚ – uskok śródsudecki

lią. Jeszcze dalej ku wschodowi rozciąga się niezdeformowany basen przedgórski waryscydów, którego częścią jest górnośląski basen węglowy (Unrug, Dembowski, 1971; Hartley, Otava, 2001; Kalvoda i in., 2008; zob. też rozdział 5.1.1). Zachodnią część tego basenu, wypełnioną sekwencjami klastycznymi dolnego karbonu, określa się często jako morawsko-śląski basen kulmowy.

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze składa się z niezmetamorfizowanych lub lekko zmetamorfizowanych (formacja andělskohorska) karbońskich skał osadowych pierwotnie zdeponowanych w basenie przedgórskim przed czołem nasuwającego się orogenu. Struktura pasma jest interpretowana jako naskórkowy klin akrecyjny złożony z cienkich płaszczowin fliszowych (Čížek, Tomek, 1991) nasuniętych na parautochtoniczny basen przedgórski (morawsko-śląski basen kulmowy), neoproterozoiczne podłoże krystaliczne terranu Brunowistulii i jego przedorogeniczną, dewońską pokrywę osadową (fig. 9; Dudek, 1980; Kalvoda i in., 2008). Nasunięcie płaszczowin i deformacja basenu miały miejsce podczas późnych faz konwergencji orogenu waryscyjskiego (325–310 mln lat; późny karbon) w reżimie tektonicznym przechodzącym od frontalnej kompresji po prawoskrętną transpresję (Schulmann, Gayer, 2000). Intensywność deformacji i metamorfizmu maleje ku wschodowi i południowemu wschodowi, prostopadle do biegu nasunięć, w kierunku przedpola. W tym samym kierunku zmienia się również skład osadów klastycznych. Fakty te potwierdzają wschodnią polarność morawsko-śląskiej gałęzi orogenu waryscyjskiego (Rajlich, 1990; Bábek i in., 2006; Chadima i in., 2006). Walne, regionalne systemy uskoków o kierunkach NE–SW i NW–SE są również efektem tektoniki waryscyjskiej (Rajlich, 1990; Schulmann i in., 1991; Chadima i in., 2006; Kalvoda i in., 2008).

Osady kulmu wypełniają dolnokarboński basen przedgórski, który rozwinął się przed frontem płaszczowin krystalicznych strefy morawsko-śląskiej i został częściowo włączony w obręb klina akrecyjnego jako morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze (Čížek, Tomek, 1991; Bábek i in., 2006; Chadima i in., 2006). Synorogeniczne, głębokowodne osady silikoklastyczne basenu kulmowego obejmują zlepieńce, szarogłazy, piaskowce i mułowce. Zostały one zdeponowane z prądów zawiesinowych oraz piaszczystych i spoistych spływów gruzowych (Hartley, Otava, 2001; Bábek i in., 2004). Osady te są odsłonięte w dwóch częściach pasma morawsko-śląskiego i basenu kulmowego, na Wy-

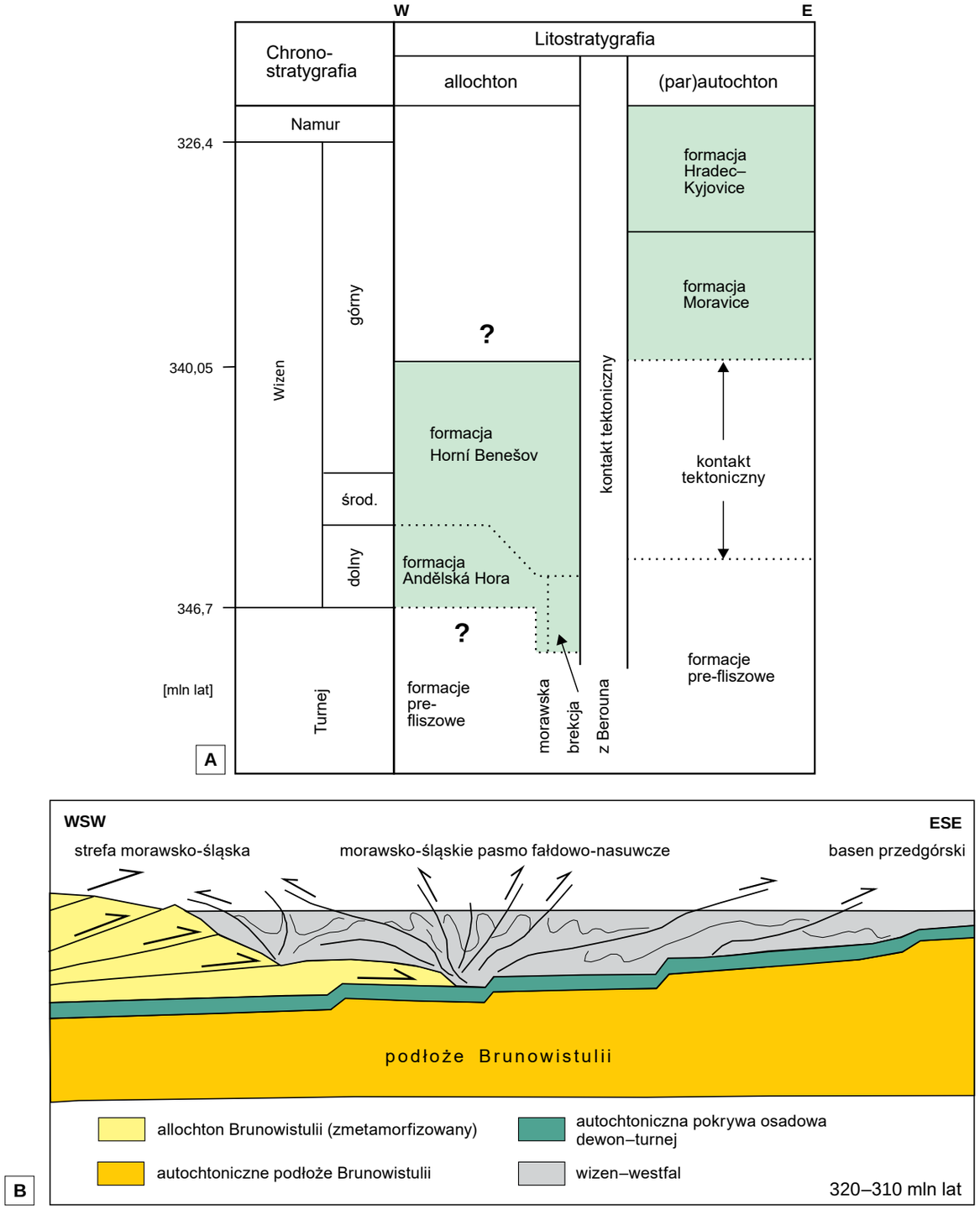


FIG. 9. Stratygrafia i stuktura morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego. **A** stratygrafia formacji karbońskich w Niskim Jeseniku (na podstawie Kumpery, 1983; Zapletala i in., 1989; Kalvody i in., 2008, Jiráska i in., 2014); B uproszczony przekrój geologiczny oparty na różnych źródłach (m.in. Grygar, Vavro, 1995)

żynie Drahańskiej i w Niskim Jeseniku (fig. 10; Kumpera, 1983; Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001; Bábek i in., 2004). Wyróżnia się dwie główne jednostki tektoniczne (fig. 9): (1) jednostkę allochtoniczną, w skład której wchodzą takie formacje jak andělskohorská i hornobenešovská (nazwa od miejscowości *Andělská Hora* oraz *Horní Benešov* w części Śląska na terenie Republiki Czeskiej), protivanovská i – częściowo – z Rozstáni (nazwy od miejscowości *Protivanov* i *Rozstáni* na Morawach), oraz (2) jednostkę parautochtoniczną, do której należą formacje moravická, hradecko-kyjovická, myslejovická (nazwy od miejscowości *Moravice*, *Hradec-Kyjovice* i *Myslejovice* na Śląsku i Morawach) i częściowo formacja z Rozstáni (Cháb, 1990; Čížek, Tomek, 1991; Kumpera, Martinec, 1995; Bábek i in., 2006). Obszar Wyżyny Drahańskiej reprezentuje część proksymalną, a Niski Jesenik część dystalną dawniej ciągłego basenu kulmowego (Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001).

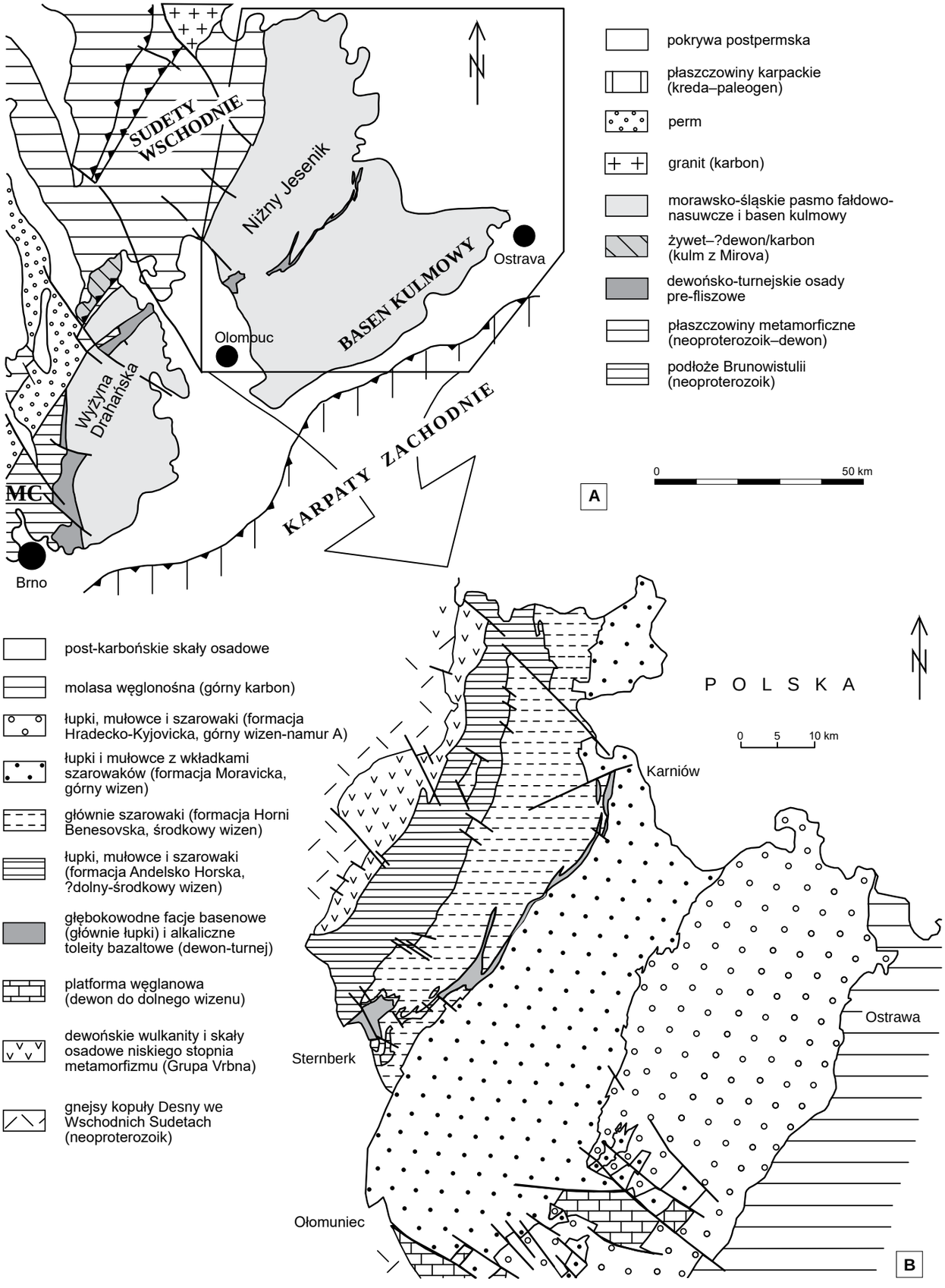


FIG. 10. Położenie morawsko-śląskiego pasa fałdowo-nasuwczego na wschodnim krańcu Masywu Czeskiego wg Dvořáka (1994) i Kronera i in. (2008). A Mapa lokalizacyjna i B powiększenie obszaru Niskiego Jeseniku

Ugięcie zachodniego obrzeżenia terranu Brunowistulii, spowodowane nasunięciem płaszczowin waryscyjskich strefy morawsko-śląskiej, doprowadziło do depozycji synorogenicznych, głębokomorskich osadów klastycznych w facji kulmowej, trwającej od wczesnego wizenu do najwcześniejszego namuru (fig. 9; Dvořák, 1973, 1994; Kumpera, 1983; Kalvoda i in., 2008; Jirásek i in., 2014). W późnym wizenie basen zaczął się przepełniać (Hartley, Otava, 2001; Bábek i in., 2004), co ostatecznie doprowadziło do jego spłycenia i rozpoczęcia sedymentacji płytkomorskiej i kontynentalnej we wczesnym namurze. Synorogeniczne facje fliszowe przechodzą stopniowo ku górze profilu i ku wschodowi do paralicznej i kontynentalnej, namursko-westfalskiej molasy węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Kotas i in., 1983b; Kalvoda i in., 2008). Dolnokarbońska sekwencja kulmowa ma miąższość od 4,7 do 7,5 km (Kumpera, 1983; Kumpera, Martinec, 1995; Hartley, Otava, 2001; Mazur i in., 2006b). Na wschodzie jest ona przykryta przez osady Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, reprezentujące ostatnią fazę depozycyjną w ewolucji basenu (Kalvoda i in., 2008).

Morawsko-śląskie pasmo fałdowo-nasuwcze zostało poddane diachronicznej deformacji po wczesnym namurze, co manifestuje się stopniowym spadkiem wieku i intensywności deformacji w kierunku wschodnim (Kumpera, Martinec, 1995). Deformacja wschodniej części basenu była związana z utworzeniem zimbrykowanego systemu nasuwczego o wschodniej wergencji (Rajlich, 1990). W tym samym czasie, zachodnia część basenu została nasunięta na zachód, tj. została włączona w stos nasunięć wstecznych, umiejscowionych na zmetamorfizowanej sukcesji dewońskiej należącej do stosu płaszczowinowego strefy morawsko-śląskiej o wergencji wschodniej (fig. 9B; Cháb, 1990; Čížek, Tomek, 1991; zob. też rozdział 5.1.1). W ten sposób deformacja basenu doprowadziła do powstania bipolarnej wergencji morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego (Buła i in., 2008; Botor i in., 2017). Osiowa część pasma odsłania skały dewońskie, wypiętrzone wzdłuż wysokokątowych, regionalnych stref ścinania tworzących strukturę typu *pop-up* (Kumpera, Martinec, 1995; Schulmann, Gayer, 2000). Zachodnia, brzeżna część pasma fałdowo-nasuwczego była początkowo przykryta płaszczowinami krystalicznymi strefy morawsko-śląskiej przed główną fazą deformacji basenu. W wyniku tektonicznego pogrubienia ich nadkładu, kompleksy karbońskie w tej części basenu uległy metamorfizmowi niskiego stopnia (Cháb, 1990) i wykształciły więźbę analogiczną do występującej w zmetamorfizowanych skałach dewońskich płaszczowin morawsko-śląskich (fig. 9; Kroner i in., 2008). Skały kulmowe niskiego stopnia metamorfizmu zawierają stromą foliację i lineację z rozciągania o orientacji NNE–SSW i niewielkim kącie upadu (Kroner i in., 2008).

Na wschodzie parautochtoniczne serie morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasuwczego ogranicza południkowo przebiegające nasunięcie orłowsko-boguszowickie, które oddziela je od słabo zdeformowanej części basenu przedgórskiego i pełni na Śląsku rolę frontu deformacji waryscyjskiej. Na wschód od tego nasunięcia, w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, dominuje tektonika uskokowa, której towarzyszą łagodne fałdy. Podczas późnych faz konwergencji kompresyjny reżim tektoniczny został zastąpiony przez dekstralną transpresję ukierunkowaną wzdłuż strefy morawsko-śląskiej, która zapisała się w jej części metamorficznej, ale pozostawiła słabiej zdeformowane pasmo fałdowo-nasuwcze w większości nietknięte (Rajlich, 1990; Schulmann, Gayer, 2000).

Pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska oraz basen lubelsko-lwowski w południowo-wschodniej Polsce i zachodniej Ukrainie

Wprowadzenie

Przez wiele lat powszechnie przyjęty model tektoniczny zakładał występowanie w południowo-wschodniej Polsce regionalnych rozmiarów rowu tektonicznego, zwanego rowem lubelskim bądź rowem mazowiecko-lubelskim (np. Żelichowski, 1964, 1972; Pożaryski i in., 1982; Żelichowski, Kozłowski, 1983; Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 11A). Rów ten ograniczony miał być stromymi czy wręcz nieomal pionowymi uskokami (strefami uskokowymi) zakorzenionymi w podłożu krystalicznym – strefą uskokową Kazimierz–Ursynów oraz strefą uskokową Kocka. Ta pierwsza, zdaniem niektórych będąca dyslokacją wyznaczającą brzeg platformy wschodnioeuropejskiej (Pożaryski i in., 1982), oddzielać ma basen lubelski (mazowiecko-lubelski) od położonego od niego na południowy zachód bloku (wyniesienia) Radom–Kraśnik. Występowanie bardzo stromych uskoków obrzeżających basen lubelski zakorzenionych w głębokim podłożu było jednym z argumentów na rzecz jego transtensyjnej genezy, a następnie inwersji w reżimie transpresyjnym (por. Narkiewicz, 2007, 2020).

We wczesnych latach 2000' został opublikowany nowy, zupełnie odmienny model tektoniczny piętra paleozoicznego południowo-wschodniej Polski, który jako punkt odniesienia miał późnokarbońskie naskórkowe deformacje opisane w obrębie frontalnej części Appalachów (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004). Model ten zakładał występowanie regionalnej powierzchni odkłucia ponad stropem podłoża prekambryjskiego, wzdłuż której ediakarsko-karbońska pokrywa osadowa miała zostać w różnym stopniu kompresyjnie zdeformowana w późnym karbonie, na etapie ruchów waryscyjskich. Obecność podrzędnych powierzchni odkłucia została również zasugerowana w stropie syluru oraz w obrębie górnego dewonu (Antonowicz i in., 2003: fig. 11). Basen lubelski został w tym modelu zdefiniowany jako pasywna synklina powstała w wyniku uformowania się dwóch stref trójkątnych wypełnionych zdupleksowanymi utworami kambru-syluru, i stanowiącymi odpowiedniki strefy uskokowej Kazimierz–Ursynów (powiązanej z antykliną Pionek przez Antonowicza i in., 2003) oraz strefy uskokowej Kocka. Model ten był oparty na ówcześnie dostępnych danych sejsmicznych o ograniczonym zasięgu głębokościowym, sięgającym maksymalnie 6–7 km, co – ze względu na regionalne nachylenie w kierunku W do SW stropu krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego – nie pozwoliło na zobrazowanie stropu krystalicznego podłoża w centralnej i południowo-zachodniej części basenu lubelskiego ani w obrębie wyniesienia Radom–Kraśnik. W rezultacie, model ten w swojej głębszej części był na tym etapie badań w pełni hipotetyczny. Jedną z jego charakterystycznych cech był brak uskoków tnących strop podłoża prekambryjskiego. W opozycji do klasycznego modelu rowu tektonicznego, powiązanego z uskokami normalnymi definiującymi głębokie depocentrum basenu lubelskiego, pozostawały również interpretacje danych sejsmicznych ilustrujące występowanie uskoków odwróconych wzdłuż strefy uskokowej Kazimierz–Ursynów, wzdłuż których uniesione miało być wyniesienie (blok) Radom–Kraśnik (Krzywiec, 2009a). Również te dane miały jednak zbyt ograniczony zasięg głębokościowy i nie były w stanie zobrazować stropu krystalicznego podłoża prekambryjskiego (tj. stropu południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnieuropejskiego), a tym samym nie pozwalały na jednoznaczne określenie relacji między deformacjami w obrębie pokrywy osadowej i podłożem krystalicznym. Zasadniczy przełom nastąpił po pozyskaniu głębokich profili sejsmicznych z projektów POLCRUST-01 (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) i PolandSPAN® (Krzywiec i in., 2014; Mazur i in., 2018). Dane obu tych projektów sejsmicznych zobrazowały strop podłoża prekambryjskiego i fanerozoiczną pokrywę osadową. Profil POLCRUST-01 to klasyczny głęboki profil refleksyjny, którego zasadniczym celem było zobrazowanie powierzchni Moho i górnej skorupy, a jego zasięg głębokościowy dochodzi do ok. 50 km. Profile projektu PolandSPAN® zostały zrealizowane na potrzeby poszukiwań gazu łupkowego, a ich zasięg głębokościowy jest nieco mniejszy, czyli ok. 30 km, natomiast jakość obrazowania w obrębie pokrywy osadowej – dużo wyższa.

W południowo-wschodniej części Lubelszczyzny nowe dane przemysłowej sejsmiki refleksyjnej również zobrazowały strop podłoża prekambryjskiego (Krzywiec i in., 2017a). Wszystkie te dane jednoznacznie potwierdziły, iż wyniesienie Radom–Kraśnik reprezentuje naskórkowe pasmo fałdowo-nasuwcze o maksymalnej miąższości sięgającej 20 km, składające się z szeregu łusek zbudowanych z utworów ediakaru–dewonu nasuniętych na północny wschód ponad połogo zapadającym na południowy zachód stropem podłoża prekambryjskiego (Krzywiec, 2017a, b; fig. 11B). Interpretacja profilu POLCRUST-01, postulująca występowanie pionowych uskoków przesuwczych sięgających powierzchni Moho na głębokości rzędu 40 km i przecinających ediakarsko-karbońską pokrywę (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) nie uwzględnia wyników interpretacji wielu innych profili sejsmicznych o istotnie wyższej jakości obrazowania utworów paleozoiku ulokowanych w tej samej części omawianego obszaru co profil POLCRUST-01. Te wyniki jednoznacznie pokazują dominację połogich, naskórkowych deformacji fałdowo-nasuwczych przy braku głęboko zakorzenionych pionowych uskoków (np. Krzywiec, 2008; Krzywiec i in., 2017a). Jest to reguła dla całego basenu lubelskiego (Antonowicz i in., 2003; Antonowicz, Iwanowska, 2004; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017). Dodatkowo, wspomniane domniemane pionowe uskoki zostały zinterpretowane na profilach sejsmicznych, których znaczne przewyższenie (Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015) mogło prowadzić do często spotykanych w takich sytuacjach błędnych interpretacji strukturalnych danych sejsmicznych (Tucker, Yorston, 1973; Stewart, 2012; Turko, 2024).

Jak wyżej wspomniano, dla jednostek tektonicznych przedpermskiej sukcesji paleozoicznej omawianego obszaru były stosowane rozmaite nazwy, ograniczone często również do terytoriów Polski bądź Ukrainy. Uwzględniając wyniki najnowszych badań sejsmicznych oraz kompilacje danych z obszaru południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy (Chiżhnyakov, Żelichowski, 1974; Krzywiec i in., 2025) w niniejszym tekście proponowane jest wydzielenie dwóch zasadniczych jednostek (fig. 12): (1) pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska oraz (2) basenu lubelsko-lwowskiego, który od północnego zachodu ograniczony jest uskokiem Grójca (Krzywiec, 2009b; Waksmundzka, 2010a). Granicę – po części umowną – między tymi dwiema zasadniczymi

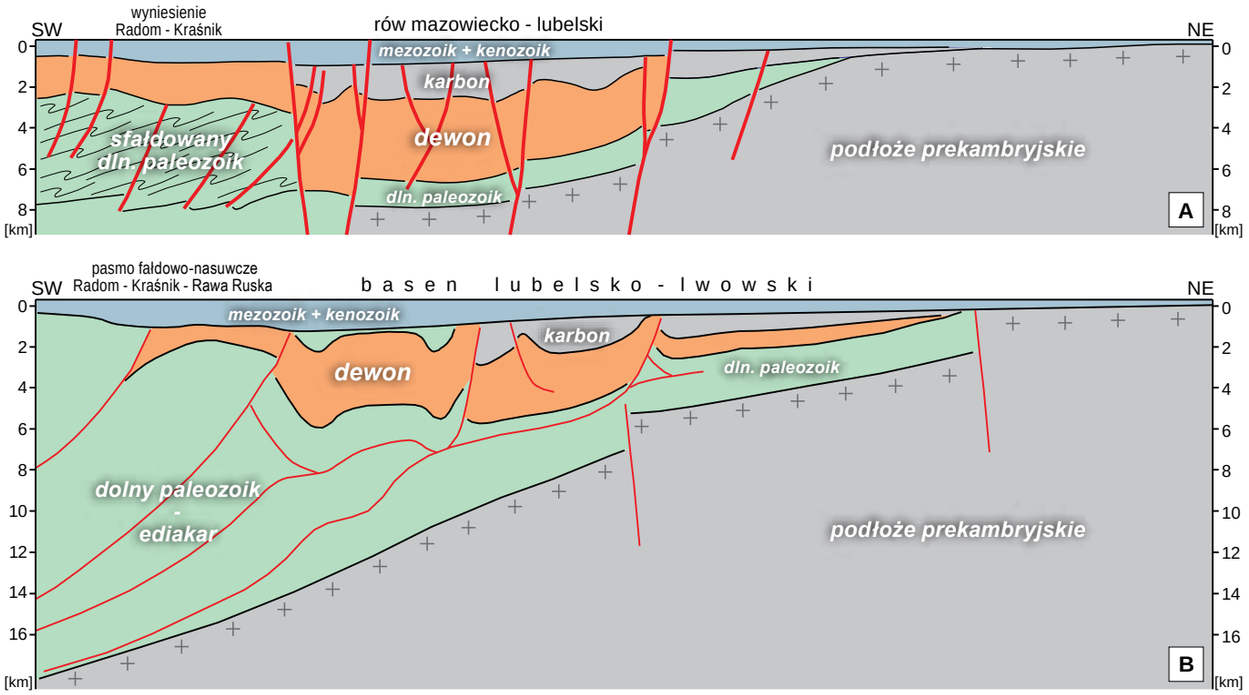


FIG. 11. Dwa modele budowy geologicznej południowo-wschodniej Polski. **A** Model rowu tektonicznego (wg Żelichowskiego, Kozłowskiego, 1983); **B** model waryscyjskiego pasma fałdowo-nasuwczego (wg Krzywiec i in., 2017a)

jednostkami stanowią strefy uskokowe Ursynów–Kazimierz oraz Izbica–Zamość–Ruda Lubycka–Rawa Ruska (por. Khizhnyakov, Żelichowski, 1974). Jest to front pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska, charakteryzujący się częstym występowaniem nasunięć wstecznych i stref trójkątnych.

Obie zasadnicze jednostki są wydzielone w obecnym planie podpermskim, jednak należy podkreślić, iż obszar pasma nasuwczego objęty był sedymentacją w karbonie, mimo że – zerodowanego – karbonu nie pokazują mapy geologiczne, a na obecność którego wskazywały wyniki badań Żelichowskiego i in. (1974), wyniki z otworu Kraśnik odwierconego przez firmę Chevron oraz rekonstrukcje paleotektoniczne (Antonowicz, Iwanowska, 2004; Kufrasa i in., 2019). Ponadto, system deformacji waryscyjskich obejmuje obie zasadnicze jednostki, tyle że w obrębie pasma fałdowo-nasuwczego sięgają one spągu fanerozoicznej pokrywy osadowej, podczas gdy w basenie lubelsko-lwowskim są w znacznej mierze ograniczone do utworów syluru–karbonu. W takim ujęciu obie jednostki należy traktować jako najbardziej wschodnią gałąź eksternidów waryscyjskich (Krzywiec i in., 2017a, b, 2025; Mazur i in., 2020).

Deformacje waryscyjskie południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy – perspektywa sejsmiczna

Budowę geologiczną eksternidów waryscyjskich południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy obrazują trzy regionalne profile sejsmicznych pochodzące z projektu PolandSPAN® dla obszaru Polski (fig. 13) oraz regionalny przekrój geologiczny – dla obszaru Ukrainy (fig. 14). Na przekrojach z Polski strop podłoża krystalicznego zapada dość jednostajnie na południowy zachód, a jedynym wyjątkiem jest strefa uskokowa Kocka, stanowiąca istotny stopień krystalicznego podłoża. W obrębie pasma fałdowego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska główny poziom odkłucia jest ulokowany w spągu pokrywy osadowej, tylko lokalnie występują podrzędne odkłucia w obrębie łupków syluru. W obrębie basenu lubelsko-lwowskiego główna powierzchnia odkłucia znajduje się w spągu sylurskich łupków, notowane są też uskoki nasuwcze zakorzenione w środkowodewońskich ewaporatach bądź też wygasające w dolnym dewonie. Najmłodsze utwory karbonu zdeformowane przez obserwowany na przekrojach sejsmicznych system uskoków i fałdów waryscyjskich oraz – jednocześnie – występujące pod niezgodnym przykryciem płasko leżących utworów permu i mezozoiku reprezentują westfal D (baszkir–moskow) (Waksmundzka, 1998, 2010b), co pozwala określić wiek tektoniki nasuwczej w tym segmencie eksternidów waryscyjskich na późny pensylwan (kasimow–gżel) (por. Kufrasa i in., 2020).

Na obszarze Ukrainy brak danych sejsmicznych porównywalnych jakością obrazowania paleozoiku z danymi z Polski, jednak w oparciu o liczne otwory i starsze dane sejsmiczne opracowano tam szereg profili geologicznych, które dość precyzyjnie obrazują taki sam styl strukturalny jak po polskiej stronie granicy – czyli system nasunięć obejmujących utwory karbonu i starsze, z regionalną wergencją ku północnemu wschodowi (fig. 14; por. Zayats, 2015). Pasmo fałdowo-nasuwcze Radom–Kraśnik–Rawa Ruska jest pozbawione utworów karbonu (por. fig. 12), co jednak wiązać należy najprawdopodobniej z postorogeniczną erozją, a nie brakiem depozycji, podobnie jak w jego polskim segmencie.

W południowo-wschodnim segmencie lubelskich eksternidów waryscyjskich strefa przejścia z silnie zdeformowanego pasa fałdowego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska do znacznie słabiej zdeformowanego basenu lubelsko-lwowskiego znajduje się w obrębie strefy uskokowej Izbica–Zamość–Ruda Lubycka–Rawa Ruska. Związana ona jest z rampą, wzdłuż której spągowe odkłucie eksternidów przemieszcza się ze spągu pokrywy osadowej do spągu syluru (fig. 15). Zjawisko migracji powierzchni spągowego odkłucia było połączone z powstaniem strefy trójkątnej i nasunięcia wstecznego (por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004), ponad którym uniesione są utwory górnej części syluru, dewonu i karbonu. Zaangażowanie karbonu implikuje waryscyjski wiek tych deformacji. Na profilu tym widać również doskonale zobrazowany południowo-wschodni fragment naskórkowej antyklinalnej struktury nasuwczo-fałdowej Łopiennika (por. Krzywiec, 2008) ze spągowym nasunięciem sięgającym granicy między ordowikiem a sylurem.

Na podstawie danych sejsmicznych, z wykorzystaniem techniki konstrukcji przekrojów zbilansowanych, został opracowany model ilustrujący rozwój dwóch nasunięć związanych z dwiema głównymi powierzchniami odkłucia (fig. 16; Kufrasa, Krzywiec, 2021). Model ten oparty jest na danych sejsmicznych z centralnej części basenu lubelsko-lwowskiego, obrazujących rejon położony pomiędzy strefami uskokowymi Ursynów–Kazimierz i Izbica–Zamość–Ruda Lubycka–Rawa Ruska (fig. 12). W tej części basenu jako pierwsze uaktywniło się nasunięcie w spągu syluru, co doprowadziło do powstania antykliny Wilczopola. W kolejnym etapie było aktywne głębiej położone nasunięcie przy spągu pokrywy osadowej, które spowodowało zimbrykowanie utworów ediakaru, kambru i ordowiku oraz przefałdowanie wcześniej powstałego nasunięcia (Kufrasa, Krzywiec, 2021).

Bardzo ważną rolę w ewolucji basenu lubelsko-lwowskiego odegrała strefa uskokowa Kocka. W klasycznym modelu rowu lubelskiego strefa ta jest związana z bardzo stromym uskokiem zakorzenionym w podłożu prekambryjskim (fig. 11; Żelichowski, Kozłowski, 1983). Jak pokazała interpretacja wysokiej jakości danych sejsmicznych 2D i 3D, należy traktować ją jako nałożone na siebie dwie odrębne strefy deformacji: (1) stromy uskok odwrócony przecinający utwory ediakaru, kambru i ordowiku, zakorzeniony w podłożu prekambryjskim oraz (2) skomplikowaną strefę nasuwczą obejmującą utwory syluru, dewonu i karbonu (fig. 13, 17; Krzywiec, 2009a; Pelc, 1999; Tomaszczyk, Jarosiński, 2017; Krzywiec i in., 2017a; Kufrasa i in., 2018, 2019, 2020; Kufrasa, Krzywiec, 2021). W modelu zaproponowanym przez Antonowicza i in. (2003) nie występuje uskok w głębszym podłożu, a całość deformacji jest zlokalizowana powyżej stropu podłoża prekambryjskiego (Antonowicz i in., 2003: fig. 11). W trak-

5
Platforma paleozoiczna

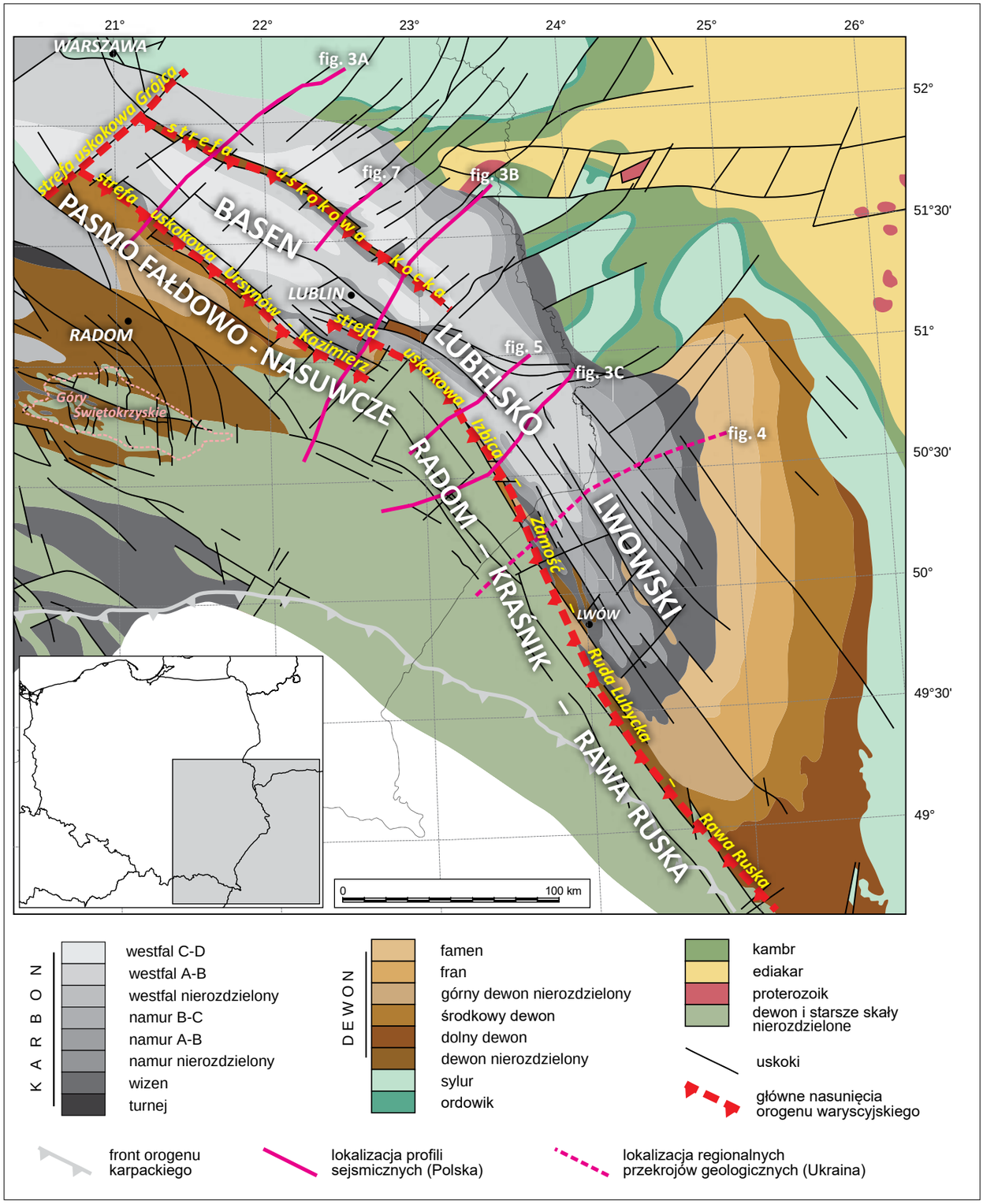


FIG. 12. Mapa południowo-wschodniej Polski i zachodniej Ukrainy (bez permu i skał młodszych) z lokalizacją profili sejsmicznych i przekrojów geologicznych omawianych w tekście (Krzywiec i in., 2025, wg Chiżniakowa, Żelichowskiego, 1974; Pożaryskiego, Dembowskiego, 1983; Pożaryskiego i in., 1992; Gerasimova i in., 2004a, b, c; Plotnikova, 2004; Waksmundzkiej, 2010a; Poprawy, 2019). Front deformacji waryscyjskich jest pokazany jako nasunięcia skierowane w stronę przedpola, czyli na północny wschód, ale w wielu miejscach mamy tam do czynienia z tektoniką klinową (por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004) o zróżnicowanej polarności i nasunięciami wstecznymi (por. Krzywiec i in., 2017a, b; Kufrasa i in., 2019, 2020; Kufrasa, Krzywiec, 2021)

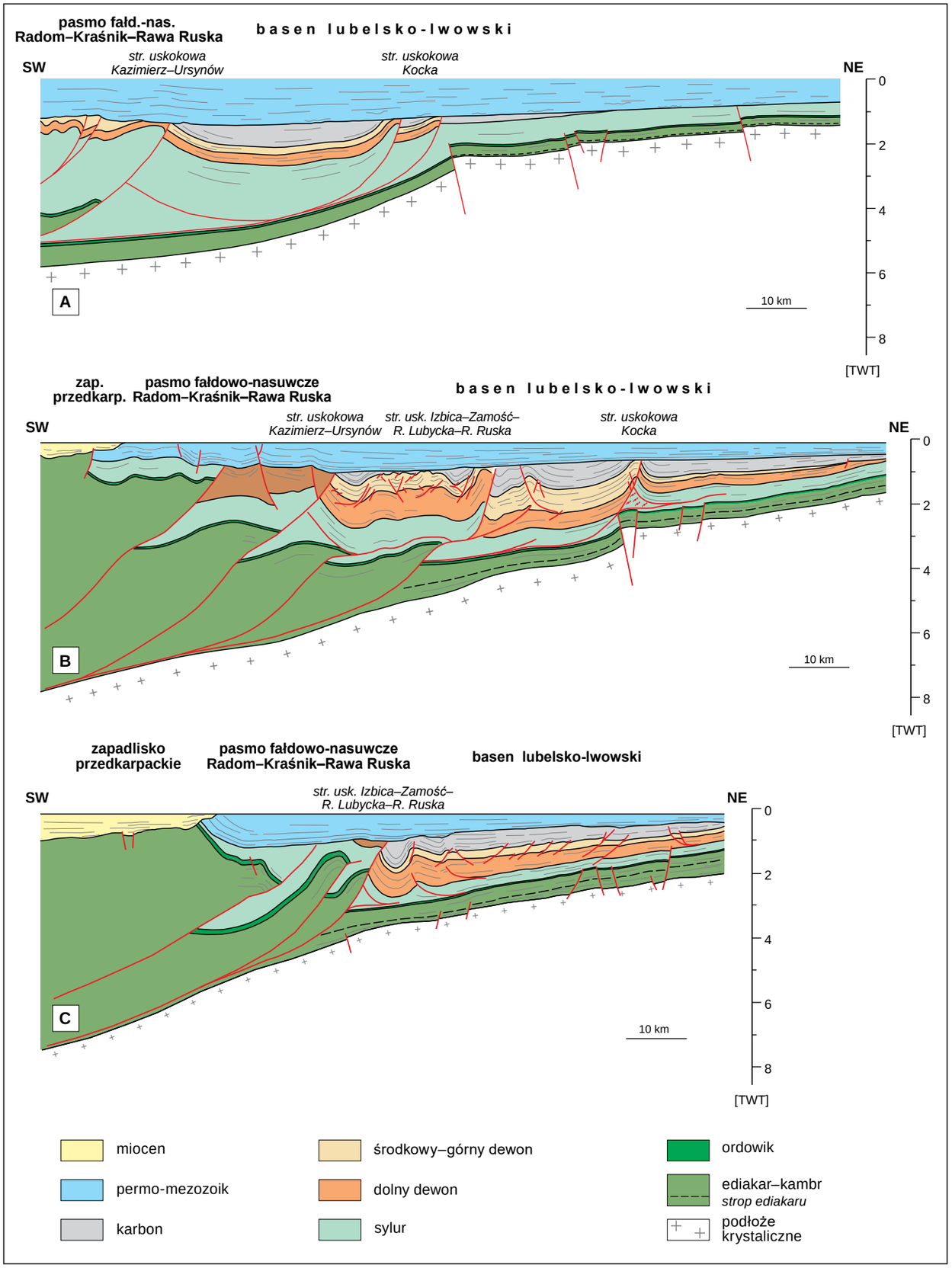


FIG. 13. Regionalne profile sejsmiczne ilustrujące budowę geologiczną polskiego segmentu pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska i jego przedpola (wg Krzywca i in., 2017a, 2025, uzupełniono i zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12. W obrębie pasma fałdowo-nasuwczego położenie stropu ediakaru nie jest zdefiniowane, możliwe też jest występowanie skał podłoża krystalicznego

5
Platforma paleozoiczna

cie deformacji waryscyjskich w późnym karbonie, próg w podłożu związany z uskokiem Kocka (fig. 17) pełnił rolę skarpy oporowej, w obrębie której koncentrowały się naprężenia kompresyjne. W połączeniu z dużą miąższością podatnych na deformacje sylurskich łupków doprowadziło to do utworzenia rampy, wzdłuż której spągowe nasunięcie w centralnej części basenu, leżące ponad stropem ordowiku, przemieściło się przez próg w obręb skrzydła wiszącego. Proces ten wiązał się z powstaniem niewielkich nasunięć wstecznych oraz strefy trójkątnej. W jądrze strefy trójkątnej znajdują się bardzo mocno zdeformowane łupki sylurskie (fig. 17). Może ona być porównana do tzw. strefy MUSHWAD (ang. *Malleable, Unctuous SHale, Weak-layer Accretion in a Ductile duplex*; Thomas, 2001, 2019), opisanej w obrębie południowego segmentu Appalachów, która jest związana z łupkami kambru bardzo silnie zdeformowanymi w późnym karbonie w otoczeniu progu w podłożu krystalicznym. Na występowanie w obrębie strefy Kocka silnie zdeformowanych łupków syluru zwrócił już uwagę Pelc (1999), który jednak powiązał ich występowanie ze zjawiskiem diapiryzmu ilastego. Obecność progu podłoża w północno-zachodnim i centralnym segmencie polskiej części basenu lubelsko-lwowskiego doprowadziła do lokalnej koncentracji naprężeń – a co za tym idzie zlokalizowania maksymalnej deformacji – wzdłuż strefy Kocka, poza którą, dalej na północny wschód, nie występują już znaczne efekty deformacji waryscyjskich. W segmencie południowo-wschodnim oraz w segmencie ukraińskim stopień podłoża nie występuje i w efekcie strefa deformacji waryscyjskich jest znacznie szersza, bez ostrej granicy na północnym wschodzie (fig. 12, 14). Pewien wpływ na styl strukturalny deformacji waryscyjskich miała również zmienność facjalna w obrębie utworów ludlowu i przydolu (Kufrasa i in., 2020).

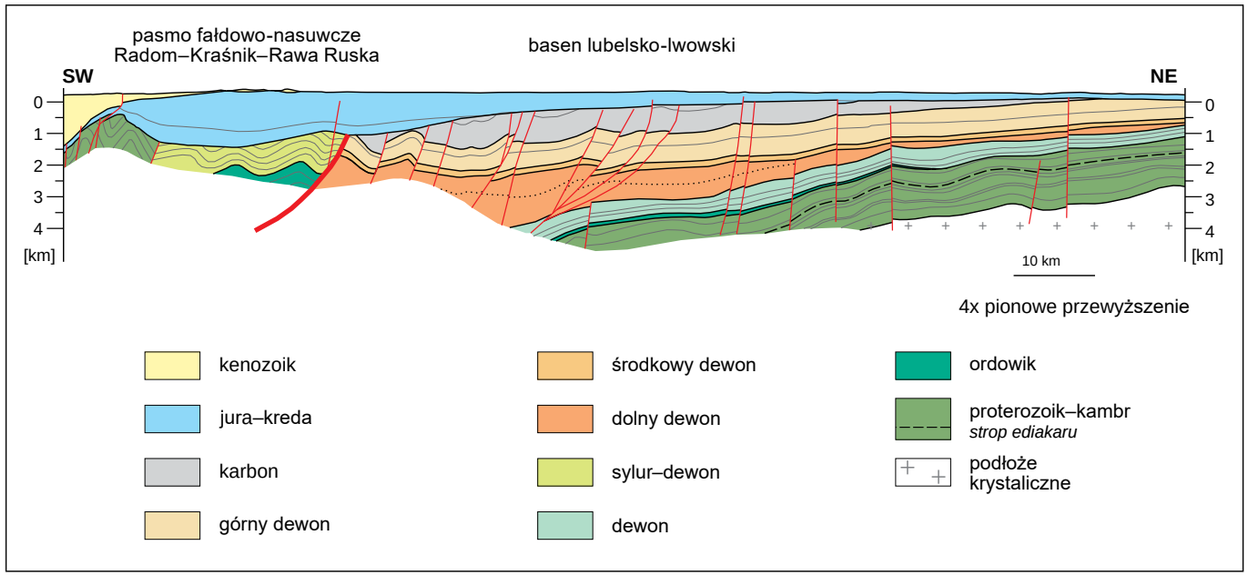


FIG. 14. Przekrój geologiczny ilustrujący budowę geologiczną ukraińskiego segmentu pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska i jego przedpola (wg Plotnikova, 2004, za Krzywcem i in., 2025, zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12

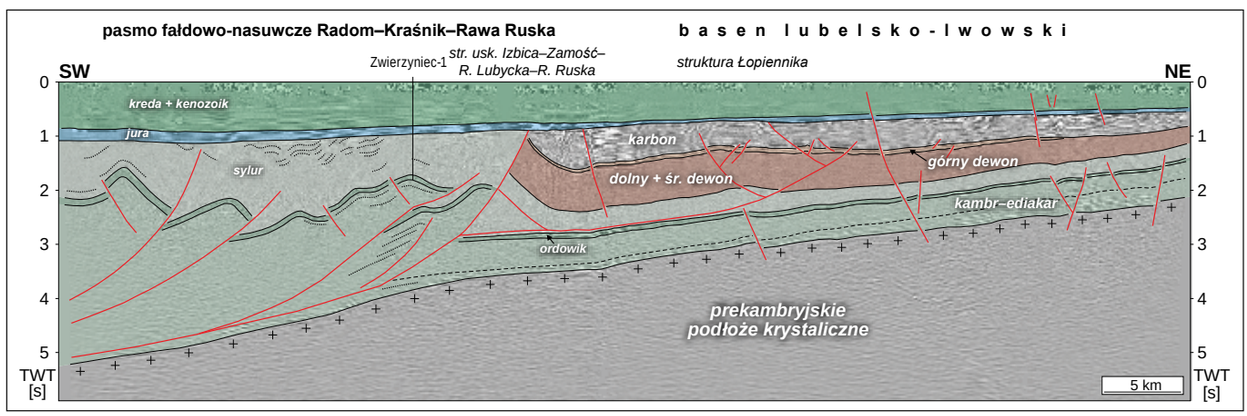


FIG. 15. Profil sejsmiczny obrazujący strukturę frontu pasma fałdowo-nasuwczego Radom–Kraśnik–Rawa Ruska (wg Krzywca i in., 2017a, zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12

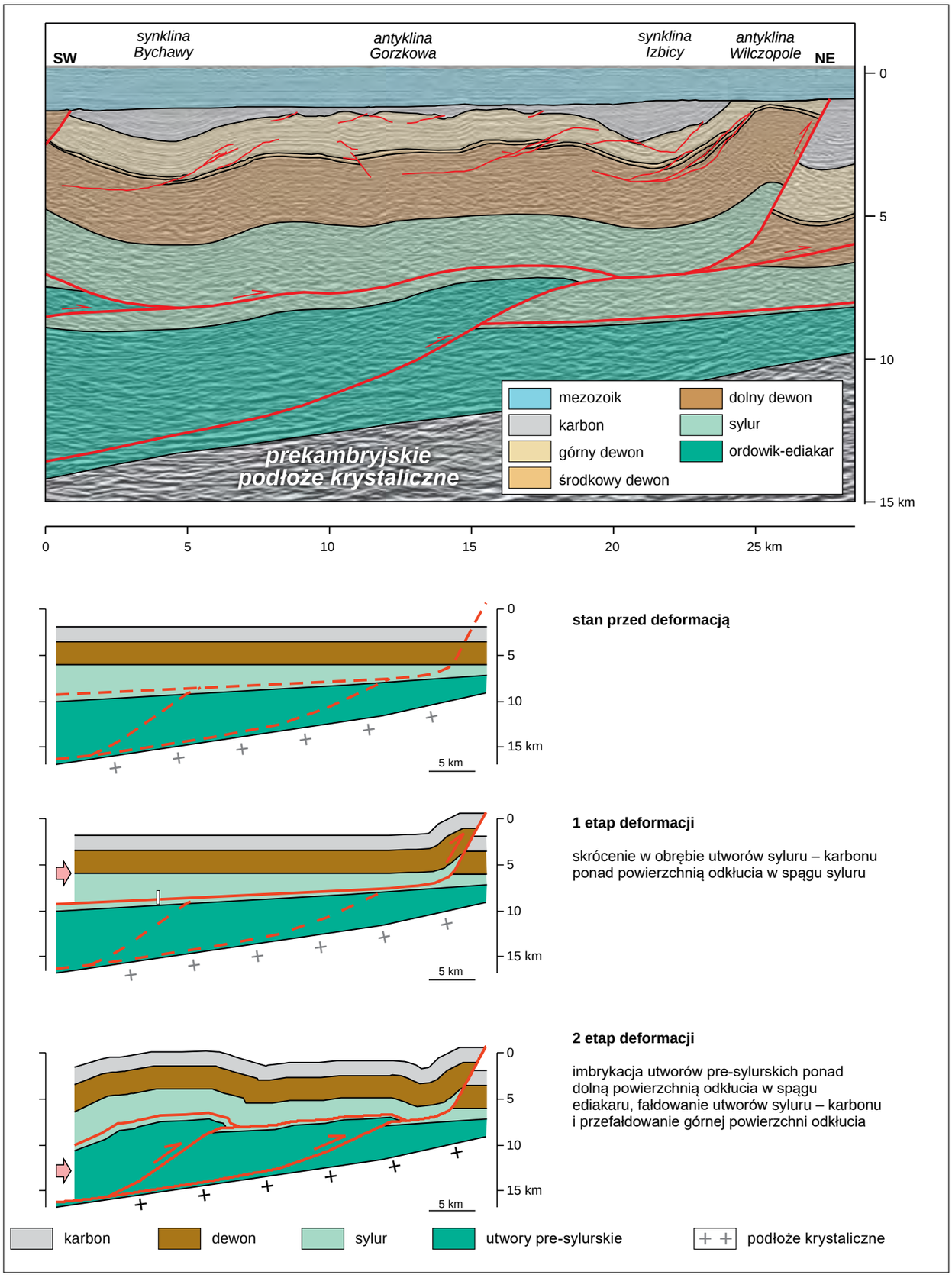


FIG. 16. Profil z centralnej części basenu lubelsko-lwowskiego oraz schematyczny model późnokarbońskiej ewolucji tektonicznej (wg Kufrasy, Krzywca, 2021, zmodyfikowano), lokalizacja patrz fig. 12

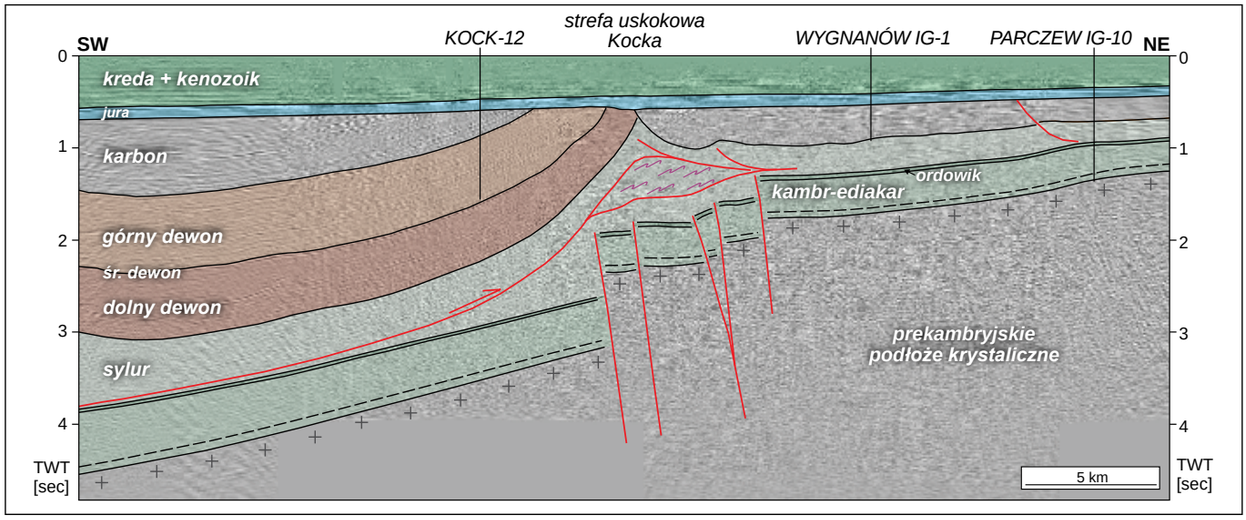


FIG. 17. Profil sejsmiczny przecinający strefę Kocka, przedstawiający strefę trójkątną rozwiniętą w obrębie utworów syluru, ponad progiem w podłożu pre-sylurskim. Próg ten pełnił rolę skarpy oporowej podczas waryscyjskich ruchów nasuwczych (wg Krzywca i in., 2017a, zmodyfikowano). Lokalizacja profilu patrz fig. 12. Szrafura wskazuje strefę intensywnej deformacji w sylurze, rozwiniętą w strefie uskokowej Kocka

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

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

Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society, London, Special Publications, 201: 237–277.

Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski". Przegląd Geologiczny, 65 (12): 1499–1510.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 133: 727–739.

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

Antonowicz L., Hooper R., Iwanowska E., 2003. Lublin syncline as a result of thin-skinned Variscan deformation (SE Poland). Przegląd Geologiczny, 51: 344–350.

Arthaud F., Matte P., 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. GSA Bulletin, 88: 1305–1320.

Bábek O., Mikuláš R., Zapletal J., Lehotský T., 2004. Combined tectonic-sediment supply-driven cycles in a Lower Carboniferous deep-marine foreland basin, Moravice Formation, Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 93: 241–261.

Bábek O., Tomek C., Melichar R., Kalvoda J., Otava J., 2006. Structure of unmetamorphosed Variscan tectonic units of the southern Moravo-Silesian Massif: a review. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 239: 37–75.

Badham J.P.N., 1982. Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. Journal of Geological Society, London, 139: 493–504.

Bederke E., 1930. Oberschlesien und das varistische Gebirge. Geologische Rundschau, 21: 234–242.

Behr H.J., Engel W., Franke W., Giese P., Weber K., 1984. The Variscan belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. Tectonophysics, 109: 15–40.

Bertrand R., 1887. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. Bulletin de la Société géologique de France, Série 3: 423–447.

Botor D., Dunkl I., Anczkiewicz A., Mazur S., 2017. Post-Variscan thermal history of the Moravo-Silesian lower Carboniferous Culm Basin (NE Czech Republic-SW Poland). Tectonophysics, 712: 643–662.

Buła Z., Żaba, J., Habryn R., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). Przegląd Geologiczny, 56: 912–920.

Carey S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania, 89: 255–288.

Cháb J., 1990. The problem of the Andelskahora thrust in the light of new deep boreholes (Hruby Jesnik Mts.). Časopis pro mineralogii a geologii, 35: 389–401.

Chadima M., Hrouda F., Melichar R., 2006. Magnetic fabric study of the SE Rhenohercynian Zone (Bohemian Massif): implications for dynamics of the Paleozoic accretionary wedge. Tectonophysics, 418: 93–109.

Chiżhnyakov A.W., Żelichowski A.M., 1974. Zarys tektoniki obszaru lubelsko-lwowskiego. Kwartalnik Geologiczny, 18: 707–719.

Čížek P., Tomek C., 1991. Large-scale thin-skinned tectonics in the Eastern boundary of the Bohemian Massif. Tectonics, 10: 273–286.

Dadlez R., 2006. The Polish Basin – relationship between the crystalline consolidated and sedimentary crust. Geological Quarterly, 50: 43–58.

Dadlez R., Kowalczewski Z., Znosko J., 1994. Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. Geological Quarterly, 38: 169–190.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., van Wees J.D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy České akademie věd, 90: 1–85.

Dvořák J., 1973. Synsedimentary tectonics of the Paleozoic of the Drahany Upland (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). Tectonophysics, 17: 359–391.

Dvořák J., 1994. Variscan flysch development in the Nízký Jeseník Mts. in Moravia and Silesia. Czech Geological Survey Prague. 1–117 pp.

Dvořák J., Paproth E., 1969. Über die Position und die Tektogenese des Rhenoherzynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Variszi-den. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte: 65–88.

Engel W., Franke W., Langenstrassen F., 1983. Palaeozoic sedimentation in the northern branch of the mid-European Variscides – essay of an interpretation. *W*: Intracontinental Fold Belts (red. H. Martin, F.W. Eder): 9–41. Springer, Berlin.

Fossen H., Teyssier C., 2025. Plate Tectonics. Cambridge University Press, Cambridge.

Franke W., 1989. Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. Tectonophysics, 169: 221–228.

Franke W., Engel W., 1986. Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. Bulletin de la Société Géologique de France, 8: 25–33.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 63–86.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2002. Structure and evolution of the Bohemian Arc. Geological Society, London, Special Publications, 201: 279–293.

Franke W., Żelaźniewicz A., 2023. Variscan Evolution of the Bohemian Massif (Central Europe): fiction, facts and problems. Gondwana Research, 124: 351–377.

Franke W., Dallmeyer R.D., Weber K., 1995. Geodynamic evolution. *W*: Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 579–593. Springer, Berlin.

Fritz H., Neubauer F., 1995. Moravo-Silesian Zone; autochthon; structure. *W*: Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe (red. R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber): 490–494. Springer, Berlin.

Gerasimov L.S., Chaliy S.V., Gerasimova I.I., 2004a. Geological Map and coal-bearing map of pre-Mesozoic units, 1:200000, sheet M-34-XVIII (Rava-Ruska), M-35-XIII (Chervonograd). State Geological Survey of Ukraine and Ministry of Ecology & Natural Resources of Ukraine.

Gerasimov L.S., Chaliy S.V., Gerasimova I.I., 2004b. Geological Map and coal-bearing map of pre-Mesozoic units, 1:200000, sheet M-35-XIX (Lviv). State Geological Survey of Ukraine and Ministry of Ecology & Natural Resources of Ukraine.

Gerasimov L.S., Chaliy S.V., Gerasimova I.I., 2004c. Geological Map and map of mineral resources of pre-Quaternary units, 1:200000, sheet M-35-XIX (Lviv). State Geological Survey of Ukraine and Ministry of Ecology & Natural Resources of Ukraine.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., 2003. Crustal structure of the Trans-European suture zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 108 (B11).

Literatura

Grad M., Guterch A., Mazur S., Keller G.R., Špičák A., Hrubcová P., Geissler W.H., 2008. Lithospheric structure of the Bohemian Massif and adjacent Variscan belt in central Europe based on profile S01 from the SUDETES 2003 experiment. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 113 (B10).

Grygar R., Vavro M., 1995. Evolution of Lugosilesian Orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): kinematics of Variscan deformation. Journal of the Czech Geological Society, 40: 65–90.

Hartley A.J., Otava J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: the Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. Journal of the Geological Society, London, 158: 137–150.

Haydukiewicz J., Muszer J., Kłapciński J., 1999. Dokumentacja paleontologiczna osadów subpermskich w okolicach Zbąszynia (monoklina przedsudecka). *W*: Wybrane problemy stratygrafii, tektoniki i mineralizacji rudnej na Dolnym Śląsku (red. A. Muszer): 7–17. Uniwersytet Wrocławski.

Jirásek J., Wlosok J., Sivek M., Matýsek D., Schmitz M., Sýkorová I., Vašíček Z., 2014. U-Pb zircon age of the Krásné Loučky tuffite: the dating of Visean flysch in the Moravo-Silesian Paleozoic Basin (Rhenohercynian Zone, Czech Republic). Geological Quarterly, 58: 659–672.

Jubitz K.B., Znosko J., Franke D. (red.), 1986. Tectonic Map, International Geological Correlation Programme, Project No 86: South-West Border of the East European Platform. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Geologische Institut, Berlin.

Kalvoda J., Bábek O., Fatka O., Leichmann J., Melichar R., Nehyba S., Spacek P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. International Journal of Earth Sciences, 97: 497–518.

Kiersnowski H., Peryt T.M., Buniak A., Mikołajewski Z., 2010. From the intradesert ridges to the marine carbonate island chain: middle to late Permian (Upper Rotliegend-Lower Zechstein) of the Wolsztyn-Pogorzela high, west Poland. Geological Journal, 45: 319–335.

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

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. Abhandlungen Sächsischen Geologischen Landesamts, 1: 1–39.

Kotas A., Pożaryski W., Tomczyk H., Żelichowski A.M., 1983a. Przekrój regionalny. *W*: Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, skala 1:1 000 000 (red. W. Pożaryski, Z. Dembowski). Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kotas A., Gądek S., Buła Z., Kwarciński J., Malicki J., 1983b. Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego Część II, skala 1:100000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kroner U., Mansy J.-L., Mazur S., Aleksandrowski P., Hann H.P., Huckriede H., Lacquement F., Lamarche J., Ledru P., Pharaoh T.C., Zedler H., Zeh A., Zulauf G., 2008. Variscan tectonics. *W*: The Geology of Central Europe (red. T. McCann): 599–664. The Geological Society, London.

Krzywiec P., 2008. Interpretacja tektoniczna profilu sejsmicznego 1-10-97K w rejonie otworu wiertniczego Łopiennik IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych, 123: 201.

Krzywiec P., 2009a. Devonian–Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. Tectonophysics, 475: 142–159.

Krzywiec P., 2009b. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. Przegląd Geologiczny, 52: 985–989.

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. Geological Society of America Special Papers, 213: 353–372.

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.

Krzywiec P., Kufrasa M., Bubniak I., 2025. External Variscides in south-eastern Poland and western Ukraine. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe (red. U. Linnemann): 263–278. Springer Nature Switzerland.

Książkiewicz M., Samsonowicz J., Rühle E., 1965. Outline Geology of Poland. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Kufrasa M., Krzywiec P., 2021. Impact of mechanical stratification on the structural style of the Lublin Basin, SE Poland: results of seismic interpretation and implications for quantification of deformation within the frontal parts of thin-skinned fold-and-thrust belts. International Journal of Earth Sciences, 111: 659–673.

Kufrasa M., Słonka Ł., Krzywiec P., Dzwinel K., Zacharski J., 2018. Fracture pattern of the Lower Paleozoic sedimentary cover in the Lublin Basin (SE Poland) derived from seismic attribute analysis and structural restoration. Interpretation, 6: SH73–SH89.

Kufrasa M., Stypa A., Krzywiec P., Słonka Ł., 2019. Late Carboniferous thin-skinned deformation in the Lublin Basin, SE Poland: results of combined seismic data interpretation, structural restoration, and subsidence analysis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 175–194.

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.

Kumpera O., 1983. Geologie spodního karbonu jesenického bloku. Knihovna Ústředního Ústavu Geologického, Praha.

Kumpera O., Martinec P., 1995. The development of the Carboniferous accretionary wedge in the Moravian-Silesian Paleozoic Basin. Journal of the Czech Geological Society, 40: 47–64.

Lorenz V., 1976. Formation of Hercynian subplates; possible causes and consequences. Nature, 262: 374–377.

Lorenz V., Nicholls I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophysics, 107: 25–56.

Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A., Janik T., CELEBRATION Working Group, 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Palaeozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. Tectonophysics, 401: 55–77.

Malinowski M., Grad M., Guterch A., Takács E., Śliwiński Z., Antonowicz L., Iwanowska E., Keller G.R., Hegedüs E., 2007. Effective sub-Zechstein salt imaging using low-frequency seismics – results of the GRUNDY 2003 experiment across the Variscan front in the Polish Basin. Tectonophysics, 439: 89–106.

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.

Marheine D., Kachlik V., Maluski H., Patočka F., Żelaźniewicz A., 2002. The $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. Geological Society, London, Special Publications, 201: 133–155.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S., 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109: 1105–1131.

Martínez Catalán J.R., Schulmann K., Ghienne J.F., 2021. The Mid-Variscan Allochthon: keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth Science Reviews, 220: 1–65.

Matte P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, 126: 329–374.

Matte P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196: 309–337.

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., Dunlap W.J., Turniak K., Oberc-Dziedzic T., 2006a. Age constraints for the thermal evolution and erosional history of the central European Variscan belt: new data from the sediments and basement of the Carboniferous foreland basin in western Poland. Journal of the Geological Society, London, 163: 1011–1024.

Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006b. 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., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.

Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Krzywiec P., 2018. Application of two-dimensional gravity models as input parameters to balanced cross-sections across the margin of the East European Craton in SE Poland. Journal of Structural Geology, 116: 223–233.

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., Schiffer C., Majka J., Stephenson R., 2025. The German-Polish Caledonides revisited: insights from the potential field data. Geological Society, London, Special Publications, 557 (1).

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.

Literatura

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

Narkiewicz M., 2020. The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. Geological Quarterly, 64: 377–401.

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., Jarosiński M., Krzywiec P., Waksmundzka M.I., 2007. Regional controls on the Lublin Basin development and inversion in the Devonian and Carboniferous. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 422: 19–34.

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.

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

Oberc J., 1972. Budowa Geologiczna Polski t. 4, Tektonika, cz. 2, Sudety. *W*: Budowa Geologiczna Polski t. 4 (red. W. Pożaryski). Wydaw. Geol., Warszawa.

Pelc T., 1999. Dewońsko-karboński diapiryzm sylurskich utworów ilastych basenu lubelskiego. Materiały V Konferencji Naukowo-Techniczna „Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska".

Plotnikov A.A., 2004. Geological map and map of mineral resources of pre-Quaternary units 1:200000, sheet M-34-XVIII (Rava-Ruska), M-35-XIII (Chervonograd). Ministry of Ecology and Natural Resources of Ukraine, State Geological Survey.

Poprawa P., 2019. Geological setting and Ediacaran – Palaeozoic evolution of the western slope of the East European Craton and adjacent regions. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 347–380.

Pożaryski W., Dembowski Z., 1983. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1000000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982. Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem. Przegląd Geologiczny, 30: 658–665.

Pożaryski W., Grocholski A., Tomczyk H., Karnkowski P., Moryc W., 1992. Mapa tektoniczna Polski w epoce waryscyjskiej. Przegląd Geologiczny, 40: 643–651.

Rajlich P., 1990. Strain and tectonic styles related to Variscan transpression and transtension in the Moravo-Silesian Culmian basin, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Tectonophysics, 174: 351–367.

Schulmann K., Gayer R., 2000. A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. Journal of the Geological Society, London, 157: 401–416.

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J.M., Urban M., Lobkowicz M., 1991. Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. Geologische Rundschau, 80: 73–92.

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

Sokołowski J., 1967. Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego. Geologia Sudetica, 3: 297–367.

Stewart S., 2012. Interpretation validation on vertically exaggerated reflection seismic sections. Journal of Structural Geology, 41: 38–46.

Tait J.A., Bachtadse V., Franke W., Soffel H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. Geologische Rundschau, 86: 585–598.

Teisseyre H., 1971. Zagadnienie analizy strukturalnej w Sudetach, jej cele i metodyka. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 41: 93–118.

Thomas W.A., 2001. Mushwad: ductile duplex in the Appalachian thrust belt of Alabama. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 85: 1847–1869.

Thomas W.A., 2019. Evolution of the concept and structure of a MUSHWAD. Journal of Structural Geology, 125: 311–318.

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

Tucker P.M., Yorston H.J., 1973. Pitfalls in Seismic Interpretation. Society of Exploration Geophysicists.

Turko M., 2024. The structural risk of vertically exaggerated cross-sections. GeoExpro, 6: 93–95.

Unrug R., Dembowski Z., 1971. Rozwój diastroficzno-sedymentacyjny basenu morawsko-śląskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 118–168.

van Wees J.-D., Stephenson R.A., Ziegler P.A., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. Marine and Petroleum Geology, 17: 43–59.

Waksmundzka M.I., 1998. Architektura depozycyjna basenu karbońskiego Lubelszczyzny. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 89–100.

Waksmundzka M.I., 2010a. Mapa geologiczna dolnej strony przedpermomezozoicznej powierzchni niezgodności, skala 1:2000000. *W*: Atlas podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnieuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich (red. Z. Modliński). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Waksmundzka M.I., 2010b. Sequence stratigraphy of Carboniferous paralic deposits in the Lublin Basin (SE Poland). Acta Geologica Polonica, 60 (4): 557–597.

Waksmundzka M.I., 2014. Carboniferous coarsening-upward and nongradational cyclothems in the Lublin Basin (SE Poland): palaeoclimatic implications. Geological Society, London, Special Publications, 376: 141–175.

Wierzchowska-Kicułowa K., 1984. Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudeckiej. Geologica Sudetica, 19: 121–142.

Zagórska U., Kowalska S., Sláma J., Dziubińska B., Wolański K., 2020. Detrital zircon provenance of Carboniferous sandstones of the Variscan Externides (SW Poland) – record of the eastern Variscides exhumation. International Journal of Earth Sciences, 109: 2169–2187.

Zapletal J., Dvořák J., Kumpera O., 1989. Stratigraficka klasifikace kulmu Nizkého Jeseníku. Věstník Ústředního Ústavu geologického, 64: 243–250.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe, 2nd edn. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V, The Hague.

Zayats K., 2015. The structure of minerals of the Western region of Ukraine on the basis of seismic studies and the directions for oil and gas exploration studies[po ukraińsku]. Monograph, USGEI, Lviv.

Żelaźniewicz A., Marheine D., Oberc-Dziedzic T., 2003. A Late Tournaisian synmetamorphic folding and thrusting event in the eastern Variscan foreland: $^{40}Ar/^{39}Ar$ evidence from the phyllites of the Wolsztyn–Leszno High, western Poland. International Journal of Earth Sciences, 92: 185–194.

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., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żelichowski A.M., 1964. Zarys budowy geologicznej lubelskiego basenu karbońskiego. Przegląd Geologiczny, 1964, 10: 230–237.

Żelichowski A.M., 1972. Budowa geologiczna i rozwój obszaru pomiędzy Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 263: 1–97.

Żelichowski A.M., Juskowiakowa M., Miłaczewski L., 1974. Pokrywy dolnokarbońskich glin zwietrzelinowych w centralnej części Lubelszczyzny. Kwartalnik Geologiczny, 18: 506–515.

Żelichowski A.M., Kozłowski S. (red.), 1983. Atlas Geologiczno-Surowcowy Obszaru Lubelskiego. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

5.1.5. Podłoże platformowe wschodniej części Niemiec: od Pannocji do Pangei ze szczególnym uwzględnieniem sygnatur izotopowych

Ulf Linnemann, Andreas Gärtner

5.1.5.1. Wprowadzenie w sytuację tektoniczną

Jednostki podłoża platformy paleozoicznej Polski kontynuują się na terytorium wschodniej części Niemiec. Zwięzłe omówienie tej sytuacji przy wykorzystaniu danych izotopowych oraz w ramach paradygmatu tektoniki płyt i współczesnej wiedzy o historii geologicznej regionu podczas prekambru i paleozoiku stanowi zadanie niniejszego rozdziału.

Geneza i rozwój kratonicznych jednostek podłoża platformowego Laurosji i Gondwany sięgają czasów mezo- i paleoproterozoiku, a także archaiku (np. Gärtner i in., 2025; Linnemann, 2025). Ich dalsza ewolucja, w tym we wschodniej części Niemiec, wiąże się z cyklem superkontynentalnym (Nance i in., 2014; Li i in., 2019) i obejmuje okres od rozpadu i rozproszenia Pannocji („większej Gondwany") oraz równoczesnego otwarcia oceanu Japetus (np. Nance i in., 2008, 2010, 2014), a następnie połączenia Gondwany z Laurosją aż po powstanie Pangei. Finalne umiejscowienie jednostek podłoża platformowego w Niemczech nastąpiło podczas orogenezy alleghańsko-waryscyjskiej, która była skutkiem wzajemnego oddziaływania Gondwany, Awalonii, Baltiki, Laurencji oraz kilku mikrokontynentów (np. Murphy, Nance, 1989; Franke, 2000; Kroner i in., 2007; van Staal i in., 2012; Torsvik, Cocks, 2017).

Na północno-zachodniej flance orogenu waryscyjskiego w środkowej Europie znajduje się paleokontynent Baltika (fig. 1), obecnie reprezentowany przez kraton wschodnioeuropejski. Jego krystaliczne podłoże jest pokryte osadami platformowymi, zaś ku południowemu zachodowi zanurza się pod lub graniczy z przyłączonymi w trakcie wczesnopaleozoicznej akrecji mikrokontynentami i terranami, takimi jak wschodnia Awalonia (np. Murphy, Nance, 1989; zwana również Awalonią perybałtycką, np. Linnemann, 2025; fig. 1, 2, 3) oraz jednostki małopolska i łysogórska (Belka i in., 2002). W tej brzeżnej części Baltiki (kratonu wschodnioeuropejskiego) (fig. 2, 3; Linnemann, 2025) dane geofizyczne (zwłaszcza wyniki głębokich profili sejsmicznych) sugerują daleką kontynuację rozciągniętej i wycienionej dolnej oraz środkowej skorupy Baltiki, być może aż po linię uskokową środkowej Odry (fig. 2; np. Smit i in., 2016; Franke, 2020; Mazur, Schulmann, 2024).

Wschodnia Awalonia, rozpoznana początkowo w Wielkiej Brytanii, jest oddzieloną przez Atlantyk częścią mikrokontynentu perygondwańskiego, Awalonii, znanego już wcześniej z Ameryki Północnej, gdzie łączy w sobie kilka terranów: Karolinę, Ganderię oraz Awalonię *sensu stricto* (np. van Staal i in., 2012). Odłączyła się ona od krawędzi Amazonii jako niewielka część tego paleokontynentu przed ok. 550 mln lat, jednocześnie z Baltiką (np. Żelaźniewicz i in., 2020). Od tego czasu należała – w swej najbardziej wschodniej części – do strefy perybałtyckiej i prawdopodobnie przyłączyła się do obecnego południowo-zachodniego obrzeżenia Baltiki (fig. 3; Linnemann, 2025). Awalonia niemal całkowicie odłączyła się od obrzeżenia Gondwany w późnym kambrze i wczesnym ordowiku (np. Murphy, Nance, 1989), natomiast podczas zamykania się morza Tornquista jako fragmentu oceanu Japetus, przyłączyła się swą wschodnią częścią do południowo-zachodniego obrzeżenia Baltiki ok. 450 mln lat temu (fig. 3; np. Torsvik, Cocks, 2017; Linnemann i in., 2024). Wschodnia Awalonia podzieliła się następnie na część zachodnią i wschodnią podczas dolnego karbonu w procesach waryscyjskiej tektoniki kolizyjnej (Linnemann, 2025). Obie te części są ograniczone tektonicznie na swych północno-wschodnich krawędziach wzdłuż lineamentu dolnej Łaby – środkowej Odry. Część zachodnia, poza Wielką Brytanią, występuje w podłożu masywu reńskiego (Königshof i in., 2025), gór Harzu (Linnemann i in., 2024) oraz wzgórz Flechtingen (Linnemann i in., 2025a). Część wschodnia reprezentowana jest przez jednostkę Brunowistulii wraz z wchodzącym w jej skład podłożem bloku górnośląskiego (fig. 2; Dudek 1980; Hanžl i in., 2025; Kalvoda i in., 2025), a także przez jednostkę morawską (Friedl i in., 2004). W południowo-zachodnim zakończeniu tej ostatniej jednostki odsłaniają się gnejsy z Dobrej

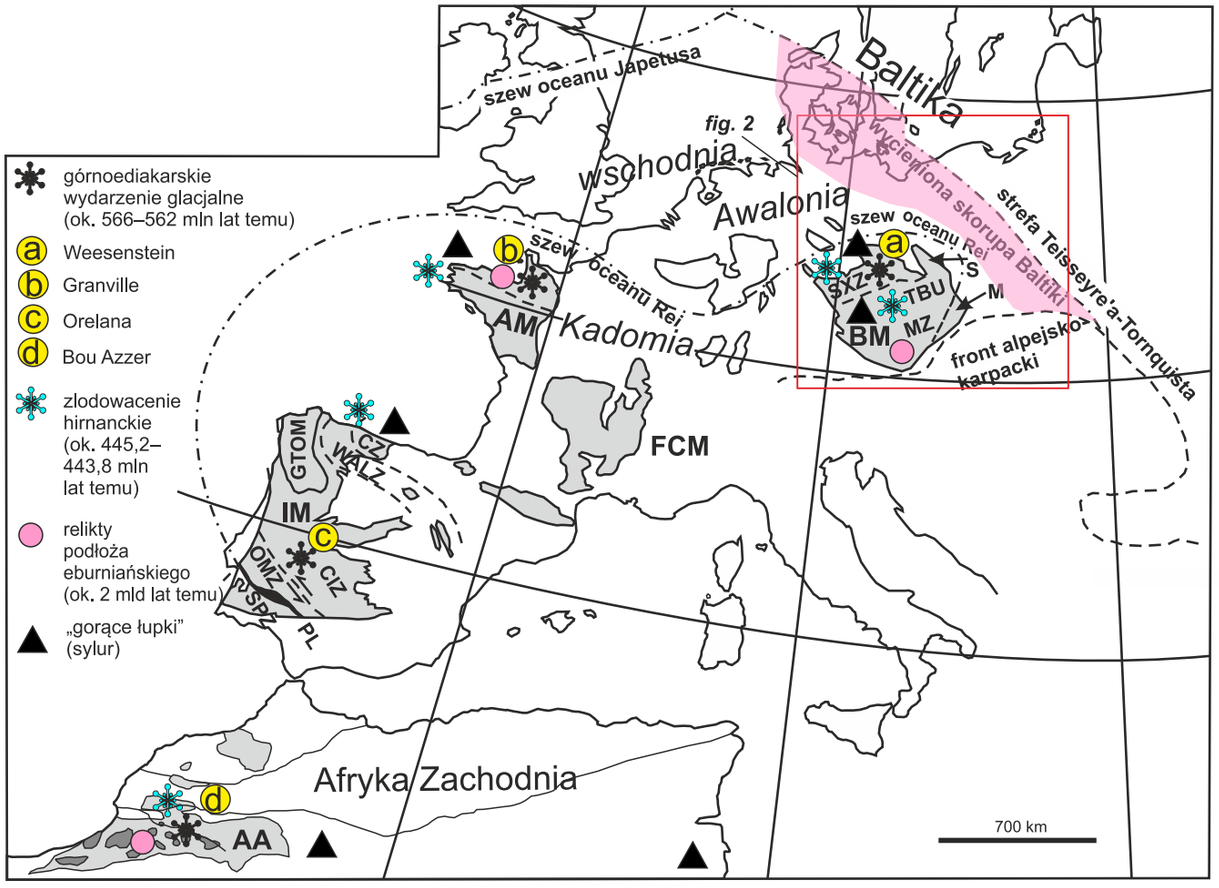


FIG. 1. Główne jednostki strukturalne zaangażowane w tektonikę płyt podczas orogenezy waryscyjskiej w gondwańskiej Europie i jej otoczeniu. Należy zauważyć silny związek między Kadomią a północno-zachodnią Afryką, wynikający z rozmieszczenia na obydwu obszarach górnoediakarskich i hirnanckich osadów lodowcowych, podłoża eburniańskiego i sylurskich „gorących łupków" (ang. „*hot shales*"); AM – masyw armorykański; BM – Masyw Czeski; FCM – francuski Masyw Centralny; IM – Masyw Iberyjski; M – jednostka morawsko-śląska; S – Sudety. Strefy tektonostratygraficzne waryscydów: CIZ – centralno-iberyjska; CZ – kantabryjska; GTOM – Galicia-Trás-os-Montes; MZ – moldanubska; OMZ – Ossa-Morena; PL – Pulo do Lobo; SPZ – południowo-portugalska; SXZ – saksoturyńska; WALZ – zachodnioasturyjsko-leońska; TBU – Teplá-Barrandienu (Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano)

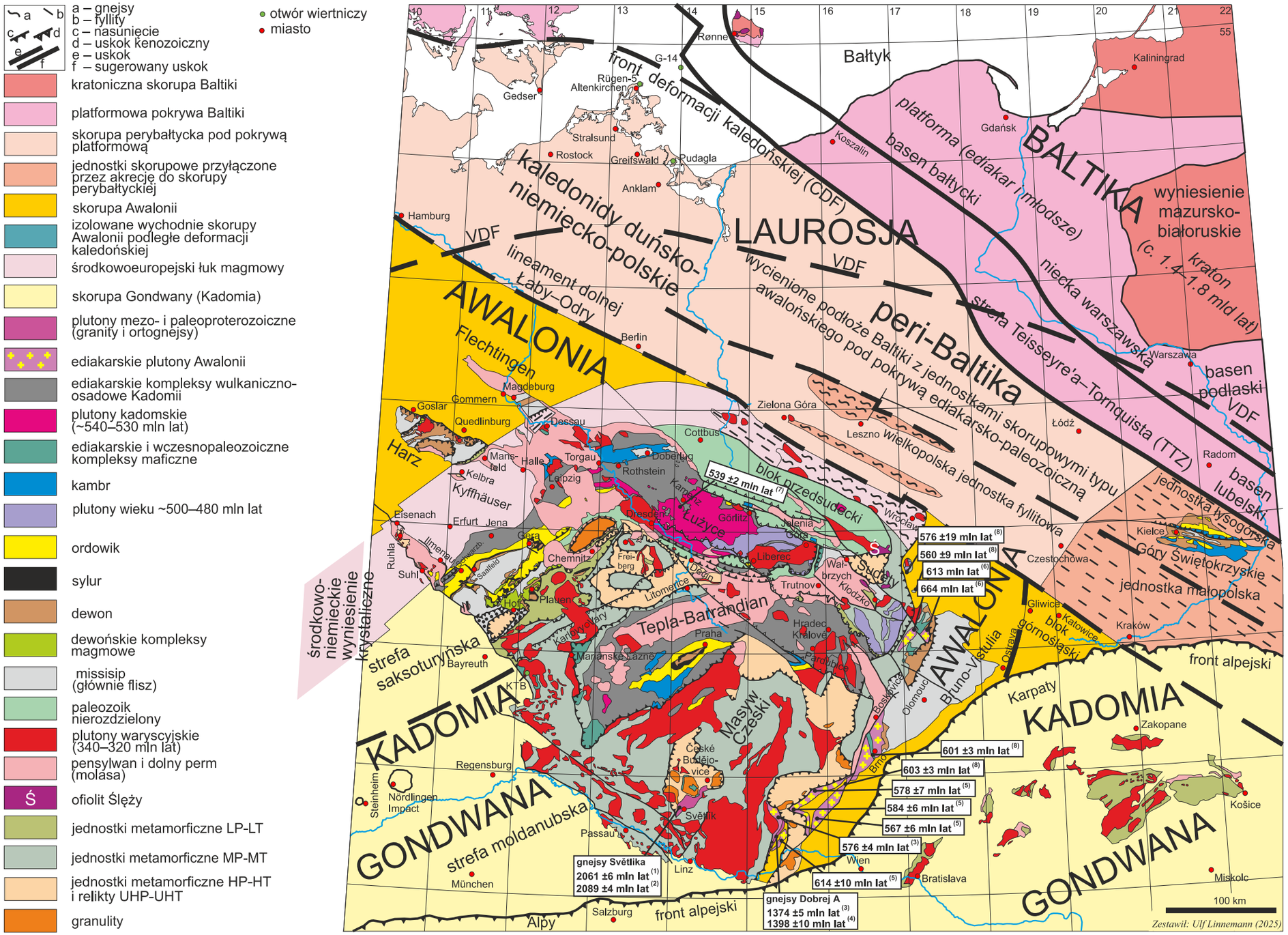


FIG. 2. Mapa geologiczna środkowoeuropejskich waryscydów i obszarów przyległych (bez utworów mezozoicznych i kenozoicznych). Dane geochronologiczne za: (1) Wendt i in., 1993; (2) Trubač i in., 2012; (3) Lindner i in., 2020; (4) Lindner i in., 2021; (5) Friedl i in., 2004; (6) Mazur i in., 2015; (7) Linnemann i in., 2010a; (8) Svojtka i in., 2017 – wg Linnemanna, 2025 i źródeł tam wymienionych, zmodyfikowano. Warunki metamorfizmu: LP-LT – niskociśnieniowe-niskotemperaturowe, MP-MT – średniociśnieniowe-średniotemperaturowe, HP-HT – wysokociśnieniowe-wysokotemperaturowe, UHP-UHT – ultrawysokociśnieniowe-ultrawysokotemperaturowe

(ang./niem. *Dobra Gneiss*) o wieku 1374 ±5 do 1398 ±10 mln lat (Lindner i in., 2020, 2021). Młodsze intruzje granitoidowe we wschodniej części wschodniej Awalonii zostały wydatowane na 567 ±6 – 614 ±10 mln lat (Friedl i in., 2004; Mazur i in., 2015; Svojtka i in., 2017) i zawierają zapis wydarzeń magmowych typu awalońskiego, dobrze znanych z zachodniej, wschodniej części oraz z Awalonii zachodniej w Wielkiej Brytanii, Nowej Fundlandii i Nowej Szkocji (np. van Staal, 2012).

Kadomia stanowi tę część gondwańskiej płyty tektonicznej, która buduje południowy segment środkowoeuropejskich waryscydów (fig. 1, 2). Pojęcie „Kadomia" jest w tym rozdziale stosowane zamiast takich dotychczasowych określeń, jak zespół „terranów armorykańskich" (ang. *Armorican Terrane Assemblage* – ATA) albo „Armoryka" w znaczeniu przyjętym np. przez Franke (2000) za licznymi wcześniejszymi autorami. Termin „Armoryka" implikuje transfer terranu o tej nazwie i afiliacji geograficznej (np. Franke, 2000) w poprzek oceanu Rei (ang. *Rheic Ocean*), zaś to wydarzenie zostało kilkakrotnie zakwestionowane na podstawie wyników badań proweniencji osadów (np. Linnemann i in., 2004) oraz w alternatywnych modelach geotektonicznych (np. Kroner i in., 2007; Kroner, Romer 2013). W związku z tym, w niniejszym tekście preferowane jest określenie „Kadomia", ponieważ jest ono niezależne od jakiegokolwiek modelu geotektonicznego i odnosi się wyłącznie do istnienia „podłoża kadomskiego" powstałego w wyniku procesów orogenicznych identyfikowanych wiekowo jako kadomskie (Linnemann, 2025). Ogólne cechy Kadomii to występowanie ediakarskich kompleksów łuków magmowych i basenów marginalnych w przedziale wiekowym ok. 580–540 mln lat, pochodzenie zachodnioafrykańskie, dokumentowane wiekami cyrkonów detrytycznych (Linnemann i in., 2004, 2014), deformacja na przełomie ediakaru i kambru oraz masywny końcowy impuls magmowy ok. 539–530 mln lat temu (Linnemann i in., 2000). Niezgodność kadomska zazwyczaj manifestuje się zdeformowanymi utworami późnego ediakaru pod przykryciem przez osadowe sekwencje kambro-ordowickie (np. Linnemann i in., 2014). Pod względem paleogeograficznym, Kadomia musiała być zlokalizowana na skraju kratonu zachodnioafrykańskiego i rozciągać się wzdłuż brzegu Gondwany w kierunku wschodnim (fig. 3; np. Gutiérrez-Alonso i in., 2003; Linnemann i in., 2004, 2014).

Masyw Czeski jest w dużej mierze zbudowany z kompleksów kadomskich, które stanowiły część litosferycznej płyty Gondwany (fig. 2, 3; np. Linnemann i in., 2004, 2025b; Kroner i in., 2007; Žák i in., 2025). Zachodnioafrykańskie pochodzenie Kadomii podkreśla występowanie pozostałości podłoża eburniańskiego (ang. *Eburnean*) o wieku ok. 2 mld lat, reprezentowanego np. przez gnejsy z Icart (fr. *gneiss icartien*) w masywie armorykańskim i ortognejsy ze Světlika (cz. *světlická ortorula*) w Masywie Czeskim, datowane na 2061 ±6 do 2089 ±4 mln lat (fig. 2; Kröner i in., 1988; Wendt i in., 1993; Trubač i in., 2012). Inne cechy Kadomii, charakterystyczne dla Afryki Zachodniej i Gondwany, to obecność osadów glacjalnych zlodowacenia późnoediakarskiego (Linnemann i in., 2018, 2022; Vernhet i in., 2012), glacjalno-morskie tillity zlodowacenia hirnanckiego oraz występowanie sylurskich *hot shales* (fig. 1; np. Linnemann i in., 2025b).

Po kambryjsko-ordowickim oderwaniu się terranów typu awalońskiego od północnego obrzeża Gondwany otworzył się ocean Rei (fig. 3). Około 430–420 mln lat, podczas syluru, w rezultacie kolizji złożonego superterranu awalońskiego (Karolina, Ganderia, Mira i Awalonia *sensu stricto*) z Laurencją i Baltiką, powstała Laurosja; towarzyszyło temu zamknięcie oceanu Iapetus. Tymczasem we wczesnym sylurze ocean Rei osiągnął swoje maksymalne rozmiary, po czym uległ zamknięciu w wyniku subdukcji skierowanej ku północy. Subdukcja przedniej krawędzi oceanicznej części litosferycznej płyty gondwańskiej miała miejsce na południowym brzegu Laurosji (fig. 3), zaś zamknięcie oceanu Rei nastąpiło pod koniec wczesnego paleozoiku (Kroner i in., 2007; Kroner, Romer, 2013). Wydatowanie momentu obciążenia szelfu Gondwany piaskami zawierającymi laurosyjski cyrkon detrytyczny pozwala na bardziej precyzyjne określenie czasu zamknięcia oceanu Rei, co miało nastąpić ok. 419 mln lat temu, na przełomie syluru i dewonu (Linnemann i in., 2024). W następstwie tego, pomiędzy płytami laurosyjską i gondwańską, otworzył się nowy ocean-sukcesor, nazywany, odpowiednio, oceanem renohercyńskim (Franke, 2000) lub alternatywnie, ze względu na jego wąski zarys, za to bardziej poetycznie – „reńskim traktem morskim" (ang. *Rhenish Seaway*; Linnemann i in., 2024). Zamknięcie tego kolejnego oceanu przez subdukcję skierowaną w kierunku południowo-wschodnim doprowadziło do powstania środkowoniemieckiego wału (albo wypiętrzenia) krystalicznego (ang. *Mid-German Crystalline Rise*; niem. *Mitteldeutsche Kristallinschwelle*), który w czasach od późnego dewonu po wizen działał jako łuk magmowy. W związku z tym, treść skalną środkowoniemieckiego wału krystalicznego, można, zdaniem autora, określać mianem środkowoeuropejskiego kompleksu łuku magmowego (*Central European Magmatic Arc* – CEMAC; Linnemann, 2025).

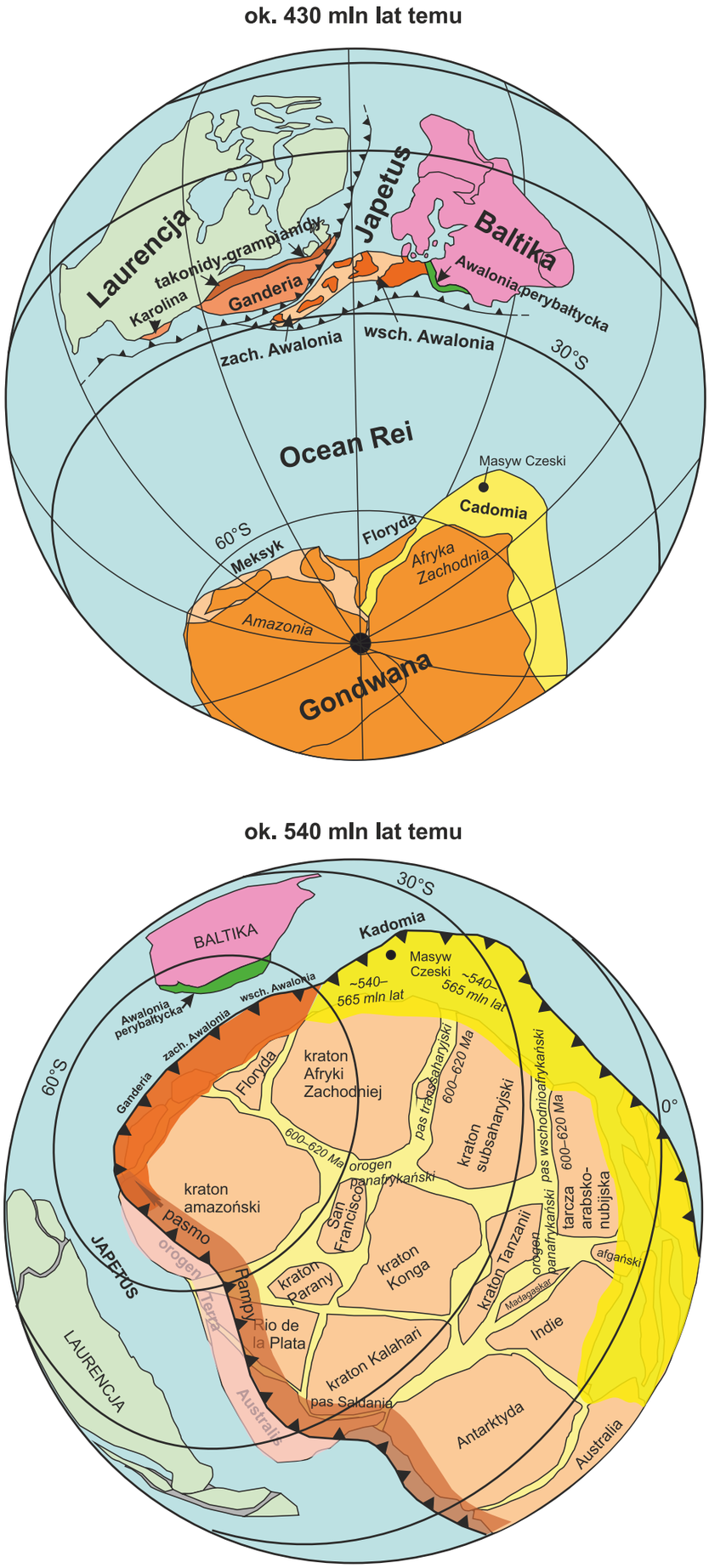


FIG. 3. Rekonstrukcje paleogeograficzne przedwaryscyjskiej sytuacji tektonicznej płyt ok. 540 i 430 mln lat temu (Linnemann, 2025; Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano)

Finalnie, waryscyjskie procesy orogeniczne doprowadziły do kolizji o kinematyce „strop ku NE" podczas etapu deformacji D_1 (Kroner i in., 2007; Kroner, Romer, 2013) podczas wizenu i serpuchowu. Kadomia działała jako indenter („ostroga armorykańska" *sensu* Kroner, Romer, 2013) wdzierający się ku północnemu zachodowi (w ramach kinematycznych: strop-ku-NW) i powodujący rozczłonkowanie środkowoeuropejskiej Awalonii na część zachodnią (renohercyńską) i wschodnią (morawsko-brunowiślańsko-górnośląską) (fig. 2). Kompleks CEMAC utworzył się pierwotnie na skorupie gondwańskiej (kadomskiej), ale zawiera również odziedziczone fragmenty dolnodewońskich (ems) osadów szelfowych (Zeh, Gerdes 2010; Linnemann i in., 2024). Podczas deformacji D_1 łuk magmowy został ściśnięty pomiędzy skorupą kadomską a laurosyjską i uległ wyklinowaniu ku wschodowi w okolicy Wrocławia (fig. 2).

5.1.5.2. Izotopowy zapis poszczególnych płyt litosferycznych

Wieki U-Pb cyrkonów detrytycznych są od ćwierćwiecza używane w badaniach środkowoeuropejskich waryscydów (np. Linnemann i in., 2000, 2004). W tym czasie pojawiło się wiele przykładów pogłębiających wiedzę dotyczącą identyfikacji i proweniencji płyt litosferycznych, mikrokontynentów i terranów. W szczególności, wzrost popularności stosowania metody LA-ICP-MS w Europie od ok. 2003 roku (Jeffries i in., 2003) przyczynił się do masowego datowania U-Pb cyrkonów detrytycznych, i – tym samym – do powstania ogromnego zbioru danych umożliwiających scharakteryzowanie skorupy europejskiej części Gondwany i sąsiednich płyt litosferycznych (Stephan i in., 2018; Gärtner i in., 2025). Od ok. 2010 roku izotopy Hf uzyskane metodą LA-MC-ICP-MS odegrały ważną rolę jako narzędzie do udoskonalenia badań nad proweniencją składowych jednostek strukturalnych orogenu waryscyjskiego oraz do rozpoznania i datowania epizodów przyrostu skorupy (np. Zeh, Gerdes 2010; Linnemann i in., 2014). W dalszej części tekstu, na kilku przykładach pochodzących z przedwaryscyjskich kompleksów skalnych (ediakarskich i kambryjsko-ordowickich), przedstawiono i krótko omówiono sygnatury U-Pb-Hf typowe dla płyt litosferycznych Gondwany i Laurosji, w tym dla złożonego mikrokontynentu Awalonii. Sygnatury te mają istotne znaczenie dla zrozumienia przebiegu późniejszych, waryscyjskich procesów orogenicznych.

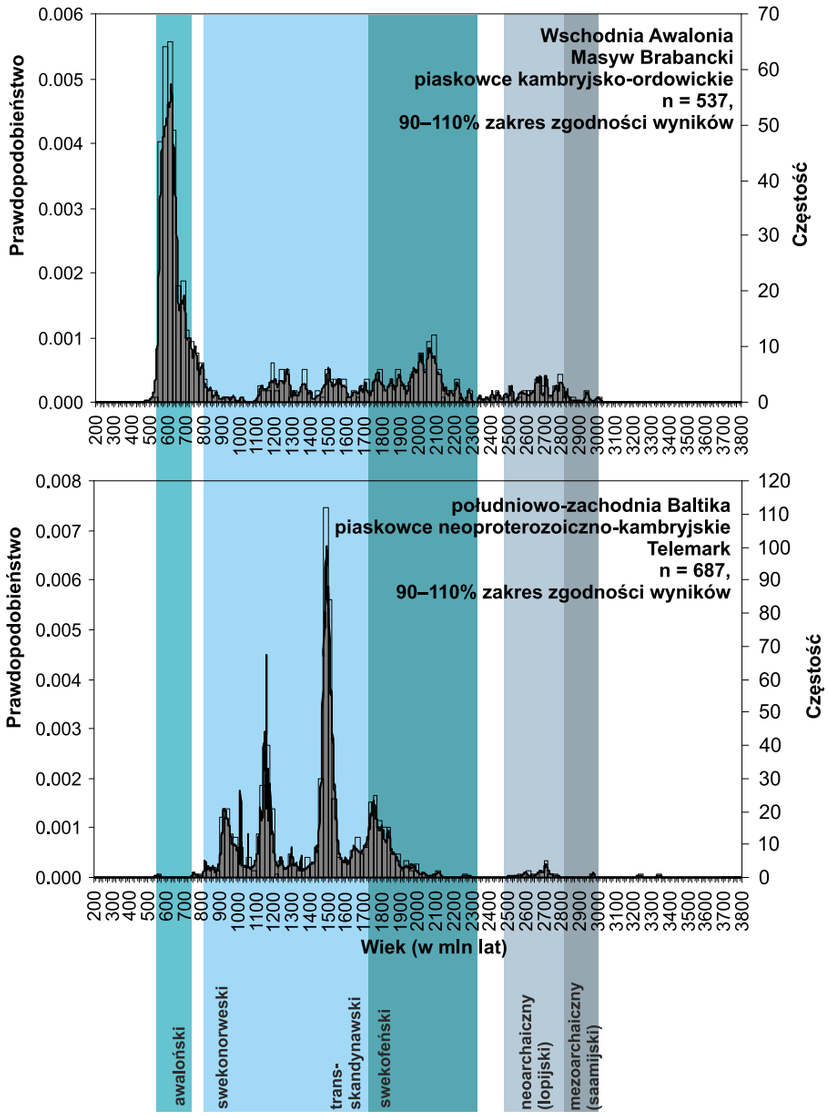


FIG. 4. Charakterystyczne populacje wiekowe detrytusu, czyli „kod paskowy" dla wschodniej Awalonii i południowo-zachodniej Baltiki na podstawie datowań U-Pb cyrkonów detrytycznych z piaskowców neoproterozoicznych i kambryjsko-ordowickich (wg Linnemanna i in., 2012, 2024, 2025b)

Południowo-zachodnia Baltika charakteryzuje się populacjami cyrkonu w przedziale wiekowym ok. 900–2000 mln lat. Główne maksima lokują się w przedziale mezoproterozoicznym ok. 1,1–1,2 mld lat i ok. 1,4–1,6 mld lat. Dodatkowe niewielkie maksimum występuje zawsze w okolicy 2,7 mld lat (fig. 4). Skład izotopowy Hf detrytycznych cyrkonów z południowo-zachodniej Baltiki wskazuje na recykling głównie paleoproterozoicznej, a w mniejszym stopniu młodszej, liczącej sobie ok. 1,5 mld lat skorupy (fig. 6).

Wschodnia Awalonia wykazuje znaczne maksimum wieku cyrkonów detrytycznych w przedziale ok. 560–750 mln lat, ze średnią ok. 600–630 mln lat (fig. 4). Ta populacja cyrkonu odzwierciedla magmatyzm łuku awalońskiego, aktywny głównie w ediakarze (np. Murphy, Nance, 1989). Dla wschodniej Awalonii charakterystyczny jest też udział cyrkonów mezoproterozoicznych w zakresie ok. 1,1–1,6 mld lat, wskazujący na silny związek z Baltiką i/lub Amazonią. Ponadto występuje tam również populacja cyrkonów paleoproterozoicznych (ok. 1,7–2,2 mld lat), która odzwierciedla wpływ północnej Gondwany (Afryka Zachodnia, Amazonia) lub paleoproterozoicznych kompleksów skalnych Baltiki. To samo dotyczy cyrkonów archaicznych, które charakteryzuje rozrzut wieków od ok. 2,5 do 3,0 mld lat. W przypadku takich ziaren bardzo prawdopodobne są źródła w Baltice i Afryce Zachodniej lub Amazonii. Cyrkony z okresu pre-neoproterozoicznego ze wschodniej Awalonii wskazują na możliwe wzajemne oddziaływania tektoniczno-płytowe Awalonii z Amazonią, Baltiką i Afryką Zachodnią podczas rozpadu Pannocji, jak i później (Nance i in., 2014; Li i in., 2019). Zapis izotopów Hf (fig. 7) świadczy o recyklingu głównie skorupy paleoproterozoicznej i mezoproterozoicznej. Ponadto dane Hf wskazują również na udział przetopionej skorupy archaicznej sprzed ok. 3,0 mld lat.

Kraton zachodnioafrykański stanowi ważne, leżące na zapleczu (ang. *hinterland*) źródło osadów neoproterozoicznych i paleozoicznych orogenu kadomskiego i szelfu Gondwany. Kraton składa się ze skał o wieku ok. 2,0–2,2 mld lat (orogeneza eburniańsko-birimijska) i ok. 2,4–3,1 mld lat (orogenezy: liberyjska do leoniańskiej), zawierających tak datowane cyrkony (fig. 5). W większości przypadków obecna jest też dodatkowa porcja cyrkonów sprzed ok. 3,3–3,5 mld lat, pochodząca z najstarszego rdzenia tarczy Reguibat na kratonie zachodnioafrykańskim, po raz pierwszy opisanej przez Potrela i in. (1996) (fig. 5). Izotopy Hf cyrkonów z Afryki Zachodniej wskazują na recykling skorupy o wieku ok. 2,2–2,5 mld lat oraz ok. 2,7 do 3,5 mld lat (fig. 8).

Kadomia, reprezentująca litosferyczną płytę gondwańską w waryscydach środkowej Europy, charakteryzuje się podłożem kadomskim. Szarogłazy z basenów marginalnych kadomskiego systemu łuku magmowego wykazują specyficzny rozkład wieków U-Pb detrytycznych cyrkonów. Podobnie jak wschodnia Awalonia, Kadomia charakteryzuje się głównym maksimum w zakresie ok. 560–750 mln lat (fig. 7). Wieki cyrkonów pomiędzy ok. 1,0 a 1,6 mld lat są niezwykle rzadkie (fig. 5) i powszechnie opisywane jako tzw. luka magmowa Afryki Zachodniej (ang. *West African Magmatic Gap*; np. Linnemann i in., 2014). Inna główna populacja cyrkonów, pomiędzy ok. 1,8 a 2,3 mld lat, pokrywa się ze szczytem eburniańsko-birimijskim w Afryce Zachodniej (fig. 5). Archaiczne populacje cyrkonów wykazują wieki w przedziale 2,5–3,5 mld lat, co również przypomina zapisy cyrkonów z Afryki Zachodniej (fig. 7). Wszystkie te podobieństwa ograniczają możliwości proweniencji Kadomii do Afryki Zachodniej (Linnemann i in., 2004, 2014, 2024). Izotopy Hf cyrkonów starszych od neoproterozoiku wykazują rozkład (fig. 9) podobny do tego z kratonu zachodnioafrykańskiego (fig. 8). Dane te uzasadniają hipotezę, że główny recykling dotyczył skorupy paleoproterozoicznej i archaicznej (fig. 9). Ponadto kilka ziaren odzwierciedla przetopienie skorupy z czasów hadeiku (ok. 4,3 mld lat; fig. 9; Linnemann i in., 2014). Izotopy Hf z cyrkonów neoproterozoicznych (głównie z ediakaru) wykazują cały zakres wydarzeń: od poddanej recyklingowi skorupy archaicznej do młodej skorupy neoproterozoicznej (fig. 9). Ta ostatnia mogła pochodzić z młodego dopływu materiału podczas magmatyzmu łuku magmowego.

Podsumowując, oznaczenia wieków U-Pb w połączeniu z wynikami analizy izotopów Hf z cyrkonów detrytycznych stanowią doskonałe i skuteczne narzędzie do rozpoznawania proweniencji płyt litosferycznych i mikrokontynentów (terranów) uczestniczących w waryscyjskich (i nie tylko) procesach orogenicznych oraz do odtwarzania ich interakcji tektoniczno-płytowych podczas zachodzenia tych procesów (np. Linnemann i in., 2007; Mazur i in., 2012, 2015; Žák, Sláma 2018; Szczepański i in., 2023).

5.1.5.3. Kontynuacja głównych jednostek tektonicznych pomiędzy Polską a wschodnią częścią Niemiec

Z wyjątkiem domeny saksoturyńskiej, rozpoznanie kontynuacji wielkich jednostek tektonicznych („tektoniczno-płytowych") z Polski do wschodniej części Niemiec jest możliwe jedynie dzięki wykorzystaniu wyników głębokich odwiertów w północno-wschodnich Niemczech, wykonanych głównie w okresie zimnej wojny (np. Beier, Katzung, 1999, 2001; Beier i in., 2000; Katzung, 2004; Katzung i in., 2004a, b; Zagora, Zagora, 2004; Lindert, Hoffmann, 2004; Obst i in., 2004; Obst, 2025). Na terytorium Niemiec w przedpermskim podłożu można wydzielić kilka jednostek tektoniczno-płytowych (fig. 10). Na północy, w rdzeniu z odwiertu G14-1, wykonanego w dnie Morza Bałtyckiego, zidentyfikowano podłoże Baltiki. Na podłoże właściwe dla Peribaltiki i perybałtyckiej Awalonii natrafiono w znacznie głębszych odwiertach w północnych Niemczech (np. Franke, 2020; Linnemann, 2025). Wschodnia Awalonia jest reprezentowana w podłożu przez kompleksy skalne klasycznej strefy renohercyńskiej *sensu* Kossmat (1927) oraz ich paleozoiczną pokrywę. Baltika, Peribaltika wraz z perybałtycką Awalonią oraz wschodnia Awalonia stanowiły część płyty Laurosji podczas dewonu i wczesnego karbonu. Środkowoniemiecki wał krystaliczny (Brinkmann, 1948) powstał jako łuk magmowy podczas dolnego karbonu w skorupie sakso-turyńskiej (kadomskiej) na północnym skraju płyty gondwańskiej (fig. 10). Kadomia reprezentuje płytę Gondwany w Masywie Czeskim i można ją podzielić na strefy saksoturyńską i moldanubską, zgodnie ze schematem Kossmata (1927).

Niewątpliwa skorupa Baltiki została odkryta w odwiercie G14-1, wykonanym *off-shore* w rejonie Adlergrund na Morzu Bałtyckim (fig. 10; np. Beier, Katzung 1999; Obst i in., 2004; Obst, 2025). Inne odwierty, wykonane na wyspie Rugia (np. Arkona 101, Rugia 5, Lohme 2, Binz 1) oraz na stałym lądzie w Meklemburgii i na Pomorzu Przednim (Richtenberg 4, Lalendorf 1) i Brandenburgia (Parchim 1, Pröttin 1), dostarczyły przełomowych informacji na temat nieznanego dotąd głębokiego podłoża północno-wschodnich Niemiec, ukrytego pod sukcesjami osadowymi mezozoiku i kenozoiku (fig. 11), określonego swego czasu przez Stillego (1951) jako *terra incognita*. Najlepszy dostępny aktualny przegląd odwiertów w północno-wschodnich Niemczech można znaleźć w publikacjach Hoth i in. (1993) oraz Frankego (2020).

Odwiert G14-1 zapewnił dostęp do części kratonicznego podłoża Baltiki, reprezentowanego przez granitoidy, zwane dalej granitoidami G14 (fig. 12). Większość próbek takich granitoidów mieści się w zakresie monzogranitów, kilka wykazuje skład granodiorytu i monzonitu (Katzung i in., 2004a). Wiek Pb–Pb tych granitoidów wynosi 1460 ±3 mln lat (Obst i in., 2004). Granitoidy G14 nadścielone są skałami kambryjskimi i sylurskimi, o charakterze osadów platformowych, i są porównywalne z profilem dolnego paleozoiku na wyspie Bornholm (fig. 12; Beier, Katzung, 1999; Obst, 2025). Na zlepieńcach dolnego kambru oraz piaskowcach z konkrecjami fosforytowymi (formacje Adlergrund i Læså) zalega formacja południowoskandynawskich łupków ałunowych (ang. *South Scandinavian Alum Shale*) środkowego kambru – dolnego tremadoku, zawierających cienkie przeławicenia wapieni (fig. 12). Ku górze, powyżej wapienia Bjørkåsholmen, znajduje się pakiet szarych łupków ilastych i mułowców z późnego tremadoku do środkowego ordowiku, często wykazujący ślady przeróbki i prawdopodobne luki w sedymentacji. Najwyższa część tej jednostki kończy się powyżej wapienia Komrad (1,8 m) w łupku *Dicellograptus* o miąższości 30,8 m (fig. 12). Górny ordowik reprezentowany jest przez piaskowce formacji Jerrestad o miąższości 22 m, a następnie dolnosylurską (landower) formację łupków *Rastrites* o miąższości 340 m (fig. 12; Beier, Katzung, 1999). Cały przekrój G14-1 dotknięty jest jedynie w małym stopniu odkształceniami kruchymi.

Na południowy wschód od odwiertu G14-1 przebiega kaledoński front deformacji (fig. 10, 11; Franke, 2020; Katzung i in., 2004a; Obst i in., 2025). Jednostka podłoża ograniczona nim od NE na stosunkowo niewielkich głębokościach może być – na podstawie danych geofizycznych – śledzona na głębokościach większych, jeszcze dość daleko ku SW, aż do lineamentu dolnej Łaby o przebiegu NW–SE (fig. 10, 11; Franke, 2020). Jednostkę tę można opisać w kategoriach Peribaltiki (Linnemann, 2025). Charakteryzuje ją wycienione podłoże Baltiki o wieku mezoproterozoicznym, przykryte cienką sekwencją osadów platformowych typu bałtyckiego. Zarówno wycieniona krystaliczna skorupa Baltiki, jak i jej pokrywa platformowa są pokryte osadami typu awalońskiego, które w tym opracowaniu są łącznie określane jako Awalonia perybałtycka (fig. 11; Linnemann, 2025). Nie ma wątpliwości, że procesy orogeniczne zarówno kaledońskie, jak i waryscyjskie miały swój istotny udział w tektonicznym nasunięciu tej części Awalonii na wycienione obrzeżenie Baltiki. Niemniej jednak należy też wziąć pod uwagę pierwotne dokowanie części Awalonii do Baltiki podczas ediakaru (Żelaźniewicz i in., 2020; Linnemann, 2025). Profil stratygraficzny Awalonii perybałtyckiej (fig. 12) rozpoczyna się ediakarską formacją

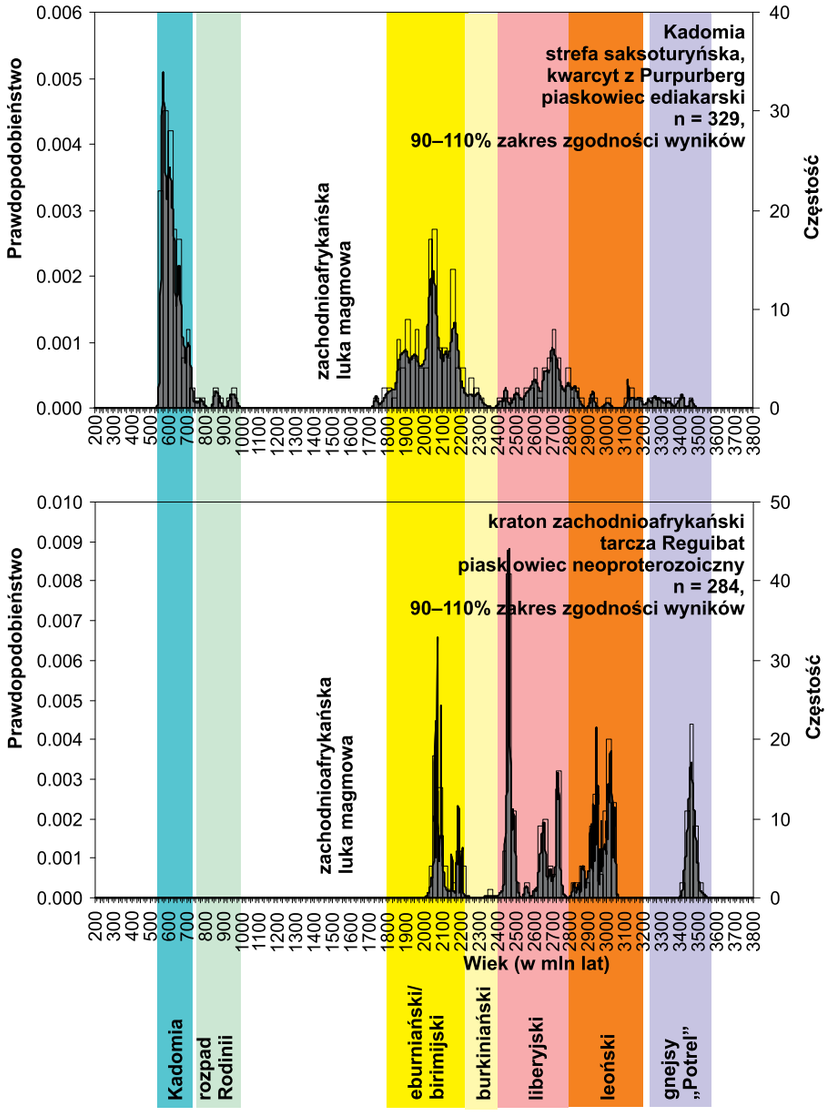


FIG. 5. „Kod paskowy" dla Kadomii i kratonu zachodnioafrykańskiego uzyskany na podstawie datowań U-Pb cyrkonów detrytycznych z piaskowców neoproterozoicznych (wg Linnemanna i in., 2018, 2025b)

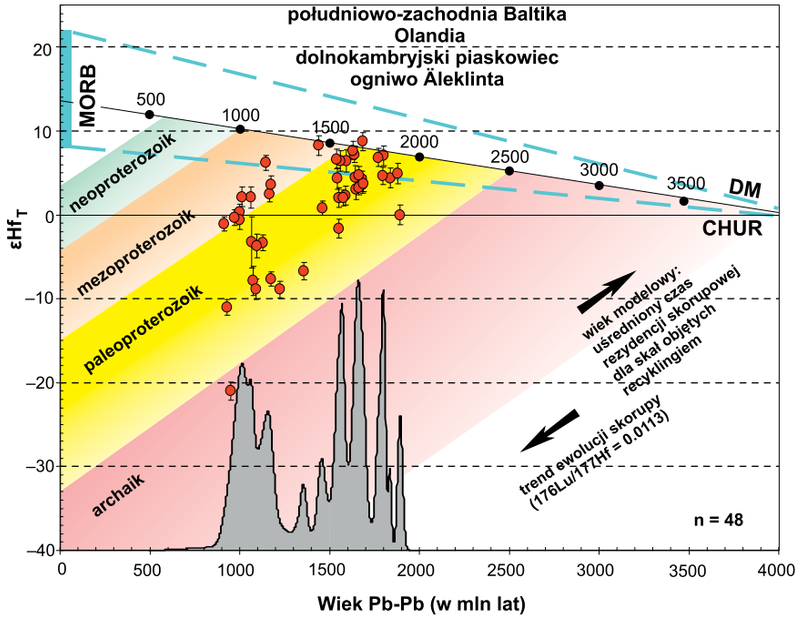


FIG. 6. Diagram εHf_T/wiek Pb-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy południowo-zachodniej Baltiki na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z dolnokambryjskiego piaskowca z Olandii, Szwecja (Linnemann, Gerdes, dane niepublikowane)

5
Platforma paleozoiczna

piaskowcową z Lubmina, której 229 m rdzenia zostało wydobyte z odwiertu Loissin 1 (Beier, 2001). Piaskowce ediakarskie pochodzą z głęboko zerodowanego obrzeżenia kontynentalnego (Giese i in., 1994). Osady kambryjskie nie są znane z Awalonii perybałtyckiej. Następna w profilu jest formacja piaskowców z Varnkevitz (o maks. miąższości 258 m napotkanej w odwiercie Rügen 5) z górnego tremadoku (fig. 12). Ku górze przechodzi ona w drobno laminowane ciemne turbidyty formacji z Arkony (niem. *Arkona Schwarzschiefer*; maks. 1097 m), które stratygraficznie sięgają od najwyższego tremadoku do najniższego karadoku (według skali brytyjskiej – Maletz, 2001). Wyżej leżąca formacja szarogłazów z Nobbin (karadok: sandbian – katian; Maletz, 2001) składa się z gruboziarnistych turbidytów szarogłazowo-mułowcowych (o maks. miąższości do 2188 m), pochodzących z łuku magmowego (Giese i in., 1994). Zgodnie z aktualnym stanem wiedzy utwory syluru nie występują w sukcesji stratygraficznej Awalonii perybałtyckiej (fig. 12). Dolnopaleozoiczny odcinek profilu zamyka niezgodność związana z deformacją kaledońską, której wiek szacuje się na ok. 420 mln lat (Beier, 2001; Katzung, 2004; Obst, 2025).

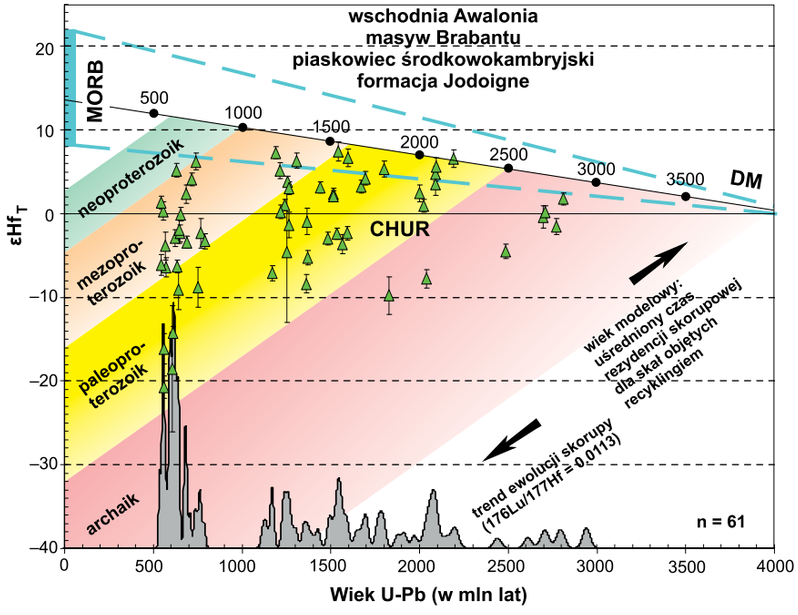


FIG. 7. Diagram εHf$_T$/wiek U-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy wschodniej Awalonii uzyskany na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z piaskowca środkowego kambru w masywie Brabancji (wg Linnemanna i in., 2012)

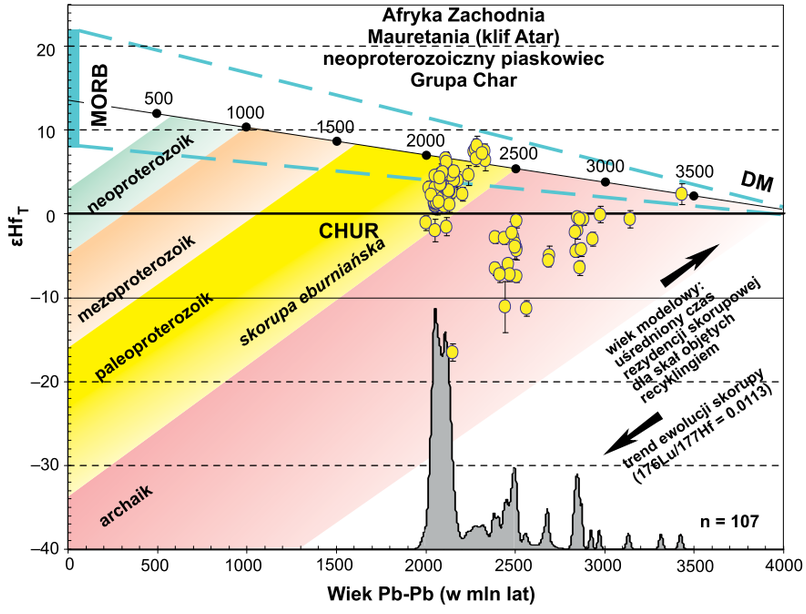


FIG. 8. Diagram εHf$_T$/wiek Pb-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy Afryki Zachodniej na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z neoproterozoicznego piaskowca pochodzącego z grupy Char (klif Atar, Mauretania) (Linnemann, Gerdes, dane niepublikowane)

Powyżej nieciągłości kaledońskiej zapis sedymentacji, trwającej od przejścia z emsu w eifel, rozpoczyna się od piaskowca lądowego (miąższości 10 m), po którym następują osady molasowe w facji *old redu* (o miąższości maksymalnie do 1750 m), złożone z pstrych łupków ilastych, mułowców i piaskowców wieku eifel-żywet. Profil górnego żywetu kończy się morskimi piaskowcami (do 100 m), a następnie górnodewońskimi morskimi mułowcami, iłowcami, wapieniami, marglami i dolomitami (do 1170 m; Zagora, Zagora, 2004).

Przeważająca część perybałtyckiej Awalonii pokryta jest dolnokarbońskimi osadami platformy wapienia węglowego (niem. *Kohlenkalk*), która składa się z sukcesji o miąższości ponad 2300 m ciemnoszarych i czarnych wapieni, margli, iłowców i dolomitów (fig. 12; Lindert, Hoffmann, 2004). Formacja platformy węglanowej obejmuje okres od turneju do górnego wizenu (piętro V3b, asbian). Jej południowy brzeg otaczają osady fliszowe serpuchowu (namuru), dotknięte deformacją waryscyjską (Lindert, Hoffmann, 2004). Osady przy północnej krawędzi platformy węglanowej wokół wysp Hiddensee i Rugia oraz w najbardziej wysuniętej na północ części Meklemburgii-Pomorza Przedniego przechodzą w fację osadową bardziej przypominającą kulm (Lindert, Hoffmann, 2004).

Wschodnia Awalonia została nasunięta na Awalonię perybałtycką podczas orogenezy waryscyjskiej ok. 325 mln lat temu. Nasunięcie zostało rozpoznane w rdzeniu z głębokiego odwiertu Pröttlin 1 w północno-zachodniej Brandenburgii (fig. 11; Franke, 2020). Skały ediakarskie wschodniej Awalonii znane są w Niemczech jedynie z kompleksu Wartenstein o wieku ok. 570 mln lat, położonego na południowym skraju masywu reńskiego (Dörr, Stein, 2019; Linnemann i in., 2024). Najbliżej położone wystąpienia powierzchniowe dolnego paleozoiku wschodniej Awalonii występują w masywie Stavelot-Venn (np. Herbosch i in., 2020) oraz w masywie Brabancji (np. Linnemann i in., 2012).

Środkowoniemiecki wał krystaliczny (lub wypiętrzenie krystaliczne; fig. 10, 13) został szczegółowo opisany przez Zeha i Willa (2010) oraz Ehlinga i in. (2025). Zbudowany jest on ze skał środkowoeuropejskiego łuku magmowego, który utworzył się na skorupie Kadomii podczas subdukcji „reńskiego traktu morskiego" (tj. oceanu renohercyńskiego) w kierunku południowo-wschodnim (Linnemann i in., 2024; Linnemann i in., 2025a). Z kompleksu środkowoeuropejskiego łuku magmowego Zeh i Gerdes (2010) opisali najpierw pozostałości kwarcytu emskiego kompleksu Ruhla, wykazujące pochodzenie laurosyjskie. Takie kwarcyty powstały na południowym brzegu Laurosji i zostały włączone do północnego obrzeżenia Kadomii podczas otwierania się Morza Reńskiego (ang. *Rhenish Sea;* Linnemann i in., 2010a, b). Początek subdukcji Morza Reńskiego i aktywności łuku magmowego w rejonie środkowo-niemieckim wału (wypiętrzenia) krystalicznego rozpoczął się 362 ±9 mln lat temu i zaznaczył się intruzją skał plutonicznych kompleksu gabrowego z Frankenstein (Kirsch i in., 1988). Środkowoniemiecki wał krystaliczny ciągnie się pod przykryciem młodszymi utworami aż do Polski i można go prześledzić aż do okolic Wrocławia (fig. 2; Dörr i in., 2006; Ehling i in., 2025).

Część Kadomii w Niemczech wchodzi w skład północnego obrzeżenia Masywu Czeskiego. Jedynie ta część, która zalicza się do tektoniczno-facjalnej strefy saksoturyńskiej orogenu waryscyjskiego, rozciąga się na terytorium Polski (fig. 13), natomiast jednostki strukturalne zaliczane do strefy moldanubskiej występują w Bawarii, Czechach i Austrii. Strefa saksoturyńska została po raz pierwszy wyodrębniona przez Kossmata (1927). Ze względu na zapis jej detrytycznych cyrkonów ustalono, że stanowi ona część Kadomii (np. Linnemann i in., 2000, 2004, 2014). Obecnie, niektórzy autorzy dzielą strefę saksoturyńską na domenę autochtoniczną, domenę nasuwczo-przesuwczą oraz domenę allochtoniczną. Tę ostatnią można podzielić na dolną i górną (fig. 13; Kroner i in., 2007, 2010; Linnemann i in., 2025b).

Domena autochtoniczna rozciąga się od kompleksu Vesser i antyformy Schwarzburga na zachodzie, poprzez synklinę Torgau-Doberlug i blok łużycki, aż po zachodnią część Sudetów i obejmuje podłoże kadomskie oraz pokrywę osadową obejmującą zakres wiekowy od dolnego kambru do dolnego karbonu (fig. 13, 14; Linnemann, 2025). Podłoże kadomskie w strefie saksoturyńskiej zawiera sukcesje osadowe pochodzenia łukowego: z basenu załukowego sprzed ok. 565–555 mln lat oraz basenu retro-łukowego (ang. *retro-arc basin*) lub przedgórskiego sprzed ok. 545–540 mln lat (np. Linnemann i in., 2014). Basen załukowy zawiera wywodzące się z łuku magmowego turbidyty szarogłazowe, bazalty typu MORB i czarne czerty. Skały te występują na północnym skrzydle antyformy Schwarzburga (grupa Katzhütte, formacja Altenfeld; Linnemann i in., 2014) oraz w synklinie Torgau-Doberlug (formacja Rothstein; Buschmann, 1995). Na pasywnym obrzeżeniu basenu załukowego występują sukcesje kwarcytów, łupków kwarcowych i glacjalno-morskich tillitów z późnoediakarskiego okresu lodowcowego (Linnemann i in., 2018, 2022). Takie osady pasywnego obrzeżenia występują też w antyformie północnosaksońskiej (grupa Clanzschwitz), w strefie Łaby (fig. 14; grupa Weesenstein, Lin-

nemann i in., 2018) oraz na południowo-wschodnim obrzeżeniu bloku łużyckiego (grupa Lausitz, formacja Görlitz, grupa Machnin). Młodsze osady basenu przedgórskiego składają się z masywnych i monotonnych turbidytów szarogłazowo-mułowcowych, powstałych wskutek kolizji łuku z kontynentem ok. 545–540 mln lat temu. Osady tego rodzaju występują na południowo-wschodniej flance antyformy Schwarzburga (grupa Katzhütte, formacja Frohnberg), w antyformie północnosaksońskiej (grupa Leipzig) oraz w bloku łużyckim (grupa Lausitz, formacja Kamenz; Linnemann i in., 2014, 2025b). Sukcesje osadowe z kadomskich basenów sedymentacyjnych zostały tektonicznie zdeformowane w wyniku kolizji kadomskiego systemu łuków magmowych z zachodnioafrykańskim (gondwańskim) zapleczem (hinterlandem) na przełomie ediakaru i kambru.

Po deformacji, kadomskie baseny marginalne zostały intrudowane masywnymi plutonami granodiorytowymi ok. 539–533 mln lat temu (Linnemann i in., 2014). Granodioryty kadomskie występują na południowym skrzydle antyformy Schwarzburga, w strefie uskokowej Łaby i w bloku łużyckim (Linnemann i in., 2014).

Sekwencje wulkaniczno-osadowe osadzone na podłożu kadomskim są zbiorczo łączone w sukcesję reprezentującą fację turyńską (fig. 15). Utwory od kambru do syluru reprezentują tam fragmenty szelfu Gondwany. Utwory dewońskie do dolnokarbońskich powstały w warunkach wzajemnego oddziaływania płyt Gondwany i Laurosji podczas formowania się superkontynentu Pangei. Regionami typowymi dla występowania osadów facji turyńskiej są antyformy Schwarzburga i Bergi (fig. 13, 14), które zostały niedawno szczegółowo opisane przez Linnemanna i in. (2025b). Ważną cechą osadów facji turyńskiej jest pojawienie się osadów kambryjskich w oddziale 2. kambru (ok. 520 mln lat temu). Osady dolnego kambru (oddziały 3. i 4. – miaoling i furong) są zdominowane przez węglany morskie, natomiast skały osadowe środkowego kambru (od wulianu do guzhangu) są reprezentowane głównie przez łupki ilaste i piaskowce o typowym pochodzeniu zachodnioafrykańskim (Abubaker i in., 2017). W górnym kambrze większość profili charakteryzuje się przerwą w sedymentacji. Jedynym wyjątkiem jest kompleks Vesser na skraju obszaru występowania strefy saksoturyńskiej (fig. 13, 14), który reprezentuje dolno- i środkowokambryjską (ok. 522–492 mln), dotkniętą ryftingiem skorupę przejściową do oceanicznej ze skałami maficznymi typu MORB oraz bimodalną sukcesją wulkaniczno-osadową (Kemnitz i in., 2002). Przerwie w sedymentacji podczas górnego kambru towarzyszyło intensywne wydarzenie magmowe, charakteryzujące się umiejscowieniem związanych z ryftingiem wielkich plutonów granitoidowych oraz ekstruzji ryolitowych o wieku ok. 504 do 480 mln lat (np. Tichomirowa, 2003; Zieger i in., 2017; Linnemann i in., 2025b). Zjawiska te najprawdopodobniej mają związek z otwarciem oceanu Rei (Linnemann i in., 2008). Dalszą typową cechą sukcesji facji turyńskiej jest utworzenie się związanych z ryftingiem i mających ok. 2000–3000 m miąższości osadów górnego kambru (oddział 10.) do tremadoku, składających się z kwarcytów, piaskowców, mułowców i łupków ilastych (formacja Goldisthal, grupa Frauenbach, grupa Phycodes). Kolejną cechą Gondwany jest występowanie osadowych, ooidowych rud żelaza o składzie z szamozytem i turyngitem w zakresie stratygraficznym od najwyższego tremadoku do katu, które występują w najwyższej części grupy Phycodes i w formacjach Griffelschiefer i Schmiedefeld. Ordowicki odcinek profilu zawiera przerwę w sedymentacji porównywalną do tzw. „luki sardyjskiej" (Linnemann i in., 2025b), która obejmuje okres od llanwirnu do karadoku – według skali brytyjskiej (od dolnego darriwillu do środkowego katu). Kolejne typowe cechy charakterystyczne dla Gondwany, to występowanie osadów lodowcowo-morskich z okresu zlodowacenia hirnanckiego (formacja Lederschiefer/łupki skórzaste) i sylurskich *hot shales*, reprezentowanych przez dolną formację łupków graptolitowych, pokrytych głębokowodnym wapieniem *Ockerkalk* (wapień ochrowy, przydol). Warstwy dolnego i środkowego dewonu składają się głównie z łupków ilastych i mułowców. Wyjątkiem są węglany formacji *Tentakulitenknollenkalk* (tentakulitowy wapień gruzłowy, prag) i formacji *Tentakulitenschiefer–Nereitenquarzit* (łupki tentakulitowe–kwarcyty nereitowe, ems). Z kolei we franie miało miejsce intensywne wydarzenie magmowe, które spowodowało powstanie na powierzchni grubych ryolitowych potoków, pokryw i poduszek, którym towarzyszyły wgłębne intruzje tonalitowe i granitoidowe. Górnodewońskie skały osadowe składają się głównie z wapieni guzkowych, które obejmują osady dwóch horyzontów wydarzenia Kellwasser. Warstwy dolnokarbońskie rozpoczynają się od warstwy węglanowej wapienia *Gattendorfia* i czarnych łupków formacji *Rußschiefer* (turnej). Warstwy wizeńskie (od czadu do asbianu – wczesny wizen) charakteryzują się masywnymi osadami fliszowymi, złożonymi z turbidytów szarogłazowo-mułowcowych. Osady wczesnej molasy waryscyjskiej w Hainichen i Doberlug zostały zdeponowane w czasie od asbianu do brygantu (wizen środkowy do najwyższego). Deformacja waryscyjska osiągnęła punkt kulminacyjny ok. 335–330 mln lat temu, czemu towarzyszył masywny plutonizm granitoidowy, który trwał do ok. 300 mln lat (Breitkreuz, Tichomirowa, 2025).

Domena nasuwczo-przesuwcza strefy saksoturyńskiej rozciąga się od Lasu Frankońskiego poprzez strefę górnej Łaby aż do Sudetów Środkowych (fig. 13; Linnemann i in., 2025b). Ta domena obejmuje silnie zdeformowane, nasunięte i dotknięte ścinaniem strefy skał osadowych facji turyńskiej. Domena nasuwczo-przesuwcza wykazuje budowę płaszczowinową i zdominowana jest przez ska-

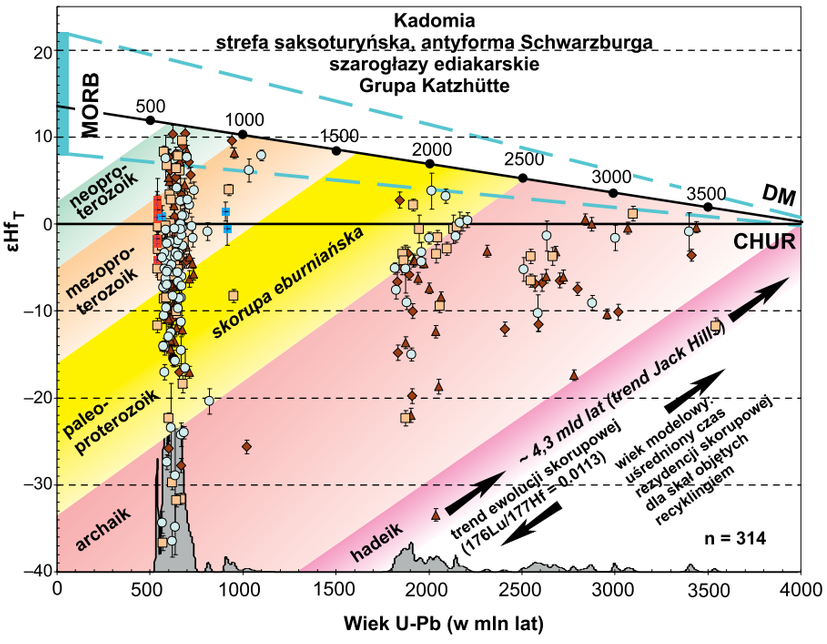


FIG. 9. Diagram εHf_T/wiek Pb-Pb umożliwiający wgląd w ewolucję skorupy Kadomii na podstawie analizy cyrkonów detrytycznych z neoproterozoicznych szarogłazów w podłożu kadomskim strefy saksoturyńskiej (ediakar, antyforma Schwarzburga, Linnemann i in., 2014, 2018)

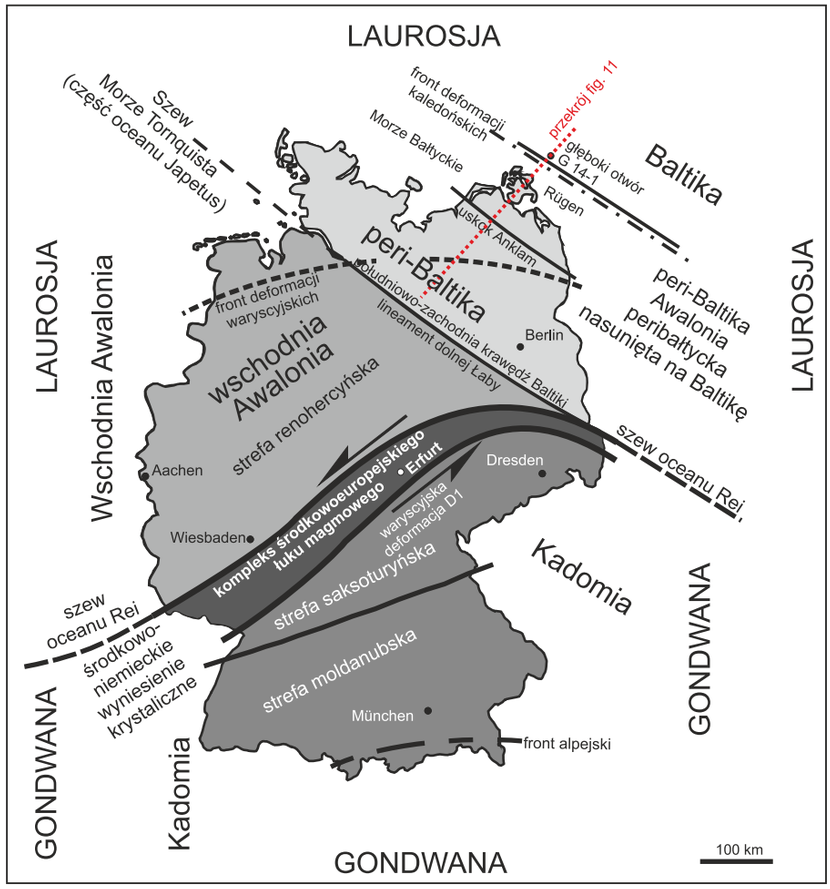


FIG. 10. Układ płyt paleotektonicznych i szwów oceanicznych na obszarze Niemiec oraz lokalizacja przekroju z fig. 11

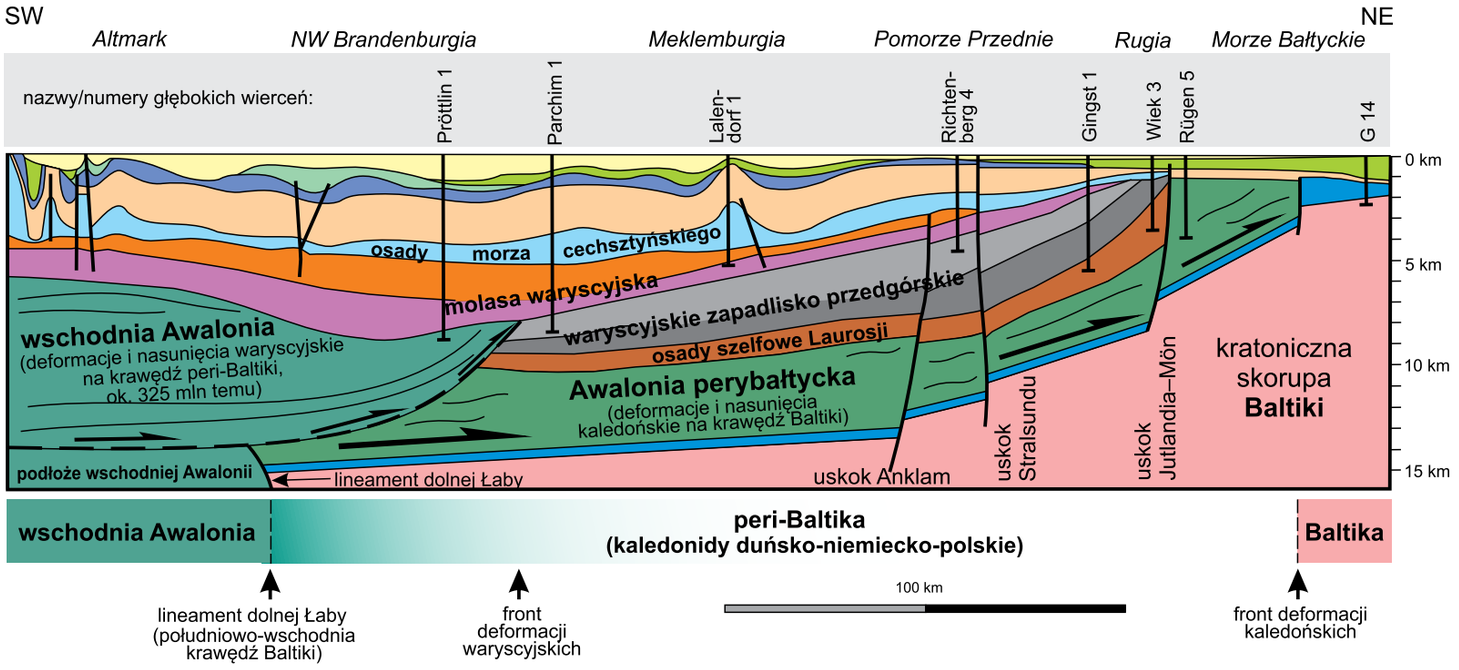


FIG. 11. Przekrój przez górną skorupę wschodnich Niemiec – pomiędzy odwiertem G 14 na Morzu Bałtyckim do rejonu Altmark. Lokalizacja przekroju na fig. 10 (wg Franke, 2020, zmodyfikowano)

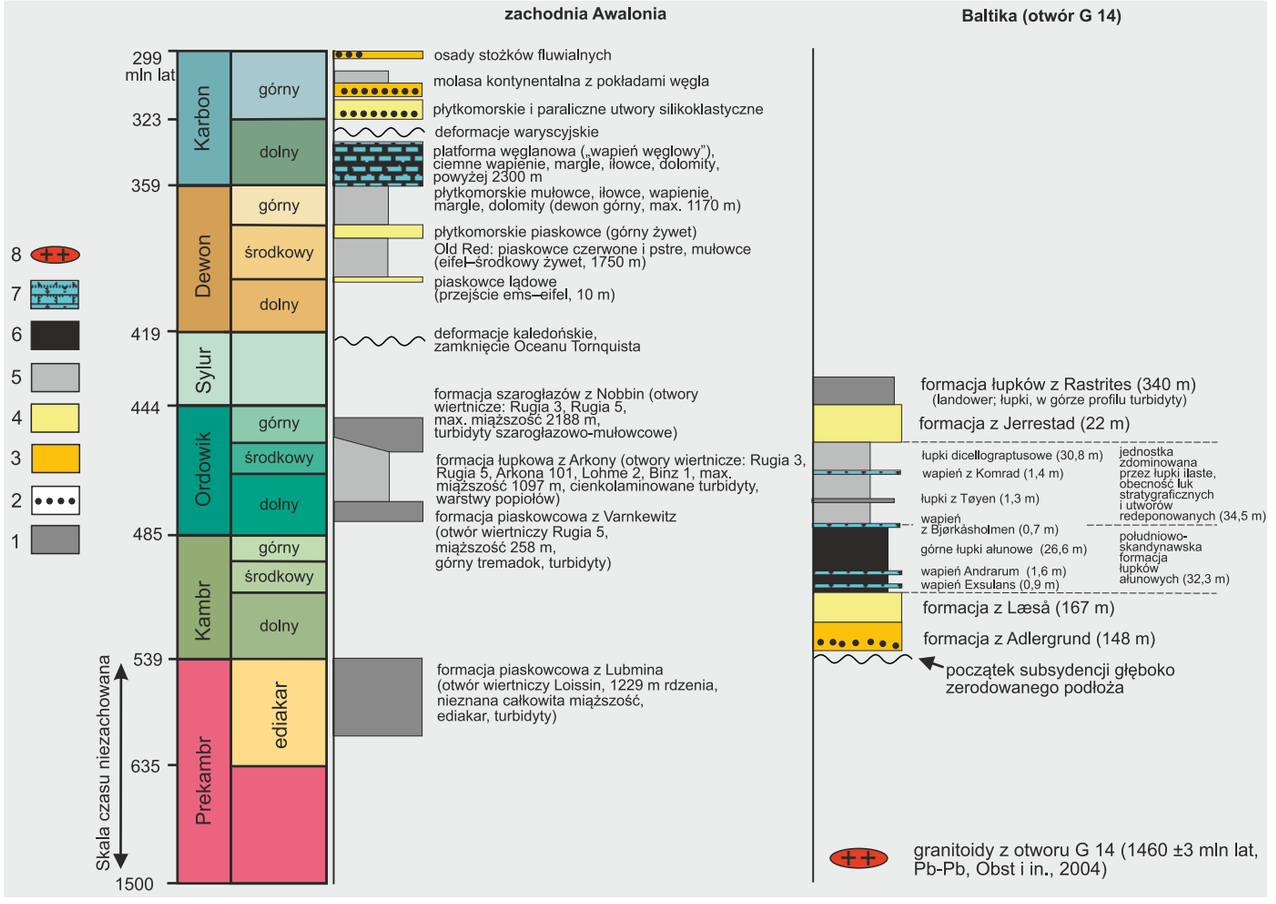


FIG. 12. Profile stratygraficzne reprezentatywne dla SW Baltiki i NE Niemiec (1) dla dolnego paleozoiku z odwiertu G 14 na SW Bałtyku oraz (2) dla osadów ediakaru i paleozoiku Awalonii perybałtyckiej, pogrzebanych pod utworami młodszymi (dane z: Katzung, 2004; Katzung i in., 2004a, b; Zagora, Zagora, 2004; Lindert, Hoffmann, 2004). Główne litologie: 1 – szarogłazy, niedojrzałe piaskowce; 2 – zlepieńce; 3 – piaskowce gruboziarniste i kwarcyty; 4 – piaskowce, kwarcyty; 5 – iłowce, mułowce, łupki ilaste, łupki krystaliczne; 6 – łupki ałunowe, ciemne mułowce; 7 – wapienie, dolomity; 8 – granitoidy

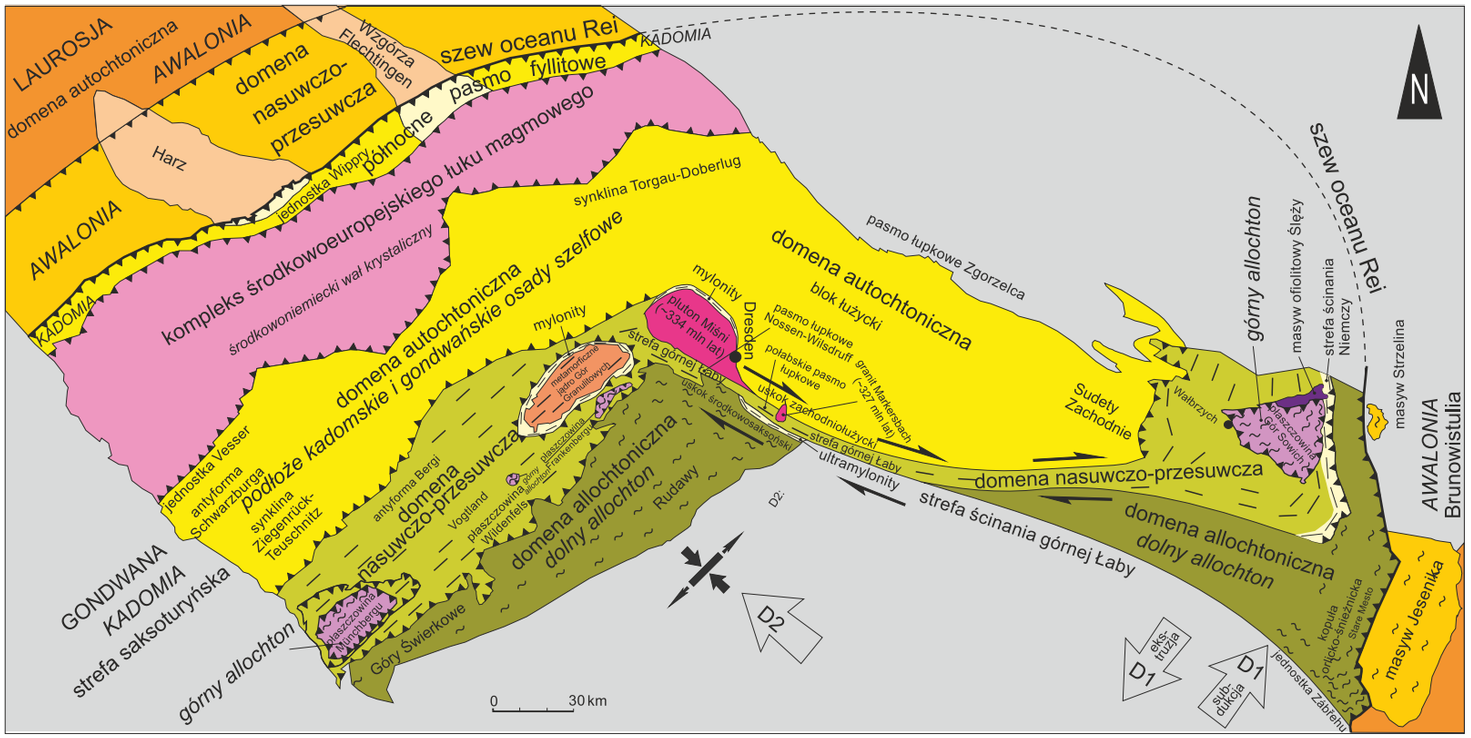


FIG. 13. Domeny tektonostratygraficzne i główne struktury tektoniczne strefy saksoturyńskiej. Należy zwrócić uwagę na powiązanie strefy saksoturyńskiej *sensu stricto* na obszarze Niemiec z jej przedłużeniem na obszar Sudetów w wyniku prawoskrętnego przesuwczego przemieszczenia wzdłuż strefy górnej Łaby oraz innych – nie wrysowanych – dyslokacji (Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano)

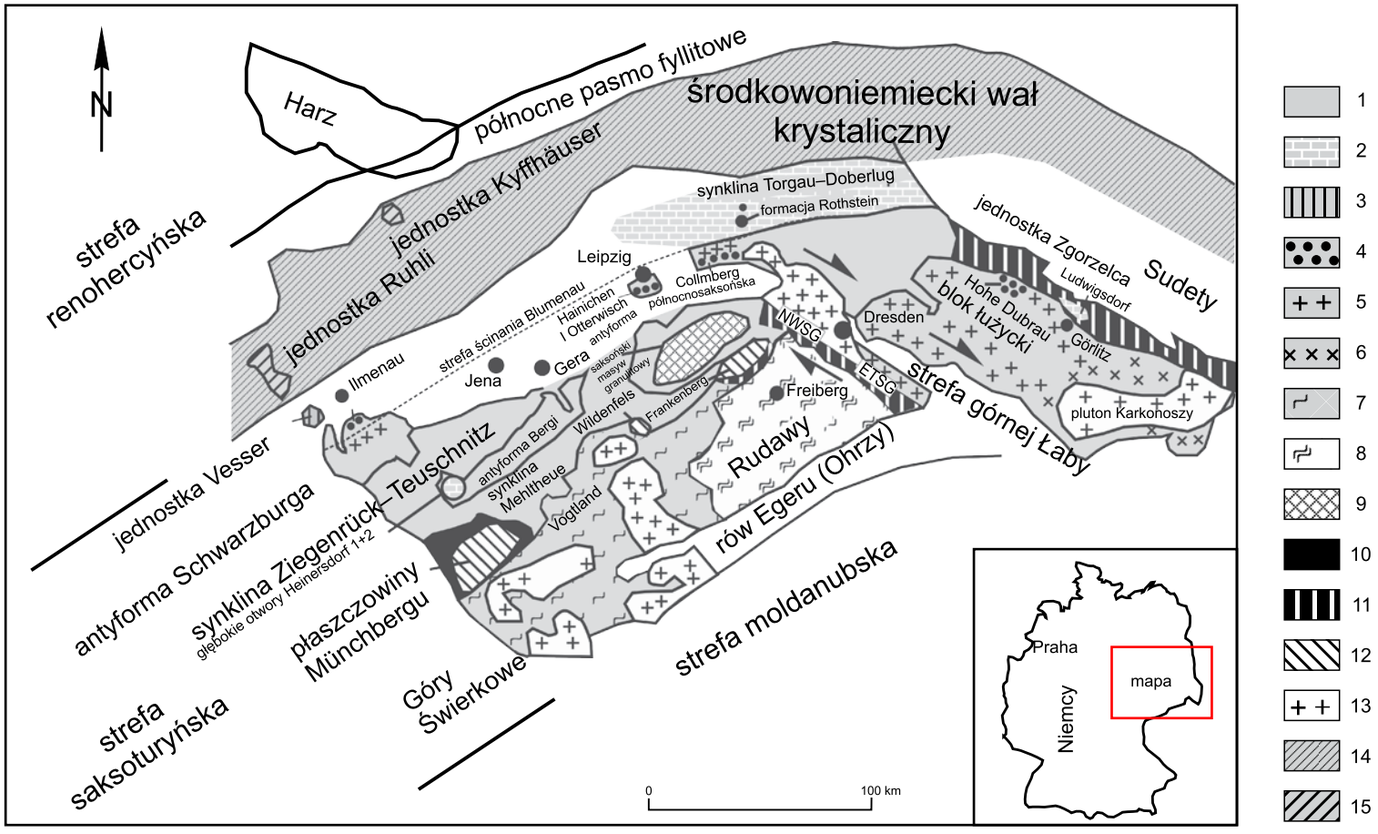


FIG. 14. Schematyczna mapa geologiczna strefy saksoturyńskiej *sensu stricto* przedstawiająca rozmieszczenie paleozoicznych skał osadowych facji turyńskiej i bawarskiej (wg Linnemanna i in., 2010b). NWSG – pasmo łupkowe Nossen-Wilsdruff, ETSG – pasmo łupkowe doliny Łaby (oba występują w strefie ścianania górnej Łaby);
1 – rozprzestrzenienie podłoża kadomskiego i pokrywających je paleozoicznych skał osadowych facji turyńskiej; 2 – dolny i środkowy kambr facji turyńskiej, 3 – środkowy i górny kambr kompleksu Vesser, 4 – zewnętrzna część strefy saksoturyńskiej, gdzie skały ordowiku występują wyłącznie w postaci znacznej miąższości uwarstwionych i wysoce dojrzałych kwarcytów tremadoku; 5 – plutony kadomskie (ok. 538 mln lat), 6 – plutony górnego kambru/dolnego ordowiku (ok. 490 mln lat), 7 – zmetamorfizowane skały paleozoiczne facji turyńskiej (fyllity i fyllity z granatami jednostek MP/LT (średniego ciśnienia/niskiej temperatury) oraz LP/LT w stosie płaszczowin Gór Kruszcowych i obszarów przyległych, 8 – skały podłoża kadomskiego MP/MT w kopułach gnejsowych Freibergu i Reizenhain oraz skały paleozoiczne w HP/HT płaszczowinach Gór Kruszcowych, 9 – skały wysokiego stopnia metamorfizmu saksońskiego masywu granulitowego, 10 – paleozoiczne skały osadowe facji bawarskiej, 11 – paleozoiczne skały osadowe o mieszanym składzie facji turyńskiej i bawarskiej, 12 – skały wysokiego stopnia metamorfizmu w płaszczowinach Münchbergu oraz tzw. międzygórza z Wildenfels i Frankenberg, 13 – granity waryscyjskie (~ 335–325 mln lat), 14 – skały metamorficzne środkowoniemieckiego wału krystalicznego (pod przykryciem mezozoiku i kenozoiku), 15 – skały metamorficzne środkowoniemieckiego wału krystalicznego na powierzchni

5
Platforma paleozoiczna

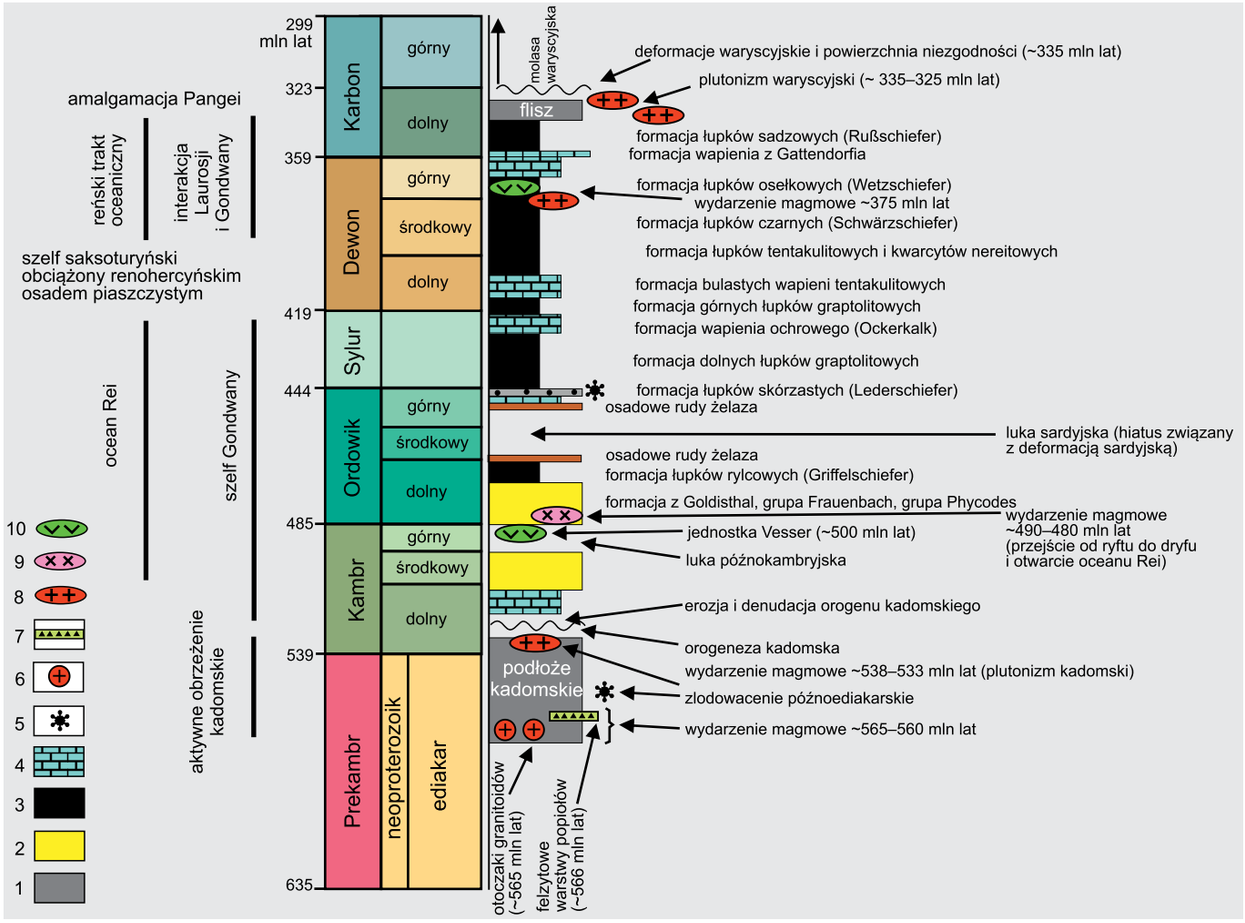


FIG. 15. Kolumna stratygraficzna sukcesji facji turyńskiej w strefie saksoturyńskiej (Linnemann i in., 2025b, zmodyfikowano); 1 – szarogłazy; 2 – kwarcyty, piaskowce; 3 – czarny łupek ilasty, ciemny mułowiec, łupek ałunowy; 4 – wapień; 5 – diamiktyt glacjalno-morski; 6 – otoczaki granitoidów; 7 – tufy i skały wapienno-krzemianowe; 8 – granitoidy; 9 – ryolity; 10 – maficzne skały plutoniczne i wulkaniczne

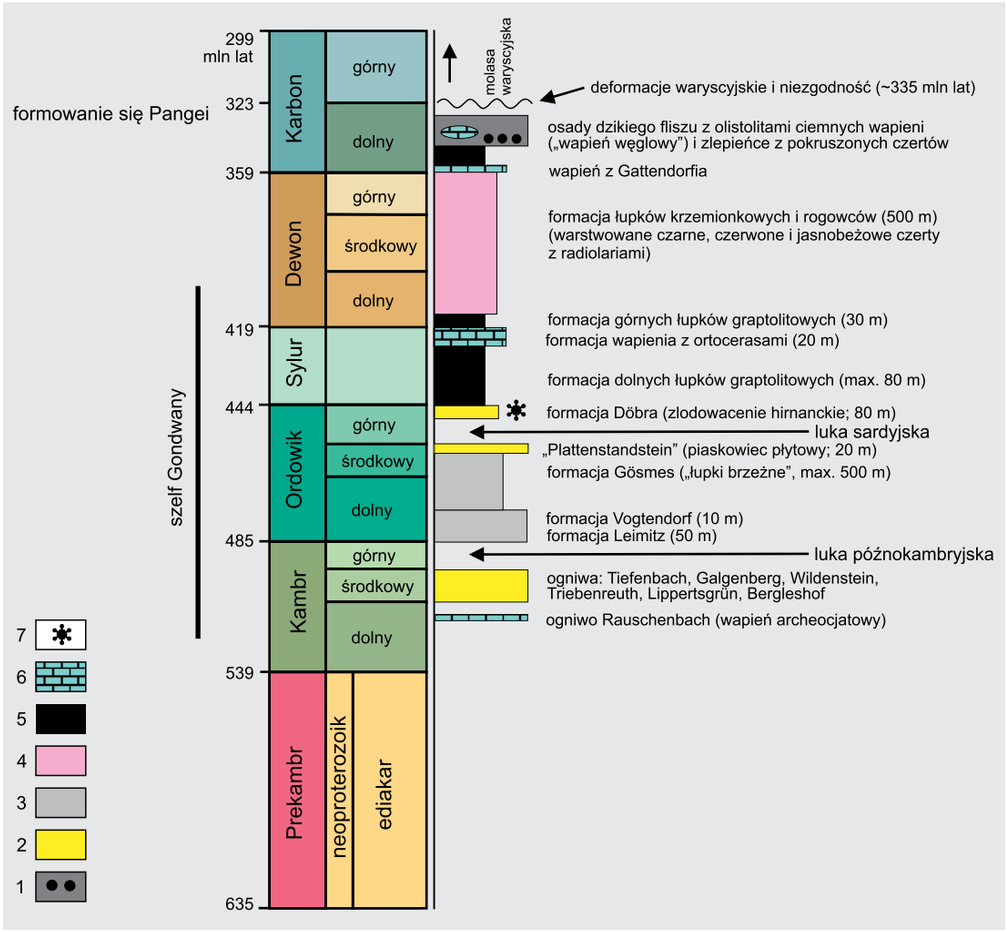


FIG. 16. Kolumna stratygraficzna sukcesji facji bawarskiej dla obszaru nasuwczo-przesuwczego strefy saksoturyńskiej; 1 – zlepieńce i turbidyty zlepieńcowe i szarogłazowo-mułowcowe; 2 – piaskowce, kwarcyty; 3 – łupki metamorficzne, łupki ilaste, mułowce; 4 – łupki czarne, łupki ałunowe, mułowce ciemne; 5 – czerty warstwowane, radiolaryty; 6 – wapienie; 7 – osady glacjalno-morskie

ły osadowe facji bawarskiej (fig. 16) oraz kambryjsko-ordowickie skały krystaliczne, określane jako górny allochton (fig. 13; Kroner i in., 2007; Klemd, 2010; Kroner, Romer, 2013). Kompleksy płaszczowinowe górnego allochtonu reprezentowane są przez masyw Münchbergu (Franke, 1984) oraz niewielkie obszarowo jednostki Wildenfels i Frankenberg na przedpolu Gór Kruszcowych, a także przez masyw Gór Sowich w Sudetach (fig. 13; Klemd, 2010 oraz literatura tam cytowana). Krystaliczne skały felzytowe tych czapek tektonicznych wykazują późnokambryjski do wczesnoordowickiego wiek protolitów i współwystępują z zieleńcami („prazynitami"), amfibolitami i eklogitami (Klemd, 2010 oraz literatura tam cytowana). Skały osadowe facji bawarskiej występują w najniższym stosie płaszczowin i są tektonicznie pokryte przez płaszczowiny krystaliczne. Dolnopaleozoiczne (kambr do syluru) osady facji bawarskiej (fig. 16) reprezentują bardziej dystalne litologie szelfu Gondwany, które wykazują podobieństwa do osadów facji turyńskiej. Istotna różnica leży w charakterze skał dewońskich i wczesnokarbońskich. Niemal cały dewon składa się z czertów zawierających radiolaryty, osadzonych na zewnętrznym bardzo głębokim szelfie, a nawet na dnie oceanicznym (fig. 16). Wizen składa się z osadów typu dzikiego fliszu, zawierających brekcje czertowe (niem. *Kieselschiefer-Hornstein-Brekzie*) i duże olistolity wapieni dolnokarbońskich (niem. *Kohlenkalk*) oraz innych litologii (fig. 16). Podczas deformacji D_2 (Kroner i in., 2007), skały domeny nasuwczo-przesuwczej zostały przemieszczone o ok. 150–200 km i uległy silnemu ścinaniu wzdłuż strefy górnej Łaby w wyniku prawoskrętnych przemieszczeń przesuwczych (Linnemann, 1994; Linnemann i in., 2018, 2025b; zob. też Aleksandrowski, 1995; Aleksandrowski i in., 1997) i kontynuują się poprzez pasma łupkowe *Nossen-Wilsdruff Schiefergebirge* i *Elbtalschiefergebirge* („góry łupkowe doliny Łaby") w obręb Sudetów środkowych (fig. 13). Prawoskrętne ruchy przesuwcze wzdłuż strefy górnej Łaby miały miejsce w przedziale czasu od ok. 334 do 327 mln lat temu, co wynika z wieku intruzji granitoidów masywu Miśni i granitu Markersbach (fig. 13; Hofmann i in., 2009).

Egzotyczne metamorficzne jądro saksońskiego masywu granulitowego (niem. *Sächsisches Granulitgebirge*) intrudowało w obręb „domeny nasuwczo-przesuwczej" (fig. 13; np. Franke, 1993; Kroner, 1995; Rötzler, Romer, 2010; Sagawe i in., 2016, 2025). Jądro to jest osadzone w skałach łupkowych okrywy o niskim stopniu metamorfizmu (niem. *Schiefermantel*), reprezentujących wulkaniczno-osadową sukcesję facji turyńskiej i charakteryzujących się wysokim udziałem efektów deformacji przez ścinanie i mylonityzację. Pełniły one rolę strefy odspojenia w masywie granulitowym (Sagawe i in., 2016, 2025). Szczyt metamorfizmu granulitów szacuje się na ok. 341 mln lat temu, przy ciśnieniu 22–23 kbar i temperaturze powyżej 1000°C (Romer, Rötzler, 2001; Rötzler, Romer, 2001). Wiek cyrkonu sugeruje, że granulity pochodzą z Laurosji (Sagawe i in., 2016).

Domena autochtoniczna, określana również jako dolny allochton (Kroner i in., 2007), obejmuje stosy płaszczowin krystalicznych (fig. 13) w Górach Kruszcowych (inaczej: Rudawach, niem. *Erzgebirge*) i Świerkowych (niem. *Fichtelgebirge*). Domena ta jest rozcięta przez przemieszczenia przesuwcze wzdłuż strefy górnej Łaby i kontynuuje się dalej na wschód w Sudetach – w masywach Śnieżnika i Orlicy (fig. 13; Linnemann i in., 2025b). Stos płaszczowinowy Gór Kruszcowych i Świerkowych obejmuje kilka jednostek tektoniczno-metamorficznych. Góry Kruszcowe zawierają co najmniej sześć jednostek tego rodzaju, które zostały ukształtowane w odmiennych warunkach metamorficznych (Mingram, Rötzler, 1999; Rötzler, Plessen, 2010). Analiza geochemiczna skał metaosadowych z Gór Kruszcowych wskazuje na źródło pochodzenia materiału związane z Gondwaną, tj. osady szelfu Gondwany oraz podłoże kadomskie w domenie autochtonicznej (Mingram, 1998). Kompleksy skalne Gór Kruszcowych zostały subdukowane w kierunku SW (tj. ze zwrotem „strop ku NE") i ekshumowane w kontynentalnym kanale subdukcyjnym w kierunku NW (ze zwrotem „strop-ku-SE") podczas deformacji D_1 oraz umiejscowione w obrębie skał współczesnej domeny nasuwczo-przesuwczej na poziomie środkowej skorupy. Ścinanie o zwrocie „strop-ku-NW" podczas etapów deformacji D_2 i D_3 ukształtowało finalną architekturę skorupy w tym obszarze (fig. 13; Kroner i in., 2007). Dolna jednostka gnejsowa (o charakterystyce metamorfizmu MP-MT) składa się z protolitów pochodzących z podłoża kadomskiego (szarogłazy, granodioryty) oraz z granitoidów późnokambryjsko-wczesnoordowickich (Tichomirowa, 2003). Bardziej złożona górna jednostka gnejsowa (o warunkach metamorfizmu HP-HT) zawiera jednostki gnejsowo-eklogitowe I i II oraz jednostkę łupkowo-eklogitową.

Cechą charakterystyczną jednostki gnejsowo-eklogitowej II jest występowanie skał ukształtowanych w warunkach UHP-HT, w tym skał kwarcowo-skaleniowych (felzytów) z metamorficznymi mikrodiamentami uwięzionymi w cyrkonie i granacie (Massonne, 1999). Skały te zostały nazwane saidenbachitem od miejsca ich odkrycia w obrębie sztucznego zbiornika wodnego Saidenbach, i ich charakterystyka termobarometryczna świadczy o głębokości pogrzebania protolitu rzędu ponad 140 km (Massonne, 1999, 2023). Szczyt metamorfizmu UHP-HT datowano na ok. 340 mln lat (podsumowanie *w*: Rötzler, Plessen, 2010 oraz literatura tam cytowana). Jednostki gnejsowe dolne i górne są przykryte jednostką granatowo-fyllitową (MP-LT), jednostką fyllitową LP-LT i jednostką fyllitową VLP-VLT; Rötzler, Plessen, 2010). Ekshumacja do poziomu erozji nastąpiła w Górach Kruszcowych ok. 330 mln lat temu, a w masywie granulitowym – ok. 315 mln lat temu (Linnemann i in., 2025b oraz źródła tam cytowane).

LITERATURA

Abubaker A., Hofmann M., Gärtner A., Linnemann U., Elicki O., 2017. First U–Pb geochronology on detrital zircons from Early-Middle Cambrian strata of the Torgau-Doberlug Syncline (eastern Germany) and palaeogeographic implications. International Journal of Earth Sciences, 106: 2445–2459.

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

Beier H., 2001. Die strukturelle Entwicklung der Rügen-Kaledoniden und ihres nördlichen Vorlandes (Nordost-Deutschland und südliche Ostsee) – Untersuchungen an einem verdeckten altpaläozoischen Orogen. Rozprawa doktorska, Universität Greifswald.

Beier H., Katzung G., 1999. Lithologie und Strukturgeologie des Altpaläozoikums in der Offshore-Bohrung G14-1/86, südliche Ostsee. Greifswalder geowissenschaftliche Beiträge, 6: 327–345.

Beier H., Katzung G., 2001. The deformation history of the Rügen Caledonides (NE-Germany) – implications of the structural inventory of the Rügen 5 borehole. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 222: 269–300.

Beier H., Maletz J., Böhnke A., 2000. Development of an Early Paleozoic foreland basin at the SW margin of Baltica. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 218: 129–152.

Belka Z., Valverde-Vaquero P., Dörr W., Ahrendt H., Wemmer K., Franke W., Schäfer J., 2002. Accretion of first Gondwana-derived terranes at the margin of Baltica. *W*: Paleozoic Amalgamation of Central Europe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). Geological Society, London, Special Publications, 201: 19–36.

Breitkreuz C., Tichomirowa M., 2025. Permian-Carboniferous magmatism. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 577–607. Springer, Cham.

Brinkmann R., 1948. Die mitteldeutsche Schwelle. Geologische Rundschau, 36: 56–66.

Buschmann B., 1995. Geotectonic facies analysis of the Rothstein Formation (Neoproterozoic, Saxothuringian Zone, East Germany). Niepublikowana rozprawa doktorska, TU Bergakademie Freiberg: 1–122.

Dörr W., Stein E., 2019. Precambrian basement in the Rheic suture zone of the Central European Variscides (Odenwald). International Journal of Earth Sciences, 108: 1937–1957.

Dörr W., Żelaźniewicz A., Bylina P., Schastok J., Franke W., Haack U., Kulicki C., 2006. Tournaisian age of granitoids from the Odra Fault Zone (southwestern Poland): equivalent of the Mid-German Crystalline High? International Journal of Earth Sciences, 95: 341–349.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy ČSAV. Řada matematických a přírodních věd, 90: 3–85.

Ehling B.-C., Müller C.O., Zeug M., 2025. The Mid-German Crystalline Rise: Boundary and Composition Based on Geophysical and Borehole Data. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 347–385. Springer, Cham.

Franke D., 2020. Regionale Geologie von Ostdeutschland – Ein Kompendium. Strona internetowa: www.regionalgeologie-ost.de (dostęp: 11 lutego 2025 r.).

Franke W., 1984. Variszischer Deckenbau im Raume der Münchberger Gneismasse – abgeleitet aus Fazies, Deformation und Metamorphose im umgebenden Paläozoikum. Geotektonische Forschungen, 68: 1–253.

Franke W., 1993. The Saxonian granulites: a metamorphic core complex? Geologische Rundschau, 82: 505–515.

Franke W., 2000. The mid-European segments of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications, 179: 35–61.

Friedl G., Finger F., Paquette J.-L., von Quadt A., McNaughton N.J., Fletcher I.R., 2004. Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. International Journal of Earth Sciences, 93: 802–823.

Gärtner A., Sagawe A., Zieger-Hofmann M., Zieger J., Linnemann U., 2025. Atlas of Pre-mesozoic Zircon Provinces in the Central and Western European Variscides and Surrounding Cratons. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 659–739. Springer, Cham.

Literatura

Giese U., Katzung G., Walter R., 1994. Detrital composition of Ordovician sandstones from the Rügen boreholes: implications for the evolution of the Tornquist Ocean. International Journal of Earth Sciences, 83: 293–308.

Gutiérrez-Alonso G., Fernández-Suárez J., Jeffries T.E., Jenner G.A., Tubrett M.N., Cox R., Jackson S.E., 2003. Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An Early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. Tectonophysics, 365: 221–232.

Hanžl P., Janoušek V., Buriánek D., Hrdličková K., Finger F., Kalvoda J., 2025. The Brunovistulicum – the Neoproterozoic Basement of the Eastern Bohemian Massif. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 223–240. Springer, Cham.

Herbosch A., Liégeois J.-P., Gärtner A., Hofmann M., Linnemann U., 2020. The Stavelot-Venn Massif (Ardenne, Belgium), a rift shoulder basin ripped off the West African craton: Cartography, stratigraphy, sedimentology, new U-Pb on zircon ages, geochemistry and Nd isotopes evidence. Earth--Science Reviews, 203: 103142.

Hofmann M., Linnemann U., Gerdes A., Ullrich B., Schauer M., 2009. Timing of dextral strike-slip processes and basement exhumation in the Elbe Zone (Saxo-Thuringian Zone): the final pulse of the Variscan Orogeny in the Bohemian Massif constrained by LA-SF-ICP-MS U-Pb zircon data. Geological Society, London, Special Publications, 327: 197–214.

Hoth K., Rusbült J., Zagora K., Beier H., Hartmann O., 1993. Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke – Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962–1990. Schriftenreihe für Geowissenschaften, 2: 7–145.

Jeffries T.E., Fernández-Suárez J., Corfu F., Gutiérrez-Alonso G., 2003. Advances in U-Pb geochronology using a frequency quintupled Nd: YAG based laser ablation system (λ = 213 nm) and quadrupole based ICP-MS. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 18: 847–855.

Kalvoda J., Kumpan T., Bábek O., Buriánek D., Melichar R., 2025. Palaeozoic Cover of the Brunovistulian Unit. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 241–260. Springer, Cham.

Katzung G., 2004. Regionalgeologische Stellung und Entwicklung. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 8–37. Schweizerbart, Stuttgart.

Katzung G., Feldrappe H., Obst K., 2004a. Vorpaläozoikum. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 40–51. Schweizerbart, Stuttgart.

Katzung G., Maletz J., Feldrappe H., 2004b. Altpaläozoikum. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 51–69. Schweizerbart, Stuttgart.

Kemnitz H., Romer R.L., Oncken O., 2002. Gondwana breakup and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe). International Journal of Earth Sciences, 91: 246–259.

Kirsch H., Kober B., Lippolt H.J., 1988. Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidenced by 40Ar/39Ar and single-zircon 207Pb/206Pb measurements. International Journal of Earth Sciences, 77: 693–711.

Klemd R., 2010. Early Variscan allochthonous domains: the Münchberg Complex, Frankenberg, Wildenfels, and Góry Sowie. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 221–232. Schweizerbart, Stuttgart.

Königshof P., Jansen U., Linnemann U., Mende K., 2025. The Rhenish Massif (Rheinisches Schiefergebirge). *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 107–155. Springer, Cham.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, 1: 1–39.

Kroner U., 1995. Postkollisionale Extension am Nordrand der Böhmischen Masse – Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges. Freiberger Forschungshefte C, 457: 1–114.

Kroner U., Romer R.L., 2013. Two plates – many subduction zones: the Variscan orogeny reconsidered. Gondwana Research, 24: 298–329.

Kroner U., Hahn T., Romer R.L., Linnemann U., 2007. The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone – Heterogenous overprint of Cadomian/Paleozoic Peri-Gondwana crust. Geological Society of America Special Papers, 423: 153–172.

Kroner U., Romer R.L., Linnemann U., 2010. The Saxo-Thuringian Zone of the Variscan Orogen as part of Pangea. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo--Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 3–16. Schweizerbart, Stuttgart.

Kröner A., Wendt I., Liew T.C., Compston W., Todt W., Fiala J., Vankova V., Vanek J., 1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 88: 257–266.

Li Z.X., Mitchell R.N., Spencer C.J., Ernst R., Pisarevsky S., Kirscher U., Murphy J.B., 2019. Decoding Earth's rhythms: modulation of supercontinent cycles by longer superocean episodes. Precambrian Research, 323: 1–5.

Lindert W., Hoffmann N., 2004. Karbon. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 79–95. Schweizerbart, Stuttgart.

Lindner M., Dörr W., Reither D., Finger F., 2020. The Dobra Gneiss and the Drosendorf Unit in the south-eastern Bohemian Massif, Austria: West--Amazonian crust in the heart of Europe. Geological Society, London, Special Publications, 503: 185–207.

Lindner M., Dörr W., Hauzenberger C.A., Reither D., Finger F., 2021. In search of the oldest rock of Austria: The Hauergraben Gneiss, a 1.40 Ga old mafic quartz-monzonitic inlayer in the Dobra Gneiss (Drosendorf Unit, Bohemian Massif) as a new candidate. Austrian Journal of Earth Sciences, 114: 29–45.

Linnemann U., 1994. Geologischer Bau und Strukturentwicklung der südlichen Elbezone. Abhandlungen des Staatlichen Museums für Mineralogie und Geologie zu Dresden, 40: 7–36.

Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirowa M., Buschmann B., Nasdala L., Jonas P., Lützner H., Bombach K., 2000. From Cadomian subduction to Early Paleozoic rifting: the evolution of Saxo-Thuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany). Geological Society, London, Special Publications, 179: 131–153.

Linnemann U., McNaughton N.J., Romer R.L., Gehmlich M., Drost K., Tonk C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. International Journal of Earth Sciences, 93: 683–705.

Linnemann U., Gerdes A., Drost K., Buschmann B., 2007. The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany. *W*: The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision (red. U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft, G. Zulauf). Geological Society of America Special Paper, 423: 61–96.

Linnemann U., Pereira F., Jeffries T.E., Drost K., Gerdes A., 2008. The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa--Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs). Tectonophysics, 461: 21–43.

Linnemann U., Romer R.L., Gerdes A., Jeffries T.E., Drost K., Ulrich J., 2010a. The Cadomian Orogeny in the Saxo-Thuringian Zone. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 37–58. Schweizerbart, Stuttgart.

Linnemann U., Hofmann M., Romer R.L., Gerdes A., 2010b. Transitional stages between the Cadomian and Variscan orogenies: Basin development and tectonomagmatic evolution of the southern margin of the Rheic Ocean in the Saxothuringian Zone (North Gondwana Shelf). *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 59–98. Schweizerbart, Stuttgart.

Linnemann U., Herbosch A., Liégeois J.-P., Pin C., Gärtner A., Hofmann M., 2012. The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. Earth-Science Reviews, 112: 126–154.

Linnemann U., Gerdes A., Hofmann M., Marko L., 2014. The Cadomian Orogen: Neoproterozoic to Early Cambrian crustal growth and orogenic zoning along the periphery of the West African Craton – constraints from U-Pb zircon ages and Hf isotopes (Schwarzburg Antiform, Germany). Precambrian Research, 244: 236–278.

Linnemann U., Pidal A.P., Hofmann M., Drost K., Quesada C., Gerdes A., Marko L., Gärtner A., Zieger J., Ulrich J., Krause R., Vickers-Rich P., Horak J., 2018. A ~565 Ma old glaciation in the Ediacaran of peri-Gondwanan West Africa. International Journal of Earth Sciences, 107: 885–911.

Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Gärtner J., Zieger J., Krause R., Haenel R., Mende K., Ovtcharova M., Schaltegger U., Vickers-Rich P., 2022. An Upper Ediacaran Glacial Period in Cadomia: the Granville tillite (Armorican Massif) – sedimentology, geochronology and provenance. Geological Magazine, 159: 999–1013.

Linnemann U., Zweig M., Zieger-Hofmann M., Vietor T., Zieger J., Haschke J., Gärtner A., Mende K., Krause R., Knolle F., 2024. The Harz Mountains (Germany) – Cadomia meets Avalonia and Baltica: U-Pb ages of detrital and magmatic zircon as a key for the decoding of Pangaea's central suture. Geological Society, London, Special Publications, 542: 403–431.

Linnemann U., 2025. Inside Pangea: A Brief Introduction to the Variscan Orogen in Central Europe. The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 1–11. Springer, Cham.

Linnemann U., Zweig M., Zieger-Hofmann M., Vietor T., Zieger J., Gärtner A., Haschke J., Krause R., Mende K., Knolle F., 2025a. The Harz Mountains and the Flechtingen Hills (Germany) – Geotectonic Processes on the Southwestern Margin of Avalonia. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 157–171. Springer, Cham.

Linnemann U., Bartzsch K., Zieger-Hofmann M., Zieger J., Gärtner A., Rojo--Perez E., Mende K., 2025b. The Saxothuringian Zone – From Cadomian Subduction to Variscan Collision. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 279–345. Springer, Cham.

Maletz J., 2001. Ordovician graptolite biostratigraphy of the Rügen wells. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 222: 55–72.

Massonne H.-J., 1999. A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic

evolution. Seventh International Kimberlite Conference, Cape Town, April 1999, South Africa: 533–539.

Massonne H.-J., 2023. A new type of saidenbachite with pseudomorphs after coesite phenocrysts from the north-western Bohemian Massif, Germany. Terra Nova, 35: 379–387.

Mazur S., Szczepański J., Turniak K., McNaughton N.J., 2012. Location of the Rheic suture in the eastern Bohemian Massif: evidence from detrital zircon data. Terra Nova, 24: 199–206.

Mazur S., Turniak K., Szczepański J., McNaughton N.J., 2015. Vestiges of Saxothuringian crust in the Central Sudetes, Bohemian Massif: Zircon evidence of a recycled subducted slab provenance. Gondwana Research, 27: 825–839.

Mazur S., Schulmann K., 2024. 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, 1: jgs2024-075.

Mingram B., 1998. The Erzgebirge, Germany – subducted part of northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Palaeozoic metasedimentary sequences in metamorphic thrust units. Geological Magazine, 135: 785–801.

Mingram B., Rötzler K., 1999. Geochemische, petrologische und geochemische Untersuchungen im Erzgebirgskristallin – Rekonstruktion eines Krustenstapels. Schriftenreihe für Geowissenschaften, 9: 1–80.

Murphy J.B., Nance R.D., 1989. Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. Geology, 17: 735–738.

Nance R.D., Murphy J.B., Strachan R.A., Keppie J.D., Gutiérrez-Alonso G., Fernández-Suárez J., Quesada C., Linnemann U., D'Lemos R., Pisarevsky S.A., 2008. Neoproterozoic-early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. Geological Society, London, Special Publications, 297: 345–383.

Nance R.D., Gutiérrez-Alonso G., Keppie J.D., Linnemann U., Murphy J.B., Quesada C., Strachan R., Woodcock N., 2010. Evolution of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17: 194–222.

Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M., 2014. The supercontinent cycle: A retrospective essay. Gondwana Research, 25: 4–29.

Obst K., Hammer J., Katzung G., Korich D., 2004. The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea – insights from the G14-1 offshore borehole. International Journal of Earth Sciences, 93: 1–12.

Obst K., 2025. Terra Incognita – The Hidden Basement of Northern Central Europe Revealed by Deep Boreholes. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 15–42. Springer, Cham.

Potrel A., Peucat J.J., Fanning C.M., Auvray B., Burg J.-P., Caruba C., 1996. 3,5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. Journal of the Geological Society, London, 153: 507–510.

Romer R.L., Rötzler J., 2001. P-T-t evolution of ultrahigh-temperature granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part II: Geochronology. Journal of Petrology, 42: 2015–2032.

Rötzler K., Plessen B., 2010. The Erzgebirge: a pile of ultrahigh- to low-pressure nappes of Early Palaeozoic rocks and their Cadomian basement. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 253–270. Schweizerbart, Stuttgart.

Rötzler J., Romer R.L., 2001. P-T-t evolution of ultrahigh-temperature granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part I: Petrology. Journal of Petrology, 42: 1995–2013.

Rötzler J., Romer R.L., 2010. The Saxon Granulite Massif: a key area for the geodynamic evolution of Variscan central Europe. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 233–252. Schweizerbart.

Sagawe A., Gärtner A., Linnemann U., Hofmann M., Gerdes A., 2016. Exotic crustal components at the northern margin of the Bohemian Massif – implications from U-Th-Pb and Hf isotopes of zircon from the Saxonian Granulite Massif. Tectonophysics, 681: 234–249.

Sagawe A., Gärtner A., Zieger-Hofmann M., Zieger J., Gerdes A., Linnemann U., 2025. The Saxonian Granulite Massif and Its Pre- and Post-metamorphic Evolution in the Light of New Geochronological Data of Non-granulite Rocks. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 387–415. Springer, Cham.

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

Stephan T., Kroner U., Romer R.L., 2018. The pre-orogenic detrital zircon record of the Peri-Gondwanan crust. Geological Magazine, 156: 281–307.

Stille H., 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bild des gesamteuropäischen. Geologische Jahrbuch, Beiheft 2: 1–138.

Svojtka S., Breiter K., Durisova J., Ackerman L., Veselovski F., Smerda J., 2017. Geochemistry and U-Pb zircon ages of the Derflice granodiorite from the Thaya (Dyje) Massif. Geoscience Research Reports, 50: 17–24.

Szczepański J., Kaszuba G., Anczkiewicz R., Ilnicki S., 2023. Provenance of the early Palaeozoic volcano-sedimentary successions from eastern part of the Central Sudetes: implications for the tectonic evolution of the NE Bohemian Massif. Geological Magazine, 160: 1498–1534.

Tichomirowa M., 2003. Die Gneise des Erzgebirges – hochmetamorphe Äquivalente von neoproterozoisch-frühpaläozoischen Grauwacken und Granitoiden der Cadomiden. Freiberger Forschungshefte C, 495: 1–222.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M., 2017. Earth History and Palaeogeography. Cambridge University Press, Cambridge: 1–317.

Trubač J., Vojtěch J., Vrána S., Wiegand B., 2012. Nature, tectonic setting and likely origin of the Paleoproterozoic (~2,1 Ga) Světlík orthogneisses (southern Bohemia). Mineralia Slovaca, 1: 110.

van Staal C.R., Barr S.M., Murphy J.B., 2012. Provenance and tectonic evolution of Ganderia: constraints on the evolution of the Iapetus and Rheic oceans. Geology, 40: 987–990.

Vernhet E., Youbi N., Chellai E.H., Villeneuve M., El Archi A., 2012. The Bou-Azzer glaciation: evidence for an Ediacaran glaciation on the West African Craton (Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Research, 196–197: 106–112.

Wendt J.I., Kröner A., Fiala F., Todt W., 1993. Evidence from zircon dating for existence of approximately 2,1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic. Geologische Rundschau, 82: 42–50.

Zagora K., Zagora I., 2004. Devon. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 70–79. Schweizerbart, Stuttgart.

Žák J., Sláma J., 2018. How far did the Cadomian 'terranes' travel from Gondwana during early Palaeozoic? A critical reappraisal based on detrital zircon geochronology. Int. Geol. Rev., 60: 319–338.

Žák J., Kraft P., Hajná J., Vacek F., Svojtka M., Kachlík V., Ackerman L., Verner K., Zulauf G., Dörr W., Tomek F., Janoušek V., Trubač J., Lehnert O., Syahputra R., Pašava J., 2025. The Teplá–Barrandian Unit: A Fascinating Archive Recording >600 My of Evolution of European Crust. *W*: The Variscan Orogen of Central Europe: Geodynamics – Geochronology – Geobiology (red. U. Linnemann): 477–525. Springer, Cham.

Zeh A., Gerdes A., 2010. Baltica- and Gondwana-derived sediments in the Mid-German Crystalline Rise (Central Europe): implications for the closure of the Rheic Ocean. Gondwana Research, 17: 254–263.

Zeh A., Will T.M., 2010. The Mid-German Crystalline Zone. *W*: Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen (red. U. Linnemann, R.L. Romer): 195–220. Schweizerbart, Stuttgart.

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.

Zieger J., Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Marko L., Gerdes A., 2017. A new U-Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. International Journal of Earth Sciences, 107: 933–953.

5.1.6. Waryscyjskie internidy na terenie Czech i Moraw: zarys przedpermskiej geologii Masywu Czeskiego

Rostislav Melichar

5.1.6.1. Problemy z definicją Masywu Czeskiego

Masyw Czeski (lub masyw czeski, jeśli rozumieć to pojęcie w sensie ściśle geologicznym) stanowi wyraźnie zaznaczającą się w ukształtowaniu terenu regionalnych rozmiarów elewację odsłoniętego na powierzchni przedmezozoicznego, waryscyjskiego i starszego podłoża (Cháb i in., 2008, 2010). Pod względem tektonicznym reprezentuje ona fragment tzw. wybrzuszenia (inaczej: wypiętrzenia) peryferycznego (ang. *peripheral bulge*), uniesionego wskutek najpierw późnokredowo-paleogeńskiej regionalnej kompresji (Kley, Voigt, 2008), a następnie sprężystej reakcji przedpola na obciążenie leżącego na południu zaplecza stosami płaszczowin orogenu alpejsko-karpackiego podczas ostatnich etapów jego tworzenia się (zob. też rozdział 6.10). Inne fragmenty wybrzuszenia peryferycznego alpidów w Europie zachodniej i środkowej to m.in. młode masywy górskie i obszary wyżynne, takie jak Masyw Centralny, Wogezy i Schwarzwald we Francji i Niemczech oraz Wyżyna Śląska, Góry Świętokrzyskie czy Roztocze w Polsce. Te wypiętrzone obszary często były jednocześnie miejscem koncentracji późnopaleogeńsko-neogeńskiego wulkanizmu śródpłytowego, związanego z występowaniem tzw. gorących punktów i – prawdopodobnie – pióropuszy płaszcza (ang. *hot spots* oraz *mantle* plumes).

Masyw Czeski odsłania głównie wschodnie domeny strukturalne środkowoeuropejskiej części orogenu waryscyjskiego (Suess, 1888), jakkolwiek współcześnie udało się je z sukcesem skorelować z analogami w Europie Zachodniej (Martínez Catalán i in., 2020), jako że ku zachodowi domeny te kontynuują się w postaci stref tektoniczno-facjalnych o kierunku SW–NE do W–E, wydzielonych już dawno na obszarze Masywu Czeskiego przez F.E. Suessa (1926) i Kossmata (1927; por. też: Stille, 1951; Franke, 1989). Są to zdominowane przez stare kompleksy kadomskie strefy tektoniczno-facjalne: moldanubska, saksoturyńska, a stosunkowo niedawno również zdefiniowana przez Malkovskiego (1979) strefa czeska (cz./łac. *Bohemicum*), a także reprezentowane głównie przez skalne kompleksy waryscyjskie strefy renohercyńska i subwaryscyjska. We wschodniej części masywu czeskiego strefy waryscyjskie zmieniają swój kierunek (Grygar, Vavro, 1995) w obszarze bardzo intensywnej deformacji waryscyjskiej, reprezentowanym przez strefę morawsko-śląską, o rozciągłości w przybliżeniu N–S (Suess, 1926; Mísař, 1965b).

Dlatego też, Masyw Czeski (w tej sytuacji niewątpliwie pisany wielką literą) nie stanowi waryscyjskiej jednostki regionalnej, ale jednostkę geomorfologiczną/topograficzną, wyodrębioną przez tektoniczne procesy orogenezy alpejskiej, które doprowadziły do wytworzenia „okna erozyjnego" (ang. *inlier*), odsłaniającego starsze, paleozoiczne i neoproterozoiczne podłoże spod postwaryscyjskiej pokrywy osadowej (Cháb i in., 2008, 2010). Pomimo takiej definicji Masywu Czeskiego/masywu czeskiego (pisownia – jak powyżej zilustrowano w tekście – zależna od przyjętej konotacji „bardziej" geograficznej bądź geologicznej), zachowane przed erozją formacje zalegające na podłożu waryscyjskim (np. w północnoczeskim basenie kredowym lub w basenie podkruszcogórskim/rowie tektonicznym Ohrzy – zob. też rozdział 8) są formalnie również traktowane jako elementy tego masywu (Mísař i in., 1983; Chlupáč, Vrána, 1994). Podobnie przedłużające się pod orogen alpejsko-karpacki subdukowane kompleksy skalne podłoża waryscyjskiego są w literaturze zwyczajowo lokalizowane w obrębie „stoków Masywu Czeskiego" (termin wprowadzony przez pracowników prowadzącej poszukiwania węglowodorów spółki naftowej MND – Adámek i in., 1984).

5.1.6.2. Główne etapy ewolucji tektonicznej

W rozwoju tektonicznym Masywu Czeskiego swój udział miały trzy cykle orogeniczne: kadomski, waryscyjski i alpejski. Niewielki wpływ miała również, zasadniczo rozgrywająca się daleko, orogeneza kaledońska. W kompleksach skalnych utworzonych podczas cyklu kadomskiego zachowały się relikty przedkadomskiej skorupy oceanicznej: kilka „pasm spilitowych" w obrębie jednostki Tepli-Barrandienu (Hajná i in., 2010, scharakteryzowanej w tym tekście nieco dalej) oraz tzw. strefa metabazytowa masywu Brna, datowana na 725–740 mln lat (Finger i in., 2000). Terrany **kadomskiego cyklu orogenicznego** powstały na północnym obrzeżu kontynentu Gondwany (np. Matte, 2001; Stampfli i in., 2002; zob. też rozdział 5.1.5) i zawierają zapis szerokiego zakresu środowisk i procesów tektonicznych, od subdukcji pod łuk wyspowy lub aktywne obrzeże kontynentu z wykształceniem klina akrecyjnego (ang. *accretionary wedge*) zbudowanego z neoproterozoiczno-dolnokambryjskiego fliszu, po grawitacyjny kolaps orogenu pomiędzy najmłodszym neoproterozoikiem a początkiem ordowiku. Czasowe nakładanie się etapów rozwoju wskazuje na zróżnicowanie poszczególnych faz rozwoju orogenu kadomskiego w różnych jego częściach.

Na początku ordowiku kolaps grawitacyjny kadomskiego pasma orogenicznego stopniowo przeszedł w ryfting północnego obrzeżenia Gondwany, odbywający się wzdłuż kierunku ukośnego lub niemal podłużnego względem rozciągłości pasma (np. Matte, 2001; Murphy i in., 2004). Kadomskie pasmo orogeniczne stopniowo rozpadło się w ten sposób na kilka mikrokontynentów, które po kolei oddzieliły się od Gondwany, a następnie dołączyły do północnej Laurencji i Baltiki. Proces ten najpierw objął terrany Slavkova[1] i Thai[2], składające się na mikrokontynent Brunnia[3], element większej jednostki – brunowistuliku (zob. też rozdział 5.1.1). Objął również Awalonię (zob. też rozdział o paleozoicznym podłożu wschodnich Niemiec w tym tomie), której kolizja z Laurencją i Baltiką (do której doszło daleko poza Masywem Czeskim) doprowadziła do utworzenia pasma orogenicznego kaledonidów spajającego oba kratony w paleokontynent Laurazja. Na południowym obrzeżeniu tego paleokontynentu w środkowym dewonie doszło do ryftingu, który doprowadził do utworzenia aulakogenu dnieprowsko-donieckiego na dzisiejszej Ukrainie oraz otwarcia renohercyńskiego basenu oceanicznego w obrębie ewoluującego na wczesnym etapie pasma waryscydów (Kalvoda, 1998; Kalvoda i in., 2008; Eckelmann i in., 2014). W ślady oderwanych od Gondwany terranów brunowistuliańskich oraz Awalonii wkrótce jeszcze w ordowiku, poszły terrany bohemikum, saksoturyński oraz moldanubski *s.s.*

Waryscyjskie procesy orogeniczne przejawiały się od środkowego dewonu po początek karbonu poprzez kolizję i nasuwcze spiętrzenie terranów bohemikum, saksoturyńskiego i moldanubskiego (s.s.), które w ten sposób utworzyły mikrokontynent zwany tradycyjnie w literaturze czeskiej (Stille, 1951) lugodanubskim[4], łączącym w sobie terrany saksoturyngiku, bohemiku oraz moldanubiku (por. Eckelmann i in., 2014). Ten wczesny etap orogenezy waryscyjskiej charakteryzował się generalnie południową wergencją przemieszczeń w obecnym układzie odniesienia (Melichar, 2004; Jeřábek i in., 2016). W pozostałej części wczesnego karbonu skorupa oceaniczna oceanu Rei (Eckelmann i in., 2014) uległa finalnej subdukcji pod mikrokontynent lugodanubski, doprowadzając do zamknięcia tego oceanu oraz kolizji lugodanubiku z położonym na północy kontynentem Laurazji i utworzenia się środkowoeuropejskiego odcinka orogenu waryscyjskiego, wykazującego wergencję o przeważającej składowej północnej. Strefa brzeżna na wschodzie Masywu Czeskiego, znana jako morawska strefa ścinania, miała generalnie charakter przesuwczy z niewielką składową nasuwczą. Okres od późnego karbonu do dolnego triasu w obrębie Masywu Czeskiego reprezentowany jest przez późnoorogeniczne i postorogeniczne kompleksy osadowe i magmowe (np. Holub i in., 1975; Žák i in., 2014), których rozwój odbywał się w warunkach grawitacyjnego kolapsu orogenu waryscyjskiego (Henk, 1999; Bárta i in., 2021), po którym nastąpiła długotrwała erozja i peneplenizacja orogenu.

5.1.6.3. Ogólny podział tektoniczny Masywu Czeskiego

Najstarsze nowoczesne koncepcje budowy geologicznej całego Masywu Czeskiego związane są z teorią geosynklin oraz przekonaniem, że wyższy stopień metamorfizmu wiąże się ze starszym wiekiem skał krystalicznych. Wyróżniono wtedy sztywny trzon masywu, który miał obejmować silnie zmetamorfizowane, a wskutek tego uznane za bardzo stare skały w południowej części Masywu Czeskiego, oraz okalające go obszary zdominowane przez efekty intensywnych fałdowań orogenezy waryscyjskiej na północno-zachodnich, północnych i wschodnich obrzeżach masywu (np. Kodym, 1948, 1949). Z punktu widzenia dzisiejszej wiedzy geologicznej, pogląd ten jest błędny, zaś rzeczywista struktura masywu jest zasadniczo odwrotna.

[1] Nazwa terranu pochodzi od miejscowości *Slavkov u Brna*, która pod niemiecką nazwą *Austerlitz* weszła do historii wojen napoleońskich.

[2] Nazwa terranu pochodzi od niemieckiej wersji (*Thaya*) nazwy rzeki Dyje na Morawach.

[3] Nazwa mikrokontynentu pochodzi od łacińskiej nazwy *Bruna* dzisiejszego miasta Brno na Morawach.

[4] Nazwa od mitycznego plemienia Lugiów oraz łacińskiej nazwy rzeki Dunaj.

Bardziej szczegółowy podział tektoniczny Masywu Czeskiego (Kodym, 1948, 1949; Svoboda i in., 1964; Mísař i in., 1983; Chlupáč, Vrána, 1994) został przeprowadzony głównie w oparciu o dominujące kierunki struktur fałdowych oraz w nawiązaniu do klasycznej regionalizacji środkowoeuropejskiej części pasma waryscyjskiego w ujęciu Suessa (1912) i Kossmata (1927). Na obrzeżach Masywu Czeskiego (fig. 1) wydzielono na tych podstawach m.in. domeny: saksoturyńską (w Rudawach, o kierunku NE–SW), zachodniosudecką (łużycką) o kierunku NW–SE), morawsko-śląską (wschodniosudecką) o kierunku N–S do NNE–SSW, natomiast w obrębie „trzonu" wyróżniono domeny moldanubską i środkowoczeską („barrandien"). Podział ten pokazuje już wpływ później rozpoznanej morawskiej strefy ścinania o kierunku N–S na wschodnim skraju Masywu Czeskiego (w delimitacji obszaru morawsko-śląskiego).

W powyższych podziałach wyróżniono niektóre regionalne jednostki tektoniczne w oparciu o stopień metamorfizmu występujących w nich skał. O ile to kryterium, w odniesieniu do wydzielenia jako osobnej jednostki barrandienu jako nieobjętego metamorfizmem (Kettner, 1916), nie stwarza problemów, o tyle definicja moldanubiku jako jednostki silnie zmetamorfizowanej („katazonalnej"), w odróżnieniu od otaczających ją jednostek peryferyjnych o niższym stopniu metamorfizmu, charakteryzujących się występowaniem skał o istotnym udziale muskowitu (tj. zastosowanie izograd muskowitowej jako granicy jednostek; Suess, 1901, 1903), okazało się później problematyczne (Němec, 1968). Dalsze badania wykazały powszechną obecność „muskowitowych pasm metamorficznych" również w obrębie jednostki moldanubskiej, podczas gdy obecność metamorfizmu „katazonalnego" została również lokalnie stwierdzona w jednostkach peryferyjnych. Problem ten jest zatem związany przede wszystkim z kwestią granicy jednostki moldanubskiej z jednostkami otaczającymi, a także z kwestią włączenia jednostki Gföhl do wyższego terranu (por. Finger i in., 2007; Maierová i in., 2021).

Współcześnie najlepszym podejściem do interpretacji tektonicznej Masywu Czeskiego wydaje się wykorzystanie koncepcji terranów (Howell, 1989), która została po raz pierwszy zastosowana do tego obszaru przez Matte'a i in. (1990), a następnie doczekała się wielu modyfikacji (fig. 1). Zgodnie z tym podejściem ważne waryscyjskie granice tektoniczne, tj. szwy tektoniczne (ślady po strefach subdukcji, z zachowanymi lub nie pozostałościami skorupy oceanicznej), duże strefy nasuwcze i/lub przesuwcze oddzielają od siebie główne jednostki geologiczne. W mniej zmetamorfizowanych i zdeformowanych jednostkach granice takie są zwykle wyraźnie widoczne, chociaż mogą być modyfikowane przez efekty powaryscyjskiej tektoniki kruchej (jak np. w przypadku kompleksu Mariańskich Łaźni, czy różnych fragmentów granic saksoturyngiku i środkowego bohemiku). Rozpoznanie takich granic w silnie zmetamorfizowanych kompleksach skalnych jest jednak znacznie trudniejsze. Wskazówek, jak je zlokalizować, dostarczyła Klápová (1977), która w tzw. pstrej jednostce moldanubiku (cz. *pestrá jednotka moldanubika,* ang. *Variegated Moldanubian unit*), wyróżniła pasma amfibolitowe w oparciu o ich cechy geochemiczne (pozwalają także zidentyfikować środowiska tektoniczne, w których utworzyły się te kompleksy skalne). Wydzieliła ona np. amfibolity toleitowe i alkaliczno-wapniowe. Podczas gdy te pierwsze są prawie zawsze związane z serpentynitami i niekiedy z metaferrolitami (tj. skałami metaosadowymi związanymi z *black smokers* – kominami hydrotermalnymi w strefach grzbietów śródoceanicznych), tym drugim zwykle towarzyszą marmury, skały wapniowo-krzemianowe, skały grafitowe, kwarcyty i inne różnorodne metasedymenty pochodzenia szelfowego (Jenček, Vajner, 1968; Kříbek i in., 1997). Te „pstre" strefy z płytkowodnymi (meta)osadami, nad którymi zalegają (meta)ofiolity i skały dolnoskorupowe (granulity, anateksyty), mogą być następnie wykorzystane do identyfikacji znaczących stref nasuwczych lub szwów tektonicznych, a tym samym do wyznaczenia granic terranów w obrębie Masywu Czeskiego.

Nie lekceważąc powyższych problemów z klasycznym regionalnym podziałem geologicznym/tektonicznym Masywu Czeskiego, zostanie tu jednak przedstawiony przegląd głównych jednostek masywu, przy zachowaniu pewnej konsekwencji. Jednostki strukturalne są tu wydzielone w oparciu o oś czasu, w zależności od tego, z którą z kolejnych orogenez związana jest ich geneza. Jednostki geologiczne Masywu Czeskiego są zatem zaliczone bądź to do przedalpejskiego, waryscyjskiego i starszego podłoża masywu, bądź też do jego powaryscyjskiej, alpejskiej pokrywy platformowej. Przedalpejskie podłoże reprezentuje z kolei fragment środkowoeuropejskiego pasma waryscydów, ukształtowany – w przypadku Masywu Czeskiego – w wyniku dewońsko-karbońskiej akrecji (głównie o charakterze nasuwczym) terranów przedwaryscyjskich, kadomskich pochodzących z północnej Gondwany, zmodyfikowanych przez metamorfizm i deformację waryscyjską. Te przedwaryscyjskie terrany wykazują właściwe dla siebie sekwencje litotektoniczne, odzwierciedlające różnice w budowie geologicznej różnych części orogenu kadomskiego. Dlatego każdy prezentowany terran zostanie przedstawiony w oparciu o jego typową sekwencję litotektoniczną, czyli asocjację skalną, która identyfikuje go wśród innych terranów.

5.1.6.4. Terrany lugodanubskie

Jednostka lugodanubikum, rozciągająca się pomiędzy Łużycami w dzisiejszej południowej części wschodnich Niemiec i w skrajnie południowo-zachodniej części Polski, a rzeką Dunaj na południu, została zdefiniowana przez Stillego (1951), łącząc w sobie obecnie wydzielane terrany czeski, saksoturyński oraz moldanubski (inaczej: bohemikum, saksoturyngikum i moldanubikum). W ujęciu tektoniczno-płytowym lugodanubikum stanowi kopalny mikrokontynent utworzony podczas wczesnego etapu orogenezy waryscyjskiej w środkowym i późnym dewonie, pod którym – podczas wczesnego karbonu – subdukcji uległy pozostałości oceanu Rei. O wczesnym waryscyjskim tektonizmie kompresyjnym świadczy m.in. wiek metamorfizmu wczesnopaleozoicznego oceanicznego kompleksu Mariańskich Łaźni na szwie tektonicznym pomiędzy terranami saksoturyngikum i bohemikum (390 mln lat; Collet i in., 2018), który jest zgodny z wiekiem przejścia od sedymentacji węglanowej do fliszowej w paleozoicznej sukcesji barrandienu, pokrywającej terran bohemikum. Przejście to miało miejsce w środkowym dewonie – w żywecie (Chlupáč i in., 1998). Porównywalny wiek wykazują też granulity (Kusbach i in., 2015; Hauzenberger i in., 2020), których pochodzenie wiąże się z nasunięciem jednostki Gföhl w obrębie lugodanubskiego zespołu terranów. Subdukcja pozostałości oceanu Rei pod mikrokontynent lugodanubski miała z kolei miejsce we wczesnym karbonie (Eckelmann i in., 2014). Intruzyjne kontakty wizeńskich tonalitów dokumentują połączenie terranów lugodanubskich w jedną całość.

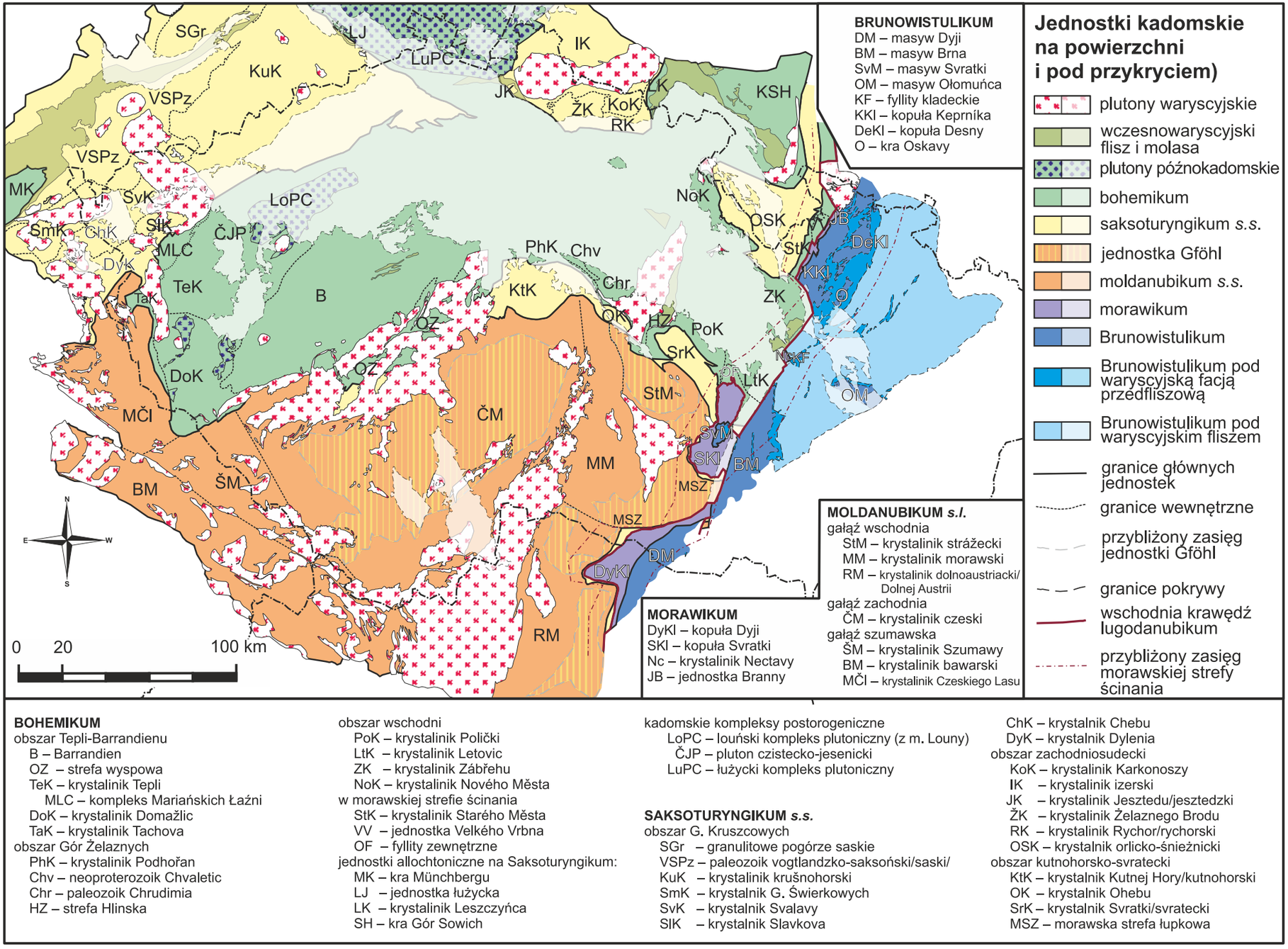
5.1.6.5. Terran czeski (Bohemikum)

Historia i definicja

Bohemikum stanowi dużą jednostkę strukturalną położoną w wewnętrznej części Masywu Czeskiego (fig. 1). Ze względu na obfitość skamieniałości w jej centralnej niezmetamorfizowanej części, odsłaniającej niezmetamorfizowane sukcesje osadowe dolnego paleozoiku i dewonu, znajdowała się ona w centrum zainteresowania geologów od co najmniej początku XIX wieku. Pierwszy szczegółowy podział stratygraficzny skał osadowych tej jednostki został opracowany przez Joachima Barrande'a, który w swej obszernej monografii *Système silurien du centre de la Bohême,* wydawanej sukcesywnie w latach 1852–1881, określał je mianem „środkowoczeskiego syluru". Później Pošepný (1895) zaproponował dla tego obszaru nazwę „Barrandien" (również dalej w tekście pisany dużą literą jako jednostka nie tylko geologiczna, ale – tradycyjnie – geograficzna) w uznaniu zasług wspomnianego wcześniej badacza. Bardziej współczesna charakterystyka geologiczna Barrandienu została podana przez Kettnera (1916). Dalsze prace wykazały pierwotną ciągłość dolnopaleozoicznych skał barrandienu i wschodniej części zmetamorfizowanych kompleksów Gór Żelaznych (Kodym, 1948). Porzucenie teorii geosynklin w odniesieniu do interpretacji geologii Masywu Czeskiego i przyjęcie koncepcji tzw. tektoniki blokowej doprowadziło Maška i Zoubka (1980) do objęcia bloku obejmującego Barrandien wraz z sąsiednimi odpowiednikami metamorficznymi (jednostki metamorficzne Tepli i Domažlic) wspólną nazwą „Teplá-Barrandien"[5]. Obecnie standardowo używana w Czechach nazwa jednostki (terranu) „bohemikum" została utworzona przez Malkovskiego (1979) dla obszaru w Masywie Czeskim obejmującego zestaw jednostek strukturalnych od jednostki metamorficznej Teplá na zachodzie, przez Barrandien w środku, po strefę Hlinska na wschód od Gór Żelaznych.

Pod koniec XX wieku nazwisko Barrande'a zostało wskrzeszone przez Mísaře i in. (1983) w ten sposób, że tradycyjna jednostka Barrandien, określona przez tych autorów jako „obszar środkowoczeski" (ang. *Central Bohemian area*), została rozszerzona o kolejne jednostki leżące od niej na wschód (jednostki wschodnie w rozumieniu Kettnera, 1922; tj. o jednostki metamorficzne Polička, Letovice, Zábřeh i Nové Město), do których później Mísař i Dudek (1993) przypisali jeszcze jednostkę metamorficzną Staré Město. W ten sposób połączyli jednostkę „gnejsów szarogłazowych" Bukowskiego (1905) z proterozoikiem obszaru środkowoczeskiego. Mísař (1963) zidentyfikował tak zwane „gnejsy perłowe" jako istotny element determinujący przynależność do jednostek bohemikum (Tepli-Barrandienu), natomiast wyłączający je z jednostek saksoturyńskich. Zgodnie z przyjmującymi się obecnie poglądami autora (Melichar, 1995a), granicę między saksoturyngikiem

[5] W rozdziale 5.1.4.1 o piętrze waryscyjskim Sudetów w tym tomie oraz w innych polskich publikacjach używana jest standardowo nazwa terran/jednostka Tepli-Barrandienu, natomiast termin bohemikum (lub: terran czeski), przeznaczony dla tej samej jednostki, jest bardziej popularny wśród geologów czeskich.



BOHEMIKUM
obszar Tepli-Barrandienu
B – Barrandien
OZ – strefa wyspowa
TeK – krystalinik Tepli
MLC – kompleks Mariańskich Łaźni
DoK – krystalinik Domažlic
TaK – krystalinik Tachova
obszar Gór Żelaznych
PhK – krystalinik Podhořan
Chv – neoproterozoik Chvaletic
Chr – paleozoik Chrudimia
HZ – strefa Hlinska

obszar wschodni
PoK – krystalinik Polički
LtK – krystalinik Letovic
ZK – krystalinik Zábřehu
NoK – krystalinik Nového Města
w morawskiej strefie ścinania
StK – krystalinik Starého Města
VV – jednostka Velkého Vrbna
OF – fyllity zewnętrzne
jednostki allochtoniczne na Saksoturyngikum:
MK – kra Münchbergu
LJ – jednostka łużycka
LK – krystalinik Leszczyńca
SH – kra Gór Sowich

kadomskie kompleksy postorogeniczne
LoPC – louński kompleks plutoniczny (z m. Louny)
ČJP – pluton czistecko-jesenicki
LuPC – łużycki kompleks plutoniczny

SAKSOTURYNGIKUM s.s.
obszar G. Kruszcowych
SGr – granulitowe pogórze saskie
VSPz – paleozoik vogtlandzko-saksoński/saski/
KuK – krystalinik krušnohorski
SmK – krystalnik G. Świerkowych
SvK – krystalnik Svalavy
SlK – krystalnik Slavkova

ChK – krystalnik Chebu
DyK – krystalnik Dylenia
obszar zachodniosudecki
KoK – krystalnik Karkonoszy
IK – krystalnik izerski
JK – krystalnik Jesztedu/jesztedzki
ŽK – krystalnik Żelaznego Brodu
RK – krystalnik Rychor/rychorski
OSK – krystalnik orlicko-śnieżnicki
obszar kutnohorsko-svratecki
KtK – krystalnik Kutnej Hory/kutnohorski
OK – krystalnik Ohebu
SrK – krystalnik Svratki/svratecki
MSZ – morawska strefa łupkowa

FIG. 1. Terrany kadomskie podłoża Masywu Czeskiego. Terrany: czeski (bohemik), saksoturyński i moldanubski tworzą razem domenę Lugodanubikum, ograniczoną na wschodzie nasunięciem moldanubskim i jego przedłużeniem ku NE

i bohemikiem wyznacza pasmo amfibolitów z serpentynitami, tak że w swej wschodniej części odpowiada ona występującemu na zachodzie Czech kompleksowi metaofiolitów Mariańskich Łaźni. Na obrzeżach terranu czeskiego (bohemikum) można zaobserwować jego nasunięcie na jednostki saksoturyńskie (np. Melichar, 1995a; Mazur, Aleksandrowski, 2001).

Sekwencja litotektoniczna

Sekwencja litotektoniczna bohemiku (inaczej: terranu czeskiego/Teplá-Barrandienu) (fig. 2) obejmuje (1) dolny graniczny kompleks ofiolitowy/amfibolitowy, który powinien być raczej wydzielony jako oddzielny terran (Crowley i in., 2002), (2) główną kadomską sukcesję fliszową w obrębie pryzmy akrecyjnej, zbudowaną z utworów sięgających od neoproterozoiku do wczesnego kambru, w tym kambryjską molasę wulkaniczno-osadową (Hajná i in., 2010) oraz (3) górną warstwę skał osadowych w przedziale od ordowiku do wczesnego karbonu (Chlupáč i in., 1998). Skały kompleksów (1) i (2) są objęte procesami metamorfizmu, natomiast te z warstwy (3) są niezmetamorfizowane w obrębie tzw. synkliny praskiej (Barrandienu *sensu stricto*; np. Melichar, 2004), natomiast zmetamorfizowane poza tą jednostką.

Dolna jednostka metaofiolitowa jest najlepiej udokumentowana w kompleksie Mariańskich Łaźni, gdzie składa się z zserpentynizowanych perydotytów i maficznych skał magmowych zmetamorfizowanych w facji amfibolitowej z reliktami metamorfizmu eklogitowego (Crowley i in., 2002). Wiek tego kompleksu został określony na ordowik, co koreluje się z otwarciem oceanu Rei. We wschodniej części terranu czeskiego skały te są silnie zdeformowane, poddane silnej ekstensji, a ich miąższość jest tektonicznie zredukowana, skutkiem czego tworzą pasma amfibolitów, którym towarzyszą izolowane megabudiny serpentynitowe. Wspomniane amfibolity wykazują charakter toleitowy.

Kadomska pryzma akrecyjna stanowi stos płaszczowin fliszowych wieku neoproterozoicznego (Kettner, 1922) i z nowo udokumentowanego wczesnokambryjskiego (Hajná i in., 2010). Flisz składa się z alternujących turbidytów o składzie szarogłazów, mułowców, iłowców należących do grupy Kralupy-Zbrasław i obejmuje skały od prawie niezmetamorfizowanych (w Barrandienie), poprzez łupki fyllitowe i łyszczykowe, aż po paragnejsy. Poszczególne płaszczowiny są oddzielone tzw. pasmami spilitowymi, reprezentującymi strefy melanżu tektonicznego z reliktami zmienionych bazaltów dna oceanicznego (Hajná i in., 2013). Jako skały towarzyszące bazaltom podrzędnie występują keratofiry. Z pasmami spilitowymi są związane też skały krzemionkowe (lidyty), które ze względu na swoje właściwości mechaniczne często wyraźnie odróżniają się od spilitów, tworząc przyciągające wzrok skaliste ściany i grzbiety.

We wschodniej części jednostki Teplá-Barrandien w obrębie terranu czeskiego rozwinięty jest miąższy kompleks kwaśnych skał wulkanicznych stanowiący relikt produktów łuku wyspowego, a w jego nadkładzie występuje horyzont skał wtórnie nasyconych krzemionką (ogniwo Lečice). Tylko w tej części jednostki zachowały się szarogłazy i łupki fliszowe grupy Štěchovice, reprezentujące przejście do wczesnej sedymentacji molasy (Cháb, 1978; Mašek, Zoubek, 1980).

Późniejsza przebudowa tektoniczna w trakcie **kadomskiego kolapsu grawitacyjnego** doprowadziła do wykształcenia się rowów tektonicznych oraz basenów śródgórskich. Osadzone w nich dolnokambryjskie utwory silikoklastyczne niezgodnie przykrywają neoproterozoiczne i starsze dolnokambryjskie skały fliszowe, osiągając miąższość kilkuset metrów (Chlupáč i in., 1998). Dwie najniższe formacje z polimiktycznymi zlepieńcami (Žitecko – Hluboš Fm.) i arkozami (Sádek Fm.) reprezentują typowe osady powodziowe wysychających jezior. Następnie, wskutek transgresji morskiej, doszło do zmiany sedymentacji z dominującym udziałem materiału kwarcowego, co jest udokumentowane znaleziskami najstarszej makrofauny bezkręgowców (*Kodymirus vagans*; Chlupáč, 1995). Niemal jednocześnie zaczął objawiać się kwaśny wulkanizm (warstwy kremowożółtych tufów). Transgresja morska osiągnęła swoje maksimum w środkowym kambrze (Jince Fm.), kiedy to osadziły się łupki ilaste z bogatą fauną morską, po czym nastąpiła regresja morza. Kadomska ewolucja tektoniczna została zakończona masywnymi wylewami andezytów, dacytów i law ryolitowych w środowisku kontynentalnym (Chlupáč i in., 1998).

Cykl kadomski Masywu Czeskiego obejmuje również **kadomskie kompleksy plutoniczne.** Obecnie tworzą je ciała skał magmowych o geometrii deski, które w wyniku waryscyjskich procesów tektonicznych (Dörr i in., 1998) ustawione są subrównolegle do foliacji zdeformowanych i zmetamorfizowanych skał dolnej części kadomskiej pryzmy akrecyjnej; (1) w najniższej części znajdują się

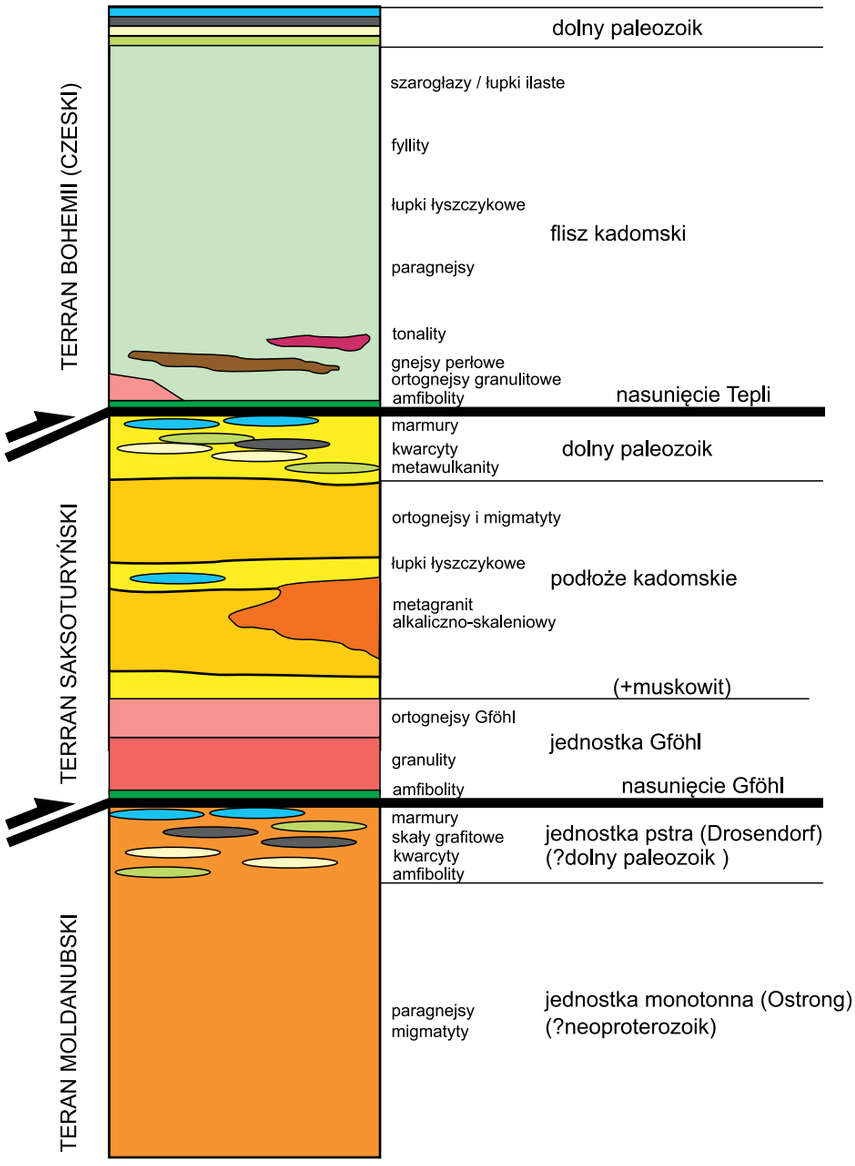


FIG. 2. Sekwencja litotektoniczna terranów lugodanubskich. Jednostka Gföhl jest tradycyjnie włączana do Moldanubikum *s.l.*, jednak pod względem tektonicznym stanowi część terranu saksoturyńskiego

drobno porfirowe, drobnoziarniste granodioryty biotytowe lub muskowitowo-biotytowe (Melichar, 1995a), które w wyniku procesów deformacyjnych mają wygląd tzw. gnejsów perłowych. Ich obecność została uznana przez Mísaře (1963) za ważną przesłankę przynależności danej jednostki litotektonicznej do terranu czeskiego; (2) skały z grupy tonalitów (dioryty hornblendowe, dioryty hornblendowo-biotytowe do biotytowych diorytów kwarcowych i granodiorytów) są zwykle położone wyżej; (3) post-orogeniczne granitoidy kadomskie są reprezentowane z jednej strony przez pluton Čistá-Jesenice (Kopecký i in., 1997), który reprezentuje tylko niewielką część odsłoniętej strefy dużego kompleksu plutonicznego Louny. Typowe skalenie o zabarwieniu w stanie świeżym szarawym do bladożółtawego oraz lekko niebiesko-fioletowe ziarna kwarcu nadają wypolerowanej skale niebieskawy kolor. Granity rumburskie z łużyckiego kompleksu plutonicznego, który najprawdopodobniej jest częścią tego samego terranu, mają taki sam wygląd i wiek (Zieger i in., 2018). Te granity są częścią niemieckiej jednostki łużyckiej (a – tym samym – jednostki lugijskie *sensu stricto*), jednak – zdaniem autora – najprawdopodobniej stanowią część terranu bohemikum[6].

Skały cyklu kadomskiego są niezgodnie przykryte utworami **pokrywy postkadomskiej (paleozoicznej)**, głównie o charakterze morskim (Chlupáč i in., 1998). Transgresja tremadoku była pierwszym wydarzeniem transgresywnym morza ordowickiego. Następnie, dopiero na początku epoki flojskiej, doszło do głównej transgresji ordowiku na tremadockie skały silikoklastyczne. W tym samym czasie w obszarze Barrandienu uformowała się południ-

[6] W literaturze dotyczącej polskiej i łużyckiej części Masywu Czeskiego (np. Franke i in., 1993, Mazur, Aleksandrowski, 2001; zob. też rozdział 5.1.4.1) granity i granitognejsy rumburskie na Łużycach i w masywie karkonosko-izerskim, o wielokrotnie oznaczanym wieku protolitu ok. 500 mln lat są jednolicie interpretowane jako późnokambryjskie elementy autochtonicznego podłoża terranu saksoturyńskiego, o genezie związanej bądź z regionalnym ryftingiem, bądź magmatyzmem nadsubdukcyjnym.

kowa strefa rozciągania, intrudowana systemem dajek toleitowych bazaltów (diabazów), którym towarzyszyły izolowane ciała pikrytowe, prawdopodobnie świadczące o bliskości ryftu (Melichar, 2004) związanego z otwarciem oceanu Rei. Podczas syluru typowe łupki graptolitowe środowiska beztlenowego – z rosnącą ku górze zawartością składników węglanowych – zostały zdeponowane w nadkładzie. W dewonie całkowicie dominujące znaczenie osiągnęła sedymentacja węglanowa (Chlupáč i in., 1998).

Koniec sedymentacji węglanowej nastąpił w środkowym dewonie (żywecie), kiedy zjawiska tektoniki kompresyjnej (Havlíček, 1963; Melichar, 2004) doprowadziły do **wczesnowaryscyjskiej depozycji fliszowej,** zdominowanej przez turbiditowe iłowce i piaskowce (Srbsko Fm.), a następnie do wypiętrzenia i rozległej erozji. Późniejsze transgresywne osady późnego dewonu zalegają niezgodnie na sfałdowanych skałach neoproterozoicznych i kambryjsko-dewońskich. Późnodewońska autochtoniczna sedymentacja kontynentalna stopniowo przechodziła ku górze w słonawą i morską w najstarszym karbonie (Chlupáč, Zikmundová, 1976).

Podział regionalny

Definiowanie terranu czeskiego (Bohemikum) rozpoczęło się od jego jądra – Barrandienu. Następujące obszary są tradycyjnie traktowane jako części terranu czeskiego: jednostka Teplá-Barrandien (w tym oddzielnie niezmetamorfizowany Barrandien oraz jednostki metamorficzne Teplá i Domažlice), jednostka Gór Żelaznych (z jednostką metamorficzną Podhořany, neoproterozoikiem Chvaletice, paleozoikiem Chrudim i strefą Hlinsko). Później do Bohemikum przypisano również jednostki metamorficzne, które otaczały wschodnią część czeskiego basenu kredowego (tj. jednostki metamorficzne Polička, Letovice, Zábřeh i Nové Město; Mísař i in., 1983) oraz ich odpowiedniki w morawskiej strefie ścinania (jednostka metamorficzna Staré Město i „fyllity zewnętrzne", w tym jednostka Velké Vrbno; Mísař, Dudek, 1993; Melichar, 1995a). Już Kossmat (1927) przypisał do jednostki dziś nazywanej bohemikiem również allochtoniczne elementy występujące ponad jednostkami saksoturyńskimi; oprócz mniejszych jednostek są to głównie bloki Münchbergu i Gór Sowich. Jednostka lugijska/łużycka w Niemczech wydaje się być również ekwiwalentem bohemiku na podstawie swego składu litostratygraficznego, gdyż podobnie zbudowana jest z kadomskiego, neoproterozoicznego fliszu i penetrowana przez analogiczny kompleks plutoniczny (np. Pälchen, Walter, 2011; Ziegler i in., 2018).

5.1.6.6. Terran saksoturyński (Saksoturyngikum)

Historia wydzielenia i definicja

Jednostka ta w Masywie Czeskim została pierwotnie wydzielona na podstawie kierunku dominujących struktur fałdowych i zaliczona do strefy saksoturyńskiej w klasycznej strukturze strefowej środkowoeuropejskiego orogenu waryscyjskiego (Kossmat, 1927). Terran saksoturyński stanowi dużą jednostkę, której podłoże wykazuje oznaki progresywnego rozwoju skorupy kontynentalnej, składając się głównie z paragnejsów, łupków łyszczykowych, migmatytów i ortognejsów oraz z intruzji typowych kambro-ordowickich gruboziarnistych porfirowatych alkaliczno-skaleniowych granitów, często zdeformowanych w oczkowe, pasmowe lub ołówkowe ortognejsy (fig. 1).

W klasycznych modelach izograda muskowitowa jest wybierana jako granica jednostek saksoturyńskich (+muskowit) i podścielających je jednostek moldanubskich (-muskowit), a zatem występowanie łupków mikowych i gnejsów dwumikowych uznawano za przesądzające o przynależności do tych jednostek. Jednak szczegółowe kartowanie wykazało (Němec, 1968), że muskowit występuje nieregularnie na granicy i że nawet na obszarze klasycznie przypisywanym do moldanubiku istnieją duże obszary z występowaniem skał muskowitowych (tzw. pasy łupkowe). Dyskusja na temat możliwej przynależności jednostki Gföhl do terranu saksoturyńskiego znajduje się w podrozdziale dotyczącym terranu Moldanubikum (fig. 1).

Sekwencja litotektoniczna

W sekwencji litotektonicznej terranu saksoturyńskiego (fig. 2) u podstawy można wydzielić podłoże kadomskie. Zostało ono dotknięte w różnym stopniu deformacją waryscyjską oraz związanymi z nią metamorfizmem i anateksis. Na podłożu kadomskim znajduje się częściowo autochtoniczna, częściowo allochtoniczna pokrywa dolnopaleozoiczna, w różnym stopniu zmetamorfizowana (Svoboda i in., 1964; Mísař i in., 1983; Pälchen, Walter, 2011).

Kadomskie podłoże terranu saksoturyńskiego charakteryzuje się obfitą obecnością dwułyszczykowych paragnejsów i łupków mikowych (np. formacja Stronia Śląskiego w masywie Śnieżnika), które występują naprzemiennie z leukokratycznymi migmatytami i ortognejsami (jak np. ortognejsy Gierałtowa). Skały te często zawierają pewną proporcję minerałów akcesorycznych, takich jak turmalin i dumortieryt, a sporadycznie spotykane są skały o znacznej zawartości turmalinu. Kompleks ten zawiera jedynie z rzadka wkładki „pstre". Typowa jest obecność białego (tj. bezgrafitowego) marmuru; występują również skały wapienno-krzemianowe, a tylko rzadko amfibolity (i jasne eklogity). Uderzający jest brak grafitowych gnejsów i marmurów. Ten kompleks skalny został intrudowany w późnym kambrze wczesnym ordowiku gruboziarnistymi, porfirowatymi granitami biotytowymi z dużymi kryształami skaleni alkalicznych. Zostały one zdeformowane podczas orogenezy waryscyjskiej, w gnejsy oczkowe, laminowane i ołówkowe, w których zwykle rósł metamorficzny muskowit (jak w ortognejsach śnieżnickich).

Na tym podłożu powstały **dolnopaleozoiczne skały pokrywy**, których miąższość tektoniczna wzrasta w kierunku północno-zachodnim i które praktycznie nie występują na wschodzie. Udokumentowano kambryjskie wapienie z archeocjatami (Hladil i in., 2003), ordowicki kompleks z kwarcytami, sylurskie łupki graptolitowe (Horný, 1964) i wapienie. Nadległy kompleks kończy się węglanami dewońskimi i prawdopodobnie również osadami fliszowymi wczesnego karbonu (Chlupáč, 1998). W zasadowych skałach wylewnych kompleksu dolnego paleozoiku znaleziono relikty łupków błękitnych, które uległy wtórnemu metamorfizmowi w facji zieleńcowej (Patočka i in., 1996).

Podstawowe podziały i obszary

W Masywie Czeskim do strefy saksoturyńskiej tradycyjnie zaliczano skały określane inaczej jako „kompleksy krystaliczne północno-zachodnich Czech" (Svoboda i in., 1964), albo jako związane z obszarem turyńsko-kruszcogórskim (Mísař, 1965a) lub po prostu z obszarem Gór Kruszcowych (Rudaw; Mísař i in., 1983). Charakteryzujące się peryferyjnym położeniem, „kompleksy krystaliczne Sudetów Zachodnich" (Svoboda i in., 1964), określane były również jako „obszar zachodniosudecki" (Mísař, 1969), chociaż później przemianowano go na „obszar lugijski *sensu lato"* (Mísař i in., 1983). Ten obszar lugijski/łużycki w szerokim znaczeniu obejmował nie tylko niemiecką jednostkę *Lausitz* (jednostkę łużycką w ścisłym sensie), ale także wszystkie położone dalej na wschód jednostki krystaliczne, rozciągające się aż do nasunięć Ramzovej i Nýznerova. W tym opracowaniu cały ten obszar jest rozdzielony na Saksoturyngikum, obejmujące jednostki metamorficzne karkonosko-izerskie i orlicko-śnieżnickie oraz na elementy należące do terranu czeskiego, jak obszar Łużyc, blok Gór Sowich, jednostka metamorficzna Staré Město i jednostka Velké Vrbno.

Później Mísař i in. (1983) przypisali obszar Kutná Hora–Svratka do strefy saksoturyńskiej, w oparciu o jego cechy metamorficzne i skład litologiczny, ostatecznie oddzielając go od jednostki moldanubskiej. Wcześniej jednak Mísař (1963) uznawał ciągłość jednostki metamorficznej Svratka (część obszaru Kutná Hora–Svratka) z morawską strefą łupkową, która była błędnie powiązana przez niektórych autorów z jednostkami morawskimi.

5.1.6.7. Terran moldanubski (Moldanubikum)

Historia i definicja

Suess (1901, 1903) zdefiniował obszar moldanubski (fig. 1–5) w kontraście do morawskiego na podstawie swoich map, pokrywających znaczne obszary zachodnich Moraw, gdzie rozpoznał sekwencję litotektoniczną w morawskiej strefie ścinania. Wydzielił również jednostkę moldanubską na podstawie jej wysokiego stopnia metamorfizmu w porównaniu ze słabiej zmetamorfizowaną jednostką morawską i na podstawie zaobserwowanej inwersji metamorficznej doszedł do wniosku, że obszar ten pod względem tektonicznym stanowi stos płaszczowin. Granicę między jednostką moldanubską i morawską wyznaczył na górnym poziomie ortognejsu Bíteš. Jednak definicja jednostki moldanubskiej oparta na stopniu metamorfizmu okazała się w późniejszych latach mocno problematyczna, ponieważ w świetle postępów nauk geologicznych stwierdzono, że granice metamorficzne zazwyczaj nie odpowiadają pierwotnym granicom litologicznym (Němec, 1968).

Problem z jednostką Gföhl

Jednostka moldanubska, zdefiniowana przez Suessa (1901, 1903), jak i przez późniejszych autorów (Kodym, 1949; Svoboda i in., 1964), jest jednostką dotkniętą intensywnym metamorfizmem regionalnym. Znajduje to odzwierciedlenie w obecności w jej obrębie granulitów i eklogitów, którym prawie zawsze towarzyszą tzw. gnejsy z Gföhl. Już w połowie XIX wieku Čžjžek (1853) zauważył, że skały te tworzą jądro synformy wokół miasta Gföhl, a tym samym reprezentują najwyższą część jednostki moldanubskiej, co było,

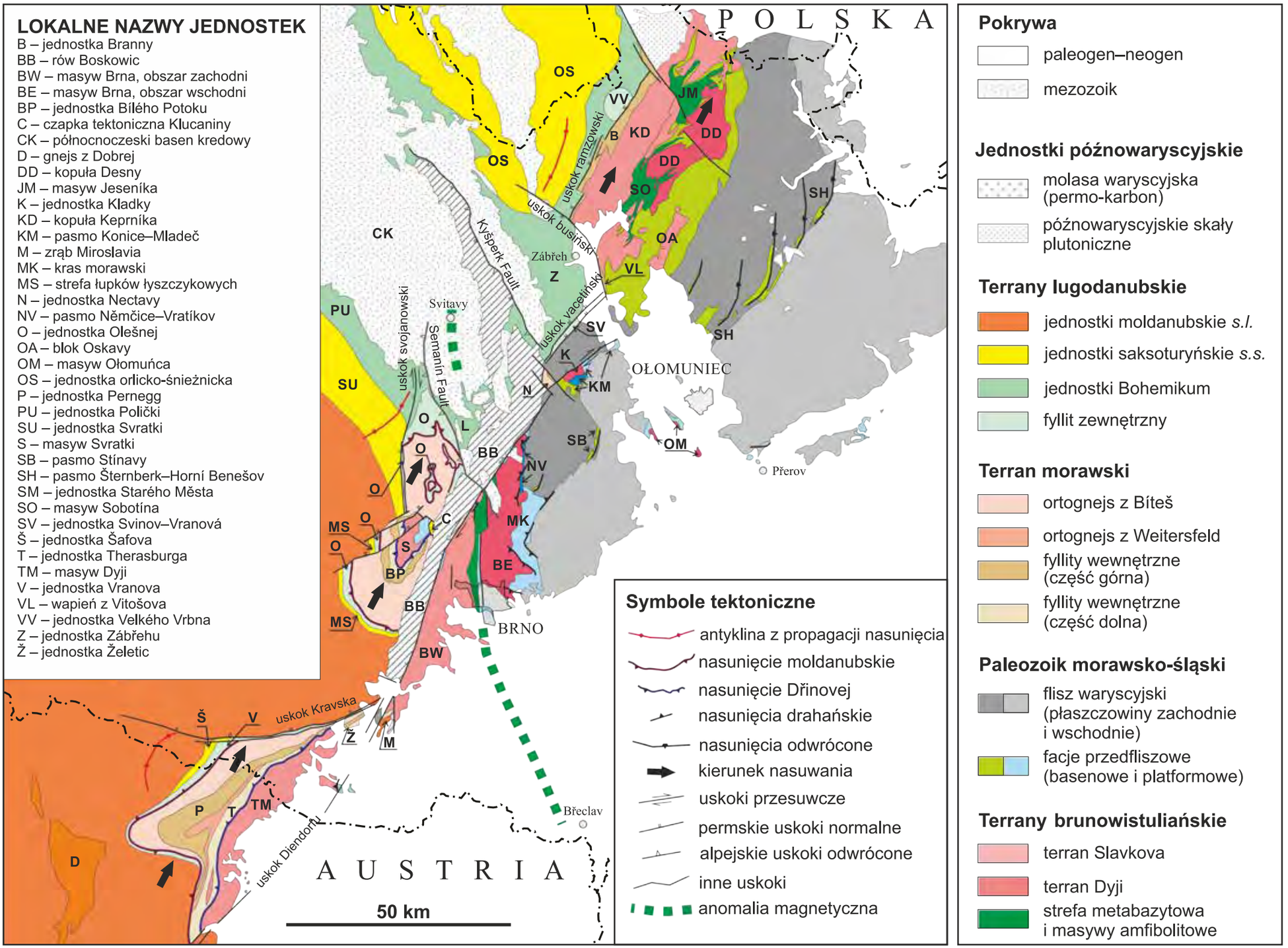


FIG. 3. Jednostki strukturalne w rejonie morawskiej strefy ścinania

a i dzisiaj jest kluczem do rozpoznania sekwencji litotektonicznej moldanubiku.

Wiele lat później, geolodzy kartujący austriacką część Moldanubikum rozpoznali w pobliżu St. Leonhard, jego pełną sekwencję litotektoniczną, od spągu po nadkład (Fuchs, 1976; Thiele, 1976, 1984; Tollmann, 1986): jednostka Ostrong („grupa monotonna"), jednostka Drosendorf (grupa pstra), jednostka Raab (metaofiolity) i jednostka Gföhl (granulity i „ortognejsy"), fig. 5.

Najwyższe położenie najsilniej zmetamorfizowanej jednostki Gföhl i podścielających ją metaofiolitów pozwoliło na interpretację gnejsów z Gföhl jako tektonicznie nasuniętych na niższe jednostki, a metaofiolitów jako skał wskaźnikowych dla obecności szwu tektonicznego w obrębie moldanubiku. Prześledzenie północnej kontynuacji jednostki Gföhl doprowadziło następnie do odkrycia jej połączenia z jednostkami saksoturyńskimi, w szczególności tymi z rejonu Kutná Hora–Svratka w północnej części moldanubiku, a tym samym jej pokrewieństwa z terranem saksoturyńskim. Z tego powodu konieczne jest rozróżnienie między moldanubikiem *s.l.*, wydzielonym zgodnie z kryterium metamorficznym Suessa, obejmującym jednostkę Gföhl, a moldanubikiem *s.s.* w sensie terranowym, bez tej jednostki (fig. 5).

Sekwencja litotektoniczna

Najwyższa część jednostki moldanubskiej *s.l.*, obecnie określanej jako jednostka Gföhl (fig. 1 i 2), charakteryzuje się obecnością granulitów, zrekrystalizowanych granulitów oraz silnie anatektycznych gnejsów (gnejsy Gföhl). Ciała granulitowe zazwyczaj zawierają megaboudiny serpentynitów. Poniżej jednostki Gföhl znajduje się jednostka metaofiolitowa, określana jako jednostka Raabs (Thiele, 1984), która stanowi relikt tektonicznego szwu oceanu Raab – nazwa ta prawdopodobnie odnosi się do lokalnej części oceanu Rheic lub jego odnogi.

Dla niżejległej jednostki Drosendorf typowe są pasma różnobarwnych „pstrych" skał, złożonych z kwarcytów, grafitowych skał metamorficznych, skał wapienno-krzemianowych, marmurów i sporadycznie amfibolitów. Ta barwna jednostka obejmuje kompleksy (wulkaniczno-)osadowe, prawdopodobnie pochodzenia szelfowego (Jenček, Vajner, 1968; Kříbek i in., 1997). Niektórzy autorzy klasyczni (np. Hinterlechner, 1911) uważali ją za kompleks ordowicko-dewoński porównywalny z dolnym paleozoikiem obszaru Barrandienu. Współczesne datowania radiometryczne potwierdzają tę interpretację (np. Drábek, Stein, 2003).

W najniższej części jednostki moldanubskiej charakterystyczne skały stanowią paragnejsy syllimanitowo-biotytowe, często zmigmatyzowane i przechodzące w zaawansowane migmatyty (Svoboda i in., 1964). Rozległe obszary tych skał określa się mianem jednostki monotonnej lub jednostki Ostrong. W porównaniu ze strukturą litotektoniczną terranu czeskiego, protolity dwóch ostatnich jednostek można interpretować w kategoriach współczesnych jako kompleks fliszowy neoproterozoiku (jednostka monotonna) oraz jego dolnopaleozoiczną pokrywę (jednostka pstra).

Podział regionalny

Z czysto opisowego punktu widzenia obszar moldanubiku *s.l.* jest tradycyjnie dzielony na trzy gałęzie, zgodnie z ich położeniem względem centralnego plutonu moldanubskiego oraz przeważającą rozciągłością foliacji metamorficznej i litosomów (Kodym, 1949; Svoboda i in., 1964). Od zachodu na wschód są to: gałąź Šumava o kierunku NW–SE, gałąź zachodnia o kierunku NE–SW oraz gałąź wschodnia o ogólnym kierunku południkowym, leżąca na wschód od plutonu centralnego. Gałąź Šumawa zawiera najgłębiej nacięte erozją części jednostki moldanubskiej (jednostka monotonna lub Ostrong) i dzieli się na moldanubik szumawski i moldanubik Lasu Czeskiego. Gałąź zachodnia, która obejmuje tylko tzw. moldanubik czeski, zawiera wszystkie jednostki litotektoniczne Moldanubikum *s.l.* Najbardziej złożona jest gałąź wschodnia, która obejmuje dolnoaustriackie, morawskie i strážeckie (od miasta Strážek) fragmenty moldanubiku (Svoboda i in., 1964; Mísař i in., 1983). Podczas gdy dolnoaustriackie i morawskie części moldanubiku zawierają wszystkie trzy lokalne jednostki litotektoniczne i wydają się dosyć wiernym litologicznym odbiciem moldanubiku czeskiego, o tyle jednostka strážecka obejmuje głównie jednostkę Gföhl, wokół której jednostka Drosendorf występuje w jądrach dużych antyform.

5.1.6.8. Terrany brunowistuliku

Historia i definicja

W tradycyjnym podziale Masywu Czeskiego, kształtującym się niemal od początku XX wieku, jednostka ta (fig. 3) należała do „regionu morawsko-śląskiego" (Svoboda i in., 1964). Pierwszym, który zwrócił uwagę na tektoniczną niezależność jednostki brunowistuliku podczas orogenezy waryscyjskiej, był Zapletal (1932), który użył terminu Brunnia (od łacińskiej i niemieckiej nazwy miasta Brno) do określenia tego elementu strukturalnego. Ideę tę rozwinął Mísař (1965b), który zdefiniował tzw. „jednostkę Brna" w regionalnym przeglądzie obszaru morawsko-śląskiego. Niezależnie Stille (1948) wydzielił i zdefiniował inną pobliską jednostkę, tworzącą hipotetyczne sztywne podłoże bloku górnośląskiego leżącego na północy, i nazwał ją Vistulikum (od łac. nazwy rzeki Wisły, która mniej więcej w tym obszarze bierze swój początek). Havlena (1976) uwzględnił następnie genetyczne powiązanie Brunii z jednostkami w Polsce w nowo utworzonej przez siebie nazwie „Bruno-Vistulikum", a koncepcja ta została szczegółowo opracowana przez Dudka (1980). Później wykazano – po części

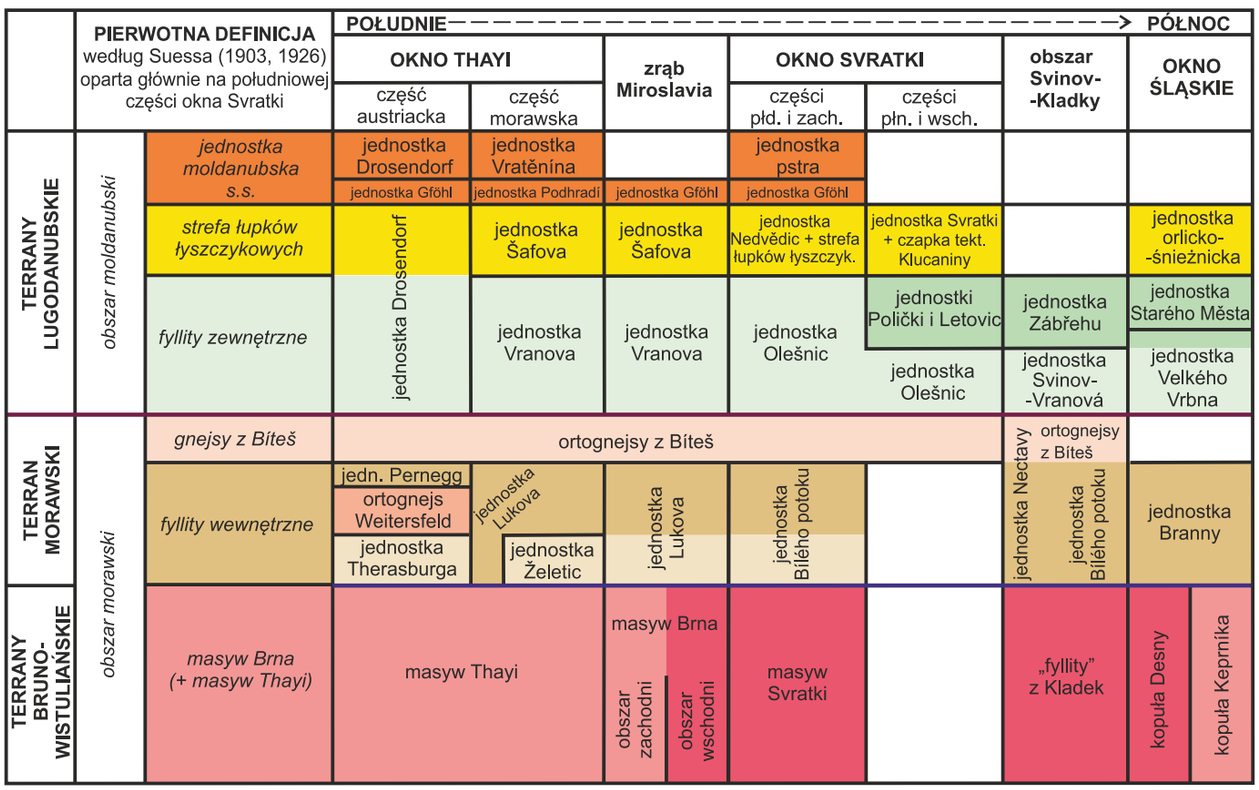


FIG. 4. Korelacja jednostek tektonicznych w rejonie morawskiej strefy ścinania

hipotetyczne – powiązania jednostek brunowistuliańskich z jednostkami na Bałkanach i w Turcji (Kalvoda i in., 2008).

Dudek (1980) zdefiniował Brunowistulikum jako jednostkę składającą się w swym podłożu głównie z kadomskich skał magmowych i metamorficznych, na które transgredowały dewońskie osady klastyczne, czyli jako jednostkę przedwaryscyjską. Ostatnio odkryto, że pod dewońskimi osadami klastycznymi w tym podłożu znajdują się również inne osady, w szczególności molasa w postaci ediakarsko-kambryjskich zlepieńców, arkoz i łupków ilastych z tufami ryolitowymi (Jachowicz, Přichystal 1997; Timmerman i in., 2023).

Brunowistulikum w dzisiejszej strukturze geologicznej jest w przeważającej mierze pokryte młodszymi utworami osadowymi lub jednostkami płaszczowinowymi, w tym ich izolowanymi odsłoniętymi fragmentami. Od południa ku północy są to: masyw Thaya, masywy Brno i Svratki, „fyllit" Kladky (w rzeczywistości fylonit), masyw Ołomuńca oraz elementy podłoża brunowistuliańskiego w oknie śląskim (w Hrubým Jeseníku), tj. ortognejsy Keprník i Desná oraz tzw. blok Oskava.

Obecnie wyróżnia się trzy główne terrany brunowistulicum (Finger, Pin, 1997): terran Thaya, terran strefy metabazytowej („Brno-Břeclav") oraz terran Slavkov (fig. 1). Obszarem typowym dla tego podziału był masyw Brna i jego południowo-wschodnie okolice, ukryte pod osadami paleogenu. Terrany Thaya i Slavkov składają się z granodiorytów i ostro kontrastują litologicznie z terranem określanym jako strefa metabazytowa (*sensu* Weiss *w*: Svoboda i in., 1964). Dwa terrany granodiorytowe zostały wytyczone przez Zapletala (1928): zachodni i wschodni rejon, oddzielone rzekomo młodszym centralnym pasmem bazytowym, do którego autor ten błędnie zaliczył dzisiejszą część metadiorytową terranu Thaya oraz terranu strefy metabazytowej (fig. 1).

Interpretacja ta skłoniła Jaroša i Mísaře (1976) do uznania tych pasm za jedną strefę ofiolitową. Jednak późniejsze datowanie wykazało znaczną lukę czasową między powstaniem tych obydwu pasm (Hanžl i in., 2019).

Kwestia piaskowców Old Redu

Na podłożu brunowistuliku, zwłaszcza w szerszym otoczeniu Brna, pojawia się kompleks czerwonych, różowych i żółtawych osadów silikoklastycznych (Zapletal, 1928, 1932). Ze względu na ścisłe powiązanie tych skał z wapieniami dewonu ich wiek uznano za dewoński i porównano do dewonu *Old Red Sandstone* w Wielkiej Brytanii – głównie grubych kompleksów arkozowych molasy związanej z orogenezą kaledońską. Niezależnie osady z rejonu Brna były też porównywane do bazalnych klastyków transgresji morskiej, odpowiadającej początkowi sedymentacji dewonu na brunowistuliku.

Obecnie jest oczywiste, że skały te reprezentują kilka podobnych, ale odrębnych stratygraficznie sekwencji: (1) grube piaskowce arkozowe i łupki z tufami ryolitowymi z okresu ediakarsko-kambryjskiego, datowane przez Jachowicz i Přichystala (1997) oraz Timmerman i in. (2023), (2) bazalne klastyki dewonu, głównie piaskowce kwarcowe i zlepieńce (Chlupáč, 1964; Hladil, 1983), (3) klastyki śróddewońskie z klastami wapieni dewonu, powstałe w wyniku cyklicznych transgresji i regresji podczas sedymentacji dewonu (Hladil, 1983), (4) regresywne klastyki karbońskie, zawierające skalenie i klasty wapieni dewonu, położone wzdłuż zachodniego obrzeżenia masywu Brna (Bábek i in., 1995).

Terran Thaya (Dyje)

Terran Thaya (fig. 1) obejmuje zachodnią część Brunowistulikum, występującą w masywie Thaya na zachodnim obszarze granodiorytowym masywu Brna oraz w masywie Svratka i kopule Keprníka w Hrubým Jeseniku. W terranie Thaya dominują granodioryty biotytowe (typ S) o zrównoważonym stosunku K/Na odpowiadającym środowisku tektonicznemu aktywnego obrzeżenia kontynentalnego. Granodioryty wykazują wiek ediakarski, ok. 600 mln lat (Hanžl i in., 2019). Granodioryty stanowią intruzje w paragnejsach i migmatytach, w których istotną rolę grają ciągłe na długich odcinkach pasma skał wapienno-krzemianowych. W obrębie tej sekwencji metasedymentacyjnej występują nieregularne ciała diorytów hornblendowych. Wzdłuż wschodniej krawędzi terranu Thaya rozwinął się tzw. pas metadiorytowy, złożony ze zmienionych diorytów i gabr, a także serpentynitów i, miejscami, amfibolitów oraz charakterystycznych „marmurów". Ze względu na kontakty o charakterze intruzywnym, jest oczywiste, że pas metadiorytów jest tektonicznie częścią terranu Thaya. Pochodzi on z okresu kriogenu (ok. 650 mln lat) i wykazuje cechy geochemiczne prymitywnego łuku wyspowego (Hanžl i in., 2019).

Terran Slavkov

Terran Slavkov (fig. 1) obejmuje wschodnią część Brunowistulikum, występując we wschodniej części obszaru granodiorytów masywu Brna, masywu Ołomuńca, „fyllitu" Kladky i kopuły Desná. W obrębie terranu Slavkov dominują granodioryty hornblendowo-biotytowe i biotytowe do tonalitów (typ I) z wyraźną przewagą Na nad K, co wskazuje na powstanie w **środowisku łuku wyspowego.** Granitoidy terranu Slavkov mają ok. 600 mln lat i pochodzą z okresu ediakarskiego (Hanžl i in., 2019). Charakterystycznym typem skały jest granodioryt Královo Pole, charakteryzujący się anomalnymi tzw. biotytami kolumnowymi (o wysokości 10–20 mm i średnicy 5–10 mm). Skałom tym towarzyszą dioryty kwarcowe z hornblendą i biotytem. W granitoidach odsłoniętych na powierzchni można znaleźć tylko pojedyncze bloki migmatytu. Jednak w północnej części obszaru ich występowania, w większości pokrytej neogenem i płaszczowinami karpackimi, dominują sekwencje paragnejsów (Dudek, 1980). W centralnej części terranu Slavkov rozciąga się szeroka strefa fylonitów o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym (obejmująca „fyllit" Kladky i południową część masywu Ołomuńca).

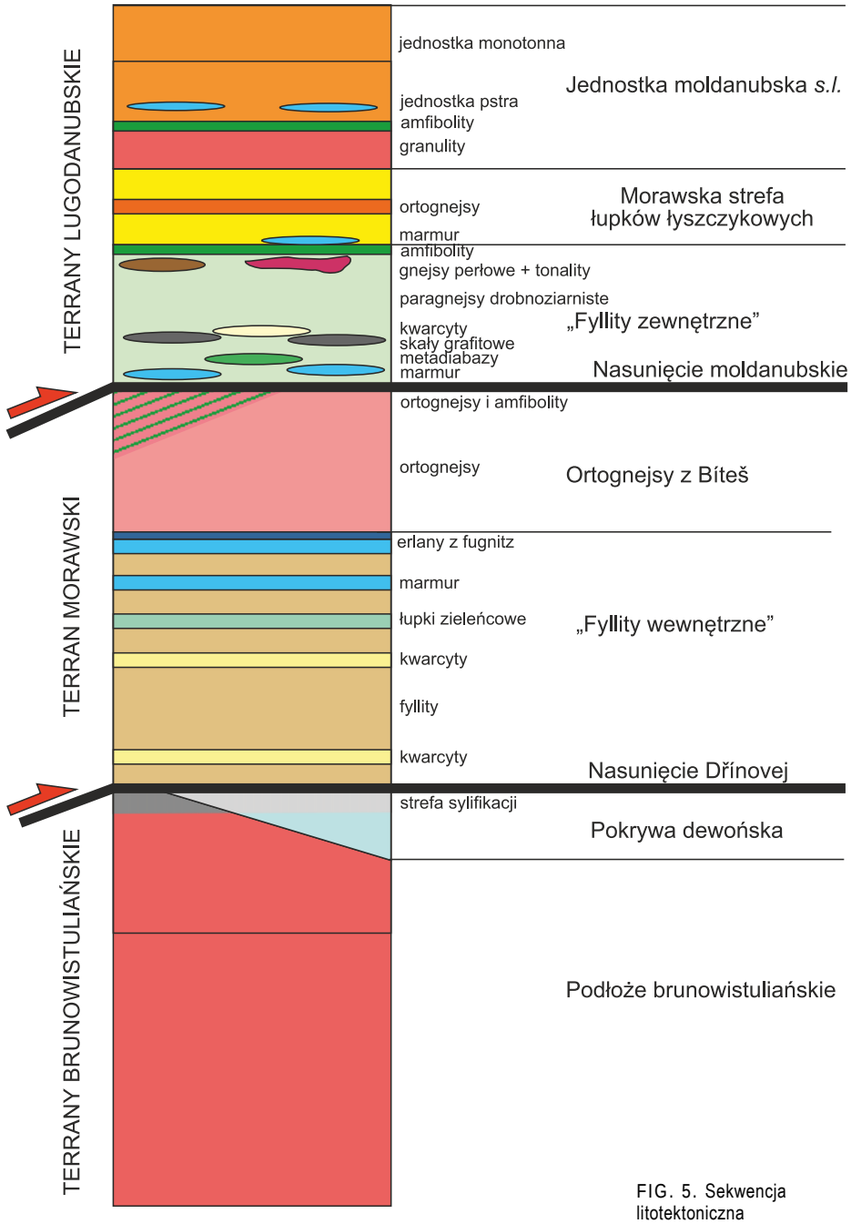


FIG. 5. Sekwencja litotektoniczna w rejonie morawskiej strefy ścinania. Należy zauważyć inwersję stopnia metamorfizmu, szczególnie dobrze zaznaczoną w sukcesji lugodanubiku powyżej nasunięcia moldanubskiego

Strefa metabazytowa

Termin „strefa metabazytowa" został po raz pierwszy użyty przez Weissa (Svoboda i in., 1964) do opisania jednostki mafickich skał metawulkanicznych, położonych pomiędzy obszarami granodiorytowymi (określanymi jako „strefa metadiabazowa" przez Zapletala, 1928). Jest to kompleks skał metawulkanicznych o wyraźnie bimodalnym charakterze, zdominowany przez bazalty dna oceanicznego zmetamorfizowane w facji zieleńcowej. Wśród nich występują tufy metaryolitowe. Charakterystyka geochemiczna i bimodalny charakter sugerują powstanie w ekstensyjnym środowisku grzbietu śródoceanicznego. Skały ryolitowe strefy metabazytowej datowane są na ok. 730 mln lat (Hanžl i in., 2019). W całej strefie metabazytowej nie znaleziono żadnych powiązanych z nią skał

metaosadowych. Niepewne struktury o charakterze law poduszkowych (Zapletal, 1932) prawdopodobnie wskazują na środowisko erupcji podmorskiej, ale obecność struktur pęcherzykowych w niektórych lokalizacjach sugeruje, że przynajmniej niektóre erupcje miały miejsce w stosunkowo płytkiej wodzie (Hanžl i in., 2019).

Strefa metabazytowa jest ok. 80 mln lat starsza od pasa metadiorytowego zachodniego obszaru granodiorytowego masywu Brna i, logicznie rzecz biorąc, nie może być z nim genetycznie powiązana. Jednak ich bliskie położenie geograficzne i podobna litologia skłoniły wcześniejszych autorów do połączenia ich w jedną całość. To przypadkowe powiązanie geograficzne znajduje odzwierciedlenie w rozwoju wyraźnej anomalii magnetycznej. Na powierzchni anomalia ta przebiega zgodnie z południkowym układem pasa metadiorytowego oraz strefy metabazytowej i rozciąga się dalej pod kenozoicznymi skałami Karpat zewnętrznych w kierunku południowo-wschodnim do miasta Břeclav, gdzie zanika. W przeciwnym kierunku anomalia magnetyczna rozciąga się pod osadami kredowymi do miasta Svitavy, gdzie również zanika. Jest bardzo prawdopodobne, że strefa ta może być również powiązana z masywami amfibolitowymi Jeseník i Sobotín, położonymi na granicy kopuł Keprník i Desná.

5.1.6.9. Terran morawski (Morawikum)

Historia i definicja

Jednostka morawska została pierwotnie zdefiniowana przez Suessa (1903) jako element zalegający pod jednostką moldanubską (fig. 4). Na początku XX wieku rozpoznał i opisał on klasyczną sekwencję litotektoniczną, obejmującą zarazem wyżej leżący moldanubik, jak i leżący poniżej morawik. W jednostce moldanubskiej, oprócz typowych skał metamorficznych typu „katazonalnego", wyróżnił strefę łupków mikowych i tzw. fyllity zewnętrzne (paragnejsy o wyglądzie fyllitów), które uznał za skały moldanubskie poddane metamorfizmowi retrogresywnemu. W leżącym poniżej kompleksie morawskim wyróżnił ortognejsy Bíteš i tzw. fyllity wewnętrzne, pod którymi zalegają granitoidy jednostek dzisiaj określanych jako brunowistuliańskie wraz z ich dewońską pokrywą. Suess (1903) rozpoznał również ważną strefę nasunięcia, które nazwał nasunięciem moldanubskim (fig. 1 i 2).

W okresie międzywojennym koncepcja Suessa (1903) została rozwinięta przez Zapletala (1926), który uznał poszczególne sekwencje skał metaosadowych za oddzielne płaszczowiny, oddzielone synkinematycznymi granitoidami (ortognejsami). Jednak, gdy zrozumiał znaczenie tzw. wachlarza Věstína, jako zamknięcia leżącego megafałdu, wyjaśnił inwersyjne zaleganie skał metamorficznych i wynikającą z niego strukturę płaszczowinową w kategoriach odwróconego skrzydła wspomnianego megafałdu, bez potrzeby odwoływania się do nasunięcia moldanubskiego (Zapletal, 1932). Koncepcja ta została poparta weryfikacją występowania megafałdu wzdłuż całego wschodniego obrzeżenia Lugodanubiku, które obecnie interpretuje się jako wielki fałd ciągniony w stropowym skrzydle nasunięcia moldanubskiego (Fuchs, 1976; Pauk, 1986; Melichar, 1995a, Chopin i in., 2012).

W związku z powyższym górną granicę jednostki morawskiej stawia się obecnie, zgodnie z oryginalnym poglądem Suessa, na górnym kontakcie ortognejsu Bíteš (Suess, 1903; Fuchs, 1976). W tektonicznej pozycji powyżej morawiku znajdują się jednostki należące do lugodanubiku (fyllity zewnętrzne, morawska strefa łupków mikowych oraz moldanubik), natomiast w pozycji podścielającej morawik występują jednostki związane z brunowistulikiem i jego paleozoiczną pokrywą (dewon-karbon). Sugeruje to, że jej pochodzenia należy upatrywać w terranie położonym pomiędzy tymi jednostkami. Najbardziej prawdopodobna wydaje się interpretacja Winchestera i in. (2006), która uznaje go za tektonicznie włączoną część wschodniej Awalonii.

Sekwencja litotektoniczna

Jednostka morawska jest znana w Masywie Czeskim z tego, że tworzy tzw. morawską strefę ścinania, w której sekwencja skalna znajduje się w pozycji odwróconej, tzn. gdzie utwory wyższego stopnia metamorfizmu występują ponad tymi o stopniu niższym. Z tego powodu logiczne będzie opisanie, w akapitach poniżej, sekwencji litotektonicznej wyjątkowo w kierunku od góry do dołu.

Typową odmianę skalną związaną z morawikiem reprezentują ortognejsy z Bíteš, gruboziarniste porfirowate metagranity, silnie zdeformowane i zmuskowityzowane podczas orogenezy waryscyjskiej, odpowiadające podłożu wschodniej Awalonii (Winchester i in., 2006). W najbardziej zachodniej partii strefy swych powierzchniowych wychodni ortognejsy Bíteš są przecinane systemem warstw amfibolitowych – prawdopodobnie zmetamorfizowanych żył pierwotnie bazaltowych, związanych z ryftingiem podczas oddzielania się Awalonii od północnej krawędzi Gondwany. Pod ortognejsem Bíteš leżą tak zwane fyllity wewnętrzne. Charakterystyczną odmianą skalną fyllitów wewnętrznych są fyllity chlorytowe i biotytowe (metamorficzny flisz o nieznanym wieku) z podrzędnymi warstwami skał o pstrym zabarwieniu. W najwyższej tektonicznie partii fyllitów wewnętrznych znajduje się cienka warstwa erlanu z Fugnitz, o grubości zaledwie kilku metrów, ale rozciąga się ona na całej długości strefy odsłonięć – od doliny Dunaju do najbardziej wysuniętego na północ wystąpienia w kompleksie metamorficznym Nectava w pobliżu m. Chornice. Poniżej erlanów w fyllitach pojawiają się marmury, fyllity grafitowe, kwarcyty i zielone łupki.

Za dolną granicę sekwencji morawiku pierwotnie uważano kontakt między metasedymentami fyllitów wewnętrznych a metagranitoidami i skałami metamorficznymi brunowistuliku. Jednak odkrycie skamieniałości w wapieniach sugerujących dewon zostało początkowo uznane za dowód na dewoński wiek fyllitów wewnętrznych (Svoboda, Prantl, 1951). Obecnie jednak wapienie te uznaje się za część dewońskiej pokrywy brunowistuliku, a dolną granicę morawiku umieszcza się zatem na granicy między fyllitami wewnętrznymi a dewońską pokrywą, która odsłania się na nasunięciu Dřínová (Jaroš, Mísař, 1976; fig. 5).

Podział regionalny

Morawikum występuje w trzech dużych (pół)oknach tektonicznych (kopułach) i kilku mniejszych blokach tektonicznych pomiędzy nimi. Od południa do północy są to: półokno/kopuła Thaya, zrąb Miroslav, okno/kopuła Svratka, jednostki metamorficzne Nectava i Svinov-Vranová oraz okno śląskie (tylko jednostka Branná). Zestaw nazw poszczególnych jednostek i ich odpowiedników znajduje się na mapie na figurze 1.

5.1.6.10. Jednostki utworzone w orogenezie waryscyjskiej

Jednostki utworzone w trakcie orogenezy waryscyjskiej można podzielić na plutoniczne, osadowe lub wulkaniczno-osadowe.

Plutoniczne jednostki waryscyjskie

Waryscyjskie kompleksy magmowe (fig. 6) są w większości związane z jednostkami lugodanubskimi. W najstarszych granitoidach występują późnodewońskie (370–380 mln lat) kominy wulkaniczne, udokumentowane w rejonie Teplá-Barrandian (złoża: Sedmihoří, Štěnovice i Čistá), które prawdopodobnie powstały w trakcie kolapsu grawitacyjnego po wczesnej fazie orogenezy waryscyjskiej, która doprowadziła do powstania mikrokontynentu lugodanubskiego.

Magmatyzm nadsubdukcyjny tzw. grupy tonalitu datuje się na wczesny karbon (345–355 mln lat), penetruje tylko terrany lugodanubskie i tworzy pasmo o przebiegu NE–SW do N–S, podzielone przez młodsze strefy dekstralnego ścinania na trzy oddzielne ciała – kompleksy tonalitowe: środkowoczeskie, Gór Żelaznych i Złotego Stoku (Bárta i in., 2021). Intruzja tej waryscyjskiej grupy tonalitu wyraźnie wskazuje na wcześniejsze tektoniczne zestawienie terranów czeskiego, saksoturyńskiego i moldanubskiego. Te tonality zwykle intrudowały w skały dolnego paleozoiku, które w związku z tym uległy metamorfizmowi kontaktowemu. Bloki skorupy ziemskiej na zachód od tych intruzji są znacznie obniżone (zwykle dotyczy to części terranu czeskiego) w porównaniu ze stosunkowo wyniesionymi blokami wschodnimi (części terranów moldanubskiego lub saksoturyńskiego). Magmatyzm nadsubdukcyjny zakończył się intruzją grupy durbachitów (wiek 335–345 mln lat) o wysokiej zawartości magnezu i potasu, co wskazuje na mieszanie się źródeł płaszcza i skorupy ziemskiej w magmie. Głębokość intruzji była zbliżona do położenia nasunięcia Gföhl.

Plutonizm pokolizyjny, wyrażający się zazwyczaj granitami typu S (późny karbon–perm), skupia się w dwóch pasmach: jednym wzdłuż osi antyformy moldanubskiego plutonu centralnego, którego pochodzenie jest prawdopodobnie związane z anateksis subdukowanej skorupy terranu Brunowistulikum (Fuchs, 1976), a drugim w strefie peryferyjnej, która obejmuje granitoidy wkraczające głównie w obręb domeny saksoturyńskiej (plutony Karlovy Vary, Krkonoše–Jizera, Žulová).

Waryscyjskie kompleksy osadowe i wulkaniczno-osadowe

We wcześniejszej fazie orogenezy waryscyjskiej, podczas żywetu (być może późnego), był deponowany wczesny flisz waryscyjski, zachowany na niewielkich obszarach w Masywie Czeskim. Obejmuje on formację Srbsko w synformie praskiej, być może również północną część strefy Hlinsko (jednostka Podhradí) oraz tzw. „kulm" z Mírov. Grawitacyjny kolaps Lugodanubikum jest udokumentowany przez nieciągłe osady górnego dewonu, znane z rdzeni wiertniczych wokół Hradec Králové, które stopniowo przechodzą w morskie osady dolnego karbonu (por. Chlupáč, Zikmundová, 1976; Melichar, 2004).

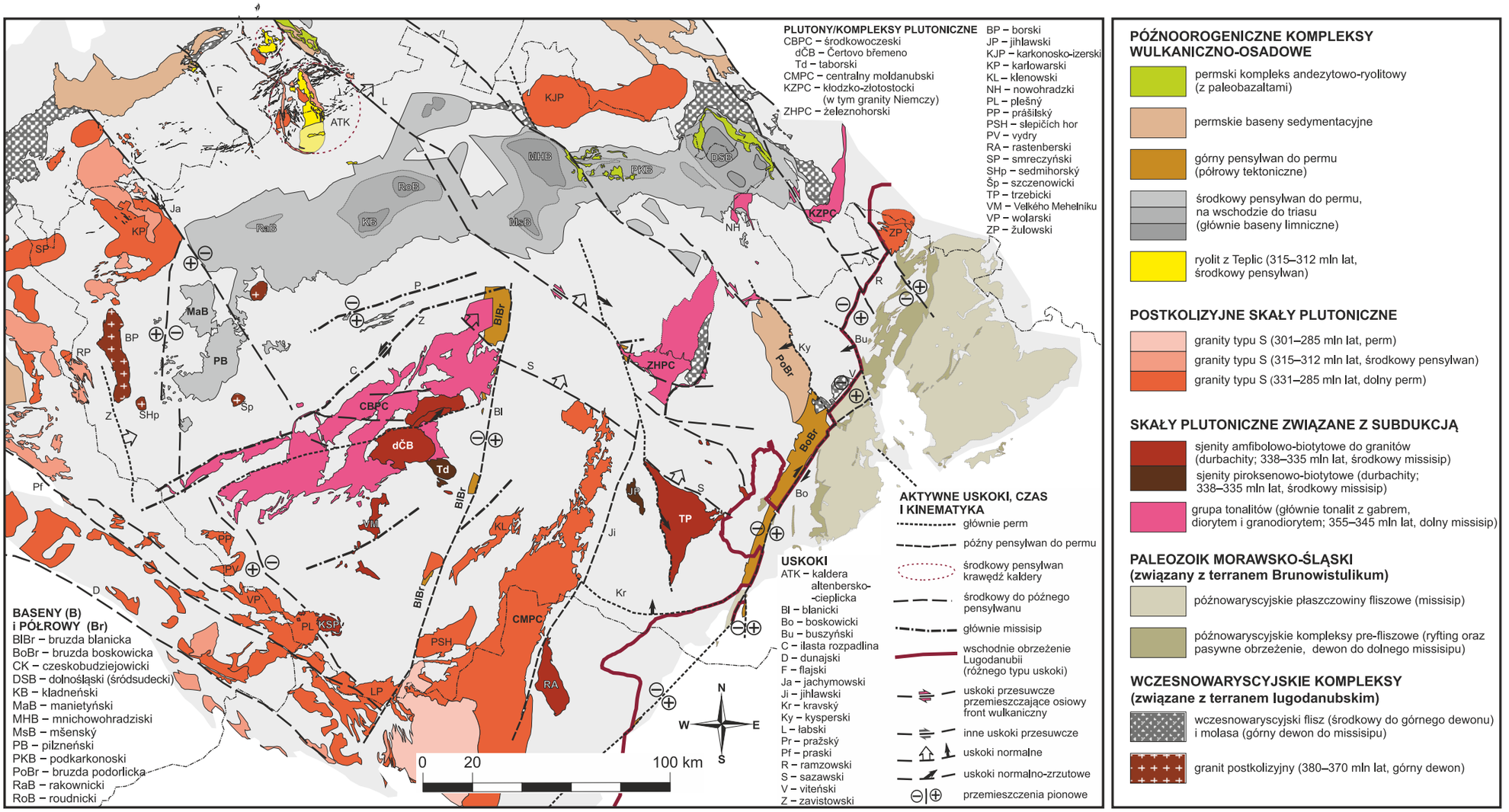


FIG. 6. Jednostki waryscyjskie w obrębie Masywu Czeskiego: głównie waryscyjskie kompleksy magmowe i późnowaryscyjskie baseny sedymentacyjne. Wczesnowaryscyjskie plutony, dewoński flisz i wczesnokarbońska molasa występują tylko w bloku lugodanubskim

5 Platforma paleozoiczna

Znacznie rozleglejsze powierzchniowo są kompleksy osadów dewonu i dolnego karbonu osadzone wzdłuż strefy peryferyjnej lugodanubiku (fig. 1). **Ryfting dewoński** (Kalvoda, 1998; Kalvoda i in., 2008), towarzyszący południowej krawędzi Baltiki (zachowany autochtonicznie w aulakogenie Dniepr–Doniec), doprowadził do powstania pasywnego obrzeżenia kontynentalnego z charakterystycznym rozmieszczeniem facji sedymentacyjnych: szelf (rozwój platformy węglanowej dewonu), stok (przejściowa strefa rozwoju dewonu) i podnóże kontynentalne (rozwój basenowy dewonu):

1) Typowe cechy rozwoju basenowego w dewonie obejmują obecność zasadowych wulkanitów podmorskich towarzyszących łupkom ilastym formacji Stínava-Chabičov i wapieniom Jesenec. Sedymentacja pre-fliszowa kończy się formacją Ponikev, która obejmuje skały krzemionkowe (radiolaryty), wskazujące na termalną subsydencję dna morskiego poniżej głębokości kompensacji węglanowej (CCD). Późniejsza depozycja zlepieńców Moravský Beroun z klastami pochodzącymi z platformy dewońskiej wskazuje na położenie u podnóża tej platformy (fig. 7a).
2) Rozwój przejściowy osadów dewonu charakteryzuje się podobnym wypełnieniem osadowym, ale brakuje w nim zasadowych skał wulkanicznych. Zarówno rozwój przejściowy dewonu, jak i basenowy występują wyłącznie w pozycji allochtonicznej, a powierzchnia związanego z tym odkłucia/odspojenia tektonicznego zlokalizowana jest w dolnej formacji łupkowej.
3) Rozwój platformy dewonu rozpoczyna się od klastów bazalnych (piaskowce kwarcowe i zlepieńce), które przechodzą w osady wapienne platformy węglanowej (formacja Macocha). Po gwałtownym wzroście poziomu morza, sedymentacja przekształciła się w sekwencje turbidytowe węglanów i łupków (formacja Líšná). Sedymentacja pre-fliszowa zakończyła się formacją łupków ilastych Březina. Rozwój platformowy znany jest ze skał występujących zarówno w pozycji allochtonicznej, jak i (para)autochtonicznej, z powierzchnią odspojenia (fig. 7) w skałach węglanowych (Chlupáč, 1964; Kalvoda i in., 2008).

Krótki okres ekstensji dewońskiej zakończył się epizodem kompresyjnym, związanym z subdukcją we wczesnym karbonie i uformowaniem się waryscyjskiej pryzmy akrecyjnej, zbudowanej głównie z utworów fliszowych, w które zostały tektonicznie włączone fragmenty skał dewonu podłoża (Dvořák, 1994; Hartley, Otava, 2001). Cháb (1986) wyróżnił w niej dwie wielkie płaszczowiny: (1) płaszczowinę zachodniego Jeseníku obejmującą osady kulmu pozbawione skamieniałości, które zawierają tektonicznie włączone olistolity skał powstałych w okresie rozwoju basenu w dewonie (fig. 1, 7) oraz (2) płaszczowinę wschodniej części Jeseníków, która zawiera znaczącą kopalną florę i faunę bezkręgowców oraz klasty i olistolity przejściowych i platformowych formacji dewonu (fig. 1, 7). Płaszczowina wschodnich Jeseníków zawiera też osady waryscyjskiego basenu przedgórskiego o charakterze paralicznym (z węglem), którego część sukcesji osadowej została włączona do pryzmy akrecyjnej (formacja Karviná – westfal).

Późnowaryscyjskie osady molasowe są związane z grawitacyjnym kolapsem orogenu. Podczas westfalu w środkowych i wschodnich

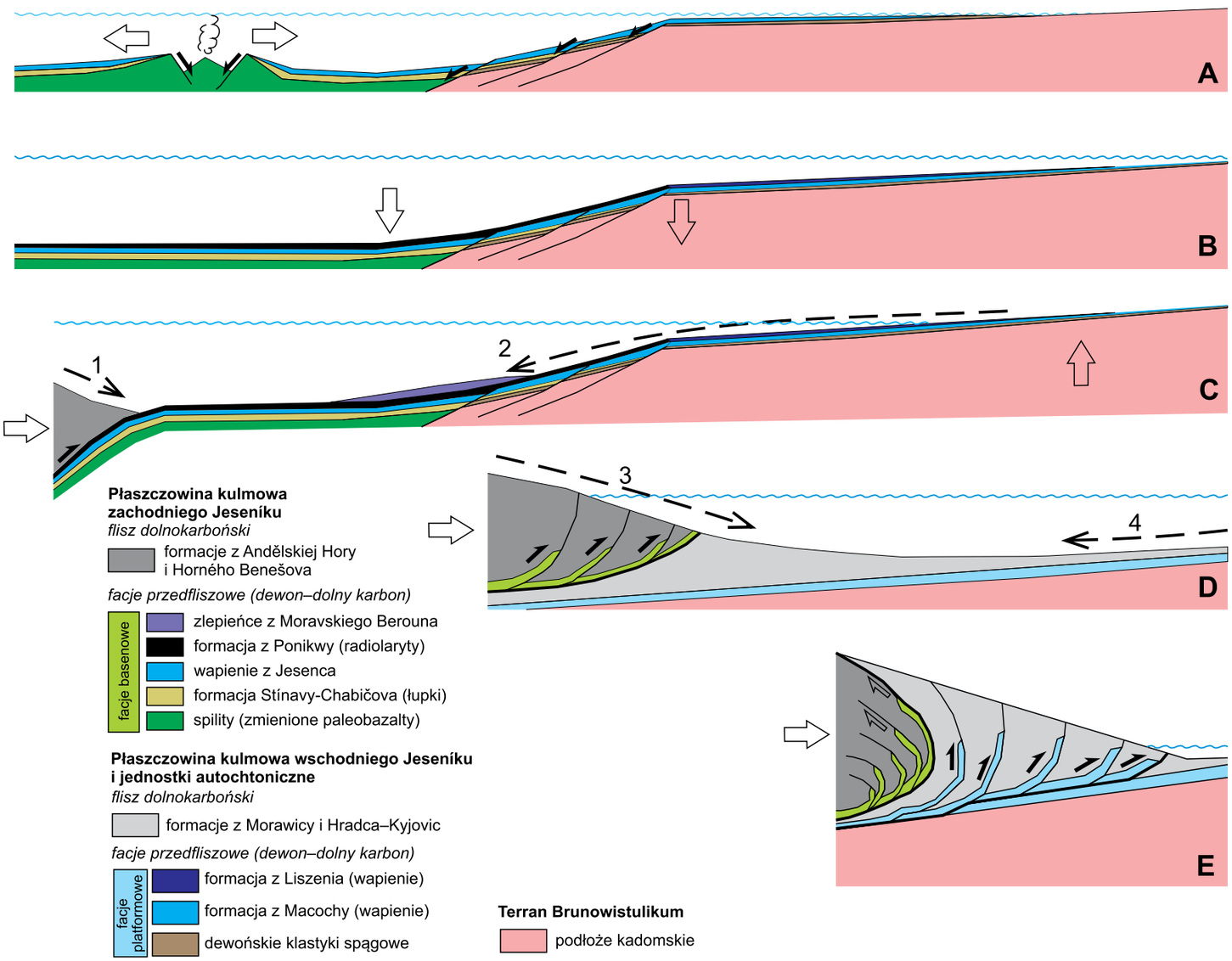


FIG. 7. Ewolucja tektoniczna paleozoicznych jednostek morawsko-śląskich: A ryftowanie od wczesnego do środkowego dewonu; B subsydencja termiczna pasywnego obrzeżenia kontynentalnego podczas górnego dewonu i dolnego karbonu; C subdukcja w dolnym karbonie doprowadza do reaktywacji obrzeżenia kontynentalnego; D nasunięcie zachodniej płaszczowiny Jeseníka z dewońskimi facjami basenowymi; E nasunięcie wschodniej płaszczowiny Jeseníka z dewońskimi facjami platformowymi i rotacja wsteczna poprzednich powierzchni nasunięć. Erozyjne źródła otoczaków: 1 – skały wulkaniczne związane z subdukcją; 2 – facja platformowa dewonu; 3 – skały lugodanubskie (granulity, durbachity, ortognejsy muskowitowe itp.); 4 – stabilne otoczaki kwarcowe z platformy

Czechach powstała wydłużona strefa depresji SW–NE, która została wypełniona osadami fluwialnymi i jeziornymi górnego karbonu i permu (Pešek, 1994). Po ustaniu przemieszczeń na nasunięciu moldanubskim doszło do regionalnej ekstensji, która doprowadziła do utworzenia się molasowych basenów sedymentacyjnych w półrowach tektonicznych, tzw. „bruzdach" (Melichar, 1995b). Sedymentacja molasy zakończyła się najpóźniej w triasie (Zajíc, 1998).

LITERATURA

Adámek J., Krejčí J., Kostelníček P., Thon A., 1984. Jihovýchodní svahy Českého masivu. *W*: Naftový průmysl na území Československa, publikace věnovaná 70. výročí zahájení průmyslové těžby přírodních uhlovodíků v ČSSR (red. Bednaříková, J., Thon, A.): 263–277. Moravské naftové doly, Hodonín.

Bábek O., Kalvoda J., Melichar R., 1995. Spodnokarbonské vápence při západním okraji brněnského masivu. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 40–42.

Bárta O., Melichar R., Černý J., 2021. How many extensional stages marked the Variscan gravitational collapse in the Bohemian Massif? Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 121–136.

Bukowski G., 1905. Erläuterungen zur geologische Karte Mhr. Neustadt und Schönberg. Verlag der Kaiserlich-Königliche Geologische Reichsanstalt, Wien.

Cháb J., 1978. Návrh litostratigrafické a litologické terminologie pro svrchní proterozoikum tepelsko-barrandienské oblasti. Věstník Ústředního ústavu geologického, 53: 43–60.

Cháb J., 1986. Stavba moravskoslezské větve evropského mladopaleozoického orogenu (pracovní hypotéza). Věstník Ústředního ústavu geologického, 61: 113–120.

Cháb J., Breiter, K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J., 2008. Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Česká geologická služba, Praha.

Cháb J., Breiter K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J., 2010. Outline of the geology of the Bohemian massif: the basement rocks and their carboniferous and permian cover. Czech Geological Survey, Praha.

Chlupáč I., 1964. K stratigrafickému dělení moravského devonu. Časopis pro mineralogii a geologii, 9: 309–316.

Chlupáč I., 1995. Lower Cambrian arthropods from the Paseky Shale (Barrandian area, Czech Republic). Journal of the Czech Geological Society, 40 (4): 1–8.

Chlupáč I., 1998. Poznámky k rozšíření devonu a stavbě metamorfovaného paleozoika v jižní a střední části Ještědského pohoří. Zprávy o geologických výzkumech v roce 1997, 31: 19–22.

Chlupáč I., Vrána S., 1994. Regional geological subdivision of the Bohemian Massif on the territory of the Czech Republic (Report of the Working Group for Regional Geological Classification of the Bohemian Massif at the former Czechoslovak Stratigraphic Commission). Journal of the Czech Geological Society, 39 (1): 127–144.

Chlupáč I., Zikmundová J., 1976. The Devonian and Lower Carboniferous in the Nepasice bore in East Bohemia. Věstník Ústředního ústavu geologického, 51 (5): 269–278.

Chlupáč I., Havlíček V., Kříž J., Kukal Z., Štorch P., 1998. Paleozoic of the Barrandian. Czech Geological Survey, Praha.

Chopin F., Schulmann K., Skrzypek E., Lehmann J., Dujardin J.R., Martelat J.E., Lexa O., Corsini M., Edel J.B., Štípská 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): 1–27.

Collett S., Štípská P., Schulmann K., Peřestý V., Soldner J., Anczkiewicz R., Lexa O., Kylander-Clark A., 2018. Combined Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of the Mariánské Lázně Complex: New constraints on the timing of eclogite-and granulite-facies metamorphism. Lithos, 304: 74–94.

Crowley Q.G., Floyd P.A., Štědrá V., Winchester J.A., Kachlík V., Holland G., 2002. The Mariánské-Lázně Complex, NW Bohemian Massif: development and destruction of an early Palaeozoic seaway. *W*: Paleozoic Amalgamation of Central Europe (red. J.A. Winchester, T.C. Pharaoh, J. Verniers). Geological Society of London Special Publications, 201: 177–195.

Čžjžek J., 1853. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Krems und vom Manhartsberge. Beilage zum VII. Bande der Sitzugsberichte der·mathemalisch-naturwissenschaftlichen Classe der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Wien.

Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G., 1998. U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). Geologische Rundschau, 87: 135–149.

Drábek M., Stein H., 2003. The age of formation of a marble in the Moldanubian Varied Group, Bohemian Massif, Czech Republic using Re-Os dating of molybdenite. *W*: Mineral Exploration and Sustainable Development (red. C.J. Eliopoulos, P. Spry, H. Stein, G. Beaudoin): 973–976. Millpress, Rotterdam.

Dudek A., 1980. The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. Rozpravy Československé akademie věd, Řada matematických a přírodních věd, 90 (8): 3–85.

Dvořák J., 1994. Variský flyšový vývoj v Nízkém Jeseníku na Moravě a ve Slezsku. Czech Geological Survey Special Papers 3: 1–77.

Eckelmann K., Nesbor D., Königshof P., Linnemann U., Hofmann M., Lange J.-M., Sagawe A., 2014. Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea Constraints by U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenohercynian zone, Central European Variscides). Gondwana Research, 25: 1484–1500.

Finger F., Pin Ch., 1997. Arc-type crustal zoning in the Bruno-Vistulicum, eastern Czech Republic: a trace of the late-Proterozoic Euro-Gondwana margin. Journal of the Czech Geological Society, 42 (3): 53.

Finger F., Tichomirova M., Pin Ch., Hanžl P., Steyrer H.P., 2000. Relics of a Proterozoic, early-Panafrican back-arc-basin ophiolite in the Brno Massif, eastern Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 89: 328–335.

Finger F., Gerdes A., Janoušek V., René M., Riegler G., 2007. Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo-Moldanubian tectonometamorphic phases. Journal of Geosciences, 52 (1–2): 9–28.

Franke W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. Geological Society of America Special Paper, 230: 67–90.

Franke W., Żelaźniewicz A., Porębski S.J., Wajsprych B., 1993. Saxothuringian zone in Germany and Poland:differences and common features. Geologische Rundschau, 82: 583–599.

Fuchs G., 1976. Zur Entwicklung der Böhmischen Masse. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 119: 45–61.

Grygar R., Vavro M., 1995. Evolution of Lugosilesian orocline (north-eastern periphery of the Bohemian Massif): kinematics of Variscan deformation. Journal of the Czech Geological Society, 40 (1–2): 65–90.

Hajná J., Žák J., Kachlík V., Chadima M., 2010. Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: The Teplá–Barrandian unit, Bohemian Massif. Precambrian Research, 176 (1): 27–45.

Hajná J., Žák J., Kachlík V., Dörr W., Gerdes A., 2013. Neoproterozoic to early Cambrian Franciscan-type mélanges in the Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif: Evidence of modern-style accretionary processes along the Cadomian active margin of Gondwana? Precambrian Research, 224: 653–670.

Hanžl P., Janoušek V., Soejono I., Buriánek D., Svojtka M., Hrdličková K., Erban V., Pin Ch., 2019. The rise of the Brunovistulicum: age, geology, petrology and geochemical character of the Neoproterozoic magmatic rocks of the Central Basic Belt of the Brno Massif. International Journal of Earth Sciences, 108: 1165–1199.

Hartley A.J., Otava J., 2001. Sediment provenance and dispersal in a deep marine foreland basin: The Lower Carboniferous Culm Basin, Czech Republic. Journal of the Geological Society, London, 158:137–150.

Hauzenberger C., Schantl P., Sizova E., Fritz H., Finger F., Linner M., Müller T., 2020. Genesis of felsic and mafic HP granulites from the Moldanubian Zone, Lower Austria. EGU General Assembly 2020, 4–8 May 2020, EGU2020-18232.

Havlena V., 1976. Late Paleozoic Paleogeography of Czechoslovakia and the Plzeň Basin. Folia Musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis, Geologica, 7: 1–31.

Havlíček V., 1963. Tektogenetické porušení barrandienského paleozoika. Sborník geologických věd, Geologie, 1: 77–102.

Henk A., 1999. Did the Variscides collapse or were they torn apart?: A quantitative evaluation of the driving forces for postconvergent extension in central Europe. Tectonics, 18 (5): 774–792.

Hinterlechner K., 1911. Geologische Mitteilungen über ostböhmische Graphite und ihre stratigraphische Bedeutung für einen Teil des kristallinen Territoriums der böhmische Masse. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 1911: 365−380.

Hladil J., 1983. Cyklická sedimentace v devonských karbonátech Macošského souvrství. Zemní plyn a nafta, 28 (1): 1−15.

Hladil J., Patočka F., Kachlík V., Melichar R., Hubačík M., 2003. Metamorphosed carbonates of Krkonose Mountains and Paleozoic evolution of Sudetic terranes (NE Bohemia, Czech Republic). Geologica Carpathica, 54 (5): 281−297.

Holub V., Skoček V., Tásler R., 1975. Paleogeography of the Late Paleozoic in the Bohemian Massif. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 18: 313−332.

Horný R., 1964. Noví graptoliti z metamorfovaného siluru Podkrkonoší. Časopis Národního muzea, Oddíl přírodovědný, 133 (4): 224.

Howell D.G., 1989. Tectonics of Suspect Terranes. Mountain building and continental growth. Chapman & Hall (Topics in the Earth Sciences 3), London.

Jachowicz M., Přichystal A., 1997. Lower Cambrian sediments in deep boreholes in south Moravia. Bulletin of the Czech Geological Survey, 72: 329–332.

Jaroš J., Mísař Z., 1976. Nomenclature of the tectonic and lithostratigraphic units in the Moravian Svratka Dome(Czechoslovakia). Věstník Ústředního ústavu geologického, 51: 113–122.

Jenček V., Vajner V., 1968. Stratigraphy and relations of the groups in the Bohemian part of the Moldanubicum. Krystalinikum, 6: 105–124.

Jeřábek P., Konopásek J., Žáčková E., 2016. Two-stage exhumation of subducted Saxothuringian continental crust records underplating in the subduction channel and collisional forced folding (Krkonoše-Jizera Mts., Bohemian Massif). Journal of Structural Geology, 89: 214–229.

Kalvoda J., 1998. The Main Phases of extension in the eastern part of the Rhenohercynian Zone. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 42 (2): 274–275.

Literatura

Kalvoda J., Bábek O., Fatka O., Leichmann J., Melichar R., Nehyba S., Špaček P., 2008. Brunovistulian terrane (Bohemian Massif, Central Europe) from late Proterozoic to late Paleozoic: a review. International Journal of Earth Sciences, 97: 497–518.

Kettner R., 1916. O nové srovnávací petrografické sbírce „Barrandienu" v Museu Království českého. Časopis Musea království českého, 90 (9): 82–94, 214–226.

Kettner R., 1922. Algonkium na Moravě. Časopis Vlasteneckého spolku musejního v Olomouci, 33 (1): 1–4.

Klápová H., 1977. Metabasites of the Strážek Moldanubicum. Praca magisterska (maszynopis), Univerzita Karlova, Praha.

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.

Kodym O., 1948. Přednáška z Geologie českého masivu 1 – Úvod, přehled a zona barrandienko-železnohorská. AOPK, Praha.

Kodym O., 1949. Přednáška z Geologie českého masivu 2 – Krystalinické oblasti v jádře Českého masivu. AOPK, Praha.

Kopecký L., Chlupáčová M., Klomínský J., Sokol A., 1997. The Čistá-Jesenice Pluton in Western Bohemia: Geochemistry, Geology, Petrophysics and Ore Potential. Sborník geologických věd, Ložisková geologie, mineralogie, 31: 97–126.

Kossmat F., 1927. Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes, 1: 1–39.

Kříbek B., Hladíková J., Frýda J., 1997. Scapolite- and anhydrite-bearing rocks from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: metamorphosed exhalites and evaporites. Journal of the Czech Geological Society, 42 (3): 62.

Kusbach V., Janoušek V., Hasalová P., Schulmann K., Fanning C. M., Erban V., Ulrich S., 2015. Importance of crustal relamination in origin of the orogenic mantle peridotite–high-pressure granulite association: example from the Náměšť Granulite Massif (Bohemian Massif, Czech Republic). Journal of the Geological Society, London, 172 (4): 479–490.

Maierová P., Schulmann K., Štípská P., Gerya T., Lexa O., 2021. Trans-lithospheric diapirism explains the presence of ultra-high pressure rocks in the European Variscides. Communications Earth & Environment, 2 (1):1–10.

Malkovský M., 1979. Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. Ústřední ústav geologický, Nakladatelství Academia, Praha.

Martínez Catalán J.R., Collett S., Schulmann K., Aleksandrowski P., Mazur S. 2020. Correlation of allochthonous terranes and major tectonostratigraphic domains between NW Iberia and the Bohemian Massif, European Variscan belt. International Journal of Earth Sciences, 109, 1105–1131.

Mašek J., Zoubek J., 1980. Návrh vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika. Věstník Ústředního ústavu geologického, 55 (2): 121–123.

Matte Ph., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review. Terra Nova, 13:122–128.

Matte Ph., Maluski H., Rajlich P., Franke W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. Tectonophysics, 177 (1–3): 151–170.

Mazur S., Aleksandrowski P., 2001. The Teplá(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, Western Sudetes, Central European Variscides. International Journal of Earth Sciences, 90: 341–360.

Melichar R., 1995a. Vztah moldanubika, svrateckého a poličského krystalinika v rámci geologie východního okraje Českého masivu. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 96–97.

Melichar R., 1995b. Tektonický význam boskovické brázdy. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 64–66. Brno.

Melichar R., 2004. Tectonics of the Prague Synform: a hundred years of scientific discussion. Krystalinikum, 30: 167–187.

Mísař Z., 1963. Předdevonský geologický vývoj severovýchodního okraje Českého masívu. Rozpravy Československé akademie věd, Řada matematicko-přírodních věd, 73 (17): 1–60.

Mísař Z., 1965a. Regionální geologie ČSSR. Geologie Českého masívu, Oblast durynsko-krušnohorská. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Mísař Z., 1965b. Regionální geologie ČSSR. Geologie Českého masívu, IV Oblast moravskoslezská. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Mísař Z., 1969. Regionální geologie ČSSR. Geologie Českého masívu, III Oblast západosudetská. Státní pedagogické nakladatelství. Praha.

Mísař Z., Dudek A., 1993. Some critical events in the geological history of eastern margin of the Bohemian Massif. Journal of the Czech Geological Society, 38 (1–2): 9–20.

Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J., 1983. Geologie ČSSR I. Český masív. Státní pedagogické nakladatelství, Praha.

Murphy J.B., Pisarevsky S.A., Nance R.D., Keppie J.D., 2004. Neoproterozoic–Early Paleozoic evolution of periGondwanan terranes: implications for Laurentia–Gondwana connections. International Journal of Earth Sciences, 93: 659–682.

Němec D., 1968. Die Metamorphose des NE-Randes des Kernes der Böhmischen Masse. Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, 1968 (1–2): 189–203.

Pälchen W., Walter H., 2011. Geologie von Sachsen 1 Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. Schweizerbart, Stuttgart. Wydanie 2.

Patočka F., Pivec E., Oliveriová D., 1996. Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rýchory Mts. crystalline complex (Western Sudetes, Bohemian Massif). Neues Jahrbuch für Mineralogie – Abhandlungen, 170: 313–330.

Pauk F., 1986. Stratigrafie proterozoika orlicko-kladské klenby. Sborník geologických věd, Geologie, 41: 105–125.

Pešek J., 1994. Carboniferous of Central and Western Bohemia (Czech Republic). Czech Geological Survey, Prague.

Pošepný F., 1895. Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Příbram. Archiv für praktische Geologie, 2: 609–652.

Stampfli G.M., von Raumer J.F., Borel G.D., 2002. Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision. *W*: Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement (red. J.R.M. Catalan, R.D. Hatcher, R. Arenas, F.D. Garcia). Geological Society of America Special Papers, 364: 263–280.

Stille H., 1948. Die kaledonische Faltung Mitteleuropas im Bilde der gesamteuropäischen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 100: 223–266.

Stille H., 1951. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. Beihefte zum Geologischen Jahrbuch, 2: 1–140.

Suess E., 1888. Das Antlitz der Erde. Band II. F. Tempsky, Prag i G. Freytag, Leipzig.

Suess F.E., 1901. Zur Tektonik der Gneissgebiete am Ostande der böhmischen Masse. Verhandlungen der Geologische Reichsanstalt, 1901: 17–18, 399–402.

Suess F.E., 1903. Bau und Bild der Böhmischen Masse. F. Tempsky, Wien i G. Freytag, Leipzig.

Suess F.E., 1912. Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohes Gesenkes. Denkschrifte der österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematik und Naturwissenschaften, 78: 541–631.

Suess F.E., 1926. Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Borntraeger, Berlin.

Svoboda J., Prantl F., 1951. Příspěvek ke stratigrafii vnitřních fylitů na Tišnovsku. Sborník Ústředního ústavu geologického, 18: 317–321.

Svoboda J., Beneš K., Dudek A., Holubec J., Chaloupský J., Kodym O., Malkovský M., Odehnal L., Polák A., Pouba Z., Sattran V., Škvor V., Weiss J., 1964. Regionální geologie ČSSR I. Český masív 1. Krystalinikum. Ústřední ústav geologický, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha.

Thiele O., 1976. Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 119: 75–81.

Thiele O., 1984. Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmischen Masse (Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 126: 513–523.

Timmerman M.J., Krmíček L., Krmíčková S., Sláma J., Sudo M., Sobel E., 2023. Tonian–Ediacaran evolution of the Brunovistulian microcontinent (Czech Republic) deciphered from LA-ICP-MS U–Pb zircon and $^{40}Ar/^{39}Ar$ muscovite ages. Precambrian Research, 387 (4): 1–20.

Tollmann A., 1986. Variská příkrovová stavba v moldanubiku. Časopis pro mineralogii a geologii, 31 (1): 89–92.

Winchester J.A., Pharaoh T.C., Verniers J., Ioane D., Seghedi A., 2006. Palaeozoic accretion of Gondwana-derived terranes to the East European Craton: recognition of detached terrane fragments dispersed after collision with promontories. *W*: European Lithosphere Dynamics (red. D.G. Gee, R.A. Stephenson), Geological Society of London Memoirs, 32: 323–332.

Zajíc J., 1998. The first find of the dinosaurian footprint in the Czech Republic (the Krkonoše Piedmont Basin) and its stratigraphic significance. Journal of the Czech Geological Society, 43 (4): 273–275.

Zapletal K., 1926. Geologie středu Svratské klenby. Sborník Státního geologického ústavu Československé republiky, 5: 509–560.

Zapletal K., 1928. Geologie a petrografie okolí brněnského. Časopis Moravského zemského musea, 25: 67–111.

Zapletal K., 1932. Geologie a petrografie země Moravskoslezské. Nákladem vlastním, Brno.

Zieger J., Linnemann U., Hofmann M., Gärtner A., Marko L., Gerdes A., 2018. A new U–Pb LA-ICP-MS age of the Rumburk granite (Lausitz Block, Saxo-Thuringian Zone): constraints for a magmatic event in the Upper Cambrian. International Journal of Earth Sciences, 107: 933–953.

Žák J., Verner K., Janoušek V., Holub F.V., Kachlík V., Finger F., Hajná J., Tomek F., Vondrovic L., Trubač J., 2014. A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons. *W*: The Variscan Orogeny: Extent, Timescale and the Formation of the European Crust (red. K. Schulmann, J.R. Martínez Catalán, J.M. Lardeaux, V. Janoušek, G. Oggiano). Geological Society of London Special Publications, 405: 169–196.

5.2. POWARYSCYJSKI BASEN POLSKO-NIEMIECKI

5.2.1. Basen polski

Piotr Krzywiec, Paweł Poprawa

Basen polski rozciąga się na całym obszarze Polski objętym sedymentacją w przedziale czasu od permu do kredy. Został on zobrazowany na licznych mapach paleogeograficznych i paleotektonicznych (por. Ziegler, 1990; Dadlez i in., 1998a; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Doornenbal, Stevenson, 2010). Utwory permu i mezozoiku występują również w obrębie Karpat, zajmują one jednak pozycję allochtoniczną, gdyż zostały przetransportowane ze swego miejsca depozycji na południu w trakcie ruchów tektonicznych, które ukształtowały orogen karpacki i do basenu polskiego nie są włączane. Strefy sedymentacji, analogiczne do tych związanych z basenem polskim, znajdują się również na obszarze Ukrainy, Białorusi, Rosji (okręg królewiecki), Litwy i Estonii. Od zachodu basen polski graniczy z basenem północnoniemieckim, który jednak od niego pod wieloma względami się różni (zob. podrozdział 5.2.3). Utwory permu i mezozoiku występujące na obszarze obecnej południowej Polski pod nasuniętymi płaszczowinami Karpat zewnętrznych traktować należy jako deponowane w strefie przejściowej między basenem polskim a basenami Tetydy (Ziegler, 1990). Warto również podkreślić, że w części publikacji, zwłaszcza opartych głównie na danych geofizycznych, mianem basenu polskiego określana jest charakteryzująca się relatywnie niskimi prędkościami fal sejsmicznych cała sekwencja skał osadowych, ewentualnie objętych metamorfizmem niskiego stopnia, o sumarycznej miąższości sięgającej 20 km (np. Grad i in., 2003). Strefa ta na głębokim profilu refrakcyjnym P4 jest zaznaczona kolorem zielonym (fig. 1; por. Guterch, Grad, 2006). Tymczasem należy zauważyć, że współczesna miąższość permo-mezozoiku w Polsce centralnej dochodzi maksymalnie do 7–8 km, z czego wynika, że wspomniana „geofizyczna" definicja basenu polskiego nie daje się pogodzić z definicją „geologiczną", przedstawioną na wstępie. W „geofizycznym" ujęciu basen polski obejmowałby utwory mezozoiku i permu, ale również utwory karbonu i starsze. Podejście takie jest jednak o tyle niesłuszne, że w skład tak definiowanego basenu osadowego wchodziłyby również zdeformowane skały osadowe budujące orogeny kaledoński i waryscyjski, które (przynajmniej częściowo) występują w pozycji allochtonicznej i nie zostały zdeponowane w tym samym basenie osadowym, w którym utworzyła się sukcesja permo-mezozoiczna.

Permsko-mezozoiczny basen polski rozwijał się jako część systemu intrakontynentalnych basenów osadowych określanych mianem środkowoeuropejskiego systemu basenów (ang. *Central European basin system*; van Wees i in., 2000; Maystrenko i in., 2008). Używane są też w tym kontekście nazwy basenu południowopermskiego i basenu północnopermskiego (zob. też Doornenbal, Stevenson, 2010), są one jednak nieadekwatne, gdyż dotyczą tylko permskiej części historii tego systemu basenów osadowych, podczas gdy w rzeczywistości obejmuje ona również cały mezozoik. Depocentra

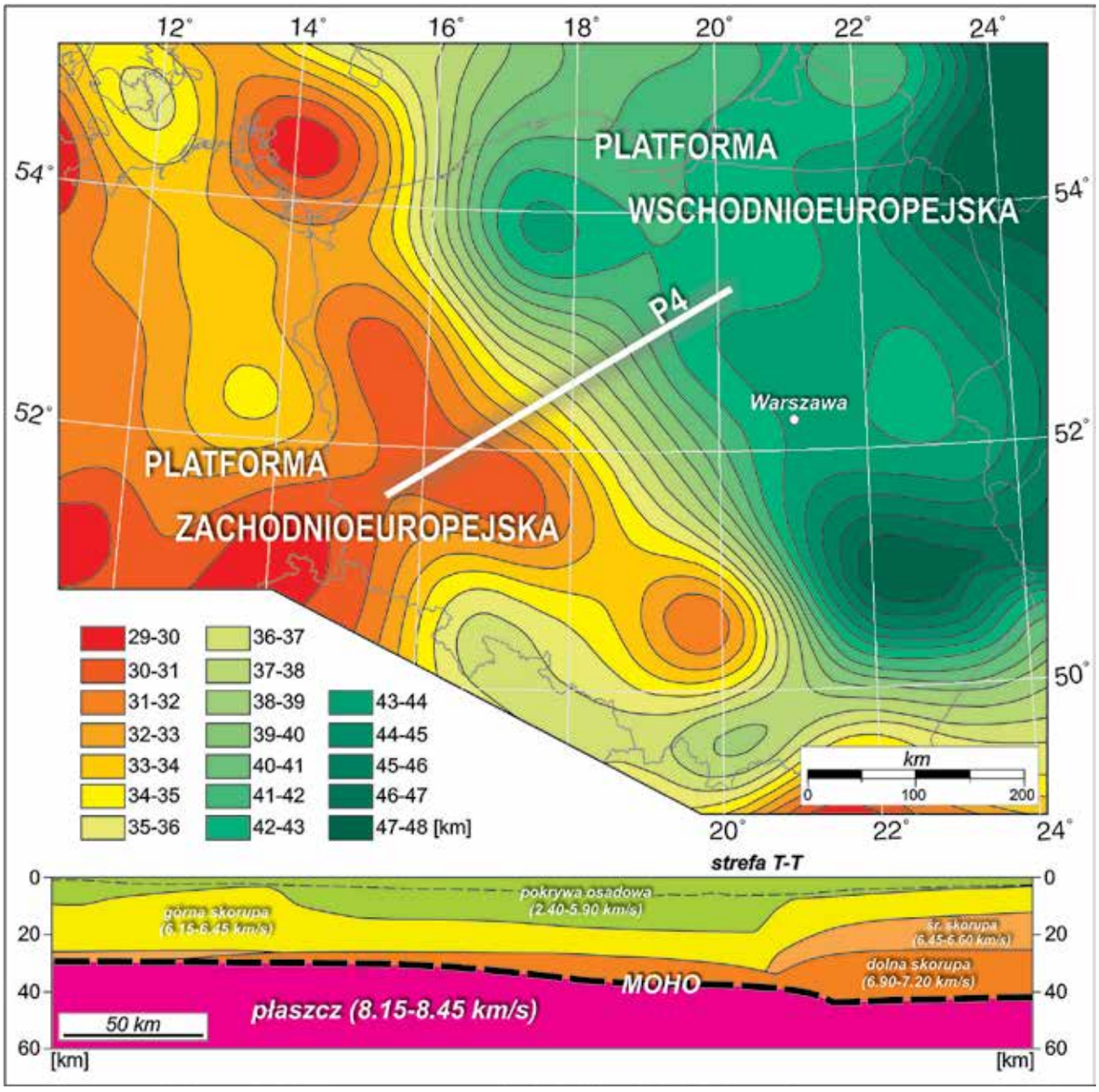


FIG. 1. Mapa głębokości granicy Moho w Polsce i na obszarach przyległych (wg Gutercha, Grada, 2006; Gutercha i in., 2010, uzupełniona na podstawie Grada i in., 2009, 2016) oraz fragment głębokiego profilu sejsmicznego P4 (wg Grada i in., 2003 oraz Gutercha, Grada, 2006, uproszczono). Cienka przerywana linia: przybliżony spąg kompleksu permsko-mezozoicznego, strefa T-T: strefa Teisseyre'a-Tornquista (por. Mazur i in., 2015 oraz rozdziały 3 i 4.2)

wchodzące w skład wspomnianego systemu basenów osadowych, takie jak basen polski, basen północnoniemiecki (por. podrozdział 5.2.3), czy depocentra ulokowane na obszarze obecnego Morza Północnego, mają wiele cech wspólnych, tak w kontekście rozwoju pokrywy osadowej, jak i różnych procesów tektonicznych (np. wynikających z wpływu tektoniki solnej związanej z cechsztyńskimi ewaporatami na przebieg ewolucji tektonicznej w mezozoiku; Pharaoh i in., 2010), jednak jest również między nimi wiele różnic, w tym – a może przede wszystkim – dotyczących ewolucji tektonicznej.

Historia tektoniczna basenu polskiego była badana na cztery podstawowe sposoby. Najbardziej szczegółowe badania były prowadzone w odsłonięciach, jednak ze względu na znaczne rozprzestrzenienie kenozoicznej pokrywy osadowej zdeponowanej po inwersji basenu, ograniczone były one do miejsc, w których skały mezozoiczne odsłaniają się na powierzchni, głównie w otoczeniu Gór Świętokrzyskich oraz na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej i częściowo w Sudetach (np. Jaroszewski, 1972; Lamarche i in., 1998, 1999, 2002, 2003; Konon, 2007; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022; Konon i in., 2016; zob. też podrozdział 5.2.2). Drugim – podstawowym – typem danych wykorzystywanych do szeroko rozumianych badań tektonicznych utworów permu i mezozoiku przykrytych kenozoikiem były, i nadal są, dane geofizyczne, przede wszystkim dane grawimetryczne i sejsmiczne. Dane grawimetryczne pozwoliły m.in. na wykartowanie skomplikowanego systemu ujemnych anomalii grawimetrycznych w centralnej i północno-zachodniej Polsce, związanych z wysadami solnymi, oraz różnego rodzaju anomalii liniowych, związanych ze strefami uskokowymi. Pierwsze pomiary sejsmiczne na Niżu wykonano jeszcze przed wojną, jednak na szerszą skalę zaczęły być one wykorzystywane do analiz tektonicznych od lat 60. XX wieku. Były to początkowo dane analogowe, a następnie cyfrowe. Dane pozyskane w poprzednich dekadach charakteryzowały się słabą jakością obrazowania sejsmicznego takich elementów, jak strome skrzydła fałdów czy przewieszki solne. Częstym problemem było też to, że były one interpretowane w wersji mocno przewyższonej, i w efekcie wiele naskórkowych (ang. *thin-skinned*) stref uskokowych zakorzenionych w cechsztyńskich ewaporatach było interpretowanych jako bardzo strome czy wręcz pionowe uskoki, często zakorzenione w głębszym podłożu (por. Dadlez, Marek, 1969, 1974; Dadlez, 1974, 1997, 2001, 2005). Bardziej zbliżoną do rzeczywistości geometrię licznych stref uskokowych i struktur solnych w kompleksie permsko-mezozoicznym basenu polskiego odtworzono dopiero dzięki odpowiednio pozyskanym i przetworzonym nowoczesnym danym sejsmicznym, obecnie występującym często w wariancie 3D.

Modele ewolucji tektonicznej dla basenu polskiego były konstruowane również w oparciu o dane otworowe. Dane takie są oczywiście bardzo szczegółowe, dostarczają precyzyjnych informacji o stratygrafii, litologii, facjach itd., ale są punktowe, a pomiędzy otworami trzeba dokonywać czasem dalekich ekstrapolacji. Oznacza to, że mapy opracowane jedynie na podstawie otworów, bez uwzględniania danych sejsmicznych, obrazujące regionalne zmiany miąższości, mogą być przynajmniej częściowo mylnie interpretowane w kontekście występowania i aktywności stref uskokowych (np. Kutek, Głazek, 1972; Hakenberg, Świdrowska, 1997, 1998a, b, 2001; Świdrowska, Hakenberg, 1999; Dadlez, 2003; Świdrowska i in., 2008). Dobrą ilustracją tego problemu są wyniki analiz sejsmicznych i otworowych utworów górnej kredy zdeponowanych w centralnej Polsce, w strefie Grudziądz–Warszawa (Stachowska, Krzywiec, 2021). W oparciu o regionalne dane sejsmiki refleksyjnej projektu PolandSPAN® wykazano, że dotychczas stosowany regionalny model architektury depozycyjnej typu *layer cake*, zakładający połogie zaleganie utworów górnej kredy i ciągłość poszczególnych wydzieleń stratygraficznych na dystansach rzędu dziesiątek i setek kilometrów, jest zasadniczo niezgodny z tym co zobrazowały profile sejsmiczne, przy użyciu których wykartowano wcześniej nieznane regionalne niegodności w obrębie sukcesji górnokredowej (por. Stachowska, Krzywiec, 2024a).

Kluczowe znaczenie dla ewolucji basenu polskiego miała aktywność stref uskokowych znajdujących się poniżej mechanicznie podatnych ewaporatów cechsztynu. Ewaporaty te, a w szczególności sole, działały w trakcie subsydencji basenu polskiego jak mechaniczny bufor, powodując, że w obrębie mezozoiku mamy do czynienia z regionalnymi, ciągłymi zmianami miąższości bez skokowych zmian związanych z aktywnością uskoków. Nie oznacza to jednak, że uskokowej aktywności w trakcie depozycji utworów mezozoiku nie było. Kwestia ta w oparciu o dane sejsmiczne jest szczegółowo omówiona poniżej.

Ostatni zestaw metod wykorzystywanych do badań tektonicznych basenu polskiego, to termochronologia modelowania dojrzałości materii organicznej oraz modelowania subsydencji tektonicznej, często wykonywane w połączeniu ze sobą (np. Dadlez i in., 1995, 1998b; Stephenson i in., 2003; Poprawa, Andriessen, 2007; Resak i in., 2008, 2010; Botor i in., 2018, 2021; Kufrasa i in., 2019; Łuszczak i in., 2020; Botor, 2023). Badania te dostarczyły danych na temat regionalnych procesów subsydencji, wypiętrzania oraz erozji w obrębie basenu polskiego.

Przedstawiona poniżej synteza ewolucji tektonicznej basenu polskiego została opracowana głównie na podstawie wyników interpretacji danych sejsmicznych skalibrowanych danymi otworowymi. Skupiono się w niej na prezentacji głównych typów zidentyfikowanych struktur tektonicznych, które przeanalizowane zostały w kontekście ewolucji poszczególnych segmentów basenu polskiego, tak na etapie jego subsydencji, jak i inwersji.

Zasadniczą cechą odróżniającą basen polski od pozostałych depocentrów środkowoeuropejskiego systemu basenów jest jego specyficzna lokalizacja na styku dwóch wielkich jednostek tektonicznych: prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej i paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej (Mazur i in., 2021). Granica ta, powiązana ze strefą Teisseyre'a-Tornquista, jest wyraźnie widoczna na mapie powierzchni Moho (fig. 1; Guterch, Grad, 2006; Grad i in., 2009, 2016; Guterch i in., 2010). Mapa ta została opracowana w oparciu o głębokie dane sejsmiki refrakcyjnej i szerokokątowej sejsmiki refleksyjnej, pozyskane w ramach licznych eksperymentów sejsmicznych, takich jak POLONAISE'97 czy CELEBRATION2000, zrealizowanych pod kierunkiem Instytutu Geofizyki PAN (podsumowanie: Guterch, Grad, 2006). Zarówno na mapie, jak i na głębokim profilu sejsmicznym P4 wyraźnie widać, że przez teren Polski z południowego wschodu na północny zachód biegnie strefa oddzielająca dwa obszary o odmiennej głębokości powierzchni Moho. Jest ona zobrazowana również na mapie magnetycznej, na której na obszarze Polski północno-wschodniej i rejonów otaczających widzimy silne anomalie magnetyczne związane z płytko leżącym stropem podłoża krystalicznego kratonu wschodnioeuropejskiego, będącego fundamentem platformy wschodnioeuropejskiej, oraz obszar platformy zachodnioeuropejskiej charakteryzujący się znacznie niższą intensywnością pola magnetycznego, co jest związane z głębszym zaleganiem czynnego magnetycznie podłoża krystalicznego (fig. 2). W permie, triasie, jurze i wczesnej kredzie ponad tą granicą było zlokalizowane centrum subsydencji basenu polskiego (Mazur i in., 2021), natomiast w późnej kredzie i wczesnym paleogenie – oś jego inwersji (Krzywiec, 2002a).

Południowa i południowo-zachodnia granica basenu polskiego jest dużo mniej precyzyjnie zdefiniowana (por. Dadlez i in., 1998a, b). Strefa sedymentacji czerwonego spągowca objęła miejscami obszar dzisiejszych Sudetów oraz obszar świętokrzyski, miejscami dochodząc do równoleżnika Krakowa (Pokorski, 1998). Obszar sedymentacji cechsztynu był nieco bardziej poszerzony na południe, ale w ujęciu regionalnym był generalnie zbliżony do obszaru sedymentacji czerwonego spągowca (Wagner, 1998). W triasie (Iwanow, 1998a, b, c) i jurze (Feldman-Olszewska, 1998a, b; Gaździcka, 1998) sedymentacja objęła cały obszar współczesnej Polski, jedynie we wczesnej jurze jej zasięg na południe i wschód był nieco ograniczony. Obszar objęty sedymentacją dolnej kredy był mocno ograniczony również na południu i południowym zachodzie (Leszczyński, 1998a), natomiast kreda górna była deponowana na większości obszaru dzisiejszej Polski (Leszczyński, 1998b). Pamiętać oczywiście trzeba, że dla Polski południowej, obecnie przykrytej przez utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (por. podrozdział 6.10) i przez orogen karpacki, rekonstrukcje paleogeograficzne dla mezozoiku traktować należy jako uogólnione i w niemałym zakresie hipotetyczne.

Ewolucję tektoniczną basenu polskiego można rozpatrywać w dwóch aspektach: (1) regionalnej permsko-mezozoicznej subsydencji zakończonej inwersją basenu w późnej kredzie i wczesnym paleogenie – oba te zjawiska były spowodowane procesami tektonicznymi w głębszym, przedpermskim podłożu oraz (2) rozwoj urożnego rodzaju deformacji tektonicznych w obrębie pokrywy permsko-mezozoicznej, często o charakterze naskórkowym, związanym z regionalnym odspojeniem mechanicznym między podłożem pre-cechsztyńskim i pokrywą mezozoiczną; w tej kategorii należałoby również umieścić tektonikę solną.

W ogólnym, regionalnym ujęciu, można stwierdzić, że rozwój basenu polskiego był związany z reaktywacją szeroko rozumianej strefy Teisseyre'a-Tornquista, początkowo w zmiennym w czasie ekstensyjnym reżimie tektonicznym. Doprowadziło to do pulsów subsydencji tektonicznej i następujących po nich etapów subsydencji termicznej (Mazur i in., 2021), a następnie w reżimie kontrakcyjnym, co, z kolei, doprowadziło do inwersji basenu. Informacji o ewolucji tektonicznej basenu polskiego dostarczyły m.in. ilościowa analiza i modelowania subsydencji (Dadlez i in., 1995; Stephenson i in., 2003). Procedury te pozwalają wydzielić z subsydencji całkowitej (będącej sumarycznym efektem: 1 – procesy *stricte* tektoniczne, takie jak uskokowanie podłoża i obniżanie jego bloków oraz 2 –

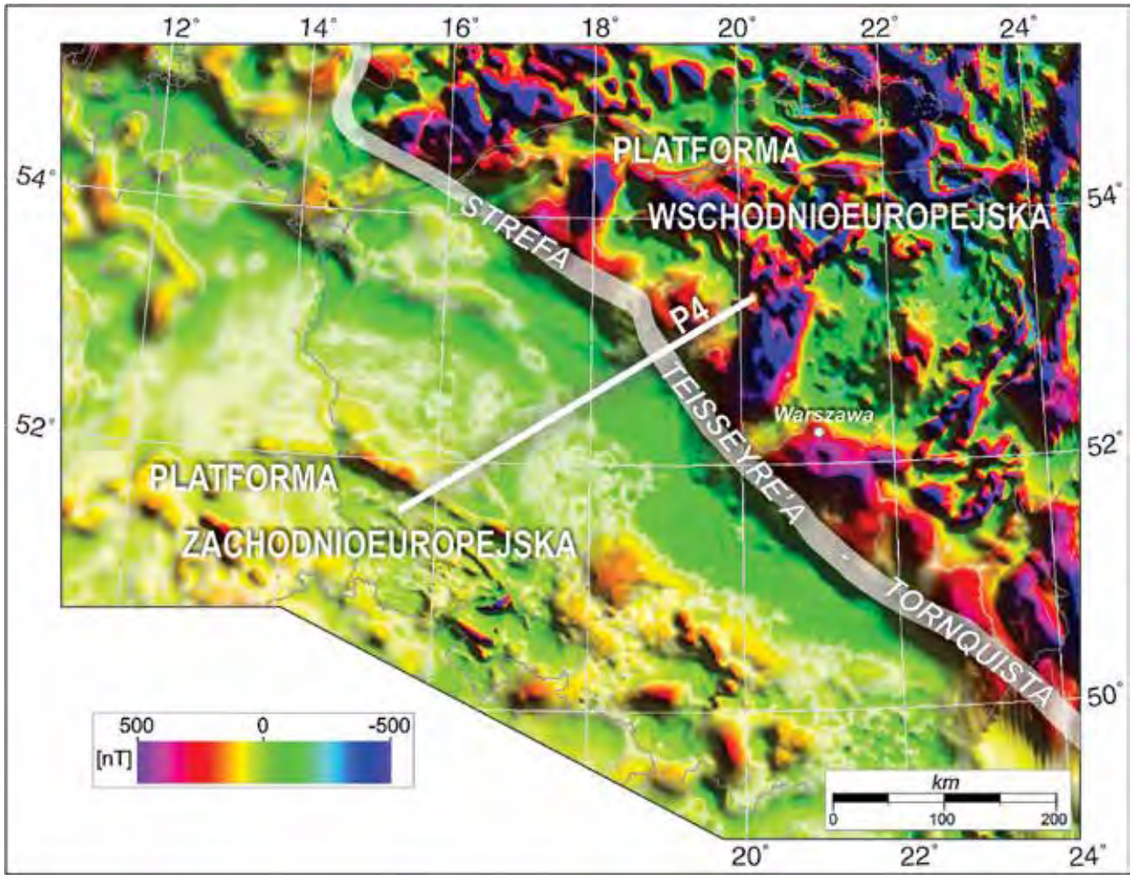


FIG. 2. Mapa magnetyczna Polski i obszarów otaczających (por. Wybraniec, 1999; Guterch i in., 2010); oraz lokalizacja strefy Teisseyre'a-Tornquista (wg Mazura i in., 2015). Biała linia – lokalizacja fragmentu głębokiego profilu sejsmicznego P4 z fig. 1

kompakcję skał zdeponowanych w obrębie basenu osadowego) jej składową tektoniczną. Charakter subsydencji tektonicznej może być wskaźnikowy dla określonych genetycznych typów basenów osadowych, takich jak baseny ekstensyjne, baseny przedgórskie czy baseny nadprzesuwcze (por. Allen, Allen, 2013). W przypadku basenu polskiego analiza subsydencji pozwoliła wydzielić trzy etapy jego tektonicznego rozwoju (fig. 3). W późnym permie i wczesnym triasie miała miejsce intensywna subsydencja tektoniczna, której tempo od środkowego triasu po środkową jurę zdecydowanie zmalało. Taki przebieg subsydencji zinterpretowano jako wskaźnikowy dla ryftowej ekstensji, przechodzącej stopniowo w fazę poryftowej subsydencji termicznej (fig. 3). W późnej jurze (oksford i kimeryd) nastąpiło znaczące przyspieszenie subsydencji tektonicznej, zwłaszcza w południowej części basenu polskiego, wskazujące na kolejny etap ekstensyjnej reaktywacji (fig. 3). Dalszy rozwój basenu pod koniec późnej jury i we wczesnej kredzie był zdominowany ponownie przez subsydencję termiczną. Proces ten został przerwany przez epizod stopniowo przyspieszającej subsydencji tektonicznej, w okresie od cenomanu do mastrychtu, kończący rozwój basenu polskiego, powodowany przez wpływ reżimu kompresyjnego, który doprowadził do pełnej inwersji basenu (Dadlez i in., 1995).

Basen polski został wypełniony osadami o maksymalnej miąższości sięgającej 10 km, o zróżnicowanej litologii i środowiskach sedymentacji, od morskich do lądowych (Marek, Pajchlowa, 1997; Kutek, 2001). Po etapie postwaryscyjskiego wulkanizmu (Paulick, Breitkreuz, 2005; McCann i in., 2006), który został udokumentowany jedynie w zachodniej i północno-zachodniej Polsce, rozpoczęła się sedymentacja lądowych osadów czerwonego spągowca. Ich geneza jest wiązana z aktywnością rowów tektonicznych (Kiersnowski, 1998; Kiersnowski, Buniak, 2006; Kiersnowski i in., 2006; Gast i in., 2010), jednak ze względu na bardzo niską jakość danych sejsmicznych pod cechsztyńskimi ewaporatami opisywane w literaturze struktury tektoniczne wpływające na sedymentację czerwonego spągowca trzeba traktować jako częściowo hipotetyczne (por. Krzywiec i in., 2019).

Ponad klastykami czerwonego spągowca zdeponowane zostały ewaporaty cechsztynu o szacowanej maksymalnej miąższości miejscami przekraczającej 1,5 km (Wagner, 1994, 1998; Kiersnowski i in., 2006; Peryt i in., 2010; Krzywiec i in., 2017). Osady zdeponowane w czasie od triasu po kredę to klastyki i węglany w facjach głębszego i płytszego morza oraz facjach lądowych. W górnym triasie lokalnie deponowane były również ewaporaty (Krzywiec i in., 2017).

Końcowym etapem ewolucji basenu polskiego była jego inwersja, która zaznaczyła się na znacznie szerszym obszarze, obejmując liczne baseny osadowe na terenie całej współczesnej Europy (Ziegler, 1987; Ziegler i in., 1995; Kockel, 2003; Kley, 2018; Voigt i in., 2021). Dla obszaru centralnych Niemiec wykazano, że proces ten był związany zarówno z wielkopromiennym regionalnym kopułowym unoszeniem skorupy ziemskiej (ang. *domal uplift*), jak też i unoszeniem bloków skorupowych wzdłuż głęboko zakorzenionych uskoków odwróconych (von Eynatten i in., 2021). Regionalne deformacje skutkujące powstaniem regionalnych powierzchni niezgodności udokumentowano niedawno na północnowschodniej flance basenu polskiego (Krzywiec i in., 2018; Stachowska, Krzywiec, 2021, 2024b) – ich geneza może być przynajmniej częściowo podobna do tego, co zaproponowano dla obszaru Niemiec.

Nie osiągnięto jeszcze pełnego konsensusu co do regionalnych procesów geodynamicznych odpowiedzialnych za późnokredową inwersję na obszarze Europy. Wiązana jest ona z naprężeniami kompresyjnymi generowanymi w strefie kolizji alpejsko-karpackiej, z regionalnym efektem aktywnej ekstensji i rozrastania się dna oceanicznego na Atlantyku, czy wreszcie z rotacyjną konwergencją płyt Afryki, Iberii i Europy (Ziegler, 1987; Ziegler i in., 1995; Krzywiec, 2002a; Kley, Voigt, 2008; Dielforder i in., 2019; Voigt i in., 2021)

Przez wiele lat toczona była dyskusja, co do dokładnego datowania momentu rozpoczęcia i zakończenia inwersji basenu polskiego (Dadlez i in., 1997; Hakenberg, Świdrowska, 1998a, 2001; Leszczyński, Dadlez, 1999; Świdrowska, Hakenberg, 1999; Świdrowska i in., 2008). Kontrowersje te były związane z tym, że proponowane modele inwersji bazowały głównie na wynikach analiz danych otworowych oraz regionalnej interpolacji i ekstrapolacji trendów

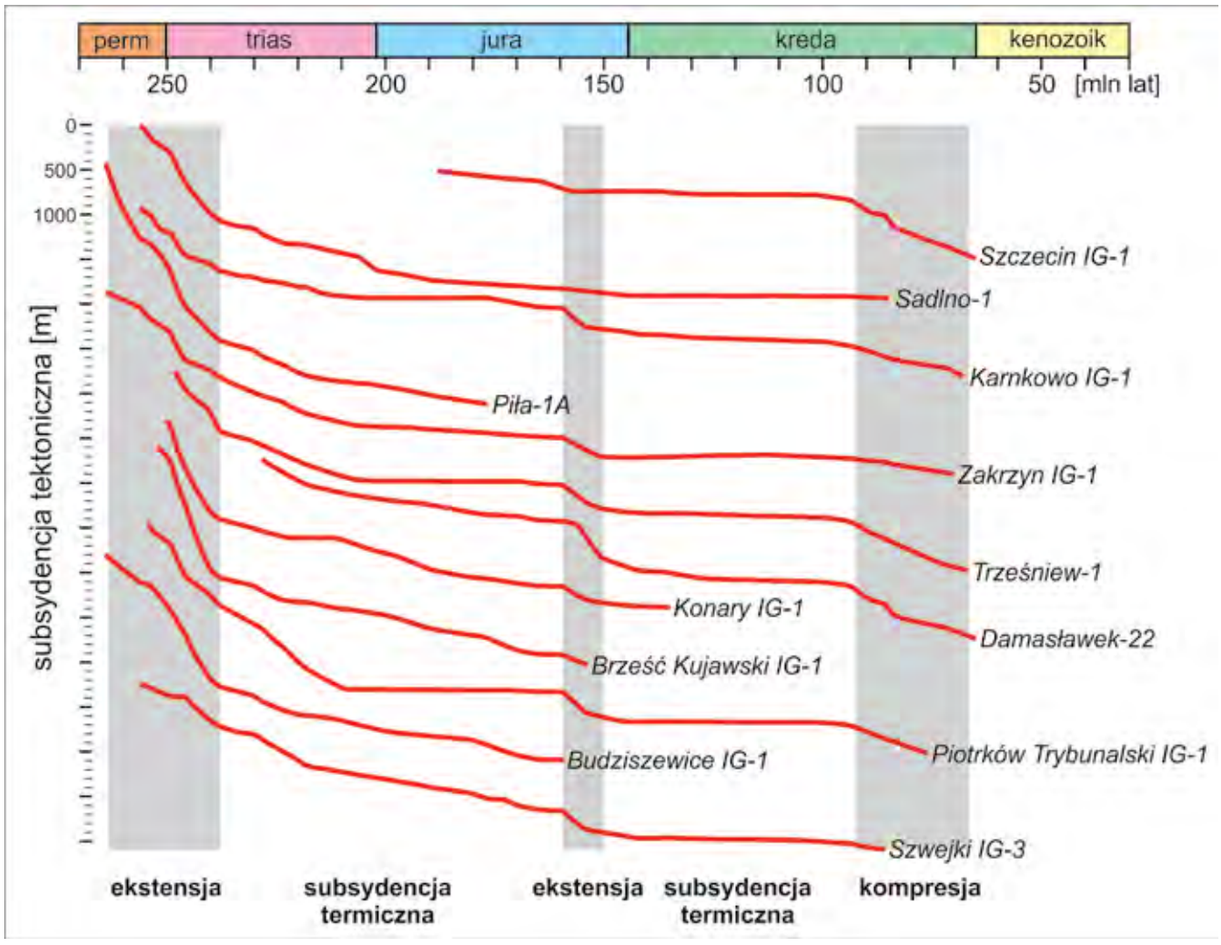


FIG. 3. Wykresy subsydencji tektonicznej obliczone dla profili wybranych otworów wiertniczych położonych w basenie polskim (por. Dadlez i in., 1995). Pokazane otwory w większości ulokowane są poza osią antyklinorium środkowopolskiego (patrz: https://baza.pgi.gov.pl/podsystemy/otwory), gdyż tylko tam zachowały się utwory górnej kredy, zdeponowane w trakcie inwersji

miąższościowych oraz facjalno-litologicznych. Tego typu podejście pozostawiało duży margines niepewności, co do datowania procesów tektonicznych, potencjalnie odpowiedzialnych za obserwowane zmiany miąższościowo-facjalne w obrębie pokrywy mezozoicznej. Udzielenie jednoznacznej odpowiedzi, co do dokładnego datowania inwersji basenu polskiego, stało się możliwe dzięki wykorzystaniu danych sejsmicznych, które precyzyjnie zobrazowały syn-inwersyjne osady górnokredowe (Krzywiec, 2002a, 2006b; Krzywiec i in., 2009; Krzywiec, Stachowska, 2016). Wyniki interpretacji danych sejsmicznych, skalibrowanych danymi otworowymi, jednoznacznie udowodniły, że inwersja rozpoczęła się w turonie–koniaku i trwała do końca mastrychtu i wczesnego paleocenu (m.in. Krzywiec, 2002a, b, 2006b, 2009a, b; Krzywiec i in., 2009, 2022a, b; Mazur i in., 2005; Stachowska, Krzywiec, 2021, 2023). Wyniki te są zgodne z datowaniem tektoniki inwersyjnej opartym na szczegółowej analizie litofacjalnej i paleogeograficznej danych otworowych (Leszczyński, 2000, 2002, 2010, 2012) oraz wynikami modelowań subsydencji i ewolucji termicznej (Resak i in., 2008; Łuszczak i in., 2020). Maksymalna miąższość osadów zerodowanych, w efekcie inwersji basenu polskiego, szacowana jest na 2,5–3,5 km, przy dość szerokim marginesie błędu (Dadlez i in., 1997; Resak i in., 2008, 2010).

Dla ewolucji tektonicznej basenu polskiego, tak na etapie ekstensji oraz subsydencji, jak i kompresji oraz inwersji, fundamentalne znaczenie miało występowanie miąższych cechsztyńskich ewaporatów w spągowej części wypełnienia osadowego oraz, lokalnie, również ewaporatów górnego triasu (kajpru). Obecność plastycznych ewaporatów cechsztyńskich doprowadziła do regionalnego mechanicznego odspojenia między podłożem pre-cechsztyńskim a pokrywą mezozoiczną. Model takiego odspojonego mechanicznie basenu osadowego, oparty na wynikach modelowań analogowych (Withjack, Callaway, 2000), jest przedstawiony na fig. 4. Pokazuje on jak aktywność głębszych stref uskokowych znajdujących się pod plastycznymi ewaporatami przekłada się na łagodne, regionalne zmiany miąższości, tak na etapie subsydencji, jak i inwersji. Model ten pokazuje również proces powstawania peryferyjnych struktur ekstensyjnych, które mogą być położone w dość dużej odległości od centrum subsydencji (fig. 4A). W zależności od miąższości ewaporatów oraz stopnia lokalnej ekstensji w obrębie pokrywy osadowej zdeponowanej ponad ewaporatami, struktury peryferyjne na etapie ekstensji mogą tworzyć lokalne rowy tektoniczne bądź wysady solne. Powstanie tego typu peryferyjnej strefy tektonicznej, w obrębie której uformował się następnie wysad solny Szamotuł, zilustrowane zostało na regionalnym przekroju zbilansowanym, zlokalizowanym w północnej Polsce (Rowan, Krzywiec, 2014, i ich fig. 8).

Na etapie inwersji odspojonego basenu osadowego, uskoki w podłożu są reaktywowane jako uskoki odwrócone i – w efekcie – wzdłuż nich jest unoszony blok podłoża w centrum basenu, co z kolei prowadzi do uniesienia osiowej części wypełnienia osadowego powstałego na etapie ekstensji (fig. 4B). W efekcie powstaje szerokopromienne, antyklinalne wyniesienie w dnie zbiornika, ponad którym deponowane są syn-inwersyjne osady o lokalnie zredukowanej miąższości. Na etapie inwersji kompresyjnej reaktywacji ulegają również struktury peryferyjne – wypełnienie osadowe rowów tektonicznych jest unoszone wzdłuż uskoków odwróconych, a wysady solne ulegają kompresji i wyciśnięciu ku górze. W obu tych przypadkach ponad reaktywowanymi strukturami są deponowane osady syn-inwersyjne o lokalnie zredukowanej miąższości, a przy większym stopniu uniesienia dna basenu, również z lokalnymi niezgodnościami wywołanymi erozją.

Wszystkie opisane powyżej elementy odspojonego basenu osadowego można zaobserwować w basenie polskim. Po raz pierwszy idea ewolucji odspojonej mezozoicznej pokrywy osadowej ponad ewaporatami cechsztynu i głębszymi strefami uskokowymi została zaprezentowana już w latach 70. XX wieku (Dadlez, Marek, 1974: fig. 14), jednak w wielu późniejszych publikacjach została

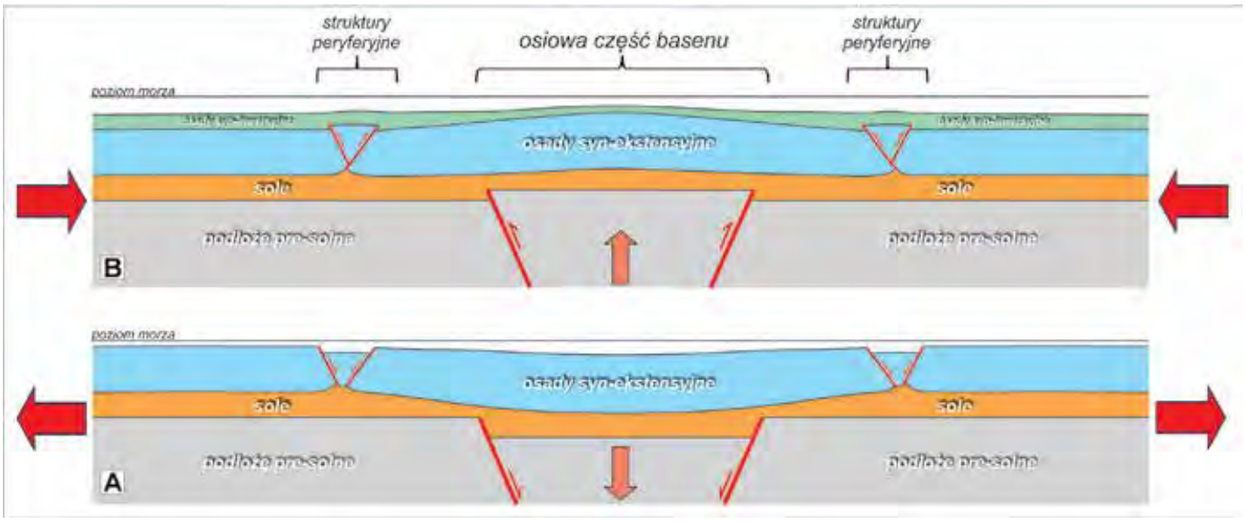


FIG. 4. Model odspojonego mechanicznie basenu osadowego rozwijającego się ponad miąższą warstwą soli na etapie ekstensji i subsydencji A oraz kompresji i inwersji B (por. Krzywiec, 2006a, 2012; Krzywiec i in., 2006). Osady syn-ekstensyjne charakteryzują się maksimum miąższości w centralnej części basenu natomiast osady syn-inwersyjne w osiowej części basenu mają najmniejszą miąższość, mogą tam też występować mniej lub bardziej lokalne strefy erozji i powiązane z nimi powierzchnie niezgodności

ona zarzucona, a w wynikach interpretacji danych sejsmicznych dominować poczęły strome czy wręcz pionowe strefy uskokowe, często przecinające cały kompleks permsko-mezozoiczny i wchodzące w podłoże przedpermskie (np. Dadlez, 2001, 2005). Tego typu interpretacje nierzadko były efektem opierania się na bardzo mocno przewyższonych profilach sejsmicznych, co jest jednym z najczęstszych powodów błędnych interpretacji strukturalnych danych sejsmicznych (Tucker, Yorston, 1973; Stewart, 2012; Turko, 2025). Interpretacja wysokiej jakości danych sejsmicznych, wykonana w ostatnich dwóch dekadach, pozwoliła dodatkowo uzasadnić model odspojonego basenu osadowego oraz w wielu aspektach go doprecyzować (Krzywiec, 2002a, b, 2006a, b, 2012; Krzywiec i in., 2006, 2022a; Rowan, Krzywiec, 2014). Dla centralnej części basenu polskiego (rejon Szubina) ewolucję odspojonego basenu osadowego dodatkowo potwierdzono przy użyciu zintegrowanych modelowań analogowych i numerycznych (Krzywiec i in., 2019, 2024). Modelowania te pokazały, jak późnokredowa inwersja półrowu tektonicznego wypełnionego utworami czerwonego spągowca oraz cechsztynu może doprowadzić do powstania poduszki solnej i nadległego fałdu w utworach mezozoicznych, jednak bez powstania uskoku odwróconego, czego można byłoby oczekiwać dla procesu inwersji basenu. Taki pośredni wpływ aktywności uskoku odwróconego w podłożu podpermskim na fałdowanie w obrębie mezozoiku jest właśnie objawem mechanicznego odspojenia utworów pod- i nadewaporatowych. Modelowania analogowe (Burliga i in., 2012a) wykorzystano do uzasadnienia koncepcyjnego modelu kompresyjnej reaktywacji peryferyjnej naskórkowej struktury Oświna położonej w północno-zachodniej części basenu polskiego (Krzywiec, 2002a, b).

W oparciu o różnego rodzaju dane geologiczne i geofizyczne zaproponowano dla basenu polskiego lokalizację głębokich stref uskokowych odpowiedzialnych za jego subsydencję, a następnie inwersję, zgodnie z modelem pokazanym na fig. 4 (Krzywiec, 2006a, b; Krzywiec i in, 2006). Strefy te są pokazane na tle mapy grawimetrycznej (fig. 5) i mapy współczesnej głębokości spągu cechsztynu (fig. 6) będącej bliską aproksymacją post-inwersyjnej geometrii podłoża basenu polskiego. Aktywność tych stref uskokowych na etapie subsydencji doprowadziła do uformowania się osiowej części basenu polskiego, zwanej bruzdą środkowopolską, charakteryzującej się największymi miąższościami pokrywy osadowej (fig. 7; por. Dadlez i in., 1998b). Ze względu na generalnie słabą jakość obrazowania sejsmicznego pod ewaporatami cechsztynu, trudno jest jednoznacznie określić relacje tych głębokich stref uskokowych do utworów czerwonego spągowca, jednak analiza regionalnych map paleogeograficzno-paleofacjalnych sugeruje, że ewolucja centralnej części basenu czerwonego spągowca przynajmniej częściowo była kontrolowana przez omawiane strefy uskokowe (por. Krzywiec i in., 2006: fig. 14, 2019).

Aktywność głębokich stref uskokowych była też częściowo odpowiedzialna za uformowanie się w mezozoiku (począwszy od późnego triasu) różnego rodzaju struktur solnych (Sokołowski, 1966, 1972; Burliga, 1996; Dadlez, 1974, 1997, 2001; Dadlez, Marek, 1969, 1974; Krzywiec, 2004, 2012; Burliga i in., 2012a, b; Krzywiec, Stachowska, 2016; Rowan, Krzywiec, 2014). Na fig. 8 wyraźnie widać koincydencję między przebiegiem tych głębokich stref uskokowych a lokalizacją poduszek i wysadów solnych. Poduszki solne ulokowane ponad głębokimi strefami uskokowymi przynajmniej częściowo mogły powstać w efekcie inwersji półrowów tektonicznych wypełnionych cechsztyńskimi ewaporatami o lokalnie zwiększonej miąższości, tak jak w przypadku struktury Szubina (Krzywiec i in., 2019, 2024).

Regionalne uskoki w głębszym podłożu pre-permskim były aktywne również na etapie inwersji basenu polskiego – ich aktywność doprowadziła do powstania regionalnej antyklinalnej struktury zwanej antyklinorium środkowopolskim (fig. 9). W skali regionalnej jego powstanie było analogiczne do tego co pokazano na modelu z fig. 4.

Na etapie ekstensji obecność cechsztyńskich ewaporatów w basenie polskim doprowadzić mogła również do regionalnego zjawiska grawitacyjnego ześlizgiwania się (ang. *gravity gliding*) całej pokrywy osadowej w stronę centrum basenu. Doprowadzić to mogło do powstania struktur ekstensyjnych na krawędziach basenu, takich jak np. strefa uskokowa Poznań–Kalisz i być może również strefa uskokowa Poznań–Oleśnica na obszarze południowo-zachodniej flanki basenu, oraz południowo-wschodniego, naskórkowego segmentu strefy Koszalin–Chojnice na flance północno-wschodniej. W przypadku strefy uskokowej Poznań–Kalisz należy jednak pamiętać, że jej geneza mogła być też przynajmniej częściowo związana z ruchami przesuwczymi w podłożu (Kwolek, 2000). Powstanie struktur ekstensyjnych na flankach basenu polskiego było powiązane z powstaniem struktur kompresyjnych w jego centralnej części, takich jak np. struktura Wojszyc (por. Warsitzka i in., 2021 oraz transekt 3 z fig. 10). Byłoby to zjawisko analogiczne do tego, jakie obserwujemy na pasywnych obrzeżach kontynentalnych, gdzie mamy często do czynienia z obszarami regionalnej ekstensji w górnej części skłonu kontynentalnego (ang. *upslope extension*), kompensowanych w dolnej części skłonu, w głębokiej części basenu, przez regionalne strefy kompresji (ang. *downslope compression*) (Rowan i in., 2004). W przypadku basenu polskiego oczywiście skala tego zjawiska byłaby zupełnie inna – systemy grawitacyjne na skłonach kontynentalnych mają często rozmiary liczone w setkach czy tysiącach kilometrów podczas gdy w basenie polskim można mówić o kilkudziesięciu kilometrach, maksymalnie 100–150 km (Warsitzka i in., 2021).

W północno-zachodniej części basenu (obszar morski) oraz w części południowo-wschodniej (północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i częściowo Lubelszczyzna), czyli poza zasięgiem ewaporatów, tektonika w podłożu była bezpośrednio przenoszona w obręb mezozoicznej pokrywy osadowej bez efektu mechanicznego odspojenia.

Struktura wybranych fragmentów basenu polskiego jest zilustrowana na profilach geosejsmicznych pokazanych na fig. 10 (por. Krzywiec, 2006a, b; Krzywiec i in., 2006; Scheck-Wenderoth i in., 2008). Ilustrują one wszystkie kluczowe elementy tektoniczne opi-

5
Platforma paleozoiczna

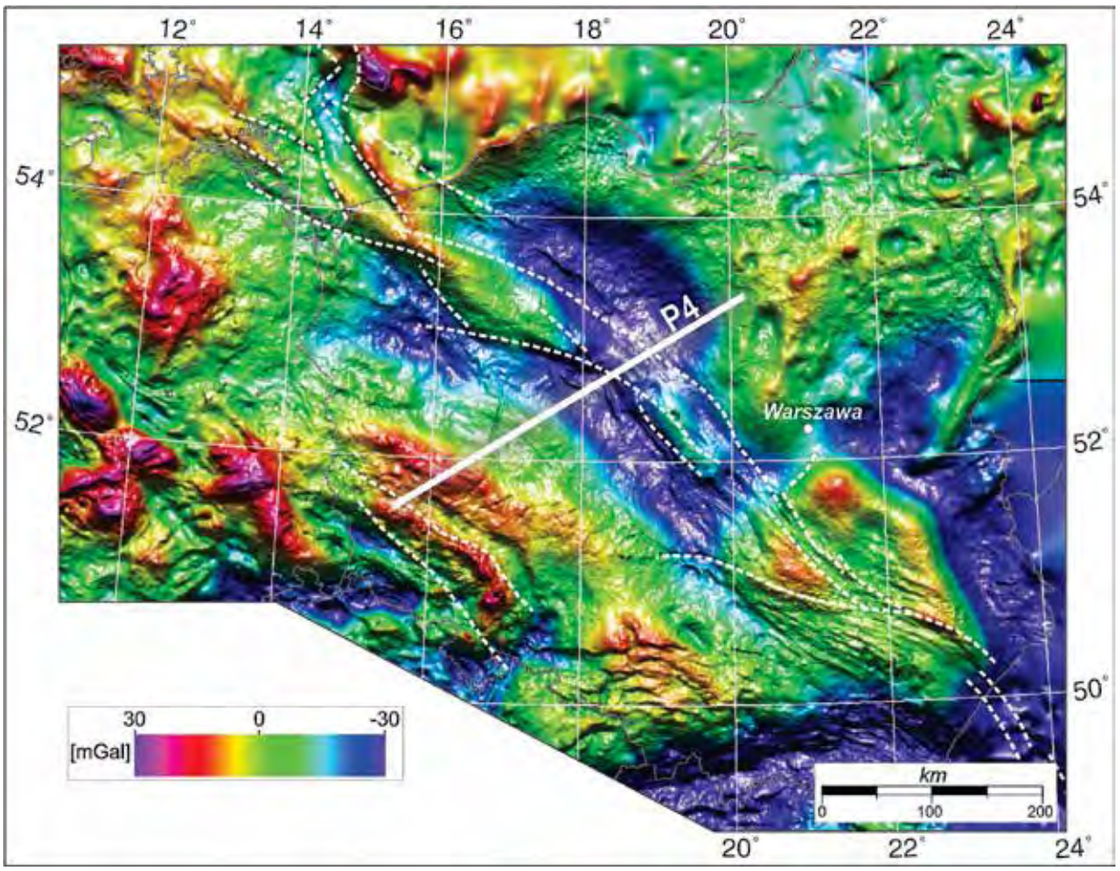


FIG. 5. Mapa grawimetryczna (por. Wybraniec, 1999; Guterch i in., 2010) oraz główne strefy uskokowe odpowiedzialne za subsydencję i inwersję basenu polskiego (białe przerywane linie, wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełnione w oparciu o Seidela i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020). Biała linia – lokalizacja fragmentu głębokiego profilu sejsmicznego P4 z fig. 1

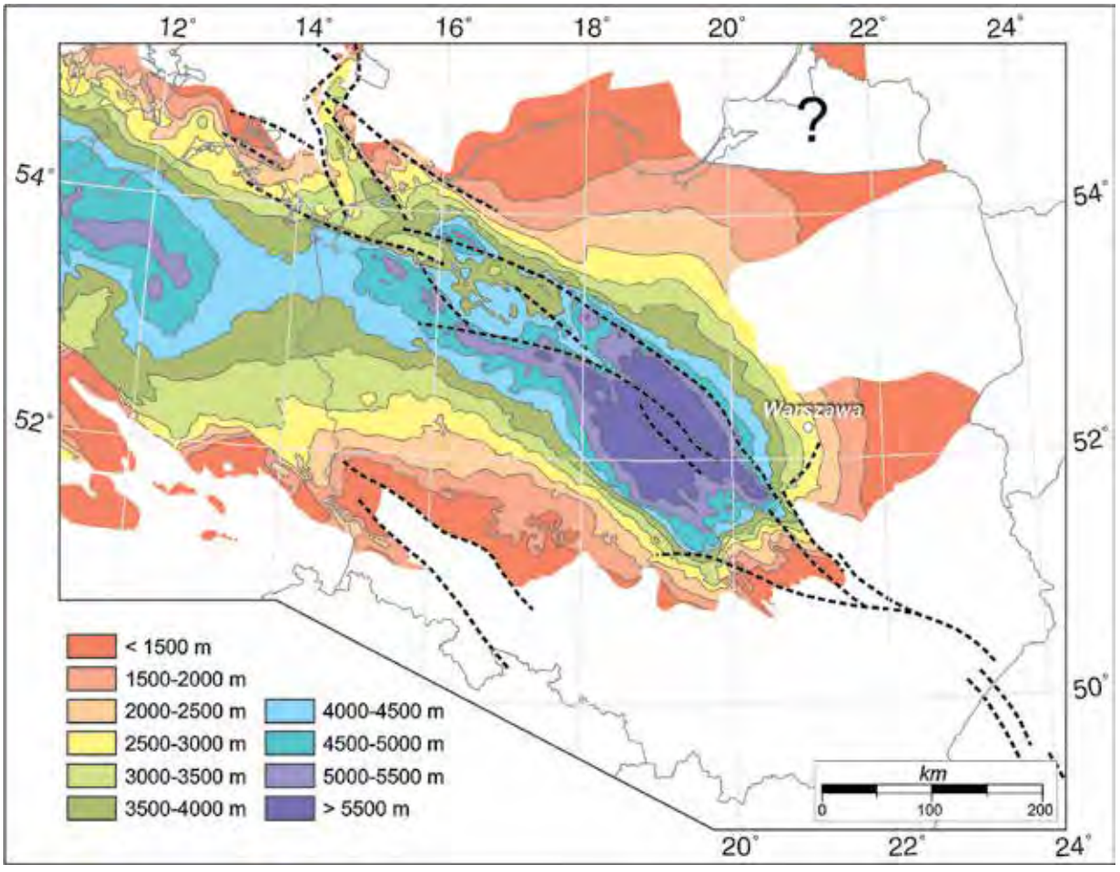


FIG. 6. Mapa głębokości spągu cechsztynu (wg Papiernika i in., 2000; Krzywca i in., 2006; Peryta i in., 2010) oraz główne strefy uskokowe odpowiedzialne za subsydencję i inwersję basenu polskiego (czarne przerywane linie; wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełnione na podstawie Seidela i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020)

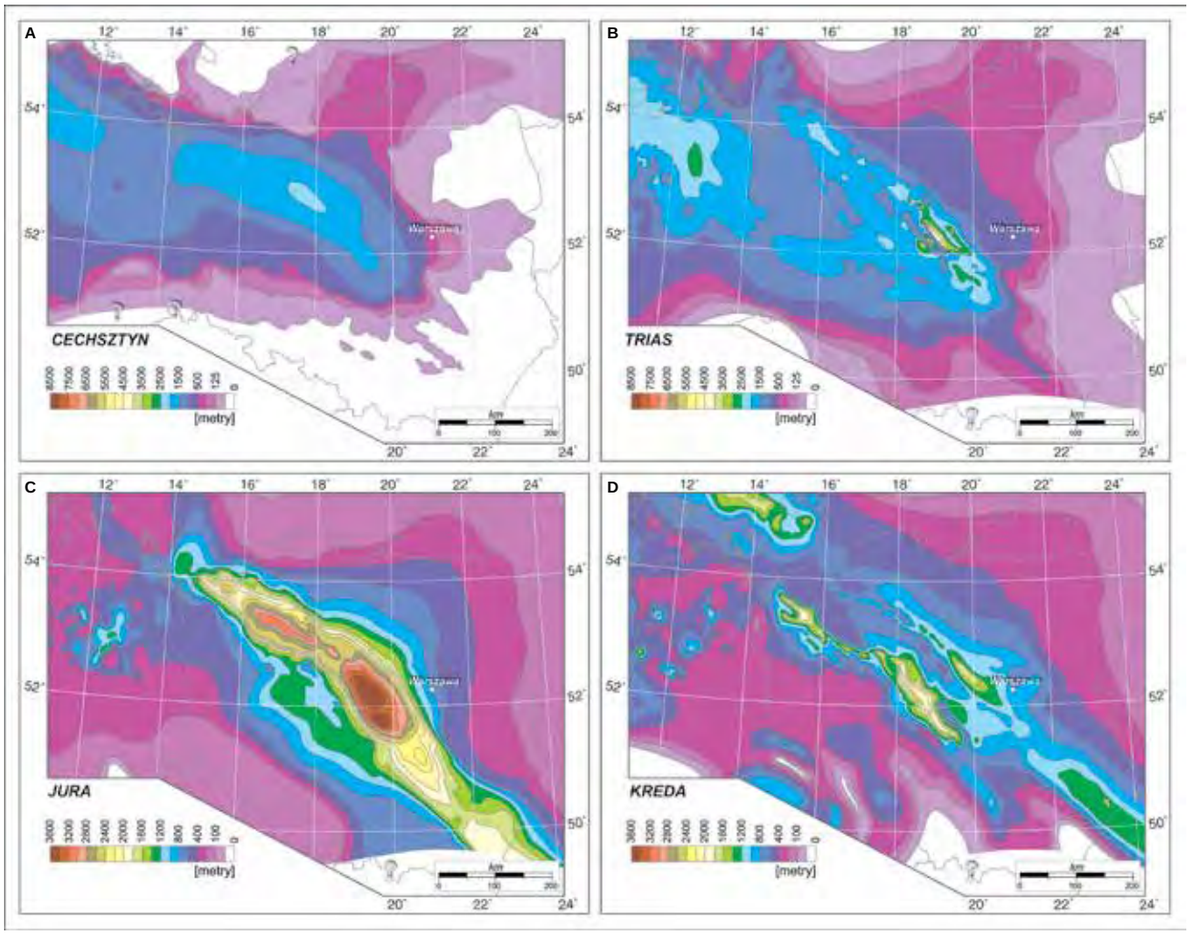


FIG. 7. Paleomiąższość cechsztynu A, triasu B, jury C i kredy D (wg Dadleza i in.,1998a; Zieglera, 1990; Maystrenki i in., 2013)

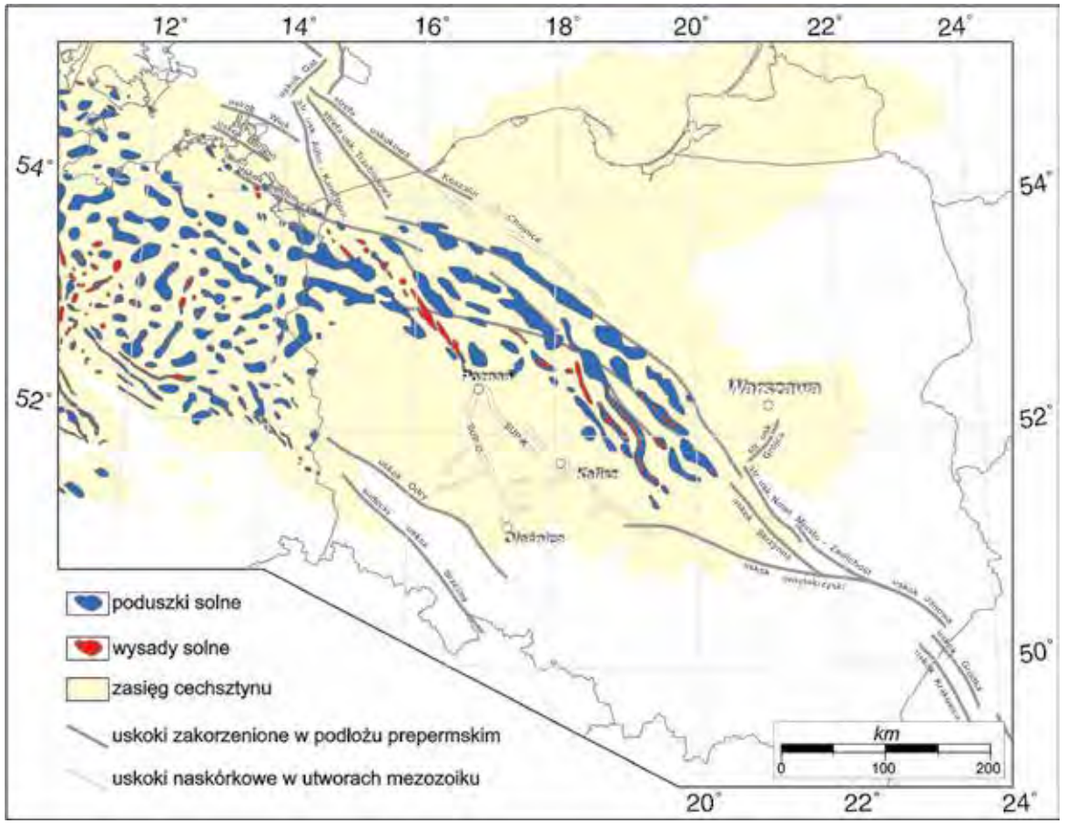


FIG. 8. Mapa struktur solnych i głównych stref uskokowych w kompleksie mezozoicznym (wg Dadleza, Marka, 1998; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Peryta i in., 2010; Pharaoha i in., 2010) oraz głównych stref uskokowych w podłożu pre-cechsztyńskim odpowiedzialnych za subsydencję i inwersję basenu polskiego (wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełnione w oparciu o Seidela i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020; zob. też podrozdział 5.2.3). Tektonika naskórkowa w mezozoiku na podstawie Dadleza i in. (1998a), Kwolka (2000) i Wybrańca (1998).
SUP-O: strefa uskokowa Poznań–Oleśnica, SUPK: strefa uskokowa Poznań–Kalisz

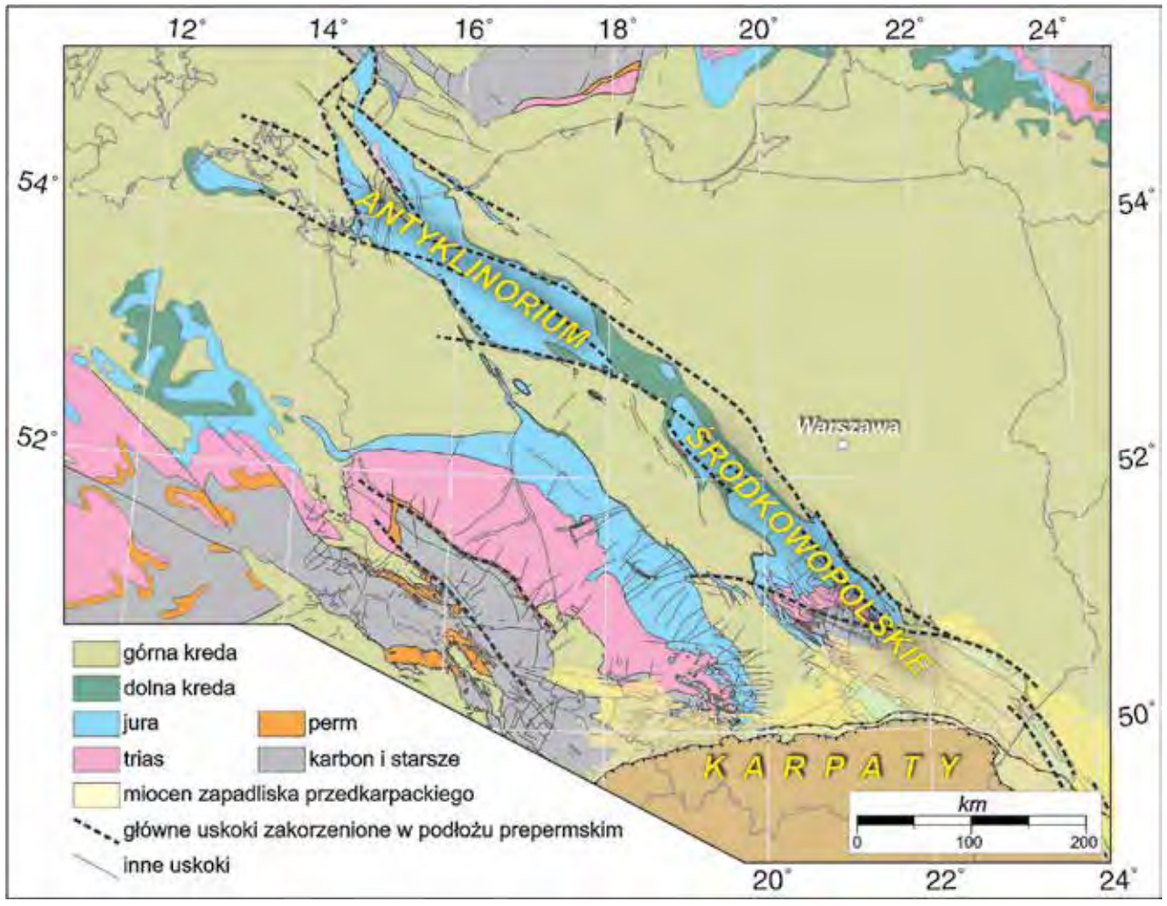


FIG. 9. Mapa geologiczna bez kenozoiku (wg Pożaryskiego i in., 1979; Zieglera, 1990; Dadleza i in., 2000; Ponikowskiej i in., 2024) oraz główne strefy uskokowe odpowiedzialne za subsydencję i inwersję basenu polskiego (czarne przerywane linie wg Krzywca i in., 2006, zmodyfikowano, dla części północno-zachodniej uzupełniono wg Seidla i in., 2018 oraz Ahlrichsa i in., 2020)

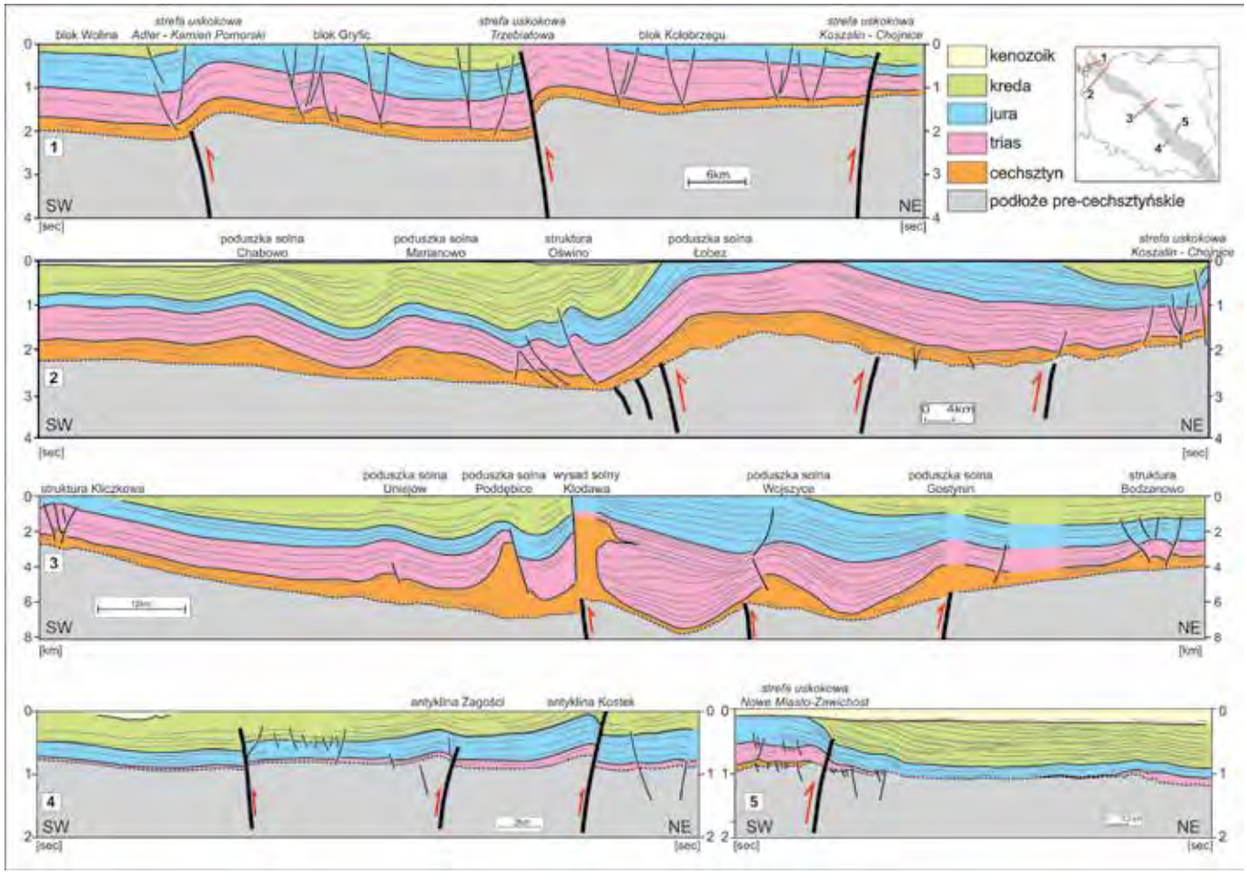


FIG. 10. Transekty geosejsmiczne obrazujące regionalną budowę basenu polskiego (Scheck-Wenderoth i in., 2008, zmodyfikowano)

sane powyżej. Profil 1 jest ulokowany na obszarze Bałtyku, na północno-zachodniej krawędzi basenu cechsztyńskiego charakteryzującej się niewielką miąższością plastycznych ewaporatów. Widać na nim dwie strefy tektoniczne (strefę uskokową Koszalin–Chojnice i strefę uskokową Trzebiatowa) zakorzenione w głębszym podłożu i związane ze skokowymi zmianami miąższości w mezozoiku, co dokumentuje ich aktywność na etapie subsydencji tej części bruzdy śródpolskiej (por. Dadlez, 1990; Mazur i in., 2005; Pokorski, 2010; Nguyen i in., 2024; Ponikowska i in., 2024). Te strefy uskokowe były również aktywne na etapie inwersji basenu, a ich reaktywacja w postaci uskoków odwróconych doprowadziła do uniesienia bloku Kołobrzegu. Inną charakterystykę ma strefa uskokowa Adler–Kamień Pomorski – w triasie nie była ona aktywna, na co wskazuje stała miąższość triasu, w jurze mogła charakteryzować się niewielką aktywnością ekstensyjną, natomiast główna faza aktywności, odpowiedzialna za utworzenie uskoku odwróconego, przypadła na późną kredę, na fazę inwersji basenu polskiego. Przemieszczenie wzdłuż tego uskoku odwróconego było na tyle małe, że uniesiony został blok Gryfic, a w obrębie pokrywy permo-mezozoicznej powstała jedynie antyklina inwersyjna, która jednak nie została przecięta uskokiem, a strefa uskokowa Adler–Kamień Pomorski została ograniczona do podłoża pre-cechsztyńskiego.

Profil 2 najlepiej odzwierciedla tektoniczny styl deformacji basenu polskiego, zgodny z modelem przedstawionym na fig. 4. Widać na nim uniesioną osiową część basenu, tworzącą obecnie antyklinorium środkowopolskie, charakteryzującą się zarazem największymi miąższościami utworów mezozoicznych. W przypadku głęboko zerodowanej jury, miąższość pre-erozyjna i zarazem pre-inwersyjna może być tylko szacowana, ale rozbieżny układ warstw jurajskich w kierunku osi antyklinorium sugeruje, że miąższości były tam największe. Zgodnie z sytuacją przedstawioną na modelu (fig. 4), zmiany miąższości w obrębie triasu i jury są ciągłe, a uskoki w podłożu nie przecięły miąższych utworów cechsztynu. Na obu flankach znajdują się struktury peryferyjne tj. struktura Oświno (Krzywiec, 2002b) i struktura (strefa uskokowa) Koszalin–Chojnice. Obie te struktury uległy kompresyjnej reaktywacji w późnej kredzie, tak jak to pokazano na modelu (fig. 4B).

Profil 3 z centralnej, kujawskiej części basenu polskiego pokazuje wysad solny Kłodawa, uformowany ponad uskokiem w podłożu, który bardziej szczegółowo omówiony jest poniżej. Również w tym przypadku widzimy struktury peryferyjne (strukturę Bodzanowa i rów Kliczkowa), rozwinięte na flankach basenu polskiego w stosunkowo dużej odległości od jego centrum. Obie te struktury mają charakter naskórkowy, a za powierzchnię odkłucia posłużyły cechsztyńskie ewaporaty.

Profil 4 ilustruje strukturę niecki miechowskiej (por. Słonka, Krzywiec, 2020a, b). Występują tam trzy strefy uskokowe aktywne w trakcie późnokredowej inwersji basenu polskiego, jednak wydaje się, że ich aktywność na etapie subsydencji była niewielka. Ze względu na brak ewaporatów nie dochodzi w tej części basenu do mechanicznego odspojenia u spągu mezozoiku. Deformacje w podłożu bezpośrednio przekładają się na deformacje w sekwencji mezozoicznej – podobnie jak w segmencie bałtyckim przedstawionym na profilu 1.

Profil 5, ulokowany w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na samym skraju basenu cechsztyńskiego, również nie wykazuje mechanicznego odspojenia, a tektonika w obrębie precechsztyńskiego podłoża bezpośrednio przekłada się na deformacje uskokowo-fałdowe w pokrywie mezozoicznej. Szczegółowa analiza mezozoicznej ewolucji tego fragmentu basenu znajduje się poniżej (por. Krzywiec i in., 2009).

Po omówieniu ogólnego stylu strukturalnego basenu polskiego, poniżej zaprezentowanw są przykłady sejsmiczne z jego wybranych części, szczegółowo ilustrujące ich budowę i ewolucję geologiczną.

Pierwszy omawiany przykład reprezentuje zachodnią część polskiej strefy Bałtyku. Na fig. 11 jest pokazany regionalny profil sejsmiczny obrazujący budowę geologiczną morskiej części antyklinorium środkowopolskiego i jego wschodniej flanki, pomierzony przez konsorcjum naukowe Instytutu Geofizyki PAN, Instytutu Nauk Geologicznych PAN, Uniwersytetu w Hamburgu oraz Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (Krzywiec i in., 2021; Nguyen i in,. 2024; Ponikowska i in., 2024). Struktura antyklinorium środkowopolskiego jest tu bardzo zbliżona do sytuacji przedstawionej na fig. 10 i omówionej powyżej (por. Krzywiec i in., 2003; Mazur i in., 2005; Pokorski, 2010), przy czym szczególną uwagę warto zwrócić na wykształcenie górnej kredy na granicy bloku Darłowa i bloku Ustki. Poprzednio zaproponowane modele dla tej strefy zakładały, że kreda leży tam połogo, niezgodnie na zdeformowanym paleozoiku, a deformacje w obrębie syluru i starszych utworów są wieku paleozoicznego (kaledońskiego?) (Jaworowski i in., 2010). Na powiększonym fragmencie prezentowanego profilu widać jednak, że utwory górnej kredy są przy strefie uskokowej rozdzielającej blok Darłowa i blok Ustki zdeformowane i uniesione ku górze, zgodnie z przemieszczeniem krawędzi bloku Ustki (Krzywiec i in., 2022b). Jednoznacznie pokazuje to, że blok Ustki został uniesiony w późnej kredzie i, tym samym, strefa deformacji związanych z późnokredową inwersją basenu polskiego rozciąga się znacznie dalej na wschód, niż to do tej pory przyjmowano

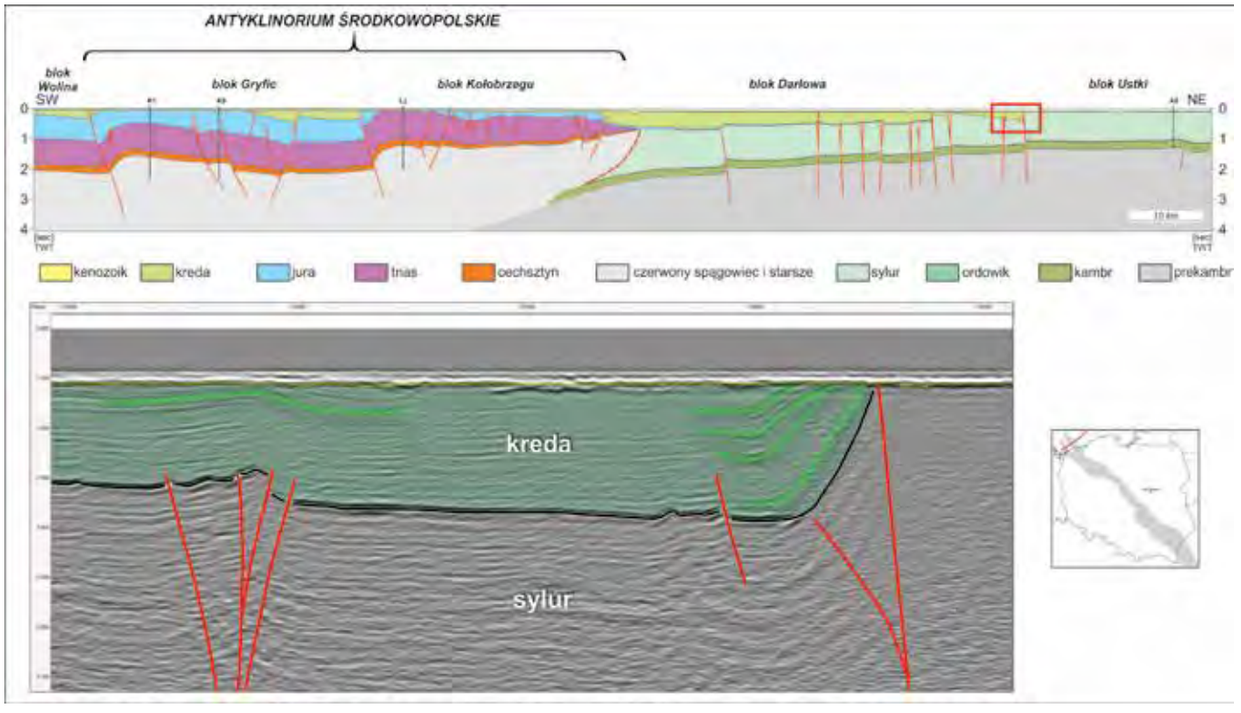


FIG. 11. Profil sejsmiczny z południowego Bałtyku obrazujący szczegóły budowy geologicznej północno-zachodniej części antyklinorium środkowopolskiego oraz bloków Darłowa i Słupska (Krzywiec i in., 2022b, por. Krzywiec i in., 2021)



FIG. 12. Struktura Koszalin–Chojnice, która powstała na północno-wschodniej flance basenu polskiego jako naskórkowa (and. *thin-skinned*) struktura peryferyczna na etapie jego subsydencji, a następnie uległa kompresyjnej reaktywacji na etapie jego inwersji (por. Krzywiec, 2006b, 2012; Krzywiec i in., 2022a; Stachowska, Krzywiec, 2023)

i objęła nie tylko blok Darłowa (Krzywiec i in., 2003), ale również blok Ustki i być może również bloki położone dalej na wschód tj. blok Słupska, blok Smołdzina i blok Łeby (por. Jaworowski i in., 2010; Pokorski, 2010).

Kolejną strukturą peryferyjną w stosunku do centrum basenu polskiego jest wspomniana już wyżej strefa Koszalin–Chojnice (fig. 12). Strefa ta rozumiana jest w literaturze dwojako: (1) albo jako strefa deformacji w obrębie paleozoiku (głównie dolnego) lub (2) tak jak w niniejszym tekście – jako strefa deformacji w obrębie permo-mezozoiku (Dadlez, 1978; Pożaryski i in., 1982; por. Krzywiec i in., 2022a). W części północno-zachodniej jest ona zakorzeniona w podłożu pre-cechsztyńskim (Krzywiec i in., 2003; Mazur i in., 2005; Nguyen i in,. 2024; Ponikowska i in., 2024), jednak w jej bardziej południowej części, ze względu na większe miąższości cechsztyńskich ewaporatów, ma ona charakter struktury naskórkowej, a główne uskoki ją ograniczające są zakorzenione w ewaporatach cechsztynu (por. Krzywiec, 2006b, 2012; Krzywiec i in., 2022a). Lokalne wzrosty miąższości utworów mezozoicznych dokumentują jej aktywność w triasie i jurze, zgodnie z modelem

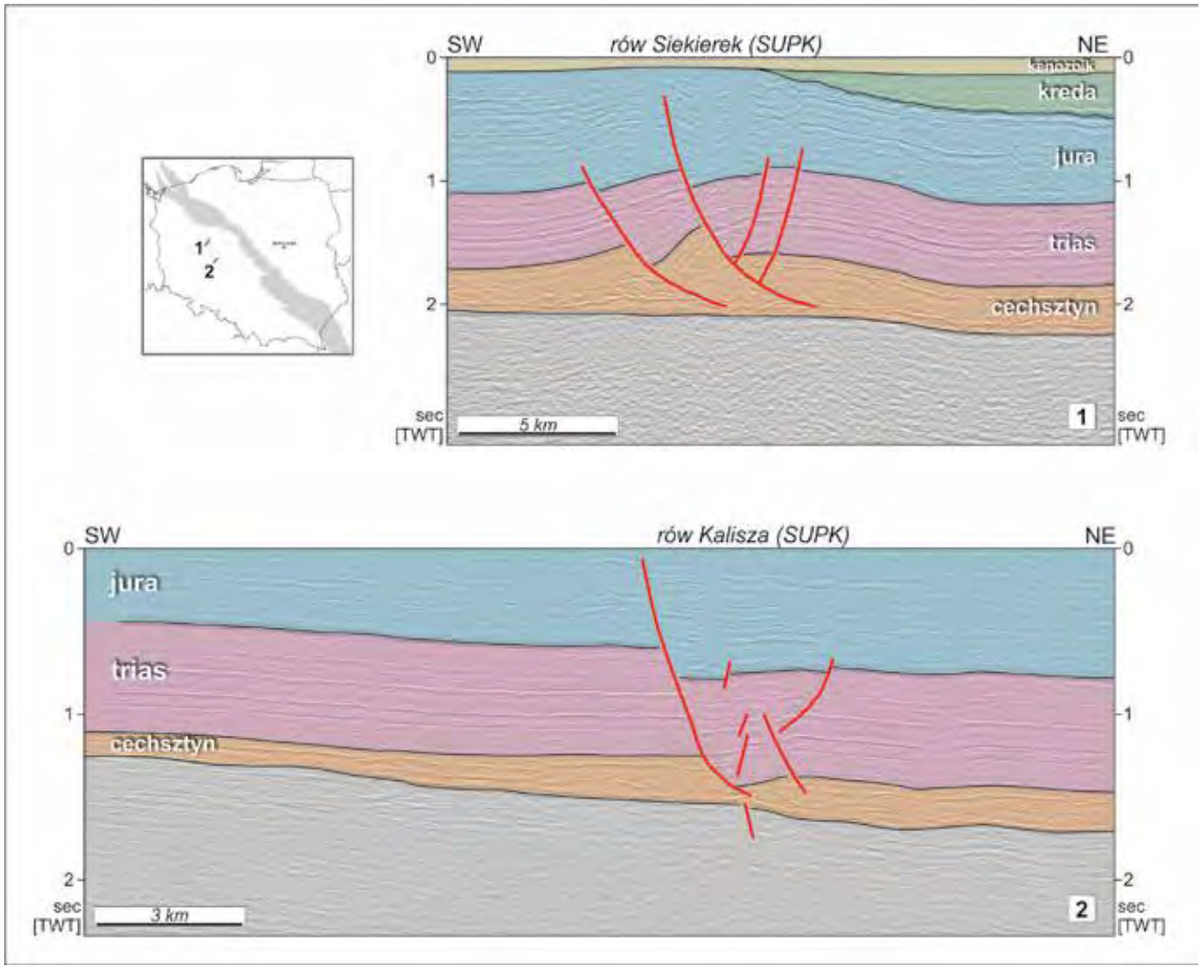


FIG. 13. Przykłady naskórkowych półrowów tektonicznych rozwiniętych ponad ewaporatami cechsztynu: po późnokredowej reaktywacji kompresyjnej (rów Siekierek) i bez oznak reaktywacji (rów Kalisza) (por. Krzywiec i in., 2017; Kwolek, 2000). SUPK: strefa uskokowa Poznań–Kalisz (por. fig. 8)

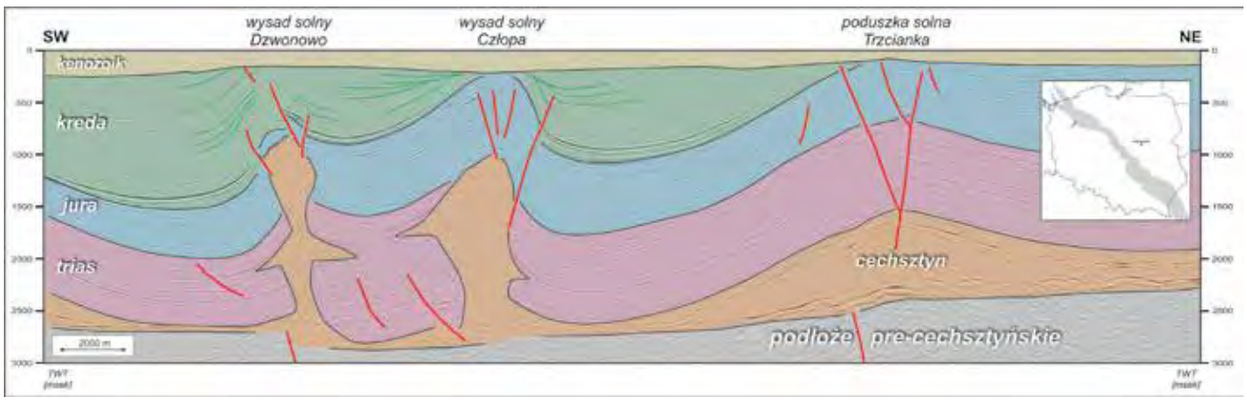


FIG. 14. Wysady solne Dzwonowo–Człopa, które powstały jako struktury peryferyjne w obrębie południowo-zachodniej flanki bruzdy środkowopolskiej w trakcie triasowo-jurajskiej subsydencji basenu polskiego, a następnie uległy kompresyjnej reaktywacji w trakcie późnokredowej inwersji (Krzywiec, 2006b, 2012)

pokazanym na fig. 4. W późnej kredzie doszło do kompresyjnej reaktywacji strefy Koszalin–Chojnice, wskutek czego powstała charakterystyczna struktura antyklinalna. W przegubie tej antykliny widać szereg lokalnych stref redukcji miąższości utworów górnej kredy oraz lokalne niezgodności wywołane erozją unoszonych fragmentów tej struktury, również w zgodzie z omówionym powyżej modelem. Elewacje w obrębie dna zbiornika kredowego, powstałe w tej strefie w trakcie inwersji basenu polskiego, w istotny sposób modyfikowały lokalne syninwersyjne systemy depozycyjne (Stachowska, Krzywiec, 2023, 2024a).

W obrębie południowo-zachodniej flanki basenu polskiego również powstawały struktury peryferyjne, jednak bardziej zróżnicowane niż w obrębie flanki północno-wschodniej, co związane było z bardziej zróżnicowanymi miąższościami ewaporatów cechsztyńskich i ich zmiennością litologiczną. W pewnym oddaleniu od południowo-zachodniej krawędzi antyklinorium środkowopolskiego utworzył się system naskórkowych rowów tektonicznych po części zakorzenionych w cechsztyńskich ewaporatach (Kwolek, 2000; Krzywiec i in., 2017; Bobek i in., 2021). Na fig. 13 są przedstawione dwa przykłady takich struktur: rów Siekierek, będący bezpośrednim przedłużeniem strefy wysadów solnych Drawno–Człopa i Szamotuł oraz ulokowany na południowy-wschód od Poznania (por. Rowan, Krzywiec, 2014), czyli relatywnie blisko osiowej części basenu polskiego, rów Kalisza, bardziej oddalony od osiowej części basenu. Rów Siekierek był aktywny w trakcie triasowej i jurajskiej ekstensji, a następnie uległ inwersji w późnej kredzie, natomiast rów Kalisza był aktywny tylko w jurze i nie uległ inwersji. Taka ich odmienna charakterystyka może być efektem odmiennej odległości od centrum basenu.

Drugi typ struktur peryferyjnych, powstałych w obrębie południowo-zachodniej flanki basenu, to wysady solne (Dadlez, 2001, 2005; Krzywiec, 2006b, 2012; Krzywiec, Stachowska, 2016; por. fig. 8). Na fig. 14 widać wysady solne Dzwonowo i Człopa, które powstały, podobnie jak wysad Szamotuł, na etapie regionalnej ekstensji i subsydencji (por. Rowan, Krzywiec, 2014), a następnie uległy silnej reaktywacji kompresyjnej. Reaktywacja ta, związana z inwersją basenu polskiego i powstaniem antyklinorium środkowopolskiego, doprowadziła do powstania ponad wysadami solnymi lokalnych struktur antyklinalnych, tak jak to schematycznie pokazano na modelu z fig. 4. W obrębie tych antyklin widać liczne redukcje miąższości i lokalne niezgodności, dokumentujące syndepozycyjny wzrost tych struktur, co było sugerowane również w oparciu o dane otworowe (Leszczyński, 2002, 2012). Nieco dalej na południowy zachód, w otoczeniu wysadu solnego Szamotuł, zidentyfikowane zostały osady o charakterze konturytów (Krzywiec i in., 2022b; Stachowska, Krzywiec, 2024b). Zostały one zdeponowane przez prądy konturowe, opływające elewację powstałą w dnie basenu późnokredowego w związku z wypiętrzanie mwysadu Szamotuł, spowodowanym kompresyjną reaktywacją w trakcie inwersji basenu polskiego.

Profil sejsmiczny z figury 15 obrazuje wysad solny Kłodawa, który powstał w obrębie osiowej części basenu, a nie na jego flance. Wysad ten jest największą strukturą solną w obrębie basenu polskiego, a jego powstanie było związane ze znaczną ekstensją i uskokowaniem podłoża tej części basenu. Powstawanie wysadów solnych bezpośrednio ponad uskokami podłoża jest zjawiskiem dość dobrze rozpoznanym (np. Koyi, Petersen, 1993; Koyi i in., 1993; Moragas i in., 2016). Narastający stopień ekstensji w podłożu doprowadził w późnym triasie do ekstensji w nadkładzie ewaporatów cechsztyńskich (Krzywiec, 2004, 2012; Krzywiec i in, 2017). Wzdłuż powstałego wówczas uskoku normalnego cechsztyńskie ewaporaty przemigrowały do powierzchni, co doprowadziło do powstania dużych rozmiarów ekstruzji solnej, podobnej do ekstruzji znanych np. z gór Zagros w Iranie (por. Bukowski, 2020).

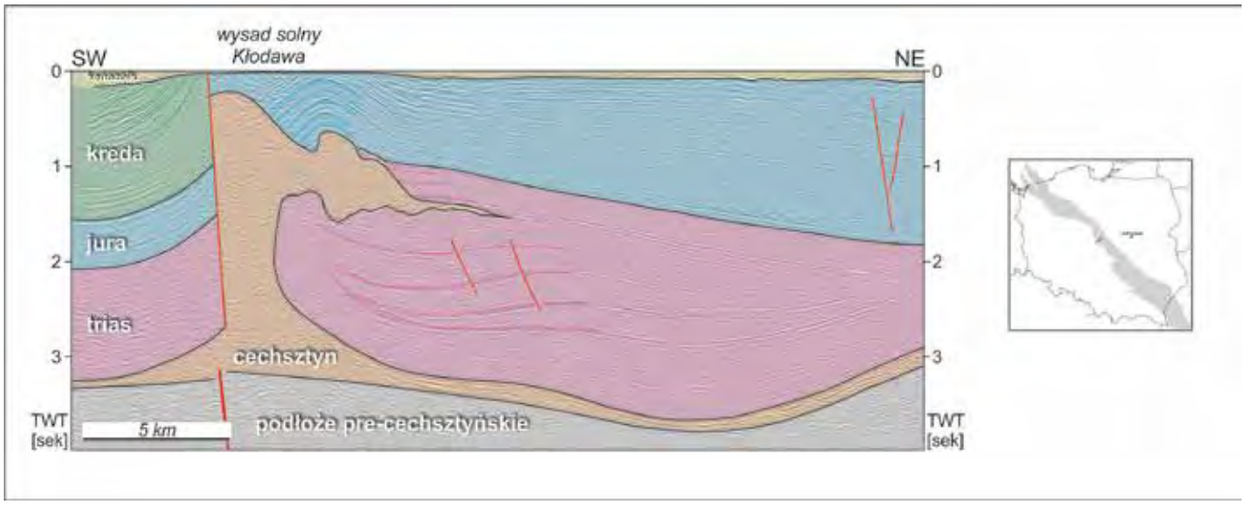


FIG. 15. Wysad solny Kłodawa wraz z dużych rozmiarów przewieszką solną, która powstała w późnym triasie jako ekstruzja solna (Krzywiec, 2004, 2012; Krzywiec i in., 2017)

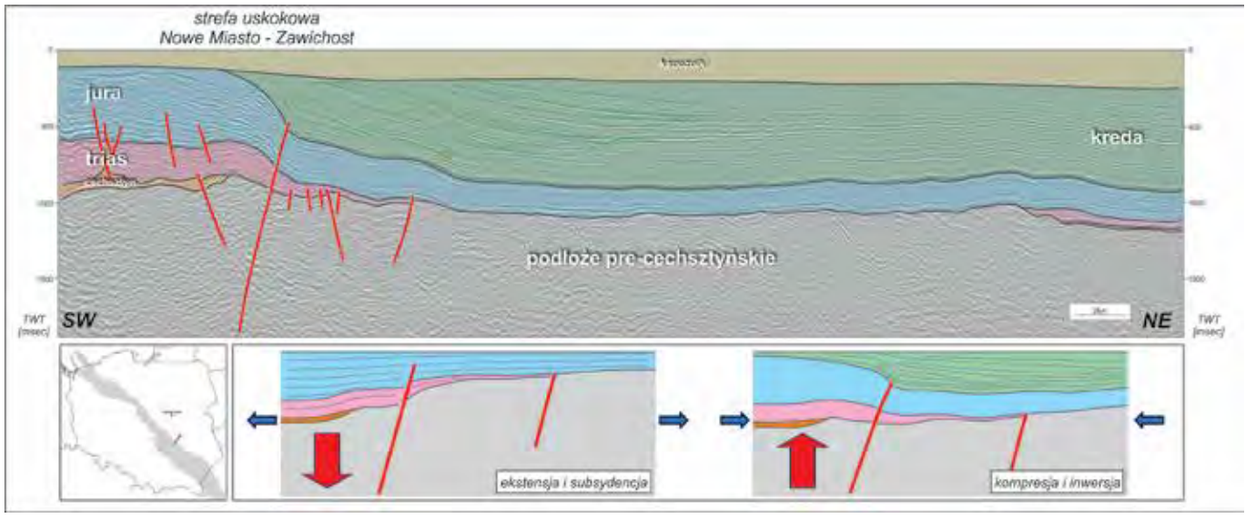


FIG. 16. Struktura północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich i model ewolucji tej części basenu polskiego na etapie jego subsydencji i inwersji (wg Krzywca i in., 2009)

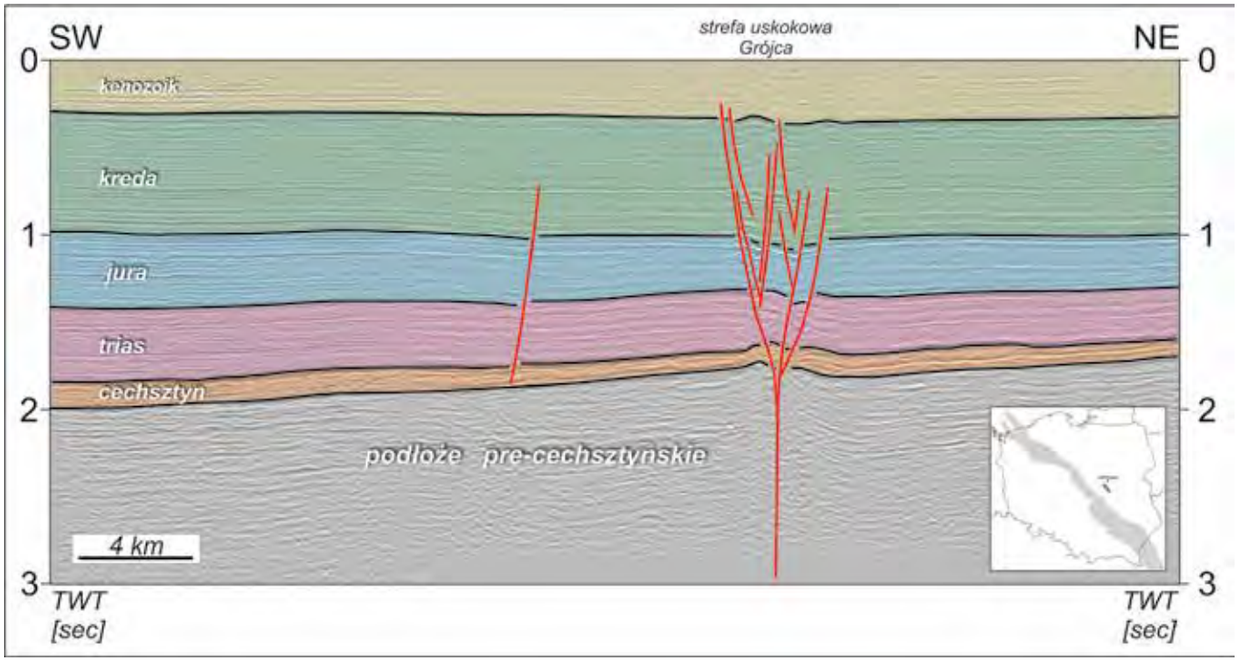


FIG. 17. Uskok przesuwczy Grójca (por. Krzywiec, 2002a, 2009b)

Ekstruzja solna została następnie niezgodnie przykryta przez najmłodsze osady triasu (najwyższy kajper–ret) i jury, co na danych sejsmicznych manifestuje się bardzo wyraźnie widocznymi przekraczającymi kontaktami triasowych i jurajskich horyzontów sejsmicznych nad stropem przewieszki solnej. Przewieszka została wraz z nadkładem jurajskim sfałdowana w trakcie późnokredowej inwersji basenu polskiego. Ekstruzja tak potężnych mas soli doprowadziła do znacznego lokalnego zasolenia zbiornika triasowego, w efekcie czego zostały zdeponowane występujące w obrębie środkowej i górnej części dolnych warstw gipsowych warstwy soli o miąższościach sięgających 150 m (por. Iwanow, 1998d; Krzywiec i in., 2017). Dokładnie ta część triasu rozpoczyna sekwencję niezgodnie przykrywającą przewieszkę solną, co jest w pełni kompatybilne z modelem późnotriasowej ekstruzji solnej i późniejszego rozpuszczania oraz redepozycji soli. Przewieszki („skrzydła") solne zostały zobrazowane również na profilach sejsmicznych pomierzonych ponad wysadami Szamotuł, Gopła i Mogilna (Krzywiec, 2012; Rowan, Krzywiec, 2014; Krzywiec i in., 2017), co sugerować może, że ekstruzje solne powstawały w basenie polskim na większym obszarze, nie tylko w rejonie wysadu Kłodawa. Analogiczne skrzydła solne rozpoznano również w Niemczech, gdzie także powiązano je z ekstruzjami (Mohr i in., 2005, 2007; Kukla i in., 2008). Zachowane utwory kredy po południowo-zachodniej stronie wysadu solnego Kłodawa charakteryzują się redukcją miąższości w jego kierunku, co wskazuje na późnokredowy wzrost tej struktury solnej powiązany z inwersją basenu, na co wskazywał już Leszczyński (2000).

Na obszarze Polski południowo-wschodniej, w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie zaznacza się już wpływ mechanicznego odspojenia związanego z cechsztyńskimi ewaporatami. Dane sejsmiczne pomierzone w tym rejonie zobrazowały strefę uskokową Nowe Miasto–Zawichost, która definiowała północno-wschodnią krawędź bruzdy środkowopolskiej, a następnie krawędź antyklinorium środkowopolskiego (fig. 16; por. Krzywiec, 2009a; Krzywiec i in., 2009). Po obu jej stronach widać bardzo charakterystyczne zmiany miąższości – skrzydło południowo-zachodnie charakteryzuje się znacznie większymi miąższościami utworów triasu i jury, występuje tam również cechsztyn, podczas gdy utwory kredy są niewielkiej miąższości (częściowo zostały one zerodowane po inwersji basenu polskiego). W skrzydle północno-wschodnim obserwuje się odwrotny rozkład miąższości – trias występuje tam tylko miejscami i jest bardzo niewielkiej miąższości, również jura jest niewielkiej miąższości, natomiast górna kreda wykazuje dużą miąższość. W obrębie górnej kredy widać też wyraźnie jej progradacyjny charakter z dostawą osadów na północny wschód. Tego typu architektura depozycyjna jednoznacznie definiuje dwa pod-

stawowe etapy rozwoju tej struktury, które pokazane są na fig. 16: (1) etap ekstensji i subsydencji oraz (2) etap kompresji i inwersji (Krzywiec i in., 2009). Warto podkreślić, że system uskoków odwróconych w tej części basenu zaproponował w swojej pionierskiej pracy, opartej jedynie na danych powierzchniowych i nielicznych otworach, już w 1948 r. W. Pożaryski (1948; por. też Pożaryski, 1997). Model unoszonego w efekcie inwersji bloku podłoża i związanej z tym lokalnej erozji i depozycji osadów syn-inwersyjnych odpowiada temu, co opisano w oparciu o dane powierzchniowe w obrębie basenu subhercyńskiego w Niemczech (Voigt i in., 2004, 2006, 2008; von Eynatten i in., 2008). Jak pokazała analiza regionalnych danych sejsmicznych, krawędź platformy wschodnioeuropejskiej w obrębie północno-wschodniej flanki basenu polskiego ulegała w jurze i kredzie epizodom unoszenia i erozji, co między innymi doprowadziło do powstania regionalnej luki stratygraficznej między górną jurą (kimeryd) a górną kredą (cenoman) (Krzywiec i in., 2018; Stachowska, Krzywiec, 2021). Podobne zjawisko mogło być odpowiedzialne za powstanie niezgodności pomiędzy utworami triasu i jury a górnej kredy na obszarze na zachód od Poznania (w bloku Gorzowa) (fig. 9).

Wielu badaczy postulowało występowanie ruchów przesuwczych w trakcie ewolucji basenu polskiego (Dadlez, 1994; Konon, 2007; Konon i in., 2016). Przykład sejsmiczny z fig. 17 ilustruje uskok Grójca (Krzywiec, 2009). Uskok ten, o geometrii tzw. struktury kwiatowej (and. *flower structure*) typowej dla stref przesuwczych (Harding, 1985), nie jest związany z istotnymi zmianami miąższości utworów triasu i jury. Oznacza to, że, wbrew wcześniej formułowanym podglądom, opartym jednak jedynie na danych otworowych i nie uwzględniającym danych sejsmicznych (Hakenberg, Świdrowska, 1997, 1998b), nie stanowił on żadnej szczególnie istotnej strefy tektonicznej kontrolującej ewolucję basenu polskiego. Uskok Grójca był aktywny w trakcie późnokredowej inwersji basenu polskiego, a jego ostatni etap aktywności objął wczesny paleocen, na co wskazuje zafałdowanie osadów tego wieku, współkształtne z deformacjami w obrębie mastrychtu (zob. też rozdział 8).

LITERATURA

Ahlrichs N., Hübscher C., Noack V., Schnabel M., Damm V., Krawczyk C.M., 2020. Structural evolution at the northeast North German Basin margin: from initial Triassic salt movement to Late Cretaceous-Cenozoic remobilization. Tectonics, 39, e2019TC005927.

Allen P.A., Allen J.R., 2013. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. Wiley-Blackwell, Oxford.

Bobek K., Konieczyńska M., Jarosiński M., 2021. Tectonics of Wysoka Kamieńska Graben, NW Poland. Geological Quarterly, 65, 38.

Botor D., 2023. Hydrocarbon generation modelling in the Permian and Triassic strata of the Polish Basin: implications for hydrocarbon potential assessment. Geological Quarterly, 67, 20.

Botor D., Anczkiewicz A.A., Dunkl I., Golonka J., Paszkowski M., Mazur S., 2018. Tectonothermal history of the Holy Cross Mountains (Poland) in the light of low-temperature thermochronology. Terra Nova, 30: 270–278.

Botor D., Mazur S., Anczkiewicz A.A., Dunkl I., Golonka J., 2021. Thermal history of the East European Platform margin in Poland based on apatite and zircon low-temperature thermochronology. Solid Earth, 12: 1899–1930.

Bukowski K., 2020. Procesy geomorfologiczne na wybranych wysadach soli w pasie fałdowo-nasuwczym gór Zagros w Iranie. Przegląd Geologiczny, 68: 167–177.

Burliga S., 1996. Implications for early basin dynamics of the Mid-Polish Trough from deformational structures within salt deposits in central Poland. Geological Quarterly, 40: 185–202.

Burliga S., Koyi H.A., Krzywiec P., 2012a. Modelling cover deformation and decoupling during inversion, using the Mid-Polish Trough as a case study. Journal of Structural Geology, 42: 62–73.

Burliga S., Koyi H.A., Chemia Z., 2012b. Analogue and numerical modelling of salt supply to a diapiric structure rising above an active basement fault. Geological Society, London, Special Publications, 363: 395–408.

Dadlez R., 1974. Types of local tectonic structures in the Zechstein-Mesozoic complex of northwestern Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 149–177.

Dadlez R., 1978. Podpermskie kompleksy w strefie Koszalin-Chojnice. Kwartalnik Geologiczny, 22: 269–301.

Dadlez R., 1990. Tektonika południowego Bałtyku. Kwartalnik Geologiczny, 34: 1–20.

Dadlez R., 1994. Strike-slip movements in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 38: 307–318.

Dadlez R., 1997. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 410–415.

Dadlez R., 2001. Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., 2003. Mesozoic thickness pattern in the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 47: 223–240.

Literatura

Dadlez R., 2005. South-western boundary of the Mid-Polish Trough – new seismic data from the Oświno–Człopa Zone (NW Poland). Geological Quarterly, 47: 471–480.

Dadlez R., Marek S., 1969. Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego. Kwartalnik Geologiczny, 3: 543–565.

Dadlez R., Marek S., 1974. General outline of the Tectonics of the Zechstein – Mesozoic complex in central and northwestern Poland. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 274: 11–148.

Dadlez R., Marek S., 1998. Główne uskoki, antykliny solne i niesolne. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., van Wess J.-D., 1995. Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Dadlez R., Jóźwiak W., Młynarski S., 1997. Subsidence and inversion in the western part of Polish Basin – data from seismic velocities. Geological Quarterly, 41: 197–208.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998a. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dadlez R., Narkiewicz M., Pokorski J., Wagner R., 1998b. Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 47–56.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000. Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoiku. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Dielforder A., Frasca G., Brune S., Ford M., 2019. Formation of the Iberian-European convergent plate boundary fault and its effect on intraplate deformation in Central Europe. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 20: 2395–2417.

Doornenbal J.C., Stevenson A.G. (red.), 2010. Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications B.V., Houten.

Feldman-Olszewska A., 1998a. Jura dolna. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Feldman-Olszewska A., 1998b. Jura środkowa. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Gast R., Dusar M., Breitkreutz Ch., Gaupp R., Schneider J.W., Stemmerik L., Geluk M., Geissler M., Kiersnowski H., Glennie K., Kabel S., Jones N., 2010. Rotliegend. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 101–122. EAGE Publications B.V., Houten.

Gaździcka E., 1998. Jura górna z dolnym beriasem. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous – early Palaeogene inversion – related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U., Motuza G., Nasedkin V., Czuba W., Gaczyński E., Środa P., Miller K.C., Wilde-Piórko M., Komminaho K., Jacyna J., Korabliova L., 2003. Crustal structure of the Trans-European Suture Zone region along POLONAISE'97 seismic profile P4. Journal of Geophysical Research, 108, B11.

Grad M., Tiira T., ESC Working Group, 2009. The Moho depth map of the European Plate. Geophysical Journal International, 176: 279–292.

Grad M., Polkowski M., Ostaficzuk S.R., 2016. High-resolution 3D seismic model of the crustal and uppermost mantle structure in Poland. Tectonophysics, 666: 188–210.

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 A., 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.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 11–23. EAGE Publications B.V., Houten.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1997. Propagation of the south-eastern segment of the Polish Trough connected with bounding fault zones (from the Permian to Late Jurassic). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 324: 793–803.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998a. Evolution of the Holy Cross segment of the Mid-Polish Trough during Cretaceous time. Geological Quarterly, 42: 239–262.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1998b. Rozwój południowo-wschodniego segmentu bruzdy polskiej i jego związek ze strefami uskoków ograniczających (od permu do późnej jury). Przegląd Geologiczny, 46: 503–508.

Hakenberg M., Świdrowska J., 2001. Cretaceous Basin evolution in the Lublin area along the Teisseyre-Tornquist Zone (SE Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71: 1–20.

Harding T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69: 582–600.

Literatura

Iwanow A., 1998a. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Iwanow A., 1998b. Pstry piaskowiec górny, wapień muszlowy i dolny kajper. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Iwanow A., 1998c. Górny kajper i retyk. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Iwanow A., 1998d. Paleogeografia środkowego kajpru, dolne warstwy gipsowe. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Jaroszewski W., 1972. Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Studia Geologica Polonica, 38: 1–210.

Jaworowski K., Wagner R., Modliński Z., Pokorski J., Sokołowski A., Sokołowski J., 2010. Marine ecogeology in semi-closed basin: case study on a threat of geogenic pollution of the southern Baltic Sea (Polish Exclusive Economic Zone). Geological Quarterly, 54: 267–288.

Kiersnowski H., 1998. Architektura depozycyjna basenu czerwonego spągowca w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 165: 113–128.

Kiersnowski H., Buniak A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. Geological Quarterly, 50: 119–138.

Kiersnowski H., Paul J., Peryt T.M., Smith D.B., 2006. Facies, paleogeography and sedimentary history of the Southern Permian Basin in Europe. *W*: The Permian of Northern Pangea (red. P. Scholle, T.M. Peryt, D. Ulmer-Scholle): 119–136. Göttingen Research Online.

Kley J., 2018. Timing and spatial patterns of Cretaceous and Cenozoic inversion in the Southern Permian Basin. Geological Society London, Special Publications, 469: 19–31.

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.

Kockel F., 2003. Inversion structures in Central Europe - expressions and reasons, an open discussion. Netherlands Journal of Geosciences, 82: 367-382.

Konon A., 2007. Strike-slip faulting in the Kielce Unit, Holy Cross Mountains, central Poland. Acta Geologica Polonica, 57: 415–441.

Konon A., Ostrowski S., Rybak-Ostrowska B., Ludwiniak M., Śmigielski M., Wyglądała M., Uroda J., Kowalczyk S., Mieszkowski R., Kłopotowska A., 2016. Mnin restraining stepover – evidence of significant Cretaceous–Cenozoic dextral strike-slip faulting along the Teisseyre-Tornquist Zone? Acta Geologica Polonica, 66: 429–449.

Koyi H., Petersen K., 1993. Influence of basement faults on the development of salt structures in the Danish Basin. Marine and Petroleum Geology, 10: 82–94.

Koyi H., Jenyon M.K., Petersen K., 1993. The effects of basement faulting on diapirism. Journal of Petroleum Geology, 16: 285–312.

Krzywiec P., 2002a. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. *W*: Continental Collision and the Tectonosedimentary Evolution of Forelands (red. G. Bertotti, K. Schulmann, S. Cloething). European Geosciences Union Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., 2002b. Oświno structure (NW Mid-Polish Trough) – salt diapir or inversion-related compressional structure? Geological Quarterly, 46: 337–346.

Krzywiec P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (central Poland). Geological Quarterly, 48: 123–134.

Krzywiec P., 2006a. Triassic–Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and sedimentary patterns. Geological Quarterly, 51: 139–150.

Krzywiec P., 2006b. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. Geological Quarterly, 51: 151–168.

Krzywiec P., 2009a. Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Tornquist-Teisseyre Zone in SE Poland – insight from seismic data interpretation. Tectonophysics, 475: 142–159.

Krzywiec P., 2009b. Budowa i mezozoiczno-kenozoiczna ewolucja przesuwczej strefy uskokowej Grójca: wyniki interpretacji danych sejsmicznych. Geologia – Kwartalnik AGH Geologia, 35: 377–386.

Krzywiec P., 2012. Mesozoic and Cenozoic evolution of salt structures within the Polish Basin – an overview. Geological Society, London, Special Publications, 363: 381–394.

Krzywiec P., Stachowska A., 2016. Late Cretaceous inversion of the NW segment of the Mid-Polish Trough – how marginal trough was formed, and does it matter at all? Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 167: 107–119.

Krzywiec P., Kramarska R., Zientara P., 2003. Strike-slip tectonics within the SW Baltic Sea and its relationship to the Mid-Polish Trough inversion – evidence from high-resolution seismic data. Tectonophysics, 373: 93–105.

Krzywiec P., Wybraniec S., Petecki Z., 2006. Tektonika podłoża bruzdy śródpolskiej w centralnej i północnej Polsce – wyniki analizy danych sejsmiki refleksyjnej oraz grawimetrii i magnetyki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 188: 107–130.

Krzywiec P., Gutowski J., Walaszczyk I., Wróbel G., Wybraniec S., 2009. Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto–Zawichost fault zone, SE Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 53: 27–48.

Krzywiec P., Peryt T.M., Kiersnowski H., Pomianowski P., Czapowski G., Kwolek K., 2017. Permo-Triassic evaporites of the Polish Basin and their bearing on the tectonic evolution and hydrocarbon system, an overview. *W*: Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Central Atlantic: Tectonics and Hydrocarbon Potential (red. J. Soto, J. Flinch, G. Tari): 243–261. Elsevier.

Krzywiec P., Stachowska A., Stypa A., 2018. The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. Geological Society, London, Special Publications, 469: 33–57.

Krzywiec P., Kiersnowski H., Peryt T.M., 2019. Fault-controlled Permian (Rotliegend and Zechstein) sedimentation in central Poland Basin (Bydgoszcz–Szubin area) – insight from well and seismic data. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 170: 255–272.

Krzywiec P., Słonka Ł., Nguyen Q., Malinowski M., Kufrasa M., Stachowska A., Huebscher C., Kramarska R., 2021. Late Cretaceous – Cenozoic history of the transition zone between the East European Craton and the Paleozoic Platform, Polish sector of the Baltic Sea, revealed by new offshore regional seismic data, EGU General Assembly, EGU21-13383.

Krzywiec P., Kufrasa M., Poprawa P., Mazur S., Koperska M., Ślemp P., 2022a. Together but separate: decoupled Variscan (late Carboniferous) and Alpine (Late Cretaceous – Paleogene) inversion tectonics in NW Poland. Solid Earth, 13: 639–658.

Krzywiec P., Stachowska A., Grzybowski Ł., Nguyen Q., Słonka Ł., Malinowski M., Kramarska R., Ahlrichs N., Hübscher C., 2022b. The Late Cretaceous inversion of the Polish Basin and surrounding area – a current perspective based on seismic data. *W*: Cretaceous of Poland and of adjacent areas (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 9–23. 11th International Cretaceous Symposium, Warsaw.

Krzywiec P., Adamuszek M., Filbà L., Rowan M.G., Ferrer O., 2024. Salt-pillow formation during inversion of evaporite-filled half graben – insights from seismic data interpretation and analogue and numerical modelling. Journal of Structural Geology, 184, 105148.

Kufrasa M., Stypa A., Krzywiec P., Słonka Ł., 2019. Late Carboniferous thin-skinned deformation in the Lublin Basin, SE Poland: results of combined seismic data interpretation, structural restoration and subsidence analysis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 175–194.

Kukla P.A., Urai J.L., Mohr M., 2008. Dynamics of salt structures. *W*: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: the Central European Basin System (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 291–306. Springer-Verlag, Berlin / Heidelberg.

Kutek J., 2001. The Polish – Mesozoic Rift Basin. Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 186: 213–236.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine Cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.

Kwolek K., 2000. Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań-Kalisz, monoklina przedsudecka. Przegląd Geologiczny, 48: 804–814.

Lamarche J., Świdrowska J., Bergerat F., Hakenberg M., Mansy J-L., Wieczorek J., Stupnicka E., Dumont T., 1998. Development and deformation of a Mesozoic basin adjacent to the Teisseyre-Tornquist Zone: the Holy Cross Mountains (Poland). *W*: Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms (red. S. Crasquin-Soleau, E. Barrier). Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle, 179: 75–92.

Lamarche J., Mansy J.L., Bergerat F., Averbuch O., Hakenberg M., Lewandowski M., Stupnicka E., Świdrowska J., Wajsprych B., Wieczorek J., 1999. Variscan tectonics in the Holy Cross Mountains (Poland) and the role of structural inheritance during Alpine tectonics. Tectonophysics, 313: 171–186.

Lamarche J., Bergerat F., Lewandowski M., Mansy J.L., Świdrowska J., Wieczorek J., 2002. Variscan to Alpine heterogeneous palaeo-stress field above a major Palaeozoic suture in the Carpathian foreland (southeastern Poland). Tectonophysics, 357: 55–80.

Lamarche J., Scheck M., Lewerenz B., 2003. Heterogeneous tectonic inversion of the Mid-Polish Trough related to crustal architecture, sedimentary patterns and structural inheritance. Tectonophysics, 373: 75–92.

Leszczyński K., 1998a. Kreda dolna. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Leszczyński K., 1998b. Kreda górna. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Leszczyński K., 2000. The Late Cretaceous sedimentation and subsidence south-west of the Kłodawa Salt Diapir, central Poland. Geological Quarterly, 44: 167–174.

Leszczyński K., 2002. Late Cretaceous inversion and salt tectonics in the Koszalin–Chojnice and Drawno–Człopa–Szamotuły zones, Pomeranian sector of the Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 46: 347–62.

Leszczyński K., 2010. Rozwój litofacjalny późnej kredy Niżu Polskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 443: 33–54.

Leszczyński K., 2012. The internal geometry and lithofacies pat tern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 56: 363–386.

Literatura

Leszczyński K., Dadlez R., 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych – dyskusja. Przegląd Geologiczny, 47: 625–628.

Łuszczak K., Wyglądała M., Śmigielski M., Waliczek M., Matyja B.A., Konon A., Ludwiniak M., 2020. How to deal with missing overburden - investigating Late Cretaceous exhumation of the Mid-Polish Anticlinorium by a multi-proxy approach. Marine and Petroleum Geology, 114: 104229.

Marek S., Pajchlowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 1–452.

Maystrenko Y.P., Bayer U., Brink H-J., Littke R., 2008. The Central European Basin System – an overview. *W*: Dynamics of complex intracontinental basins: the Central European Basin System (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 17–34. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg.

Maystrenko Y.P., Bayer U., Scheck-Wenderoth M., 2013. Salt as a 3D element in structural modeling – example from the Central European Basin System. Tectonophysics, 591: 62–82.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. International Journal of Earth Sciences, 94: 782–798.

Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.

Mazur S., 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.

McCann T., Pascal C., Timmerman M.J., Krzywiec P., López-Gómez J., Wetzel A., Krawczyk C.M., Rieke H., Lamarche J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous–Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. Geological Society, London, Memoirs, 32: 355–388.

Mohr M., Kukla P., Urai J.L., Bresser G., 2005. Multiphase salt tectonic evolution in NW Germany: seismic interpretation and retro-deformation. International Journal of Earth Sciences, 94: 917–940.

Mohr M., Warren J.K., Kukla P., Urai J.L., Irmen A., 2007. Subsurface seismic record of salt glaciers in an extensional intracontinental setting (Late Triassic of northwestern Germany). Geology, 35: 963–966.

Moragas M., Vergés J., Nalpas T., Saura E., Martín-Martín J-D., Messager G., Hunt D.W., 2016. The impact of syn- and post-extension prograding sedimentation on the development of salt-related rift basins and their inversion: clues from analogue modeling. Marine and Petroleum Geology, 88: 985–1003.

Nguyen Q., Malinowski M., Mazur S., Stovba S., Ponikowska M., Hübscher C., 2024. Post-Caledonian tectonic evolution of the Precambrian and Paleozoic platform boundary zone offshore Poland based on the new and vintage multi-channel reflection seismic data. Solid Earth, 15: 1029–1046.

Papiernik B., Jóźwiak W., Pelczarski A., 2000. Konstrukcja cyfrowej mapy strukturalnej spągu cechsztynu w oparciu o analogową mapę sejsmiczną spągu cechsztynu. Inw. 1448/2000 Arch. CAG PIG, Warszawa.

Paulick H., Breitkreuz C., 2005. The late Paleozoic felsic lava-dominated large igneous province in Northeast Germany: volcanic facies analysis based on drill cores. International Journal of Earth Sciences, 94: 834–850.

Peryt T.M., Geluk M.C., Mathiesen A., Paul J., Smith K., 2010. Zechstein. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 123–147. EAGE Publications B.V., Houten.

Pharaoh T.C., Dusar M., Geluk M.C., Kockel F., Krawczyk C.M., Krzywiec P., Scheck-Wenderoth M., Thybo H., Vejbæk O.V., van Wees J.D., 2010. Tectonic Evolution. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications B.V., Houten.

Pokorski J., 1998. Górny czerwony spągowiec. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pokorski J., 2010. Geological section through the lower Paleozoic strata of the Polish part of the Baltic region. Geological Quarterly, 54: 123–130.

Ponikowska M., Stovba S.M., Mazur S., Malinowski M., Krzywiec P., Nguyen Q., Hübscher C., 2024. Crustal-scale pop-up structure at the junction of two continental-scale deformation zones in the southern Baltic Sea. Tectonics, 43, e2023TC008066.

Poprawa P., Andriessen P., 2007. Wstępne wyniki termochronologicznych analiz traków w apatytach dla północnej i centralnej części basenu polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 186: 271–294.

Pożaryski W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 46: 5–141.

Pożaryski W., 1997. Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. Przegląd Geologiczny, 45: 1265–1270.

Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński W., Brodowicz Z., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Milewicz J., Sawicki L., Uberna T., 1979. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, 1:1 000 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Pożaryski W., Tomczyk H., Brochwicz-Lewiński W., 1982. Tektonika i ewolucja paleotektoniczna paleozoiku podpermskiego między Koszalinem i Toruniem. Przegląd Geologiczny, 30: 658–665.

Resak M., Narkiewicz M., Littke R., 2008. New basin modelling results from the Polish part of the Central European Basin system: implications for the Late Cretaceous-Early Paleogene structural inversion. International Journal of Earth Sciences, 97: 955–972.

Resak M., Glasmacher U.A., Narkiewicz M., Littke R., 2010. Maturity modelling integrated with apatite fission-track dating: Implications for the thermal history of the Mid-Polish Trough (Poland). Marine and Petroleum Geology, 27: 724–731.

Rowan M., Krzywiec P., 2014. The Szamotuły salt diapir and Mid-Polish Trough: Decoupling during both Triassic-Jurassic rifting and Alpine inversion. Interpretation, 2: SM1–SM18.

Rowan M.G., Peel F.J., Vendeville B.C., 2004. Gravity-driven fold belts on passive margins. AAPG Memoir, 82: 157–182.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zuhlke R., Maystrenko Y., Froitzheim N., 2008. Permian to Cretaceous Tectonics. *W*: The Geology of Central Europe Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 999–1030. Geological Society, London, Special Publications.

Seidel E., Meschede M., Obst K., 2018. The Wiek Fault System east of Rügen Island: origin, tectonic phases and its relationship to the Trans-European Suture Zone. Geological Society, London, Special Publications, 469: 59–82.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020a. Upper Jurassic carbonate buildups in the Miechów Trough, southern Poland – insights from seismic data interpretations. Solid Earth, 11: 1097–1119.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020b. Seismic Characteristics and Development of the Upper Jurassic Carbonate Buildups from the Miechów Trough (Southern Poland). Geosciences, 10, 239.

Sokołowski J., 1966. Rola halokinezy w rozwoju osadów mezozoicznych i kenozoicznych struktury Mogilna i synklinorium mogileńsko-łódzkiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 50: 1–112.

Sokołowski J., 1972. Rola tektoniki salinarnej cechsztynu w modelowaniu pokrywy mezo-kenozoicznej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 252: 99–118.

Stachowska A., Krzywiec P., 2021. Depositional architecture of the Upper Cretaceous succession in central Poland (Grudziądz–Polik area) based on regional seismic data. Geological Quarterly, 65: 21.

Stachowska A., Krzywiec P., 2023. The Late Cretaceous tectono-sedimentary evolution of northern Poland – a seismic perspective on the role of transverse and axial depositional systems during basin inversion. Marine and Petroleum Geology, 152, 106224.

Stachowska A., Krzywiec P., 2024a. Późnokredowa tektoniczno-sedymentacyjna ewolucja północnej Polski – opracowanie na podstawie regionalnych danych sejsmicznych. Przegląd Geologiczny, 72: 270–279.

Stachowska A., Krzywiec P., 2024b. Upper Cretaceous contourites within the NW Polish Basin and their relationship to basin inversion and salt tectonics. Acta Geologica Polonica, 74: e6.

Stephenson R.A., Narkiewicz M., Dadlez R., van Wees J-D., Andriessen P., 2003. Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. Sedimentary Geology, 156: 59–70.

Stewart S., 2012. Interpretation validation on vertically exaggerated reflection seismic sections. Journal of Structural Geology, 41: 38–46.

Świdrowska J., Hakenberg M., 1999. Subsydencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. Przegląd Geologiczny, 47: 61–68.

Świdrowska J., Hakenberg M., Poluhtovič B., Seghedi A., Višnâkov I., 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130: 3–130.

Tucker P.M., Yorston H.J., 1973. Pitfalls in Seismic Interpretation. Society of Exploration Geophysicists, 57.

Turko M., 2025. The structural risk of vertically exaggerated cross-sections. GeoExpro, 21, 93.

van Wees J.-D., Stephenson R., Ziegler P., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. Marine and Petroleum Geology, 17: 43–59.

Voigt T., Wiese F., von Eynatten H., Franzke H-J., Gaupp R., 2006. Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous deposits in the Subhercynian Cretaceous Basin and adjoining areas (Germany). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 157: 203–244.

Voigt T., Kley J., Voigt S., 2021. Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. Solid Earth, 12: 1443–1471.

Voigt T., von Eynatten H., Franzke H.-J., 2004. Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). Acta Geologica Polonica, 54: 673–694.

Voigt T., Reicherter K., von Eynatten H., Littke R., Voigt S., Kley J., 2008. Sedimentation during basin inversion. *W*: Dynamics of Complex Intracontinental Basins: the Central European Basin System (red. R. Littke, U. Bayer, D. Gajewski, S. Nelskamp): 211–232. Springer Verlag.

von Eynatten H., Voigt T., Meier A., Franzke H.-J., Gaupp R., 2008. Provenance of the clastic Cretaceous Subhercynian Basin fill: constraints to exhumation of the Harz Mountains and the timing of inversion tectonics in the Central European Basin, International Journal of Earth Sciences, 97: 1315–1330.

von Eynatten H., Kley J., Dunkl I., Hoffmann V.-E., Simon A., 2021. Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe – localized inversion vs. large-scale domal uplift, Solid Earth, 12: 935–958.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 1–71.

Literatura

Wagner R., 1998. Cechsztyn. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Warsitzka M., Závada P., Jähne-Klingberg F., Krzywiec P., 2021. Contribution of gravity gliding in salt-bearing rift basins – a new experimental setup for simulating salt tectonics under the influence of sub-salt extension and tilting. Solid Earth, 12: 1987–2020.

Withjack M.O., Callaway S., 2000. Active normal faulting beneath a salt layer: an experimental study of deformation patterns in the cover sequence. AAPG Bulletin, 84: 627–651.

Wybraniec S., 1998. Lokalne anomalie Bouguera. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce, (red. R. Dadlez, S. Marek, J. Pokorski). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers,1: 1–88.

Ziegler P.A., 1987. Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland – a geodynamic model. Tectonophysics, 137: 389–420.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. i Geological Society of London.

Ziegler P.A., Cloetingh S., van Wees J.-D., 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. Tectonophysics, 252: 7–59.

5.2.2. Późnowaryscyjskie i powaryscyjskie baseny Sudetów

Aleksander Kowalski, Andrzej Głuszyński, Paweł Aleksandrowski

W zaawansowanym stadium orogenezy waryscyjskiej, a następnie podczas jej schyłkowych etapów i grawitacyjnego kolapsu orogenu, na obszarze dzisiejszego bloku sudeckiego (wraz z blokiem przedsudeckim tworzących razem blok dolnośląski – por. np. Żelaźniewicz, Aleksandrowski, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), rozwinął się szereg synorogenicznych, a później postorogenicznych basenów sedymentacyjnych. Dwa największe z nich zajmują znaczną część obecnych Sudetów i są reprezentowane przez basen śródsudecki oraz basen północnosudecki. Oba baseny utworzyły się, odpowiednio, we wczesnym i późnym karbonie (Augustyniak, Grocholski, 1968; Milewicz, 1968; Teisseyre, 1975; Nemec i in., 1982; Wojewoda, Mastalerz, 1989; Dziedzic, Teisseyre, 1990; Turnau i in., 2002). Basen śródsudecki, w początkowych etapach swojego rozwoju, rozciągał się prawdopodobnie również poza swe dzisiejsze granice, w tym na obszar dzisiejszego bloku sowiogórskiego (Kowalski, Pacanowski, 2025). Na południe od masywu karkonosko-izerskiego, w późnym karbonie utworzył się również karkonoski basen piedmontowy (fig. 1; zwany w Czechach basenem podkarkonoskim – *podkrkonoška pánev*, zob. też podrozdział 5.2.4), którego wschodni fragment – zapadlisko Trutnova–Nachodu (Opluštil i in., 2016), sięga na obszar Polski (jako zapadlisko Kudowy). Większość wspomnianych basenów miała pierwotnie charakter wąskich i wydłużonych w kierunku WNW–ESE śródgórskich zapadlisk, uformowanych w obrębie skał krystalicznego podłoża Masywu Czeskiego (Holub, 1976; Opluštil i in., 1998). Rozwój tych basenów – jak już wzmiankowano – był związany z późnokarbońsko-wczesnopermskim kolapsem grawitacyjnym świeżo ukształtowanego orogenu waryscyjskiego, który uformował się w późnym dewonie oraz karbonie (Mazur i in., 2006; Narkiewicz, 2007; Martínez Catalán i in., 2021). Według Soleckiego (1994, 2011) postorogeniczna ekstensja skutkowała rozwojem uskoków listrycznych o biegu WNW–ESE i powstaniem szeregu zapadlisk – wąskich rowów tektonicznych, będących inicjalnymi basenami sedymentacyjnymi, wypełnianymi grubookruchowymi osadami o charakterze molasy (Wojewoda, Mastalerz, 1989). Nie jest wykluczone, że rozwój tych zapadlisk był związany częściowo z przemieszczeniami przesuwczymi (np. Mastalerz, 1996; Aleksandrowski i in., 1997). Blok przedsudecki w młodszym paleozoiku i mezozoiku miał znajdować się w pozycji wyniesionej względem bloku sudeckiego, co według Cloosa (1922) skutkowało brakiem depozycji utworów dewonu górnego, karbonu i mezozoiku na krystalicznym podłożu pierwszego z bloków i/lub całkowitym usunięciem tych utworów przez erozję. Pogląd ten został podtrzymany również i w późniejszym czasie (np. Teisseyre i in., 1957; Oberc, 1972; zob. też rozdział 8). Blok przedsudecki mógł natomiast stanowić – w karbonie i później – obszar zasilający od wschodu baseny śródsudecki i północnosudecki (Dziedzic, Teisseyre, 1990).

W kolejnych etapach swego rozwoju baseny sudeckie stopniowo powiększały się lateralnie, stanowiąc na przemian obszary sedymentacji lądowej lub morskiej. Były one wypełniane osadami okruchowymi, a podrzędnie również węglanowymi, podczas karbonu, permu, triasu i później kredy (Nemec i in., 1982; Wojewoda, Mastalerz, 1989). W późnym karbonie i wczesnym permie na obszarze bloku sudeckiego miała miejsce także intensywna aktywność magmowa, w tym wulkaniczna i subwulkaniczna (Kozłowski,

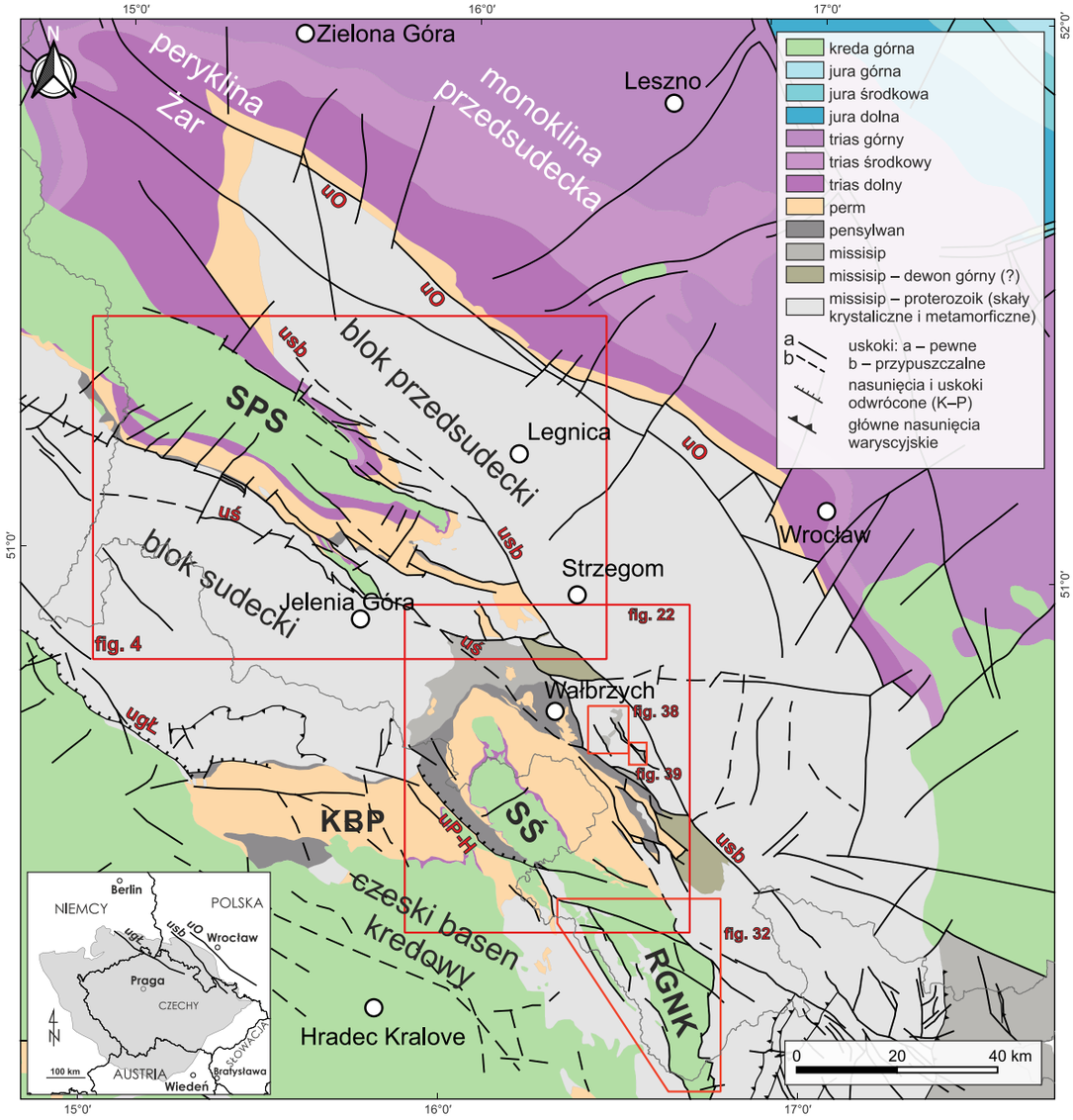


FIG. 1. Schematyczna mapa geologiczna bloku dolnośląskiego (bez utworów kenozoicznych) na tle Masywu Czeskiego (w lewym dolnym rogu). Na podstawie mapy Sawickiego (1995) oraz własnych danych autorów; KBP – karkonoski basen piedmontowy; SŚ – synklinorium śródsudeckie; SPS – synklinorium północnosudeckie; RGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej; ugł – uskoki górnej Łaby; uO – uskoki Odry; usb – uskok sudecki brzeżny; uś – uskok śródsudecki; uP-H – uskok Pořiči-Hronov

5
Platforma paleozoiczna

Parachoniak, 1967; Awdankiewicz, 1999, 2022), która, chociaż na mniejszą skalę i w związku z innego typu sytuacją tektoniczną, powtórzyła się w paleogenie i neogenie (zob. też rozdział 8). Skały osadowe i wulkaniczne, tworzące wypełnienie opisywanych basenów, stanowią zazwyczaj niezbyt intensywnie zdeformowaną tektonicznie postwaryscyjską pokrywę platformową podłoża tej części Masywu Czeskiego, reprezentując jednocześnie fragmenty paleozoicznej platformy zachodnioeuropejskiej.

Wypełnienie osadowo-wulkaniczne basenów bloku sudeckiego było wieloetapowo deformowane (zob. podsumowanie *w:* Nemec i in., 1982; Żelaźniewicz i in., 2011), czego efektem jest obecność luk stratygraficznych, które rozpoznano w zapisie osadowym w utworach karbonu, permu, triasu i kredy górnej (Nemec i in., 1982; Solecki, 1994; Opluštil i in., 1998, 2016), a także pomiędzy tymi systemami. Luki te wiąże się głównie z okresową aktywnością tektoniczną i magmową, zarówno w obrębie basenów, jak i ich obszarów źródłowych. Najdłuższa luka stratygraficzna, występująca zarówno na obszarze basenu północnosudeckiego, jak i śródsudeckiego, obejmuje przedział czasu od późnego triasu środkowego do wczesnej kredy włącznie, i była w dawniejszej literaturze wiązana z ruchami starokimeryjskimi (*sensu* Beyer, 1933, 1934) lub prościej: kimeryjskimi (Teisseyre i in., 1957). Ruchy te – prawdopodobnie co najmniej częściowo związane z ekstensją – miały doprowadzić do rozbicia podłoża krystalicznego i przykrywających je skał osadowych na bloki (fig. 2A), a w dalszej kolejności do ich wzajemnych przemieszczeń. Późnokredowa transgresja morska miała miejsce w późnym cenomanie i była poprzedzona okresem intensywnego wietrzenia i peneplenizacji całego obszaru sudeckiego (Wojewoda, 1997). Skutkowało to depozycją morskich osadów kredy górnej na zróżnicowanym litologicznie i zuskokowanym podłożu (fig. 2B). Transgresję morską odzwierciedla niezgodność regionalna pomiędzy morskimi utworami kredy a skałami podłoża (Uličný i in., 2009).

Obecnie przyjmuje się, że największy wpływ na ukształtowanie nieciągłej struktury tektonicznej basenów bloku sudeckiego miały dwa główne etapy deformacji obejmujące interwały czasowe:
1) kreda późna–wczesny paleogen (paleocen?) oraz
2) późny paleogen (oligocen?)–neogen.

Podczas późnokredowo-paleogeńskiego etapu deformacji, w warunkach naprężeń kompresyjnych o generalnym kierunku maksymalnego poziomego naprężenia ściskającego SH_{max} ~SW–NE, doszło do wielkoskalowego, choć zazwyczaj szerokopromiennego fałdowania, rozbicia na bloki i wypiętrzenia wypełnienia basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego wraz z ich podłożem (fig. 2C; Oberc, 1972; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Etap ten rozpoczął się prawdopodobnie po santonie (Solecki, 1994; Milewicz, 1997; Kowalski, 2021a).

Jest on obecnie wiązany z kolizją mikropłyty Iberii z obszarem dzisiejszej południowej Francji w poprzek utworzonego w trakcie tej kolizji łańcucha górskiego Pirenejów (Kley, Voigt, 2008; Voigt i in., 2021). W dawniejszej literaturze deformacje wspomnianego etapu odnoszono do dwóch oddzielnych faz orogenicznych. Pierwsza z nich, określana jako faza subhercyńska, miała czasowo obejmować niemal całą późną kredę (turon–mastrycht), natomiast druga – faza laramijska – przełom kredy i paleogenu włącznie (Beyer, 1933, 1934; Ziegler i in., 1995).

Omawiane deformacje doprowadziły do rozbicia pierwotnej pokrywy osadowo-wulkanicznej oraz skał podłoża basenów sudeckich na szereg bloków o charakterze rowów (w tym w większości tzw. rowów synklinalnych; por. Teisseyre i in., 1957), półrowów i zrębów tektonicznych (tzw. zrębów antyklinalnych; Teisseyre i in., 1957), ograniczonych najczęściej stromymi uskokami odwróconymi, podrzędnie również normalnymi, fleksurami lub fałdami przyuskokowymi (fig. 2C, 3), co w konsekwencji spowodowało na wypiętrzo-

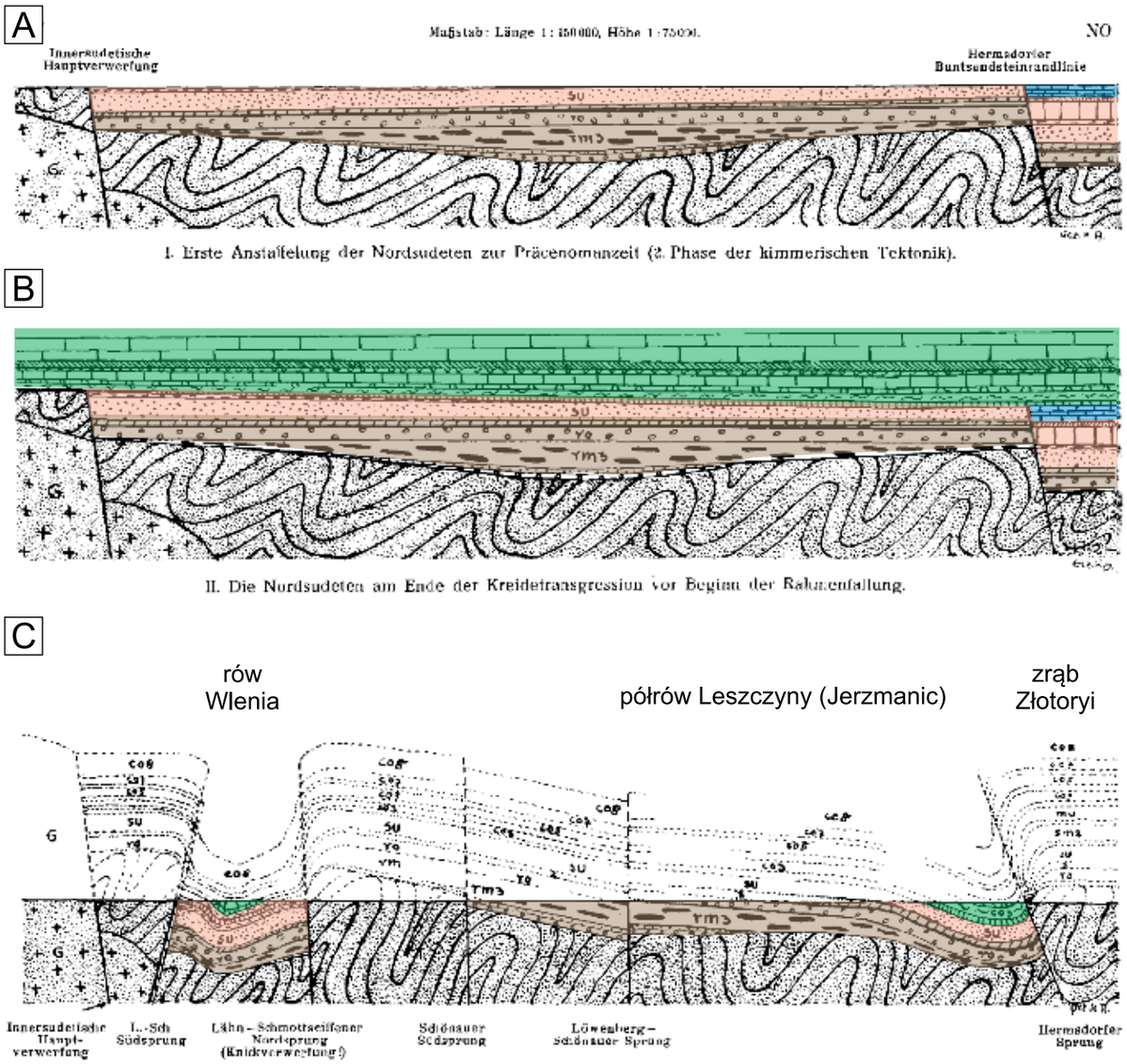


FIG. 2. Ideowy, historyczny schemat autorstwa Beyera (1933) ukazujący styl i procesy deformacji osadów postwaryscyjskiej pokrywy platformowej synklinorium północnosudeckiego
A przed późną kredą („2. faza tektoniki kimeryjskiej");
B etap subsydencji przed deformacją utworów górnej kredy oraz
C efekty późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej fałdowo-uskokowej deformacji pokrywy platformowej.
Kolorami (dodanymi przez autorów rozdziału) oznaczono osady kredy górnej (zielony), triasu środkowego – wapienia muszlowego (niebieski), triasu dolnego – pstrego piaskowca (różowy) i permu dolnego (brązowy). Przekroje ukierunkowane SW–NE, przewyższone ×2

nych blokach erozję części utworów górnokredowych, jak również starszych ogniw litostratygraficznych wypełnienia basenów sudeckich. Na obszarze basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego, które generalnie uległy obniżeniu, utworzyły się w ten sposób duże jednostki tektoniczne, określane mianem synklinoriów: północnosudeckiego i śródsudeckiego (Oberc, 1964; Solecki, 1994; Żelaźniewicz i in., 2011), w obrębie których zachowały się osady powaryscyjskiej pokrywy osadowej. Synklinoria te są definiowane jako tworzące synklinalne ugięcia fałdowe „jednostki tektoniczne o kilometrowych rozmiarach zbudowane z fałdów niższego rzędu" (por. Żelaźniewicz i in., 2011; fig. 3). Na północny zachód od synklinorium śródsudeckiego znajduje się peryklina Żar (tj. łagodna antyklina o nachylonej osi w obrębie sukcesji, której obraz intersekcyjny na powierzchni terenu ma formę wyraźnego łuku; Jaroszewski, 1980), graniczącą na północnym wschodzie z monokliną przedsudecką.

Synklinoria północnosudeckie i śródsudeckie są ograniczone wyraźnymi strefami dyslokacyjnymi, wykazując cechy zapadlisk tektonicznych (zob. też rozdział WZS 8) i są wydłużone, odpowiednio w kierunkach WNW–ESE oraz NW–SE (fig. 1). Struktury tektoniczne obserwowane w powaryscyjskiej pokrywie osadowej Sudetów, rozpoznane również na podstawie profili sejsmicznych, obejmują fałdy z wyboczenia, uskoki odwrócone o dużym kącie nachylenia, niekiedy też o składowej przesuwczej, jak również niskokątowe nasunięcia (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Struktury opisywane jako rowy tektoniczne zwykle wykazują silnie synklinalną geometrię swego wypełnienia (rowy synklinalne *sensu* Teisseyre i in., 1957). Strop podłoża krystalicznego w obrzeżeniu synklinoriów wydaje się w większości przypadków antyformalnie wygięty ku górze (zręby antyklinalne według Teisseyre'a i in., 1957), co interpretowane jest obecnie jako efekt tektonicznego wyboczenia (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Struktury kompresyjne w obrębie synklinoriów bloku sudeckiego wykazują z reguły rozciągłości zbliżone do NW–SE, co pozostaje w związku z regionalną orientacją ~NE–SW późnokredowo-wczesnopaleogeńskiej kompresji tektonicznej w tej części Europy (Kley, Voigt, 2008; Voigt i in., 2021; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Dotyczy to również regionalnego układu uskoków, zazwyczaj obejmującego ortogonalny system stromych powierzchni o biegu NW–SE i NE–SW. Ponieważ nisko- lub średniokątowe nasunięcia rozpoznane w pokrywie osadowej synklinoriów sudeckich na profilach sejsmicznych są często zakorzenione w górnych poziomach podłoża waryscyjskiego, szczególnie w synklinorium śródsudeckim, deformację późnokredową w Sudetach można rozpatrywać też w kategoriach „tektoniki gruboskórnej" (ang. *thick-skinned tectonics*), angażującej podłoże krystaliczne (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Prawdopodobnie w neogenie (miocen?) lub u schyłku paleogenu doszło do ponownej przebudowy strukturalnej bloku sudeckiego. Przebudowa ta odbyła się wieloetapowo i miała charakter blokowy. Prawdopodobnie przebiegała w warunkach ekstensji zorientowanej w kierunku NE–SW oraz wygrzania skorupy, związanego z szeroko w obszarze sudeckim rozprzestrzenionymi efektami ówczesnego bazaltowego wulkanizmu śródpłytowego. Etap ten skutkował blokowym wypiętrzeniem Sudetów, także w sensie morfologicznym, wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego i reaktywacją szeregu mniejszych dyslokacji. Reaktywacja uskoków na obszarze całego bloku dolnośląskiego doprowadziła w tym czasie do licznych intruzji subwulkanicznych i erupcji o chemizmie alkaliczno-zasadowym (Badura i in., 2006; Pańczyk i in., 2023). Według Oberca (1972) do środkowego miocenu na obszarze bloku sudeckiego tworzyła się powierzchnia zrównania, w wyniku której zerodowane i zdenudowane zostały morfologiczne efekty etapu późnokredowo-paleogeńskiej deformacji. Etap ten został określony przez Oberca (1972), jako młodoalpejski. Analogicznie, do starszych etapów deformacji obejmujących erę mezozoiczną, autor ten stosował określenie „deformacje staroalpejskie" (Oberc, 1986). Określenie „deformacje młodoalpejskie" jest zresztą stosowane do dzisiaj – głównie w odniesieniu do neogeńskiego etapu deformacji utworów pokrywy platformowej bloku sudeckiego (Cymerman, 1990, 1998).

Oba opisane powyżej etapy deformacji były dawniej określane w literaturze niemieckiej łącznym, ogólnym terminem „ruchów młodosaksońskich" (lub tektonicznej fazy młodosaksońskiej), a styl związanych z nimi charakterystycznych struktur tektonicznych – mianem tektoniki saksońskiej (germańskiej; fig. 2) (Stille, 1924). Deformacje te wiązano głównie z ruchami blokowymi i „fałdowaniem uskokowym" (niem. *Bruchfaltung*). Obecnie jednak proponuje się zaniechanie stosowania tego terminu (Kley, 2013).

5.2.2.1. Synklinorium północnosudeckie

Synklinorium północnosudeckie stanowi regionalną jednostkę tektoniczną o wymiarach ok. 90 × 30 km i niejednolitej strukturze wewnętrznej (fig. 4). Synklinorium powstało w wyniku wieloetapowej inwersji basenu północnosudeckiego i jest zbudowane z utworów najwyższego karbonu górnego i permu: lądowych osadów czerwonego spągowca i morskich osadów cechsztynu, jak również z osadów triasu i kredy górnej. Te dwa ostatnie systemy rozdzielone są regionalną niezgodnością i luką stratygraficzną, obejmującą górną część triasu środkowego, trias późny, jurę i wczesną kredę.

Litostratygrafia i ewolucja basenu sedymentacyjnego

Wypełnienie osadowe basenu północnosudeckiego ma wyraźnie cykliczny charakter (fig. 5). Najstarsze, klastyczne, lądowe utwory karbonu górnego, zaliczane do dolnej części formacji ze Świerzawy, stanowią erozyjne relikty wypełnienia osadowego wąskich zapadlisk (rowów) tektonicznych, które utworzyły się wzdłuż południowych granic dzisiejszego synklinorium (Milewicz, 1968; Kowalski i in., 2018). Osady te dokumentują początkowy etap rozwoju basenu północnosudeckiego w późnym karbonie. Według Wojewody i Mastalerza (1989), obszar synklinorium północnosudeckiego, jak i całych Sudetów, przypominał wówczas krajobraz typu „basenów i grzbietów" (ang. *basin and range*). W brzeżnych częściach zapadlisk tektonicznych rozbudowywały się systemy wąskopromiennych stożków aluwialnych. Obszarami dostarczającymi osady były wypiętrzane wzdłuż uskoków masywy zbudowane ze skał metamorficznych, analogicznych do tych, które budują dzisiejszą jednostkę kaczawską i masyw karkonosko-izerski. W dolnej części profilu formacji Świerzawy o łącznej miąższości 250–310 m, której

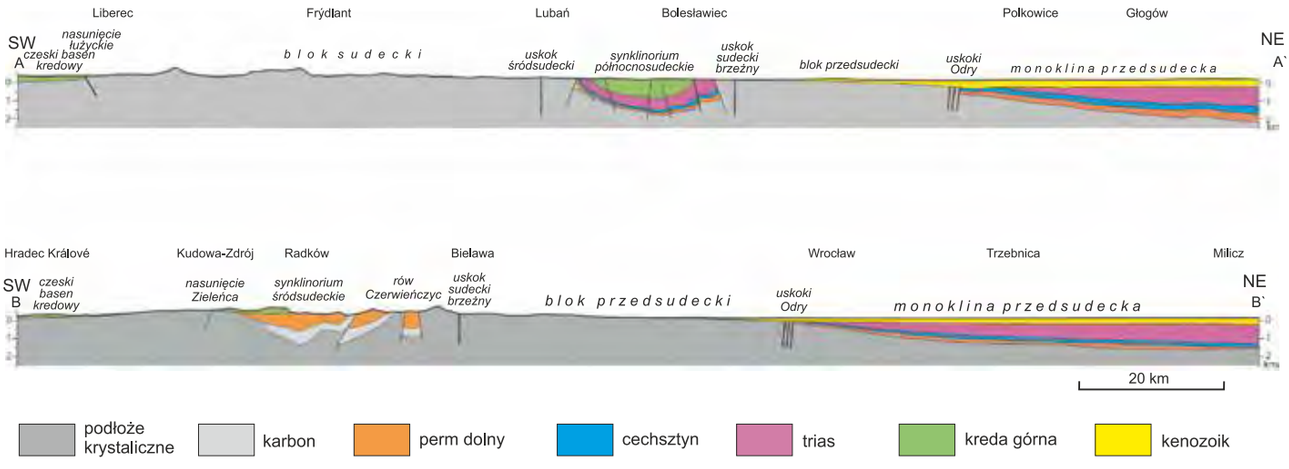


FIG. 3. Schematyczne przekroje geologiczne przez północno-wschodnie obrzeżenie Masywu Czeskiego (wg Głuszyńskiego, Aleksandrowskiego, 2022, zmodyfikowano). Przekroje przewyższone 2,5-krotnie

5
Platforma paleozoiczna

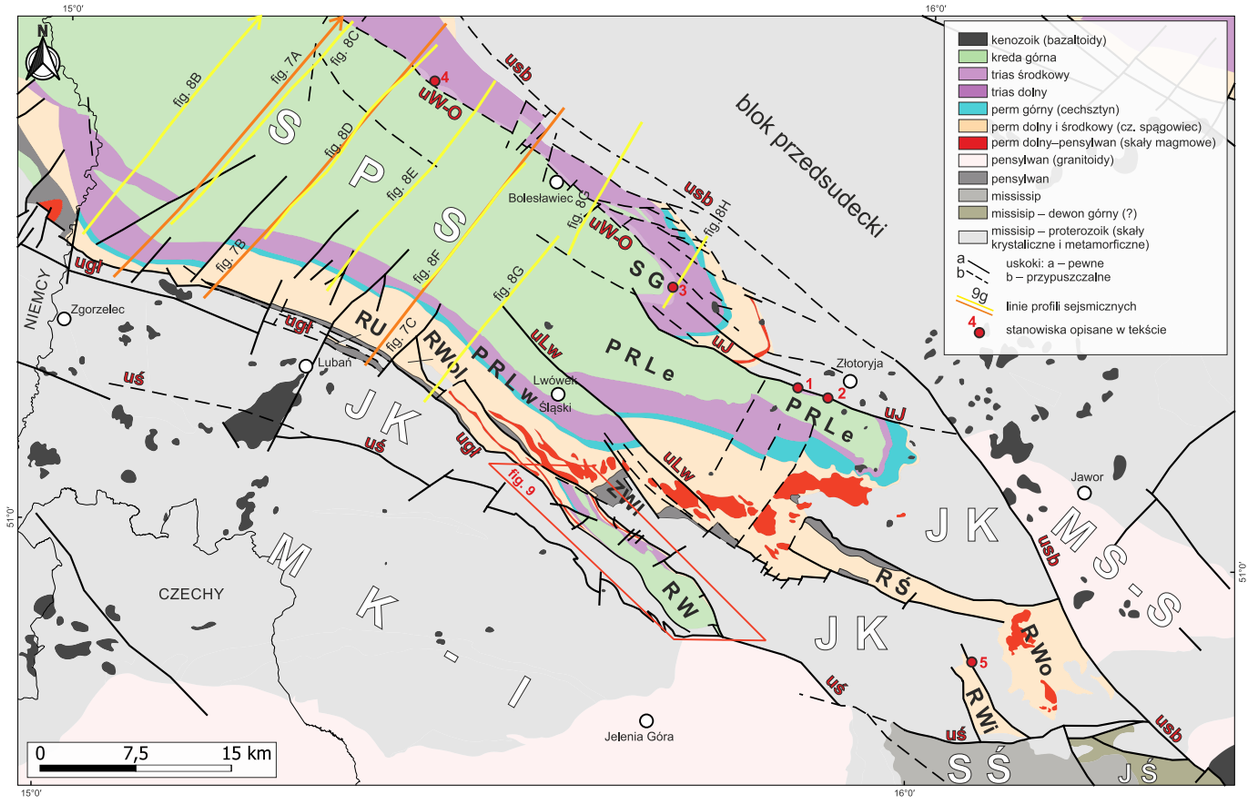


FIG. 4. Uproszczony szkic tektoniczny synklinorium północnosudeckiego i jednostek przyległych (bez osadów kenozoicznych). Na podstawie: Sawickiego (1995), arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 oraz własnych danych autorów; JK – jednostka kaczawska; JŚ – jednostka Świebodzic; MK-I – masyw karkonosko-izerski; MS-S – masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka; SG – synklina Grodźca; SPS – synklinorium północnosudeckie; SŚ – synklinorium śródsudeckie; PRLe – półrów Leszczyny; PRLw – półrów Lwówka; RŚ – rów Świerzawy; RW – rów Wlenia; RU – rów Uniegoszczy; RWi – rów Wierzchosławic; RWo – rów Wolbromka; RWol – rów Wolbromowa; ZWl – zrąb Wlenia; uskoki: ugł – uskok główny łużycki; uJ – uskok Jerzmanic; uLw – uskok Lwówka; usb – uskok sudecki brzeżny; uś – uskok śródsudecki; uW-O – uskok Warta–Osiecznica

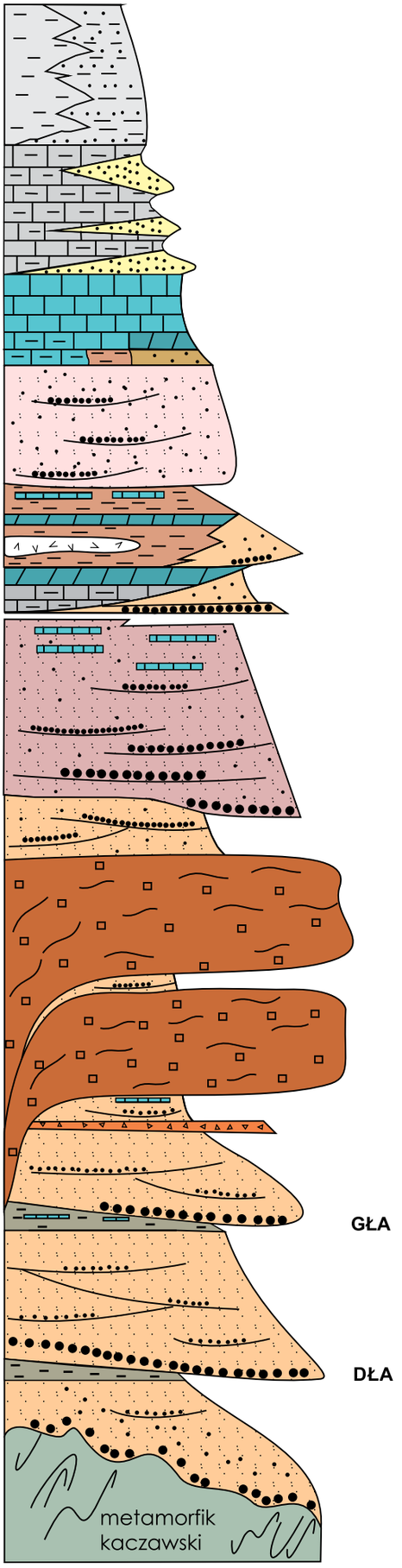
wiek na podstawie badań palinologicznych określono na stefan (Milewicz, Górecka, 1965), dominują słabo wysortowane zlepieńce przechodzące w piaskowce i mułowce, natomiast w stropie wydzielenia występują osady drobnoziarniste, określane jako łupki antrakozjowe dolne, interpretowane jako osady środowisk jeziornych. Górna część formacji ze Świerzawy, o miąższości 150–200 m, zaliczana do permu dolnego (czerwonego spągowca), ma również charakter megacyklotemu, w którego stropie ponownie występują osady środowisk jeziornych i przejściowych (łupki antrakozjowe górne) (Mastalerz, 1990).

We wczesnym permie w warunkach generalnie ekstensyjnych, obszar basenu północnosudeckiego stopniowo powiększał się, głównie w kierunkach N i NE, co wiązało się również z aktywnością magmową. Powyżej utworów formacji ze Świerzawy występują osady kolejnego megacyklotemu czerwonego spągowca, zaliczane do formacji z Wielisławki (Milewicz, 1985), zawierające głównie utwory wulkanogeniczne – trachybazalty, trachyandezyty, ryolity i ich tufy. Utwory tej formacji występują przede wszystkim w południowych częściach półrowu Leszczyny i półrowu Lwówka, osiągając miąższość 150–950 m. W najwyższej partii czerwonego spągowca wyróżnia się formację z Bolesławca, na którą składają się przede wszystkim utwory drobnoziarniste (piaskowce, mułowce), związane z sedymentacją w warunkach rzecznych. Miąższość osadów tej formacji szacowana jest na 260–920 m.

W późnym permie basen północnosudecki został objęty transgresją morską i był położony w marginalnej, południowo-wschodniej części basenu cechsztyńskiego (Gunia, 1962; Peryt, 1978; Raczyński, 1997; Kowalski i in., 2018). Morskie utwory cechsztynu na obszarze basenu w ogólnym ujęciu charakteryzują się przewagą utworów klastycznych i węglanowych nad ewaporatami (Peryt, 1978; Mastalerz i in., 1993; Raczyński, 1997) i występują niemal na całym obszarze synklinorium północnosudeckiego, z wyjątkiem jego skrajnych fragmentów: południowej części rowu Wlenia i rowu Świerzawy. W południowo-wschodniej części basenu wydzielane są osady dwóch cyklotemów: Werra (PZ1) i Leine (PZ3) (Raczyński, 1997; Śliwiński i in., 2003), natomiast w części północno-zachodniej stwierdzono także osady cyklotemu Stassfurt (PZ2; Peryt, Kasprzyk, 1992; Fijałkowska, Peryt, 1995). W skrajnych fragmentach obszaru synklinorium utwory cechsztynu mają silnie zredukowaną miąższość – we wschodniej części półrowu Leszczyny występuje jedynie fragment cyklotemu PZ1 (Raczyński, 1997), natomiast w północnej części rowu Wlenia stwierdzono jedynie osady cyklotemu PZ3 (Kowalski i in., 2018). Występowanie ewaporatów ogranicza się natomiast do zachodniej i północno-zachodniej części synklinorium. Łączna miąższość osadów cechsztynu na obszarze synklinorium północnosudeckiego szacowana jest na 10–100 m w części południowo-wschodniej, oraz 100–200 m w północno-zachodniej.

We wczesnym triasie obszary basenów północnosudeckiego i śródsudeckiego były ze sobą prawdopodobnie połączone i stanowiły fragmenty basenu pstrego piaskowca (Szyperko-Teller, Moryc, 1988), reprezentującego południowo-wschodni fragment basenu niemieckiego. Triasowe ukształtowanie powierzchni terenu basenu północnosudeckiego zostało w dużej mierze odziedziczone po okresie permskim (lub nawet późnokarbońskim?), kiedy w basenie istniały centra subsydencji sprzyjające akumulacji osadów. Basen północnosudecki stanowił we wczesnym triasie fragment rozległej równiny aluwialnej, odwadnianej w kierunku północnym przez rzeki roztokowe (Mroczkowski, Mader, 1985). Utwory dolnotriasowe są zaliczane na obszarze basenu północnosudeckiego do formacji z Radłówki (Milewicz, 1985) i występują na prawie całym obszarze synklinorium, z wyjątkiem jego skrajnych fragmentów położonych na południu i południowym wschodzie (brak jest wychodni utworów formacji z Radłówki w południowej części rowu Wlenia i na obszarze rowu Świerzawy). Łączna miąższość osadów tej formacji w południowej części synklinorium (rów Wlenia) oceniana jest na 20–340 m (Kowalski, 2020), natomiast w środkowej części może ona sięgać nawet 920 m. Pod koniec wczesnego triasu (ret) w wyniku postępującej peneplenizacji całego obszaru sudeckiego, na obszar basenu transgredowało płytkie morze, które przykrywało ten obszar do triasu środkowego (wapień muszlowy). Brzeg zbiornika morskiego znajdował się prawdopodobnie w pobliżu dzisiejszego południowego skraju synklinorium (Chrząstek, 2002).

Pomiędzy triasem środkowym a późną kredą (do środkowego cenomanu) rejon obecnego synklinorium północnosudeckiego był poddany erozji, denudacji i najprawdopodobniej także tektonicznym ruchom blokowym, które spowodowały usunięcie fragmentów pokrywy osadów pstrego piaskowca i triasu środkowego, prawdopodobnie o znacznej miąższości (Solecki, 1994; Kowalski, 2020).



250–550 m	Formacja z Węglińca	Formacja z Czernej	Santon	KREDA
315–800 m	Formacja z Rakowic Wielkich		Koniak Turon Cenoman	KREDA
150–230	Formacja z Raciborowic		Wapień muszlowy Ret	TRIAS
20–920 m	Formacja z Radłówki		Pstry piaskowiec	TRIAS
10–200 m	Leine (PZ3) Werra (PZ1)		Cechsztyn	PERM
260–920 m	Formacja z Bolesławca		Sakson	PERM
150–950 m	Formacja z Wielisławki		Sakson ? Autun ?	PERM
70–510 m	Formacja ze Świerzawy		Autun ? Stefan ?	? KARBON

zlepieńce, piaskowce (aluwialne osady grubookruchowe)
piaskowce
wapienie
mułowce wapniste (margle)
gipsy i anhydryty
skały magmowe (intruzje subwulkaniczne, potoki lawowe)
skały magmowe (intruzje subwulkaniczne, potoki lawowe)
dolomity
mułowce i iłowce

FIG. 5. Uogólniony profil litostratygraficzny utworów budujących synklinorium północnosudeckie (wg Śliwińskiego i in., 2003); DŁA – dolne łupki antrakozjowe; GŁA – górne łupki antrakozjowe

O znacznej przedkredowej erozji utworów triasu świadczy również zachowany w strefie uskoku Jerzmanic, izolowany płat osadów triasu środkowego – wapienia muszlowego (Chrząstek, 2002), jak również przekraczające przykrycie przez morskie utwory kredy skał pasma kaczawskiego, czerwonego spągowca i triasu, występujących w południowej części rowu Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021a). Powstanie tej niezgodności niegdyś przypisywano deformacjom tzw. fazy starokimeryjskiej (fig. 6; Beyer, 1933, 1934).

W późnym cenomanie doszło do transgresji morskiej na speneplenizowany obszar bloku sudeckiego (Scupin, 1913; Milewicz, 1997; Wojewoda, 1997). W środkowym turonie basen północnosudecki, a zwłaszcza jego brzeżne fragmenty, były wypełniane grubookruchowymi osadami piaszczystymi dostarczanymi z obszarów wysp sudeckich, obejmujących prawdopodobnie blok przedsudecki i masyw karkonosko-izerski. We wczesnym koniaku południowa część basenu przekształciła się w wąską cieśninę łączącą baseny północnosudecki i środsudecki (Kowalski, 2021b). Zwiększona na obszarze północnosudeckim miąższość grubookruchowych osadów koniackich świadczy o stopniowym wypiętrzaniu obszarów źródłowych (wysp sudeckich), które trwało do santonu. Począwszy od późnego koniaku w osadach kredy jest zapisana stopniowa regresja morska spowodowana zmianami eustatycznymi poziomu morza i tektoniką. Prawdopodobnie w santonie rozpoczęła się inwersja tektoniczna basenu północnosudeckiego (Solecki, 1994; Kowalski, 2021a; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Tektonika

Zasadnicza struktura synklinorium, obejmująca główną, asymetryczną i ograniczoną uskokami synformę o długości falowej ok. 30 km, oraz szereg mniejszych jednostek tektonicznych o charakterze synklinalnych rowów, półrowów i zrębów, została ukształtowana w trakcie późnokredowo-paleogeńskiego etapu deformacji kompresyjnych i nieznacznie zmodyfikowana w czasie neogeńskich ruchów blokowych. Oś synklinorium zanurza się łagodnie w kierunku północno-zachodnim, co powoduje, że odsłaniają się tam coraz młodsze ogniwa wypełnienia basenu północnosudeckiego, po kredę górną włącznie (santon), natomiast w kierunku południowo-wschodnim, w rowach tektonicznych Świerzawy, Wierzchosławic i Wolbromka (fig. 4), odsłaniają się wyłącznie utwory najstarsze – karbonu górnego i permu dolnego. Solecki (1994) wyraził pogląd, że obecny zasięg synklinorium północnosudeckiego odpowiada w przybliżeniu zasięgowi basenu północnosudeckiego i jego pierwotnym granicom. Utwory epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej są nachylone przeważnie monoklinalnie pod niewielkim kątem (do 30°) w kierunku ku osi synklinorium lub podrzędnych jednostek tektonicznych, przy czym dominują biegi warstw WNW–ESE, lokalnie również NW–SE. Lokalnie, w sąsiedztwie uskoków odwróconych obserwuje się zestromienie oraz odwrócenie warstw.

Krynicki (1984), a także Bałazińska i Bossowski (1979) oraz Bossowski i Bałazińska (1982) na podstawie regionalnych profili sejsmicznych przez synklinorium północnosudeckie określili strukturę tej jednostki jako „wybitnie blokową", rozpoznając w jej obrębie szereg stromo nachylonych uskoków, zarówno odwróconych, jak i normalnych, o orientacji NW–SE i NE–SW (fig. 7).

Niedawne wyniki interpretacji ponownie przetworzonych archiwalnych pomiarowych danych sejsmicznych z obszaru synklinorium północnosudeckiego (fig. 8) wskazują na obecność wielu dyslokacji nieciągłych o rozciągłości NW–SE w obrębie tej jednostki (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Dyslokacje te najczęściej noszą cechy stromo nachylonych uskoków odwróconych, a niekiedy również połogich nasunięć, z którymi związane są widoczne w obrazie sejsmicznym fałdy przyuskokowe (najczęściej antykliny naduskokowe). Niekiedy dochodzi też do powtórzenia warstw w profilu pionowym (fig. 8). Zjawisko to jest szczególnie dobrze widoczne w profilach otworów wiertniczych zlokalizowanych w północno-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego.

Głuszyński i Aleksandrowski (2022) wskazują na obecność przejawów tzw. tektoniki naskórkowej (ang. *thin-skinned tectonics*) i – lokalnie również – tzw. tektoniki gruboskórnej (ang. *thick-skinned tectonics*), oraz na potrzebę uwzględnienia struktur fałdowo-nasuwczych w interpretacjach budowy synklinorium północnosudeckiego i środsudeckiego. Jest prawdopodobne, że uskoki ograniczające główne struktury tych jednostek geologicznych odnawiają starsze, już wcześniej reaktywowane dyslokacje podłoża wieku waryscyjskiego lub wczesno-powaryscyjskiego. Wyniki interpretacji danych sejsmicznych wskazują bowiem, że są one głęboko zakorzenione w podłożu krystalicznym (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Główną strukturę synklinorium północnosudeckiego ogranicza od południowego zachodu system uskoków zaliczanych do strefy głównego uskoku łużyckiego (fig. 4). Uskoki te, o biegu WNW–ESE do NW–SE, mają głównie charakter odwrócony i wykazują strome nachylenie ku SW. Poprzecinane są prostopadłymi do nich uskokami o orientacji NE–SW, przy czym te ostatnie w obrazie kartograficznym wykazują zazwyczaj niewielkie przemieszczenia. Obie grupy uskoków łącznie oddzielają skały epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej synklinorium północnosudeckiego na NE od utworów metamorfiku kaczawskiego i pasma zgorzeleckiego na SW (fig. 4). Wzdłuż strefy głównego uskoku łużyckiego rozwinął się ponadto zespół rowów i zrębów o wydłużeniu NW–SE. Idąc od południa, są to kolejno: wypełniony utworami karbonu górnego (?), permu, triasu i kredy górnej, rów Wlenia (Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021a), a także zlokalizowane na NW od rowu Wlenia, zbudowane głównie z klastycznych i magmowych utworów dolnopermskich, znacznie mniejsze rowy Wolbromowa i Uniegoszczy (Milewicz, 1997; fig. 4). Południowo-zachodnie, ramowe uskoki tych rowów, cechujące się największymi przemieszczeniami, stanowią segmenty strefy głównego uskoku łużyckiego. W sąsiedztwie tego uskoku skały osadowe synklinorium są nachylone stromo w kierunku ku NE, lub pionowo, a niekiedy, jak w przypadku południowej części rowu Wlenia, wykazują położenie odwrócone, zapadając pod metamorficzne podłoże ku SW, pod kątem 30–40° (Gorczyca-Skała, 1977; Solecki, 2011; Kowalski, 2021a). W południowej części rowu Wlenia zrzut utworów kredy górnej na tym uskoku wynosi co najmniej 600 m (Kowalski, 2021a). Przeciwległy, północno-wschodni uskok ramowy rowu Wlenia, określany jako uskok północny Wlenia, stanowi prawdopodobnie stromą dyslokację o biegu NW–SE, wzdłuż której skały osadowe rowu Wlenia kontaktują z utworami jednostki kaczawskiej, a dalej, w okolicach Wlenia i Marczowa, od północnego wschodu, również ze skałami synklinorium północnosudeckiego (Kowalski, 2021a).

Rów Wlenia stanowi jednostkę o skomplikowanej budowie wewnętrznej i może służyć jako przykład złożonych relacji pomiędzy pierwotnym basenem sedymentacyjnym a strukturą tektoniczną ukształtowaną w wyniku jego kilkuetapowej inwersji. Rów ten stanowi wydłużoną i wąską strukturę o wymiarach ok. 17,5 × 3,5 km

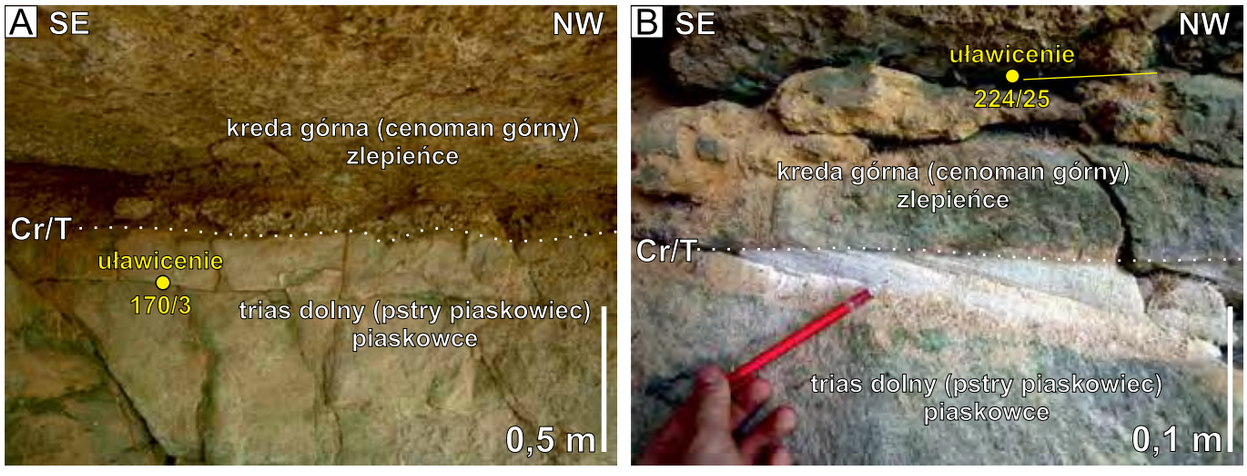


FIG. 6. Niezgodność pomiędzy lądowymi utworami triasu dolnego (pstrego piaskowca) a osadami kredy górnej (cenomanu górnego) w odsłonięciach na obszarze rowu Wlenia (wg Kowalskiego, 2021b – zmodyfikowano). Istnienie tej niezgodności przypisywano deformacjom fazy kimeryjskiej *sensu* Beyer (1933, 1934)

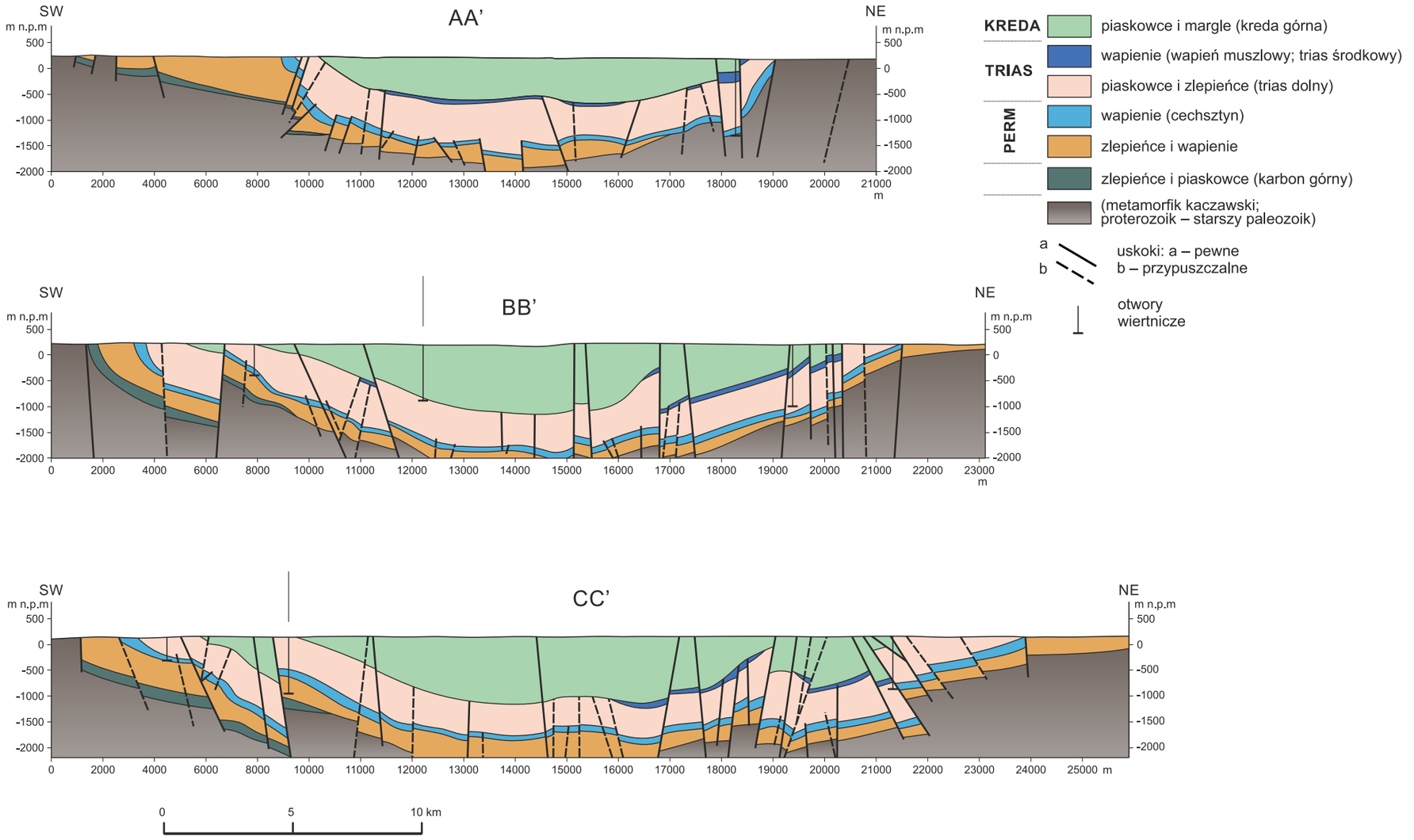


FIG. 7. Przekroje geologiczne o kierunku NE–SW przez środkową i zachodnią część synklinorium północnosudeckiego, zamieszczone w pracy Bałazińskiej i Bossowskiego (1979). Cechą charakterystyczną struktury synklinorium według tych autorów jest obecność licznych, głównie stromych uskoków, zarówno odwróconych, jak i normalnych, przecinających główną strukturę tej jednostki geologicznej

5
Platforma paleozoiczna

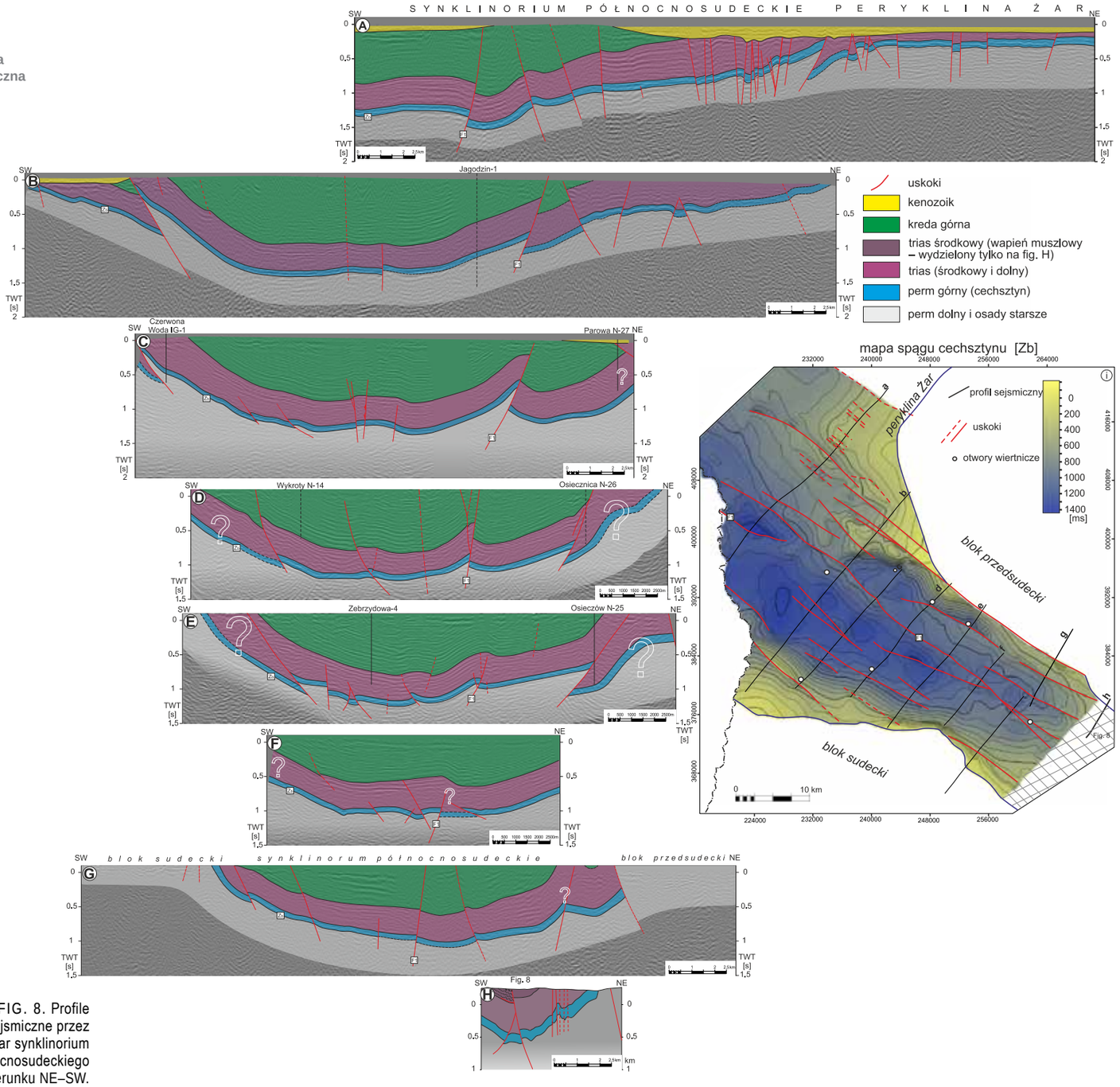


FIG. 8. Profile sejsmiczne przez obszar synklinorium północnosudeckiego o kierunku NE–SW. Lokalizację przekrojów zaznaczono na mapie izolinii spągu cechsztynu na obszarze synklinorium

i o biegu NW–SE (fig. 9). Poza ramowymi uskokami rowu, tj. uskokiem północnym i uskokiem południowym Wlenia (por. Gorczyca-Skała, 1977), w jego budowie bierze udział również wiele mniejszych dyslokacji o biegu NW–SE, NNW–SSE i NE–SW, które dzielą główną strukturę rowu na szereg mniejszych segmentów (Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977; Kowalski, 2021a). Idąc od północnego zachodu, są to kolejno: segmenty Golejowa, Kleczy, Nielestna, Grodowej, Płoszczyny, Jeżowa Sudeckiego i Szybowiska. Segmenty te, stanowiące w rzeczywistości podrzędne jednostki tektoniczne względem głównej struktury rowu, są oddzielone od siebie uskokami niższego rzędu, najczęściej o biegu NE–SW.

Rów Wlenia jest zbudowany z opisanych wcześniej utworów osadowych i podrzędnie magmowych, zaliczanych do najwyższego karbonu(?) i permu, a także przykrywających je niezgodnie skał osadowych triasu dolnego i kredy górnej (fig. 9, 10; Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977; Gierwielaniec, 1998). Skały metamorficzne jednostki kaczawskiej występujące w podłożu i obrzeżeniach rowu Wlenia to głównie metabazyty, łupki serycytowe, chlorytowe i grafitowe, zaliczane do przedziału wiekowego kambr–wczesny karbon (Milewicz, Frąckiewicz, 1988; Baranowski i in., 1990).

Najstarszymi skałami występującymi w rowie Wlenia są zlepieńce i piaskowce, zalegające na metamorficznym podłożu jednostki kaczawskiej lub kontaktujące z nim tektonicznie wzdłuż uskoków ramowych rowu. Osady te są zaliczane do permu dolnego (nie-rozdzielone: formacja ze Świerzawy, z Wielisławki i z Bolesławca; por. Milewicz, 1985; Śliwiński i in., 2003), jakkolwiek ich najniższa część może reprezentować przedział wiekowy schyłkowy karbon–wczesny perm. Zlepieńce czerwonego spągowca są poprzecinane dajkami permskich skał wulkanogenicznych: trachyandezytów i trachybazaltów, będących efektem płytkich intruzji i potoków lawowych (Kozłowski, Parachoniak, 1967; Awdankiewicz, 2006); towarzyszą im tufy. W południowym obrzeżeniu rowu występują również niewielkie intruzje ryolitowe, zaliczane do karbonu górnego lub permu dolnego (Zimmermann, 1932). Powyżej utworów czerwonego spągowca zalegają węglanowo-okruchowe osady cechsztynu górnego: dolomity, dolomity piaszczyste, piaskowce i mułowce wapniste (Milewicz, 1966), o miąższości do kilkunastu metrów. Skały wieku permskiego przechodzą ku górze niezgodnie lub prawie zgodnie w słabo zwięzłe piaskowce, zaliczane tradycyjnie do dolnego triasu – pstrego piaskowca (formacja z Radłówki; Milewicz, 1968, 1985), osiągające miąższość ok. 340 m w północnej części rowu. Pstry piaskowiec przykryty jest niezgodnie przez morskie utwory kredy górnej zaliczane do formacji z Rakowic Wielkich (Milewicz, 1985, 1997). Na obszarze rowu Wlenia nie występują osady od triasu środkowego do kredy górnej (do dolnej części cenomanu górnego włącznie). Niezgodność ta ma w rowie Wlenia charakter przekraczający – w skrajnej, południowej części rowu, utwory kredy zalegają na skałach metamorficznego podłoża, w południowej i środkowej – na grubookruchowych osadach permu, natomiast w północnej – na piaskowcach triasu dolnego

(Gorczyca-Skała, 1977; fig. 10). W dolnej części profilu kredy występują zlepieńce transgresywne przechodzące ku górze w grubo- i średnioziarniste piaskowce kwarcowe i lityczne zaliczane do cenomanu górnego (tzw. dolne piaskowce ciosowe). Piaskowce te przechodzą ku górze w utwory drobnoziarniste – mułowce i iłowce wapniste zaliczane do turonu i prawdopodobnie do koniaku dolnego (Gorczyca-Skała, 1977). Najmłodszymi skałami kredy na obszarze rowu Wlenia są piaskowce kwarcowe i arkozowe wieku koniackiego (górne piaskowce ciosowe; Gorczyca-Skała, 1977) budujące ostańcowe masywy Gniazda (445 m n.p.m.) i Stromca (551 m n.p.m.), położone w osiowej części rowu. Skały osadowe występujące w rowie są przecinane przez żyły paleogeńskich i przypuszczalnie neogeńskich bazaltoidów (Zimmermann, 1932; Szałamacha, 1977; Milewicz, Frąckiewicz, 1983, 1988; Badura i in., 2006). Ich wychodnie tworzą neki (kominy) i żyły wulkaniczne (Gorczyca-Skała, 1977).

Uściślenie wyników wcześniejszych badań (Kolb, 1936; Gorczyca-Skała, 1977; Solecki, 1994, 2011), a także aktualizacja danych otworowych, pozwoliły jednemu z autorów (Kowalski, 2021a) na wyciągnięcie wniosków o przestrzennym i czasowym rozwoju rowu i na rewizje dotychczasowych koncepcji rozwoju tej struktury. Analiza mezostrukturalna utworów budujących rów Wlenia wykazała, że głównymi strukturami nieciągłymi w obrębie tej jednostki są uskoki zrzutowe (normalne i odwrócone) o biegu NW–SE, a także uskoki przesuwcze (w przewadze lewoskrętne) o orientacji NE–SW. Skały osadowe występujące w rowie Wlenia wykazują ułożenie synklinalne, przy czym dominują biegi powierzchni uławicenia o orientacji NW–SE. W osiowej, środkowej części rowu piaskowce kredy górnej (koniaku) zalegają niemal poziomo (fig. 11A) lub są nieznacznie nachylone ku NE lub SW (fig. 11B). W sąsiedztwie uskoków ramowych, w tym szczególnie wzdłuż uskoku południowego Wlenia, obserwuje się zestromienie (fig. 11C) oraz – lokalnie – odwrócenie warstw (fig. 11D).

Analiza strukturalna połączona z analizą geometrii ciał magmowych (głównie bazaltów) wskazuje na co najmniej czteroetapowy rozwój struktury rowu (fig. 12). Etapy te obejmują kolejno:

1) inicjalną, ekstensyjną fazę powstania rowu tektonicznego o orientacji NW–SE, obejmującą przemieszczenia wzdłuż uskoków zrzutowych normalnych; poprzedzoną fleksuralnym ugięciem skał osadowych (późna kreda; santon?);
2) fazę kompresyjną o orientacji osi maksymalnych naprężeń głównych NE–SW lub lokalnie N–S obejmującą powstanie uskoków zrzutowych odwróconych lub niskokątowych nasunięć (paleogen). Z fazą tą jest związane powstanie dajek bazaltowych o orientacji NE–SW, spowodowane jednoczesną ekstensją o orientacji NW–SE (późna kreda–wczesny paleogen; ok. 58–60 mln lat temu);
3) fazę ruchów przesuwczych, podczas której powstały uskoki lewoskrętne o orientacji NE–SW, przecinające poprzecznie główną strukturę rowu (późny paleogen–neogen);
4) fazę ekstensji w pełni wykształconej struktury rowu tektonicznego, zaznaczającą się głównie przy granicach rowu w postaci niskokątowych uskoków zrzutowych normalnych o orientacji NW–SE (neogen–czwartorzęd).

Na dominację późnokredowej składowej kompresyjnej podczas tworzenia zasadniczej struktury rowu Wlenia wskazywali już wcześniej Gorczyca-Skała (1977) oraz Solecki (1994, 2011). Solecki (2011) wskazał ponadto na znaczne zestromienie i odwrócenie (pod kątem ok. 75° ku SW) piaskowców kredy górnej (cenomanu) w strefie uskokowej uskoku południowego Wlenia. Sytuacja ta zinterpretowana została przez Soleckiego (2011) jako efekt utworzenia fałdu przyuskokowego rozwijającego się na obniżonym skrzydle uskoku inwersyjnego obrzeżającego rów.

Wiek deformacji w obrębie rowu Wlenia został określony na podstawie relacji przestrzennych pomiędzy generacjami struktur deformacyjnych oraz ciał magmowych. Dajki górnokarbońskich i dolnopermskich ryolitoidów, zorientowane równolegle do uskoków ramowych rowu, mogą wskazywać na wczesną aktywność tych dyslokacji. Uskoki ograniczające rów Wlenia musiały być także aktywne w późnej kredzie (po santonie), kiedy w wyniku ekstensji wzdłuż osi o kierunku NE–SW doszło do utworzenia zasadniczej struktury rowu. W dalszej kolejności miała miejsce przebudowa struktury rowu, a także zmiana reżimu naprężeń z ekstensyjnego na kompresyjny, zaznaczająca się zwłaszcza w brzeżnych częściach rowu. Wskutek tego procesu powstały uskoki odwrócone i nasunięcia. W późniejszym etapie deformacji (późny paleogen–neogen) struktura tak utworzonego rowu została dodatkowo przecięta uskokami przesuwczymi (głównie lewoskrętnymi) o orientacji NE–SW. Wyraźny związek dzisiejszej morfologii terenu (obniżenie w centralnej części rowu pokrywające się z lateralnym zasięgiem

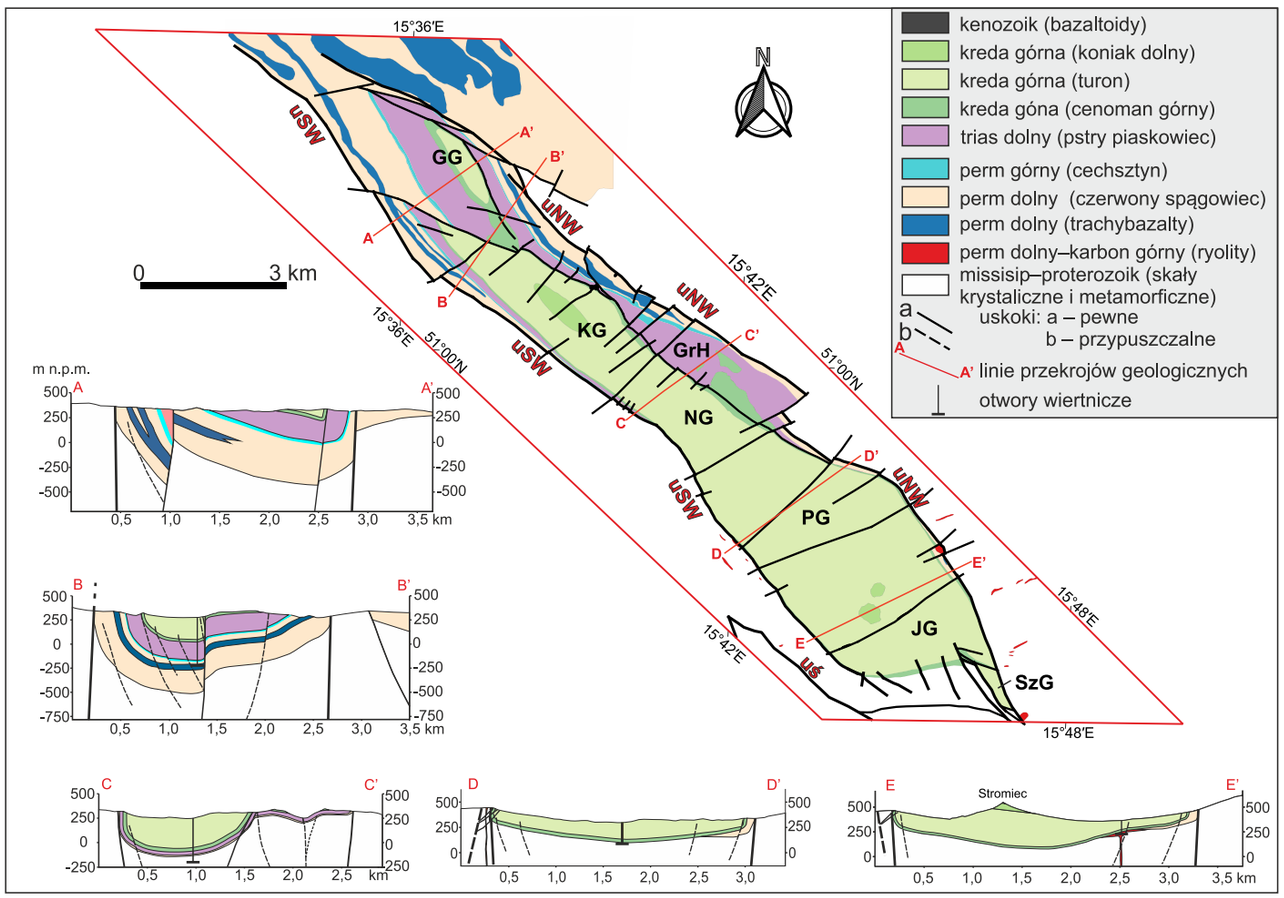


FIG. 9. Szkic tektoniczny rowu Wlenia (bez osadów kenozoicznych) wraz z przekrojami geologicznymi. Na podstawie Kowalskiego (2021a); GG – rów Golejowa; GrH – zrąb Grodowej; JG – rów Jeżowa Sudeckiego; KG – rów Kleczy; NG – rów Nielestna; PG – rów Płoszczyny; SzG – rów Szybowcowej; uskoki: uNW – uskok północny Wlenia; uSW – uskok południowy Wlenia; uś – uskok śródsudecki

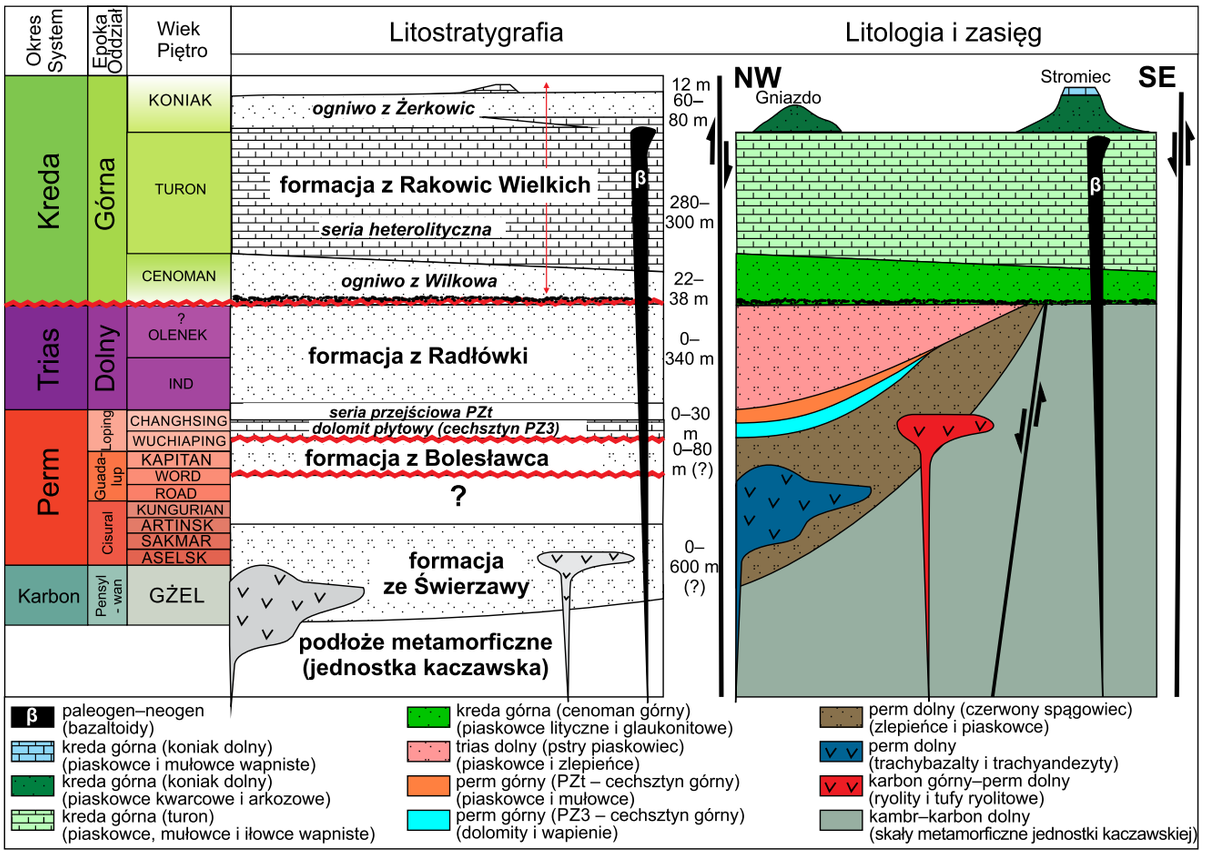


FIG. 10. Schemat litostratygraficzny utworów wypełniających rów Wlenia (Kowalski, 2021b) oraz zasięg przestrzenny występowania poszczególnych jednostek litostratygraficznych w przekroju podłużnym przez rów Wlenia wzdłuż kierunku NW–SE. Uwagę zwraca wzrost miąższości poszczególnych ogniw litostratygraficznych ku NW oraz przekraczające zaleganie utworów kredy (wykazujących prawie stałą miąższość) na osadach triasu, permu i podłoża metamorficznego w kierunku SE

wypełnienia rowu) ze strukturą rowu (zapadlisko tektoniczne), może wskazywać na młodszą – neotektoniczną reaktywację uskoków obrzeżających rów Wlenia, co jest związane najprawdopodobniej z ostatnią wyróżnioną fazą ekstensji rowu. Różnica wysokości pomiędzy podniesionymi skrzydłami rowu zbudowanymi ze skał metamorficznych a skałami osadowymi budującymi środkową część rowu, wynosi w jego południowej części ok. 125 m i nie może być tłumaczona jedynie efektem różnicy odporności na erozję skał osadowych wypełniających rów w stosunku do skał metamorficznych jego otoczenia.

Na północ od rowu Wlenia znajduje się zasadnicza struktura synklinorium północnosudeckiego, która na niewielkim odcinku, w okolicy Wlenia i Marczowa, jest ograniczona od SW przez zrąb Wlenia (fig. 4, 9) zbudowany z utworów metamorfiku kaczawskiego i dalej ku NW, z przykrywających je utworów karbonu górnego i czerwonego spągowca. Południowo-zachodnie skrzydło synklinorium północnosudeckiego nachylone monoklinalnie ku NE pod kątami ok. 10–30°, w okolicach miejscowości Pławna, Lwówek Śląski i Nowogrodziec stanowi jednocześnie południowo-zachodnie skrzydło podrzędnej jednostki tektonicznej – półrowu Lwówka (fig. 4). Monoklina ta w okolicach Lwówka Śląskiego rozcięta jest uskokiem o przebiegu NW–SE, określanym w literaturze jako uskok Lwówka. Uskok ten przedłuża się dalej w kierunku południowo-wschodnim i poprzez system podrzędnych dyslokacji łączy się z ramową, południową dyslokacją rowu Świerzawy.

Na północ od uskoku Lwówka znajduje się kolejna jednostka tektoniczna drugiego rzędu – **półrów Leszczyny**, określany również w literaturze jako rów Jerzmanic (Milewicz, 1970). Analogicznie, jak ma to miejsce w przypadku półrowu Lwówka, południowo-zachodni fragment tego półrowu stanowi monoklina nachylona pod niewielkimi kątami ok. 10–20° ku NE. We wschodniej części półrowu, gdzie utwory permu dolnego zalegają bezpośrednio na podłożu metamorficznym jednostki kaczawskiej, odnotowuje się upady warstw osadowych w kierunku zachodnim. Półrów Leszczyny jest obcięty od północy przez odwrócony uskok Jerzmanic (fig. 13). Uskok ten ma charakter stromego uskoku odwróconego lub (prawdopodobnie na niektórych odcinkach) pologiego nasunięcia, wzdłuż którego na skały kredy i triasu synklinorium północnosudeckiego są nasunięte utwory metamorficzne jednostki kaczawskiej, a dalej w kierunku północno-zachodnim utwory kolejnej podrzędnej podjednostki w obrębie synklinorium północnosudeckiego – synkliny Grodźca (fig. 4). W sąsiedztwie uskoku Jerzmanic oraz na północ od niego, utwory kredy górnej (cenomanu górnego) zalegają na wapieniu muszlowym (fig. 4: stanowisko nr 1), natomiast na południe od tego uskoku – bezpośrednio na osadach triasu dolnego – pstrego piaskowca (fig. 13). Zjawisko zalegania morskich osadów kredy na różnowiekowych utworach podłoża (fig. 4: stanowiska nr 1, 2) było tłumaczone deformacjami zachodzącymi podczas tzw. fazy kimeryjskiej, między triasem środkowym a późną kredą (Solecki, 1994). Ten etap deformacji miał skutkować blokowym rozbiciem utworów podłoża kredy, w tym zarówno skał krystalicznych podłoża, jak i starszych utworów epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej (Beyer, 1933, 1934; Bossowski, Bałazińska, 1982).

W sąsiedztwie uskoku Jerzmanic utwory kredy są wychylone z poziomego położenia, a w najbliższym sąsiedztwie strefy uskokowej osiągają położenie pionowe, a następnie ulegają odwróceniu (fig. 13), podobnie jak ma to miejsce w przypadku uskoku południowego Wlenia (fig. 12).

Do uskoku Jerzmanic, od północnego zachodu przylega synklina Grodźca, będąca jednocześnie elementem składowym większej jednostki – synkliny Bolesławca. Oś synkliny Grodźca, podobnie jak osie większości jednostek niższego rzędu w obrębie synklinorium północnosudeckiego, zanurza się ku NW. W osiowej części synkliny Grodźca odsłaniają się wapienie i margle triasu środkowego (wapienia muszlowego), które są intensywnie sfałdowane (fig. 4: stanowisko nr 3; fig. 14) (Cymerman, 1998; Solecki, 2011). Cymerman (1998) wiąże deformacje fałdowe występujące w tych utworach z „młodoalpejskim" etapem deformacji.

Wschodnią i północno-wschodnią granicę synklinorium północnosudeckiego stanowi sudecki uskok brzeżny oraz wiele równoległych lub skośnych do niego dyslokacji na bloku sudeckim, wśród których do najważniejszych należy równoległy do sudeckiego uskoku brzeżnego uskok Warta–Osiecznica (fig. 4). Uskok ten jest uznawany za jedną z ważniejszych dyslokacji synklinorium północnosudeckiego i został udokumentowany na długości co najmniej 23 km (Grocholski, Milewicz, 1958). W okolicach Osiecznicy, wzdłuż tej dyslokacji, silnie zdeformowane wapienie triasu środkowego zostały stromo nasunięte na piaskowce kredy górnej (cenomanu górnego) (fig. 15A). W sąsiedztwie strefy uskokowej wapienie triasu wykazują znaczne zestromienie i są nachylone zazwyczaj pod dużymi kątami (do 75–90°) zarówno w kierunku



FIG. 11. Położenie powierzchni uławicenia na obszarze rowu Wlenia. A zalegające niemal poziomo piaskowce koniaku w części środkowej rowu (rów Kleczy, góra Gniazdo); B piaskowce koniaku nachylone monoklinalnie ku NE, budujące ostaniec erozyjny góry Stromiec w części południowej rowu (rów Płoszczyny); C niemal pionowa orientacja piaskowców ciosowych cenomanu górnego w pobliżu uskoku południowego Wlenia (środkowa część rowu; rów Nielestna); D odwrócone ławice piaskowców ciosowych cenomanu górnego w pobliżu uskoku południowego Wlenia (rów Ploszczyny), nachylone w kierunku nasuniętego na nie podłoża metamorficznego jednostki kaczawskiej w strefie uskoku południowego Wlenia. Podane wartości zalegania w formacie: kierunek upadu/kąt upadu

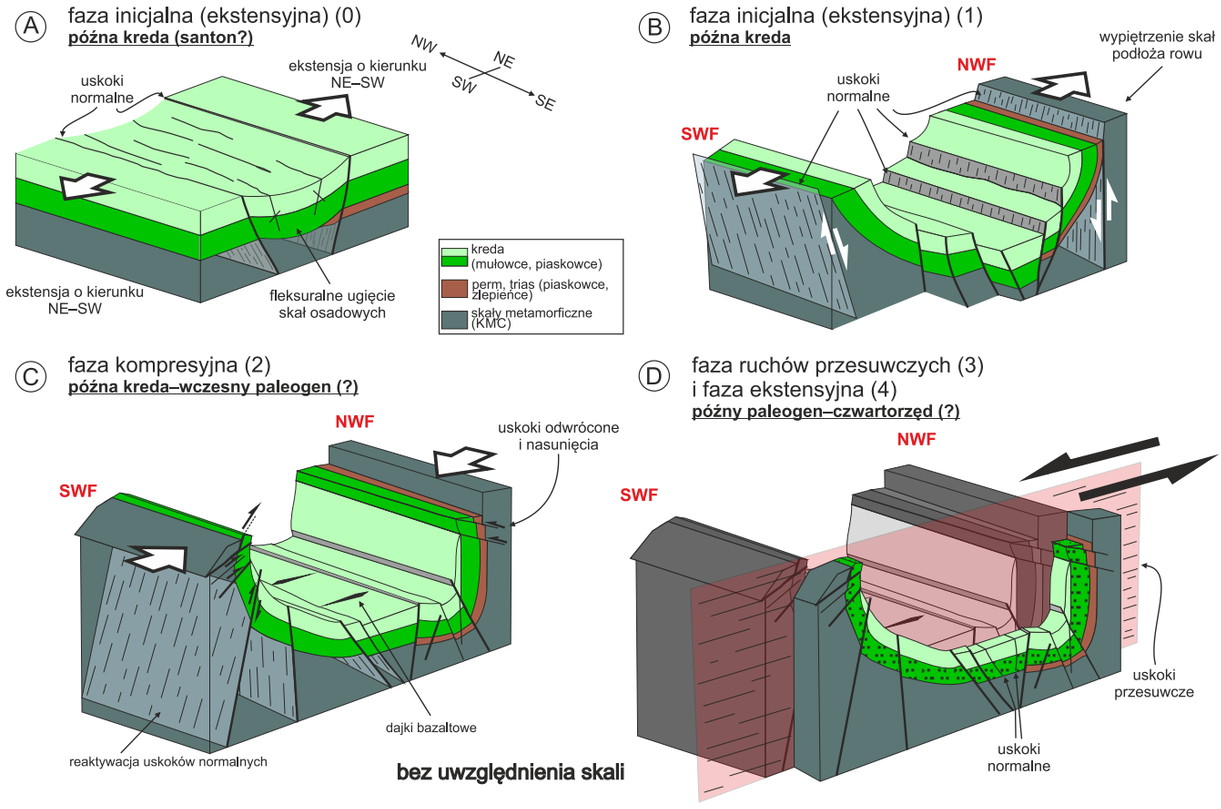


FIG. 12. Model posantońskiej(?) ewolucji strukturalnej rowu Wlenia oparty na wynikach analizy strukturalnej, w tym analizy geometrii ciał bazaltoidów; KMC – skały metamorficzne jednostki kaczawskiej (podłoże rowu); NWF – uskok północny Wlenia; SWF – uskok południowy Wlenia. Prezentowane modele są umiarkowanie przewyższone. Dalsze objaśnienia w tekście

5
Platforma paleozoiczna

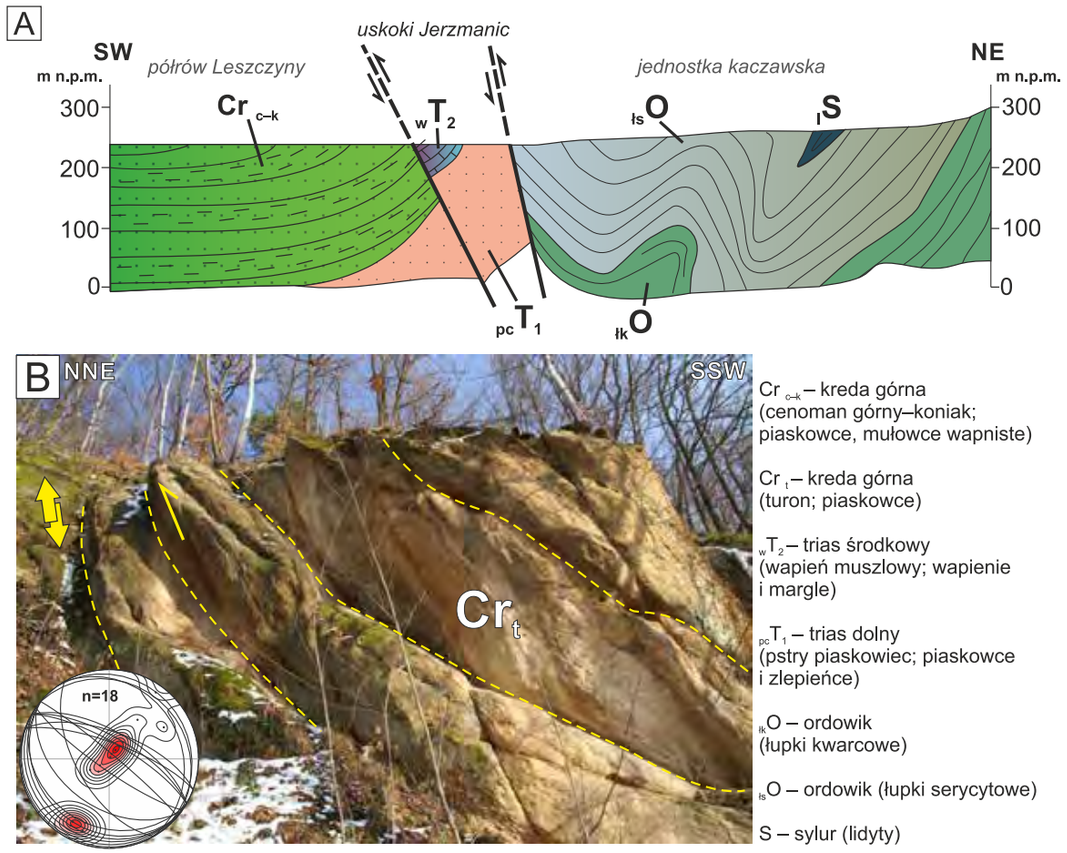


FIG. 13. A Przekrój geologiczny o kierunku SW–NE przez strefę uskoku Jerzmanic w rejonie Jerzmanic-Zdroju wg Jerzmańskiego (1958), zmodyfikowano; B ugięcie piaskowców środkowego turonu w pobliżu tej samej dyslokacji w rejonie stacji kolejowej Jerzmanice-Zdrój. Wzdłuż uskoku (uskoków) Jerzmanic utwory jednostki kaczawskiej są nasunięte na skały osadowe epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej synklinorium północnosudeckiego. Na zbiorczym diagramie strukturalnym punktowym i konturowym przedstawiono orientację powierzchni uławicenia w piaskowcach kredy górnej (środkowy piaskowiec ciosowy) (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (18 pomiarów)

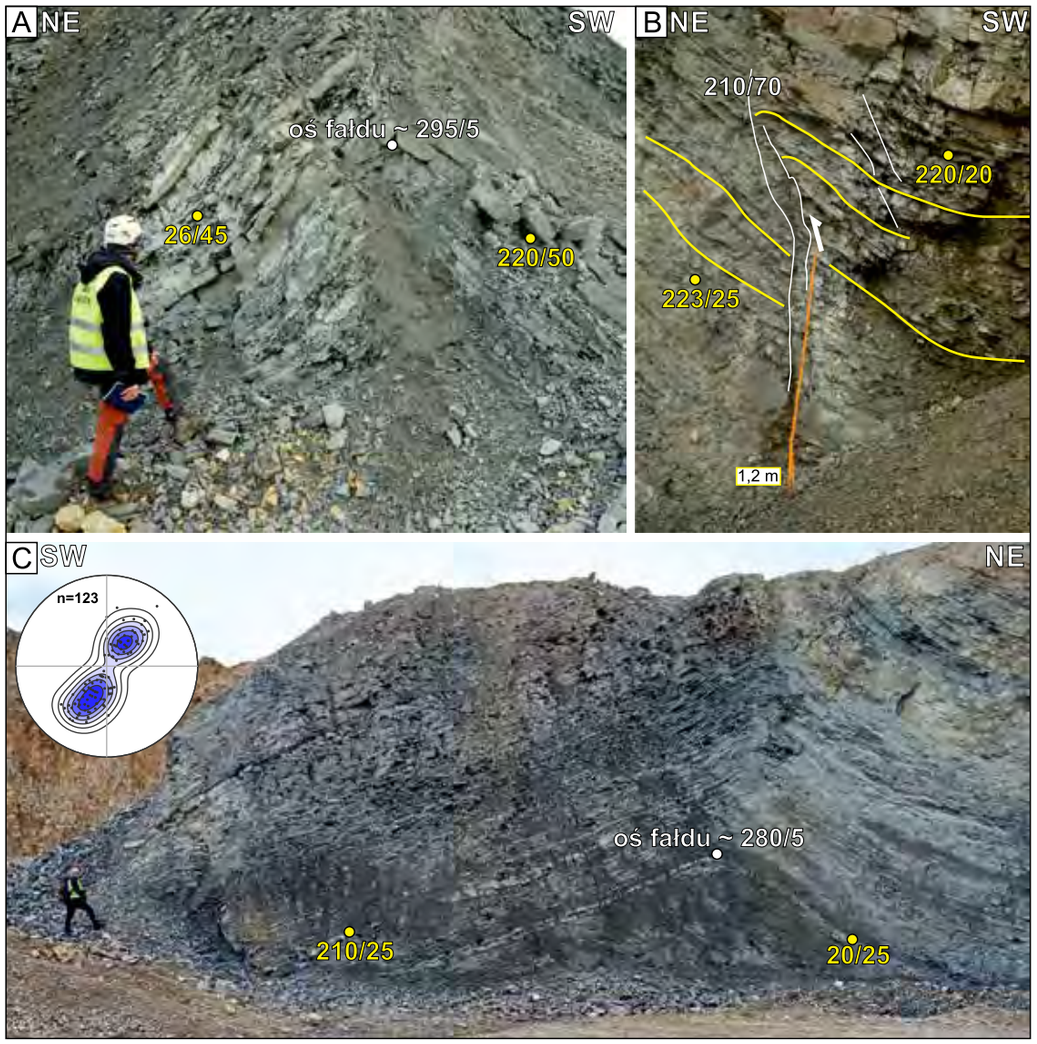


FIG. 14. Przykłady ciągłych i nieciągłych struktur deformacyjnych widocznych w kamieniołomach wapienia muszlowego w Raciborowicach Górnych w osiowych częściach synkliny Grodźca. A antyklina z rozwiniętym kliważem osiowym; B wysokokątowy uskok odwrócony wraz z rozwiniętą antyklina naduskokową w obrębie skrzydła nasuniętego uskoku; C antyklina o płaskich skrzydłach i wąskim, szewronowym przegubie. Na zbiorczym diagramie strukturalnym, punktowym i konturowym, przedstawiono orientację powierzchni uławicenia w wapieniach i marglach triasu środkowego (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (123 pomiary)

ku SW, jak i NE (fig. 4: stanowisko nr 4; fig. 15B). Lokalnie utwory triasu są również sfałdowane (fig. 15C).

Pozostałe dyslokacje występujące w północno-wschodnim obrzeżeniu synklinorium północnosudeckiego są zorientowane skośnie lub prostopadle do sudeckiego uskoku brzeżnego i uskoku Warta–Osiecznica (fig. 4). W wielu przypadkach w sąsiedztwie uskoków o orientacji WNW–ESE, w otworach wiertniczych obserwowano powtórzenia poszczególnych ogniw litostratygraficznych w profilu pionowym, spowodowane obecnością uskoków odwróconych i nasunięć. W skrajnej, południowo-wschodniej części synklinorium północnosudeckiego znajdują się rowy tektoniczne: Świerzawy, Wierzchosławic i Wolbromka (fig. 4). W rowach tych zachowały się wyłącznie najstarsze ogniwa litologiczne wypełnienia basenu północnosudeckiego – grubookruchowe osady klastyczne karbonu górnego i permu dolnego (czerwonego spągowca).

Rów Świerzawy ma przebieg WNW–ESE i jest ograniczony od północy i południa uskokami – uskokiem północnym i południowym Świerzawy (fig. 16). W rowie zachowały się utwory karbonu górnego (prawdopodobnie stefanu) i permu dolnego, które nachylone są przeważnie pod niewielkimi kątami ku SW i NE, wykazując przy tym synklinalny układ wypełnienia (Cwojdziński, Kozdrój, 1995). W sąsiedztwie uskoku północnego Świerzawy upady utworów karbonu górnego sięgają do 40° (Cwojdziński, Kozdrój, 1995). W obrębie południowego skrzydła rowu notuje się łagodne upady w kierunku NE, co jest wiązane z podrzędnymi, szerokopromiennymi fałdami występującymi w obrębie wypełnienia rowu (Solecki, 1994).

Kolejny z niewielkich rowów tektonicznych występujących w tej części synklinorium – **rów Wierzchosławic** – stanowi wąskie zapadlisko tektoniczne obramowane prawdopodobnie ze wszystkich stron uskokami. Wschodnią granicę rowu stanowi uskok odwrócony, określany jako nasunięcie Wierzchosławic, który na odcinku północnym (rejon Bolkowa) nosi cechy niskokątowej (upad powierzchni <30°) dyslokacji, wzdłuż której łupki serycytowe jednostki kaczawskiej zaliczane do przedziału kambr–ordowik, są nasunięte na drobnookruchowe utwory permu dolnego (czerwonego spągowca). Strefa nasunięcia jest podkreślona warstwą czarnej glinki uskokowej o miąższości ok. 20 cm (fig. 4: stanowisko nr 5; fig. 17).

Skały osadowe synklinorium północnosudeckiego wykazują obecność regionalnego systemu spękań, składającego się z dwóch zespołów, przecinających się zazwyczaj pod kątem zbliżonym do prostego (spękania ciosowe; fig. 18).

Solecki (1994, 2011) wyróżnił na obszarze synklinorium cztery systemy komplementarnych spękań ciosowych, które według niego występują w obrębie jednostek tektonicznych drugiego rzędu:
- system J_1 składający się z dwóch zespołów J_{1A} i J_{1B}, zorientowanych NE–SW (55°) i NW–SE (325°);
- system J_2 składający się z dwóch zespołów J_{2A} i J_{2B}, zorientowanych NNE–SSW (25°) i WNW–ESE (295°);
- system J_3 składający się z dwóch zespołów J_{3A} i J_{3B}, zorientowanych N–S i E–W;
- system J_4 składający się z dwóch zespołów J_{4A} i J_{4B}, przebiegających w kierunkach ENE–WSW (70°) i NNW–SSE (350°).

Solecki (1994, 2011) nie stwierdził zróżnicowania kierunków spękań w obrębie skał osadowych kredy górnej i starszych. Zróżnicowanie występuje natomiast na obszarze podrzędnych jednostek tektonicznych w obrębie synklinorium. W pobliżu ważniejszych stref uskokowych spękania ciosowe ulegały rotacji, co jest bezpośrednim dowodem na ich powstanie przed rozwojem fałdów przyuskokowych na obszarze synklinorium (fig. 20).

Poza spękaniami ciosowymi Solecki (1988) rozpoznał w skałach osadowych synklinorium północnosudeckiego specyficzny rodzaj struktur ścięciowych, które określił jako komplementarne strefy kataklazy (ang. *deformation bands*; por. np. Fossen, 2016; Strzelecki, Świerczewska, 2023). Są to strefy deformacji kruchej o grubości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, występujące w średnio- i gruboziarnistych piaskowcach triasu dolnego i kredy górnej (koniaku), aczkolwiek ich obecność odnotowano także w piaskowcach ciosowych cenomanu górnego i turonu

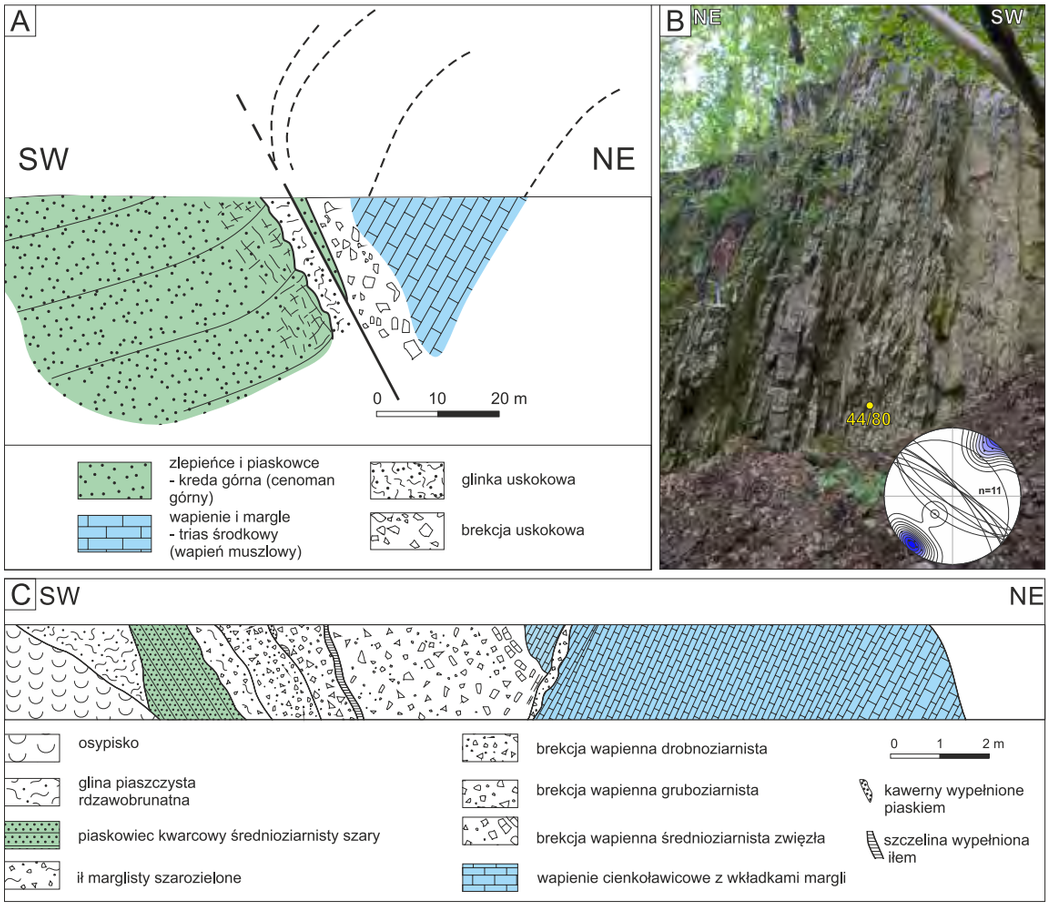


FIG. 15. Przekrój geologiczny A na linii SW–NE przez strefę uskoku Warta–Osiecznica w rejonie Osiecznicy (Grocholski, Milewicz, 1958); B znaczne zestromienie wapieni triasu środkowego w sąsiedztwie uskoku. Na zbiorczym diagramie strukturalnym, punktowym i konturowym, przedstawiono orientację powierzchni uławicenia w wapieniach i marglach triasu środkowego (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (11 pomiarów); C strefa uskokowa udokumentowana przez Grocholskiego i Milewicza (1958) w ścianie sztolni poszukiwawczej

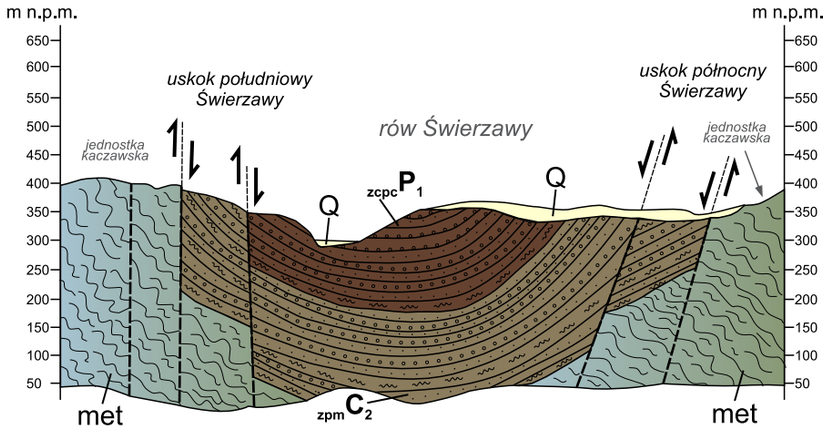


FIG. 16. Przekrój geologiczny o kierunku SW–NE przez rów Świerzawy wg Cwojdzińskiego, Kozdroja (1995); met – skały metamorficzne; Q – czwartorzęd nierozdzielony; $_{zcpc}P_1$ – zlepieńce i piaskowce permu dolnego; $_{zpm}C_2$ – zlepieńce i mułowce karbonu górnego

(dolny i środkowy piaskowiec ciosowy) (Kowalski, 2021a), w tym zwłaszcza w pobliżu głównych stref uskokowych przecinających obszar synklinorium. Wzdłuż tych stref dochodziło do rozkruszenia (kataklazy), a w dalszej kolejności do rozpuszczania pod ciśnieniem i rekrystalizacji ziaren kwarcu budujących szkielet ziarnowy piaskowców. W ogólnym ujęciu strefy kataklazy wykazują orientację skośną do powierzchni uławicenia i przecinają się pod kątem ostrym, a dwusieczna kąta rozwartego jest prostopadła do powierzchni uławicenia (fig. 21A) (Solecki, 1988). Intensywna silifikacja wzdłuż tych stref spowodowała, że były one pierwotnie mylnie interpretowane jako żyły kwarcowe.

Komplementarne strefy kataklazy w synklinorium północnosudeckim powstały w wyniku narastających naprężeń oddziałujących na porowate piaskowce, powodujących boczne rozszerzanie się tych stref, przy zupełnym braku lub minimalnych wartościach zachodzących wzdłuż nich przemieszczeń. Ma to być związane z oscylacyjnym ruchem ziaren kwarcu wzdłuż rozwijających się stref zniszczenia skały, przy jej jednoczesnej silifikacji. Solecki (1988) wydzielił trzy typy morfologiczne stref kataklazy, które odpowiadają początkowemu stadium, a także bardziej zaawansowanym etapom deformacji. Tylko w niektórych przypadkach, w zaawansowanym stadium deformacji, po przekroczeniu wartości progowej oddziałujących naprężeń, miało dochodzić do niewielkich rozmiarami przemieszczeń wzdłuż tych stref (fig. 21B). Niekiedy naśladują one powierzchnie przekątnego warstwowania, co jest szczególnie dobrze widoczne w piaskowcach triasu dolnego na obszarze półrowu Lwówka Śląskiego (fig. 21C). Orientacja komplementarnych stref kataklazy w skali synklinorium północnosudeckiego jest stała – jeden ze stwierdzonych zespołów nachylony jest pod kątem od 30 do 45° ku NE, podczas gdy drugi wykazuje podobne nachylenie w przeciwnym kierunku – ku SW, co odpowiada regionalnemu kierunkowi zinterpretowanej osi maksymalnego poziomego naprężenia σ1 o orientacji NE–SW. W sąsiedztwie regionalnych uskoków strefy te uległy rotacji wskutek rozwoju fałdów przyuskokowych (fig. 21D). Powstanie stref kataklazy było związane z głównym, późnokredowo-paleogeńskim etapem deformacji synklinorium północnosudeckiego.

5.2.2.2. Synklinorium śródsudeckie

Synklinorium śródsudeckie to jednostka tektoniczna o przebiegu NW–SE, długości ok. 70 km i szerokości do 35 km (fig. 22), powstała w wyniku kilkuetapowej inwersji tektonicznej basenu śródsudeckiego.

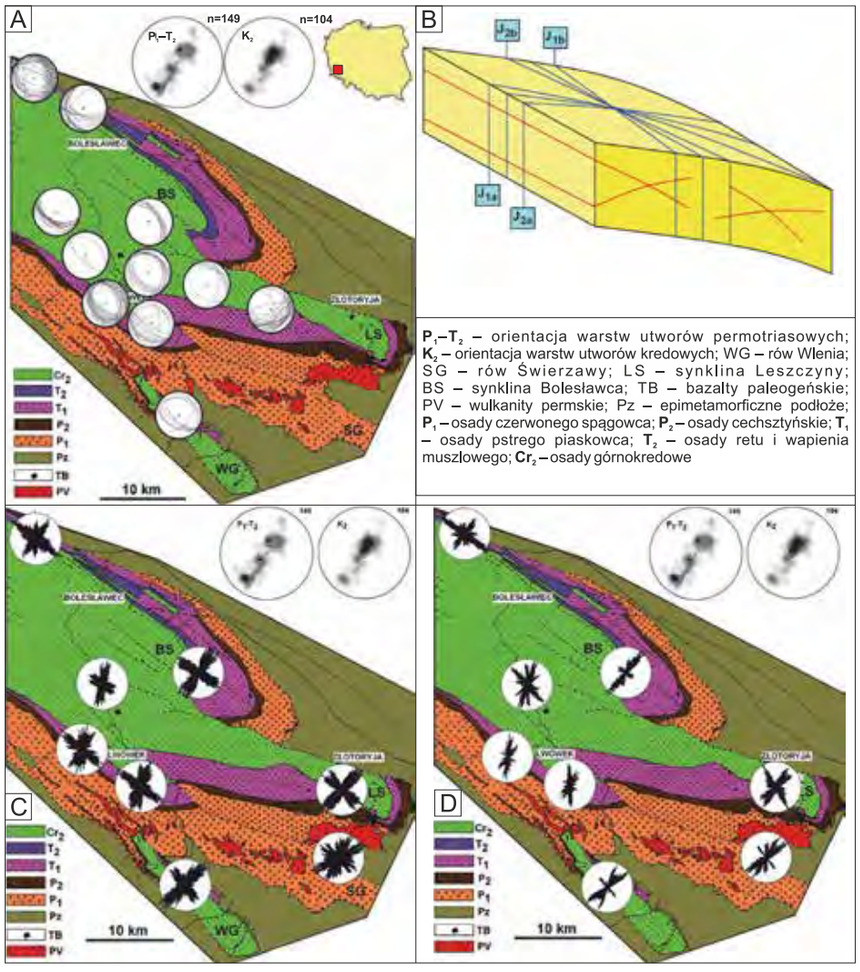
Basen śródsudecki, z przerwami do późnej kredy (koniak?), stanowił naprzemiennie obszar sedymentacji lądowej i morskiej. Łączna miąższość (pozorna) wypełnienia tego basenu, obejmującego utwory karbonu, permu, triasu dolnego i kredy górnej, po zsumowaniu maksymalnych miąższości osadów tworzących poszczególne formacje, osiąga wartość ok. 12 km (fig. 23). Jednak poszczególne formacje wykazują znaczną lateralną zmienność facjalną i zmiany miąższości (m.in. w zależności od położenia względem centralnej części basenu na różnych etapach jego rozwoju; Nemec i in., 1982), co powoduje, że faktyczna miąższość tego wypełnienia jest znacznie mniejsza.

Litostratygrafia i ewolucja basenu

Inicjalny, wizeński basen śródsudecki utworzył się jako wąskie, śródgórskie zapadlisko tektoniczne o orientacji WNW–ESE lub W–E, które rozwijało się początkowo w północnej i północnowschodniej części dzisiejszego synklinorium śródsudeckiego (Teisseyre, 1968, 1971, 1975). Jeszcze do niedawna początek sedymentacji w basenie śródsudeckim wiązano z turnejem i najniższym wizenem (Teisseyre, 1968, 1971), jednak badania palinostratygraficzne wykazały, że początek sedymentacji w zachodniej części basenu miał miejsce najprawdopodobniej w późnym środkowym wizenie (Turnau i in., 2002). Rozpoczęła się wówczas sedymentacja w warunkach lądowych. Wzdłuż aktywnych tektonicznie ram basenu rozwinął się system stożków napływowych za-



FIG. 17. Wschodnia granica rowu Wierzchosławic rozwinięta w formie niskokątowego nasunięcia skał metamorficznych jednostki kaczawskiej na skały osadowe permu dolnego (czerwonego spągowca)



P_1–T_2 – orientacja warstw utworów permotriasowych; **K_2** – orientacja warstw utworów kredowych; WG – rów Wlenia; SG – rów Świerzawy; LS – synklina Leszczyny; BS – synklina Bolesławca; TB – bazalty paleogeńskie; PV – wulkanity permskie; Pz – epimetamorficzne podłoże; **P_1** – osady czerwonego spągowca; **P_2** – osady cechsztyńskie; **T_1** – osady pstrego piaskowca; **T_2** – osady retu i wapienia muszlowego; **Cr_2** – osady górnokredowe

FIG. 18. Orientacja powierzchni uławicenia i stref kataklazy na obszarze synklinorium północnosudeckiego w projekcji na górną półkulę A, stosunek spękań i stref ścinania do powierzchni uławicenia B i orientacja spękań ciosowych wszystkich C oraz pionowych D wg Soleckiego (2011), zmodyfikowano

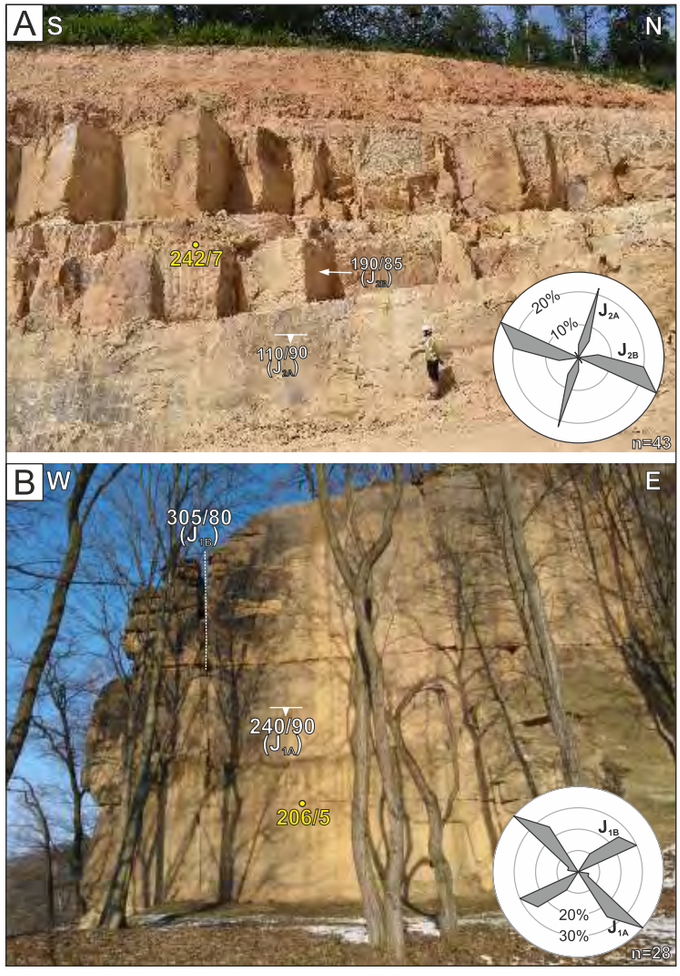


FIG. 19. Spękania ciosowe zespołów J_{2A} i J_{2B} (wg Soleckiego, 1994, 2011) występujące w piaskowcach koniaku w półrowie Lwówka A oraz spękania zespołów J_{1A} i J_{1B} w piaskowcach środkowego turonu półrowu Leszczyny B. Żółtym kolorem opisano orientację powierzchni uławicenia

5
Platforma paleozoiczna

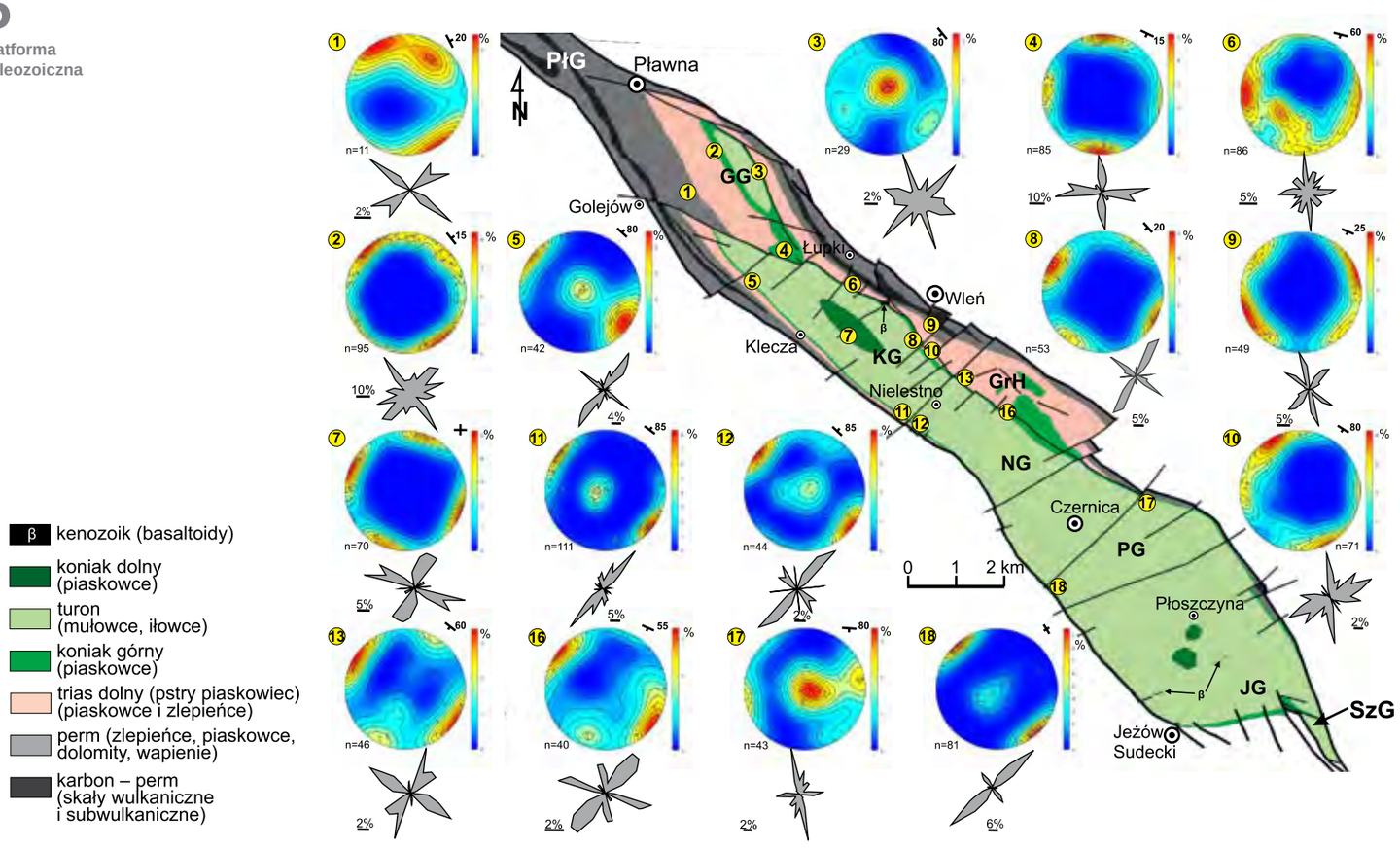


FIG. 20. Zróżnicowanie rzeczywistej orientacji spękań ciosowych w rowie Wlenia (wg Kowalskiego, 2021a). Uwagę zwraca rotacja zespołów spękań w pobliżu granic uskokowych rowu. Pomiary przedstawione na diagramach punktowych i konturowych w projekcji na dolną półkulę oraz na diagramach rozetowych. Objaśnienia skrótów literowych jak na figurze 9

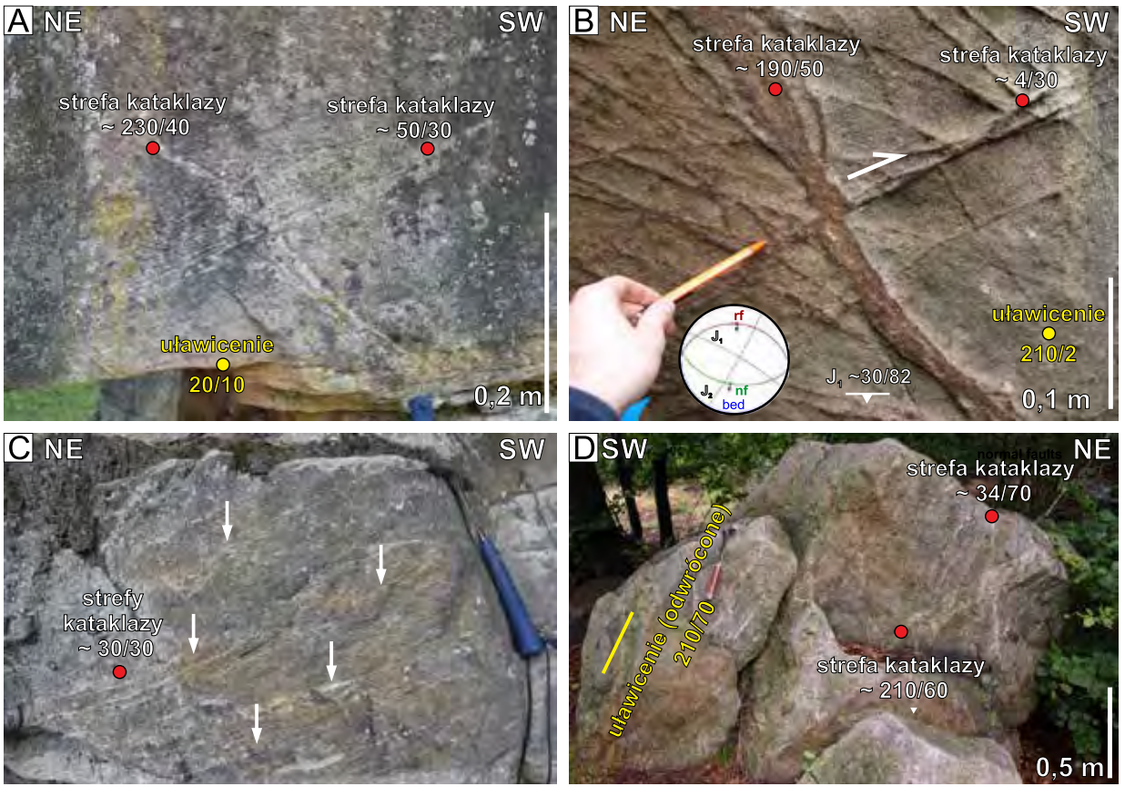


FIG. 21. Strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego. A komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach triasu dolnego (pstrego piaskowca) w półrowie Lwówka; B strefy kataklazy w piaskowcach koniaku rowu Wlenia z niewielkim przemieszczeniem wzdłuż zespołu nachylonego ku NE; C strefy kataklazy naśladujące powierzchnie warstw w obrębie zestawu warstwowanego przekątnie w piaskowcach triasu dolnego (pstrego piaskowca) w półrowie Lwówka; D zrotowane wraz z całą skałą strefy kataklazy w obrębie odwróconych ławic piaskowców górnego cenomanu w pobliżu południowego uskoku Wlenia

silających systemy rzeczne, rozwijające się dalej w osiowej części basenu śródsudeckiego (Dziedzic, Teisseyre, 1990). Materiał osadowy pochodził z erodowanych masywów zbudowanych ze skał metamorficznych pasma kaczawskiego na północy i metamorfiku Rudaw Janowickich na zachodzie (Teisseyre, 1975).

Najstarszymi osadami wypełniającymi basen śródsudecki są utwory grubookruchowe stwierdzone w jego północnej i zachodniej części, zaliczane do formacji z Sadów Górnych, Figlowa, Nagórnika i Ciechanowic (Teisseyre, 1971; Nemec i in., 1982; fig. 23), osiągające łącznie prawdopodobnie ok. 600 m miąższości (Teisseyre, 1971). Powyżej najstarszych osadów karbonu wydzielono formacje ze Starych Bogaczowic i Lubomina, osiągające sumaryczną miąższość odpowiednio ok. 1000–1600 m i 1500–2000 m (Teisseyre, 1975). W starszej literaturze utwory te, wraz z wymienionymi powyżej formacjami, określano łącznie jako „starszy kulm" (Teisseyre, 1971, 1975). Zespoły miosporowe wskazują na ich późnowizeński wiek (Turnau i in., 2002). Nad utworami formacji z Lubomina występują – w przewadze klastyczne – utwory formacji ze Szczawna, osiągające miąższość od 600 m w okolicach Wałbrzycha do ok. 3000 m (?) w zachodniej części synklinorium śródsudeckiego. Są to głównie zlepieńce, piaskowce i mułowce, przy czym te ostatnie obfitują w faunę morską, m.in. goniatyty, łodzikowate, ramienionogi, koralowce, małże oraz trylobity, datowaną na wizen późny (Żakowa, 1958, 1963). Utwory tej formacji były deponowane w zatoce relatywnie płytkiego zbiornika morskiego, w którym dominowała sedymentacja hemipelagiczna, natomiast wzdłuż aktywnych tektonicznie ram basenu rozwijały się delty stożkowe (Mastalerz, 1995). W części wschodniej basenu śródsudeckiego, przyległej do obszaru masywu sowiogórskiego, rozwijały się podmorskie stożki o stromych skłonach (Mastalerz i in., 1993).

W ostatnim czasie niektórzy autorzy postulują przynależność górnej części formacji ze Szczawna do namuru A (zona *Verrucosisporites morulatus* (Vm); por. Górecka-Nowak i in., 2021). Utwory formacji ze Szczawna są korelowane z tzw. „kulmem sowiogórskim" – reliktowo zachowanymi fragmentami karbońskiej pokrywy osadowej na obszarze masywu Gór Sowich (Kowalski, 2024).

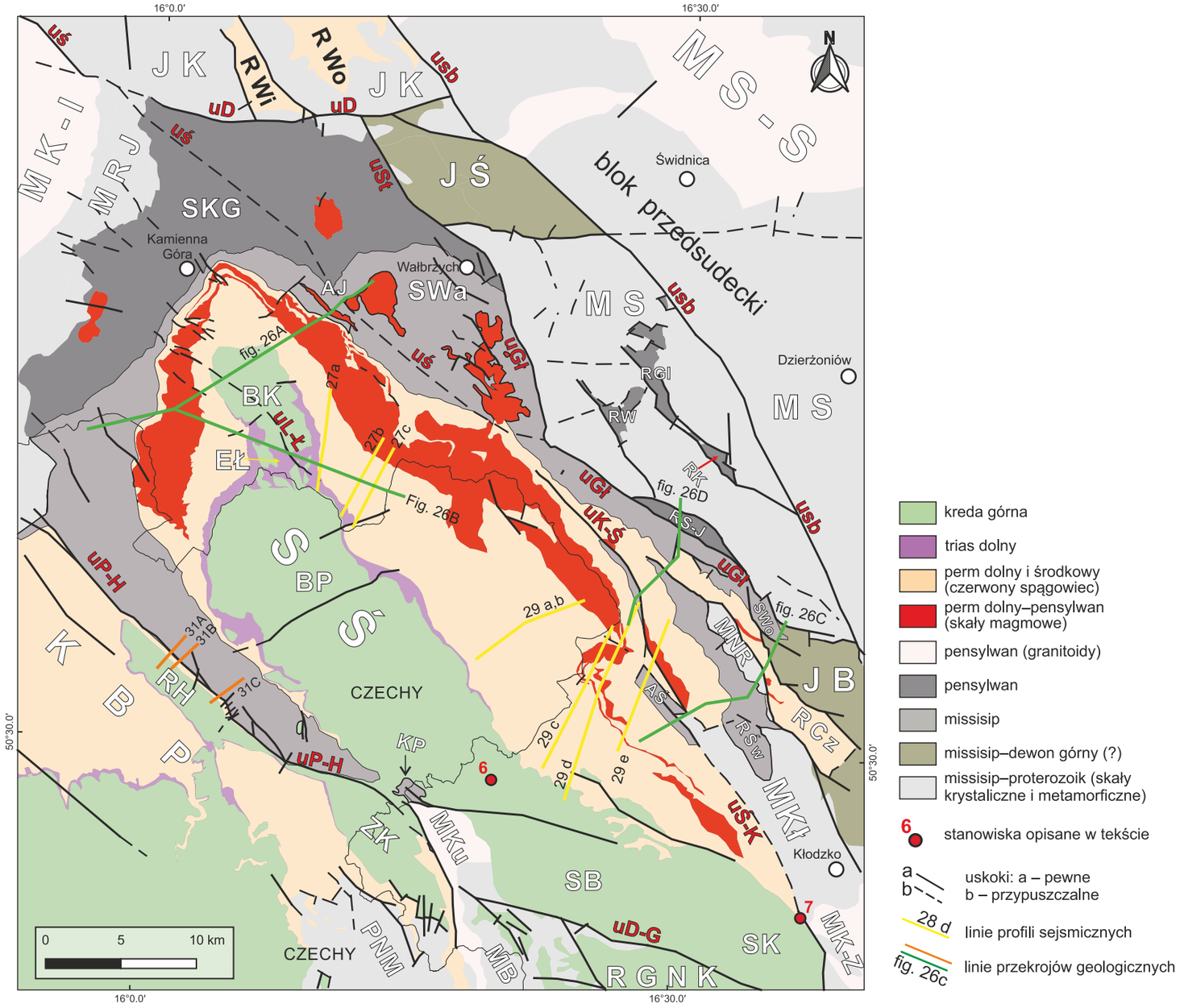


FIG. 22. Szkic tektoniczny synklinorium śródsudeckiego i jednostek przyległych (bez osadów kenozoicznych). Na podstawie mapy Sawickiego (1995), wybranych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 oraz własnych danych autorów; AJ – antyklina Jabłowa; AŚ – antyklina Ścinawki; BK – brachysynklina Krzeszowa; BP – brachysynklina Polic; EŁ – elewacja Łącznej; JB – jednostka bardzka; JK – jednostka kaczawska; JŚ – jednostka Świebodzic; KBP – karkonoski basen piedmontowy; KP – kopuła Pstrążnej; MB – metamorfik bystrzycki; MK-I – masyw karkonosko-izerski; MKu – masyw granitoidowy Kudowy; MKł – masyw kłodzki (metamorfik kłodzki); MK-Z – granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki; MNR – masyw ofiolitowy Nowej Rudy; MRJ – masyw (metamorfik) Rudaw Janowickich; MS – masyw sowiogórski; MS-S – masyw granitoidowy Strzegom–Sobótka; PNM – pasmo Nového Města; RCz – rów Czerwieńczyc; RGl – rów Glinna; RGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej; RH – rów Hronova; RK – rów Kamionek; RS-J – rów Sokolca–Jugowa; RW – rów Walimia; RŚw – rów Święcka; RWi – rów Wierzchosławic; RWo – rów Wolbromka; SB – synklina Batorowa; SK – synklina Krosnowic; SKG – synklina Kamiennej Góry; SŚ – synklinorium śródsudeckie; SWa – synklina Wałbrzycha; SWo – synklina Woliborza; ZK – zapadlisko Kudowy; uD – uskok Domanowa; uD-G – uskok Duszniki–Gorzanów; uGł – uskok Głuszycy; uK-Ś – uskok Krajanów–Ścinawka; uL-Ł – uskok Lipienica–Łączna; usb – uskok sudecki brzeżny; uś – uskok śródsudecki; uŚ-K – uskok Ścinawki–Krosnowic; uP-H – uskok Pořičí–Hronov; uSt – uskok Strugi

Powyżej formacji ze Szczawna występują górnokarbońskie utwory lądowe, charakteryzujące się wyraźną cyklicznością. Są one zaliczane kolejno do formacji z Wałbrzycha, Białego Kamienia, Żaclerza i Glinika (Nemec i in., 1982) i są dobrze odsłonięte w północno-wschodniej części synklinorium, na obszarze tzw. niecki wałbrzyskiej (synkliny Wałbrzycha; fig. 22). Drugim obszarem występowania utworów tych formacji jest rejon Nowej Rudy–Słupca, gdzie mają one znacznie zredukowaną miąższość (Bossowski, Ih-

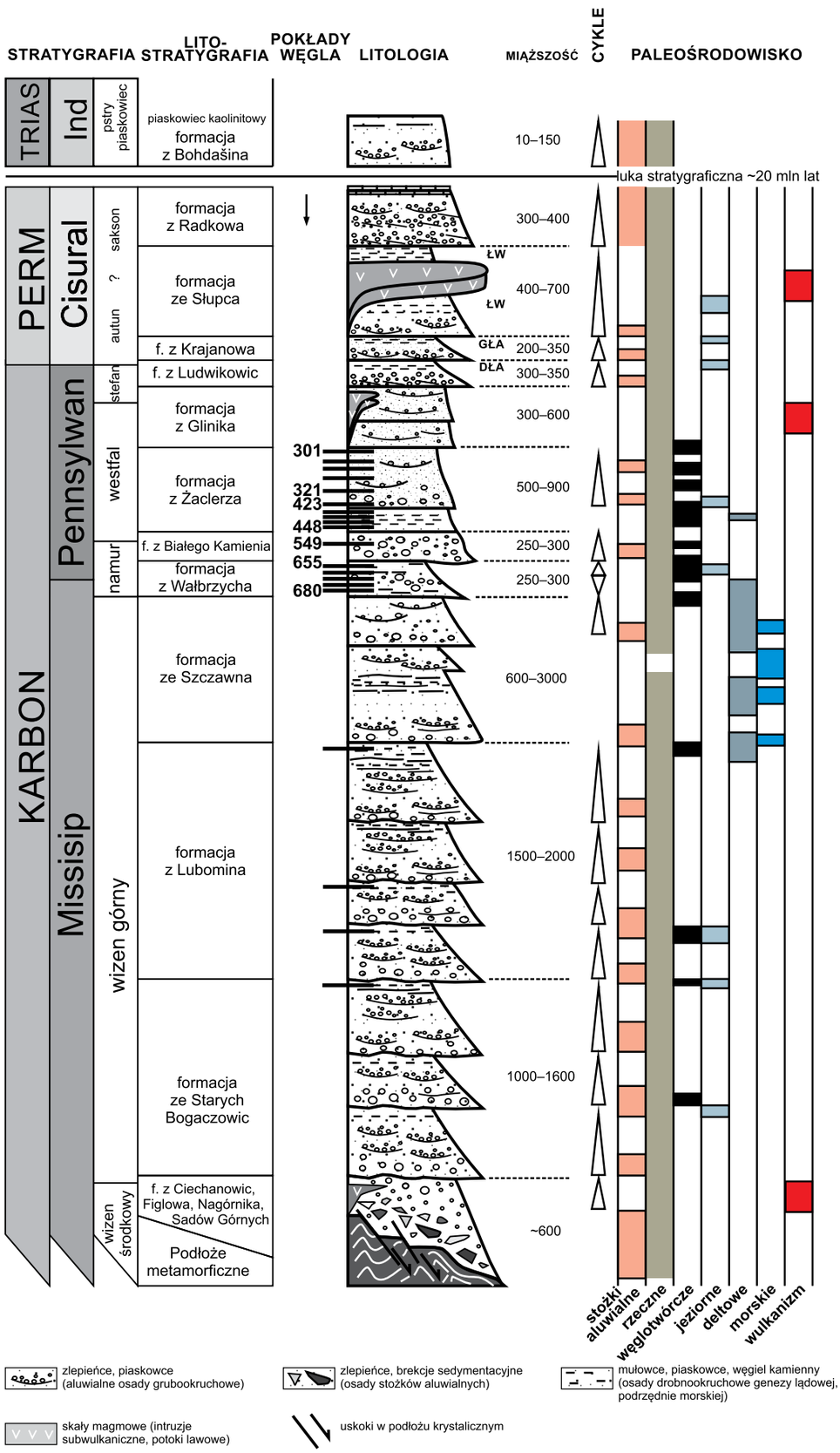


FIG. 23. Zgeneralizowany profil litostratygraficzny utworów budujących basen śródsudecki (wg Mastalerza i in., 1993; Kowalskiego, Furcy, 2023, zmodyfikowano); DŁA – dolne łupki antrakozjowe; GŁA – górne łupki antrakozjowe; ŁW – łupki walchiowe

natowicz, 2006). Pomiędzy osadami formacji ze Szczawna i Wałbrzycha istnieje prawdopodobnie luka stratygraficzna, której obecność historycznie wiązano z orogeniczną fazą sudecką (Teisseyre i in., 1957; Oberc, 1972), aczkolwiek jej istnienie jest kwestionowane (Górecka-Nowak i in., 2021). Najmłodszymi, uznawanymi za karbońskie osadami basenu śródsudeckiego są utwory zaliczane do formacji z Ludwikowic. Formacja ta, podobnie jak wyżej leżące zaliczane do permu formacje z Krajanowa, Słupca i Radkowa, ma charakter megacyklotemu o ziarnie drobniejącym ku górze (Mastalerz i in., 1993). W najniższej części formacji występują grubookruchowe zlepieńce interpretowane jako osady proksymalnych części stożków aluwialnych, rozbudowujących się wzdłuż uskokowych krawędzi basenu (Kowalski i in., 2025). Powyżej występują piaskowce i mułowce – osady środkowej i dystalnej części stożków, natomiast w centrum basenu śródsudeckiego – osady otwartego jeziora i osady przybrzeża (mułowce, wapienie bitumiczne), określane jako łupki antrakozjowe.

Powyżej utworów permskich, w środkowej części synklinorium śródsudeckiego występują osady triasu dolnego (pstrego piaskowca) osiągające miąższość do 150 m (Kowalski, 2020). Miąższość tych osadów spada w kierunku północnym do ok. 20 m (okolice Gorzeszowa; Kowalski, 2020). Na północ od tej miejscowości wspomniane utwory zanikają całkowicie, prawdopodobnie wzdłuż linii uskoku o orientacji WSW–ENE, przy czym na północ od tej dyslokacji morskie utwory kredy górnej zalegają przekraczająco na utworach permskich. Reliktowo zachowany płat osadów triasu o niewielkiej miąższości (do 10 m) znajduje się również w północnej części brachysynkliny Krzeszowa (fig. 24). Taki rozkład miąższości osadów triasu dolnego sugeruje reliktowe zachowanie tych utworów w środkowej części synklinorium i uchronienie od przedkredowej erozji triasowej pokrywy osadowej o większym rozprzestrzenieniu, zwłaszcza na północ od wspomnianego uskoku (fig. 24). Analogiczna sytuacja ma miejsce w synklinorium północnosudeckim, gdzie na północ od uskoku Jerzmanic utwory kredy zalegają na triasie środkowym – wapieniu muszlowym, natomiast na południe od tej dyslokacji – na triasie dolnym (pstrym piaskowcu; fig. 6, 13; Solecki, 1994, 2011). W regionie synklinorium północnosudeckiego zjawisko to wiązano historycznie z deformacjami podczas fazy kimeryjskiej (Beyer, 1933).

Nad utworami triasu dolnego (w części środkowej i południowej), a także czerwonego spągowca (w części północnej) brachysynkliny Krzeszowa, występują morskie osady kredy górnej [cenomanu górnego–koniaku dolnego(?)] zaliczane do formacji z Krzeszowa (fig. 25; Kowalski, 2021b). Są to, idąc od dołu, zlepieńce związane z późnocenomańską transgresją morską (tzw. zlepieńce transgresywne; Jerzykiewicz, 1971a), a także występujące naprzemiennie w profilu piaskowce ciosowe (tzw. dolne, środkowe i górne piaskowce ciosowe) wraz z mułowcami, drobnoziarnistymi piaskowcami i iłowcami wapnistymi, określanymi jako dolna- i górna seria heterolityczna (Kowalski, 2021b). Sumaryczna miąższość utworów kredy zachowanych w środkowej części brachysynkliny Krzeszowa wynosi ok. 350 m.

Analogicznie wykształcone utwory kredy górnej budują południową część synklinorium (obszar Gór Stołowych) (fig. 25). Powstanie głównych litosomów piaskowcowych w tej części synklinorium (piaskowce Progu Radkowa i piaskowce Szczelińca–Skalniaka) jest wiązane z aktywnością uskokową na obszarze basenu w późnej kredzie (Jerzykiewicz, Wojewoda, 1986; Wojewoda, 1997).

Tektonika

Synklinorium śródsudeckie ma niejednolitą budowę wewnętrzną. Podobnie jak w przypadku synklinorium północnosudeckiego, zasadnicza struktura tej jednostki obejmuje główną synformę o długości falowej ok. 25 km i orientacji NW–SE (główna synklina śródsudecka wg Oberca, 1972), oraz szereg podrzędnych, odgałęziających się lub przyległych do niej, ograniczonych uskokami jednostek tektonicznych drugiego rzędu (fig. 22).

Od północy synklinorium śródsudeckie jest odgraniczone niemal równoleżnikowym uskokiem Domanowa od skał jednostki kaczawskiej. Północną część synklinorium tworzą głównie utwory karbonu dolnego ujęte w szerokopromienną synklinę, której oś zanurza się w kierunku SSE, przez co w tym kierunku na powierzchni występują wychodnie coraz młodszych utworów karbonu górnego, permu dolnego i środkowego (?), a dalej w kierunku południowym – również triasu dolnego i kredy górnej (fig. 26A, B). Od wschodu synklina Kamiennej Góry graniczy poprzez antyklinę Jabłowa z kolejnymi podrzędnymi jednostkami tektonicznymi wydzielanymi w obrębie synklinorium – synkliną Gorców i synkliną Sobięcina, zaliczanymi do tzw. niecki wałbrzyskiej (synkliny Wałbrzycha; Oberc, 1972). Przebieg antykliny Jabłowa, określanej w literaturze również jako „ostroga" Jabłowa (Dziedzic, 1960, 1961; fig. 26B), pokrywa się z postulowanym przez wielu autorów przebiegiem uskoku śródsudeckiego (Aleksandrowski, 1995, 1998, 2003; Aleksandrowski i in., 1997; Awdankiewicz, 2022).

Od północnego wschodu synklinorium śródsudeckie, poprzez uskok Strugi (nasunięcie Strugi), graniczy z jednostką („depresją") Świebodzic, zbudowaną ze sfałdowanych osadów dewonu górnego–karbonu dolnego (Porębski, 1981, 1990). Uskok Strugi ciągnie się się dalej ku południowemu wschodowi, gdzie jest określany jako uskok (nasunięcie Głuszycy), na wschód od którego występują skały metamorficzne masywu sowiogórskiego, które w rejonie Sokolca–Jugowa są przykryte utworami karbonu dolnego – kulmu sowiogórskiego (fig. 22, 26D). Uskok Głuszycy jest również uznawany za bezpośrednie przedłużenie uskoku śródsudeckiego.

W środkowej (osiowej) części synklinorium – w synklinie Kamiennej Góry – utwory permu dolnego i triasu dolnego przykryte są morskimi osadami kredy górnej. W tej części jednostki (fig. 22) wyróżnia się kolejne podjednostki tektoniczne – brachysynklinę Krzeszowa, brachysynklinę Polic (położoną głównie na obszarze Republiki Czeskiej) oraz synklinę Batorowa. Według Dona i in. (1981) brachysynklina Krzeszowa stanowi młodszy, szerokopromienny element tektoniczny, nałożony na starsze ramy synklinorium śródsudeckiego. Według Jerzykiewicza (1971a) do brachysynkliny Krzeszowa od południa przylega ograniczona fleksurami brzeżnymi antyklina Łącznej o orientacji WNW–ESE (Jerzykiewicz, 1971a), oddzielająca brachysynklinę Krzeszowa od brachysynkliny Polic, położonej niemal w całości na terenie Republiki Czeskiej.

Dotychczasowa antyklina Łącznej została niedawno zreinterpretowana jako zrąb tektoniczny ograniczony głównie prawoskrętnymi uskokami zrzutowo-przesuwczymi (Kowalski, 2017). Dla tej struktury zaproponowano nazwę elewacja Łącznej (Kowalski, 2017). Uskoki występujące w tym obszarze mają orientację NW–SE i znane są przede wszystkim z utworów triasu dolnego i kredy górnej. Jedną z ważniejszych stref uskokowych jest uskok Lipienica–Łączna o biegu NW–SE (fig. 22), przedłużający się dalej w kierunku południowo-wschodnim. Uskoki o podobnej geometrii zinterpretowano na profilach sejsmicznych w utworach permu i karbonu (fig. 27; Głuszyński, Aleksandrowski, 2022).

Wychodnie utworów kredy górnej budują środkową, najbardziej obniżoną tektonicznie część synklinorium śródsudeckiego, sięgając na południe, po obszar Gór Stołowych, gdzie – już w regionie kłodzkim – tworzą synklinę Batorowa (fig. 22). Na obszarze Gór Stołowych najmłodsze utwory kredy (turon górny–koniak dolny) zalegają niemal poziomo (fig. 22: stanowisko nr 6; fig. 28A). W utworach tych występuje regularny system spękań, określanych tradycyjnie jako spękania ciosowe, wśród których dominują dwa prostopadłe do siebie zespoły spękań o kierunkach NW–SE (lub WNW–ESE) i NE–SW (fig. 28). Wzdłuż spękań utworzyły się często spektakularne urwiska skalne i malownicze formy skałkowe. Niekiedy, zwłaszcza na obrazach wygenerowanych na podstawie numerycznych modeli terenu (NMT) LiDAR, uwidacznia się dodatkowo zespół spękań ciosowych o orientacji W–E (fig. 28C).

Południowo-wschodnia część synklinorium jest rozczłonkowana na szereg obniżeń tektonicznych, rozdzielonych wypiętrzonymi blokami podłoża krystalicznego (fig. 22). W południowo-wschodniej części synklinorium wyróżnia się **synklinę Woliborza**, zbudowaną z utworów karbonu górnego. Od południowego wschodu synklina Woliborza graniczy poprzez system uskoków z jednostką (strukturą) bardzką, która stanowi jednocześnie jej podłoże, oraz z rowem Czerwieńczyc wypełnionym utworami permu dolnego i karbonu górnego (fig. 22). **Rów Czerwieńczyc** stanowi kolejny, mniejszy rów drugiego rzędu w obrębie synklinorium śródsudeckiego. Rów ten od zachodu jest ograniczony przez masyw ofiolitowy Nowej Rudy, który dalej, w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim, kontaktuje ponownie z utworami karbonu górnego i permu, budującymi wschodnie skrzydło synklinorium. W podłożu północno-zachodniej części tego rowu występują gabra masywu ofiolitowego Nowej Rudy (Bossowski, 1996), natomiast w części południowo-wschodniej, podłoże stanowią utwory jednostki bardzkiej (Oberc, 1957). Dyslokacje ramowe rowu są interpretowane jako uskoki odwrócone (Oberc, 1957). W rejonie Bożkowa i Gorzuchowa w obrębie synklinorium śródsudeckiego jest wyróżniany kolejny, niewielki rów tektoniczny o orientacji NW–SE – rów Święcka (Oberc, 1972; fig. 22).

Jedną z ważniejszych dyslokacji przecinających wschodnią część synklinorium śródsudeckiego jest odwrócony uskok Krajanów–Ścinawka (fig. 22, 29), który na niektórych odcinkach nosi cechy wysokokątowego (stromego) nasunięcia. Uskok ten łączy się dalej w kierunku południowym z uskokiem Ścinawka–Krosnowice. Ta ostatnia dyslokacja jest interpretowana jako uskok odwrócony (lub nasunięcie), wzdłuż której utwory metamorfiku kłodzkiego nasunięte są na skały synklinorium śródsudeckiego. Strefa ta w kierunku NW kontynuuje się przez okolice Broumova (fig. 29A), prawdopo-

5
Platforma paleozoiczna

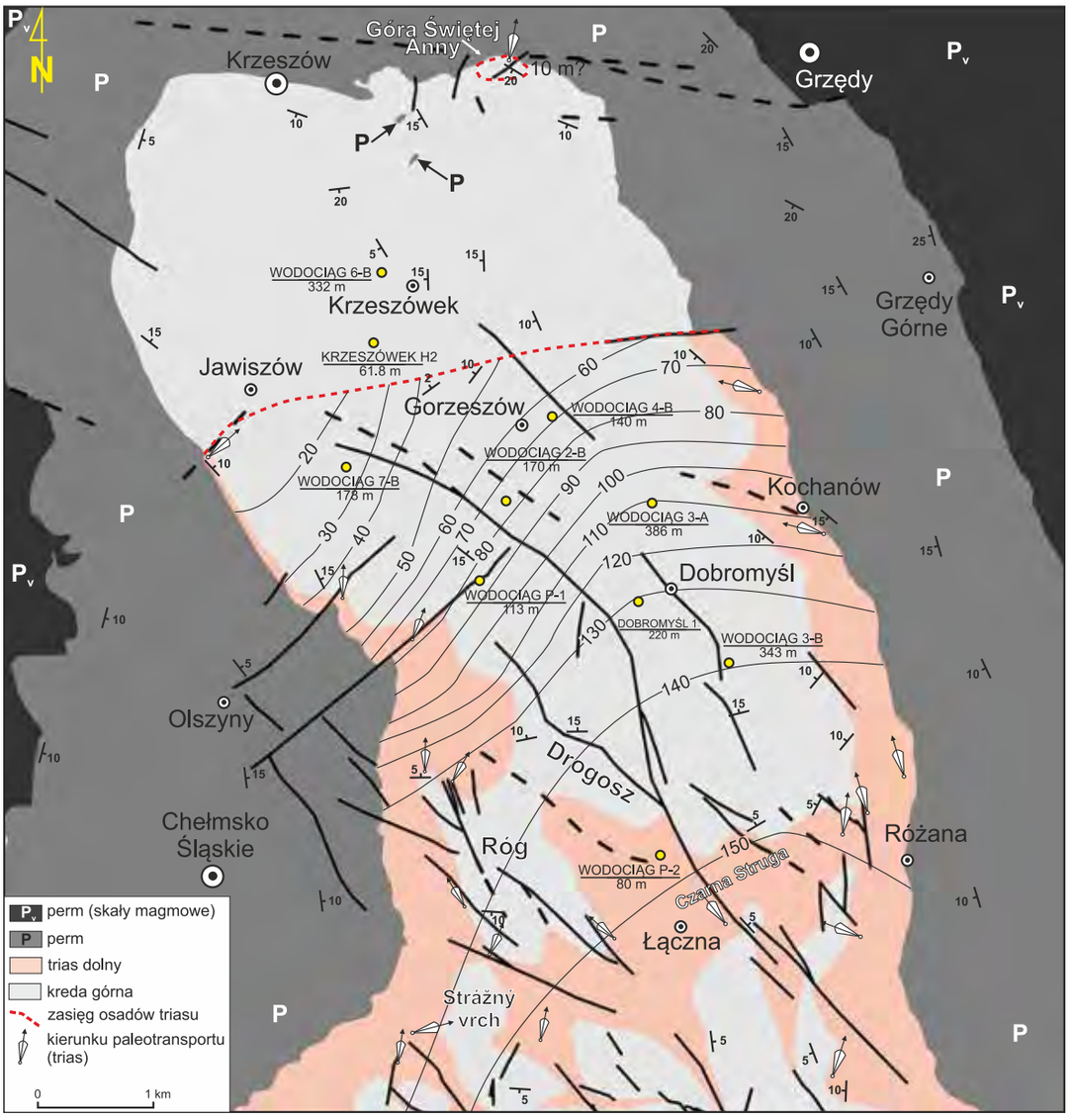


FIG. 24. Rozkład miąższości utworów triasu dolnego (pstrego piaskowca) w środkowej części synklinorium śródsudeckiego (wg Kowalskiego, 2020, zmodyfikowano); P – skały osadowe permu dolnego; P_v – skały magmowe permu dolnego

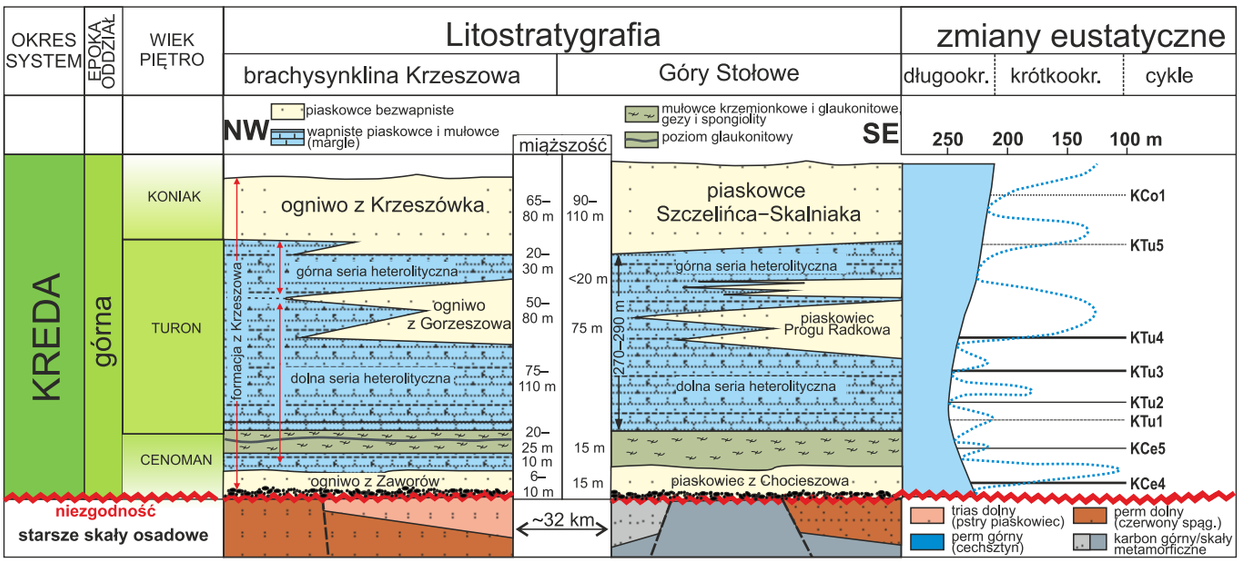


FIG. 25. Profil litostratygraficzny morskich utworów kredy górnej budujących środkową (brachysynklina Krzeszowa) i południową (Góry Stołowe) część synklinorium śródsudeckiego (wg Kowalskiego, 2021b)

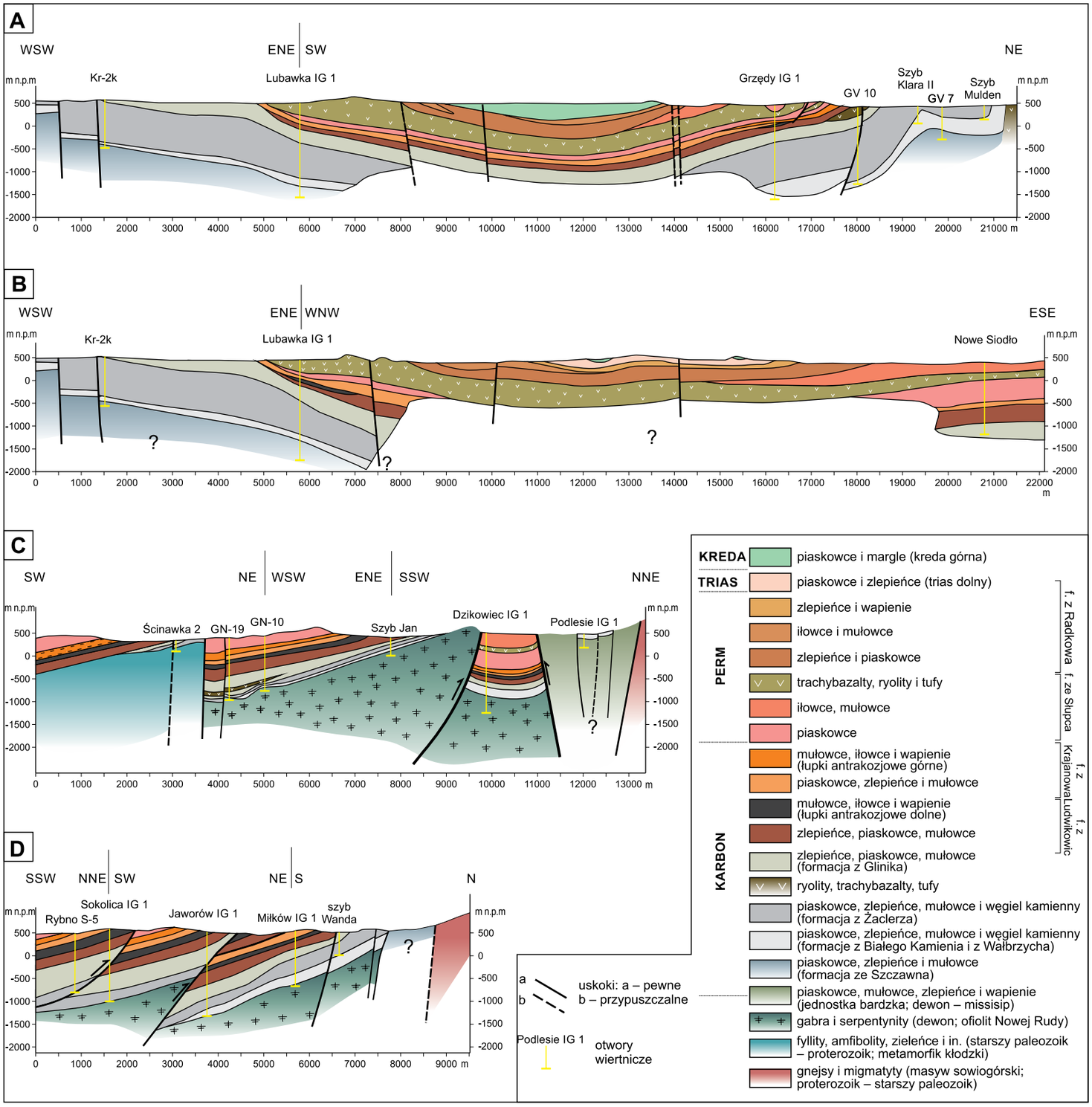


FIG. 26. Wybrane schematyczne przekroje geologiczne przez synklinorium śródsudeckie (wg Bossowskiego, Ihnatowicza, 2006, zmodyfikowano).
Przebieg oryginalnych przekrojów zaznaczono na figurze 22

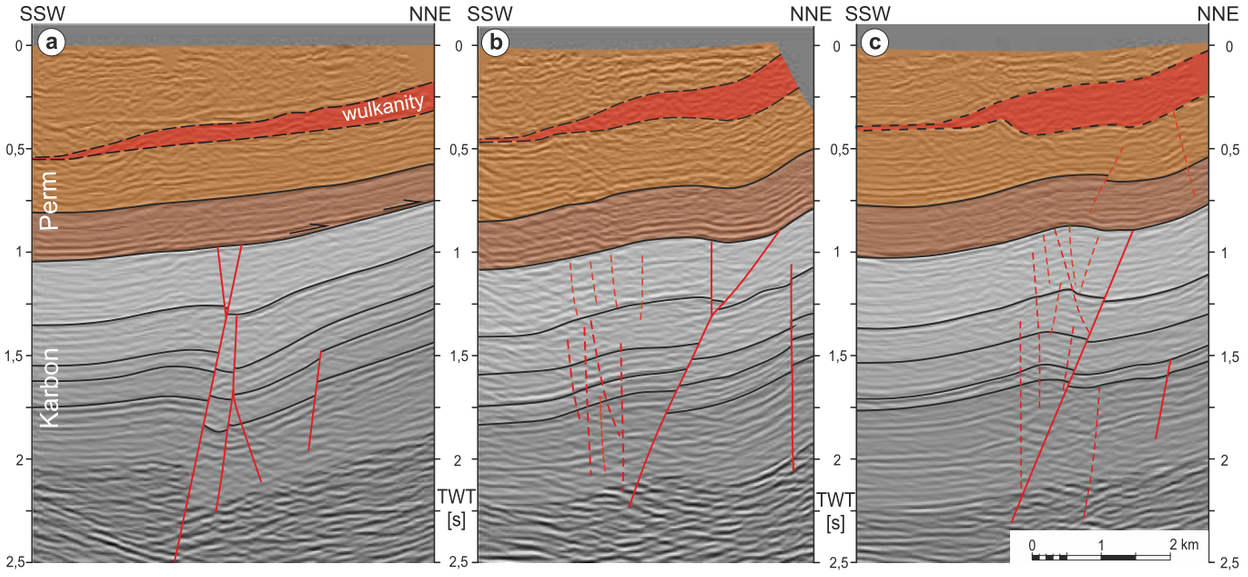


FIG. 27. Profile sejsmiczne przez środkową część synklinorium śródsudeckiego (wg Głuszyńskiego, Aleksandrowskiego, 2022). W utworach karbonu widoczne są zespoły uskoków, prawdopodobnie przesuwczych, oraz szerokopromienne fałdy w utworach permskich. Lokalizacja profili na figurze 22

dobnie aż w okolice Mieroszowa (fig. 27). W rejonie Mieroszowa przecina ona utwory karbonu, nie kontynuując się w wyżej leżące utwory permskie. Wskazuje to na aktywność tej strefy uskokowej przed depozycją osadów permu (deformacje późnowaryscyjskie?) i jej reaktywację już po depozycji osadów permu i triasu (w starszej literaturze: deformacje „laramijskie").

Wzdłuż południowego segmentu tego uskoku, określanego jako nasunięcie Czerwoniaka (Grocholska, Grocholski, 1958), amfibolity są nasunięte na zorientowane pionowo lub odwrócone utwory permu (czerwonego spągowca; formacja ze Słupca; fig. 22: stanowisko nr 7; fig. 30A). Te ostatnie przykryte są przez morskie utwory kredy górnej (fig. 30B). Pomiędzy utworami permu i kredy zaznacza się wyraźna niezgodność kątowa (Burliga i in., 2008).

Zachodnią granicę synklinorium śródsudeckiego, położoną niemal w całości na terenie Republiki Czeskiej, stanowi strefa uskoku Poříčí–Hronov, który jest interpretowany jako stromy uskok odwrócony, o powierzchni nachylonej w kierunku północno-wschodnim (fig. 31). Wartość przemieszczeń na tym uskoku szacowana jest na ok. 1000 m. Podczas późnokredowo-paleogeńskiego etapu deformacji zachodnie skrzydło synklinorium śródsudeckiego zostało nasunięte wzdłuż tej dyslokacji na utwory permu i kredy rowu Hronova (Nováková, 2014). Rów Hronova utworzył się we wschodnim obrzeżeniu kolejnej podrzędnej jednostki tektonicznej, określanej jako depresja (zapadlisko) Trutnova–Nachodu (Opluštil i in., 1998; Nováková, 2014). Jednostka ta stanowi już fragment karkonoskiego basenu piedmontowego (inaczej: basenu podkarkonoskiego), położonego niemal w całości na obszarze Republiki Czeskiej. Podrzęd-

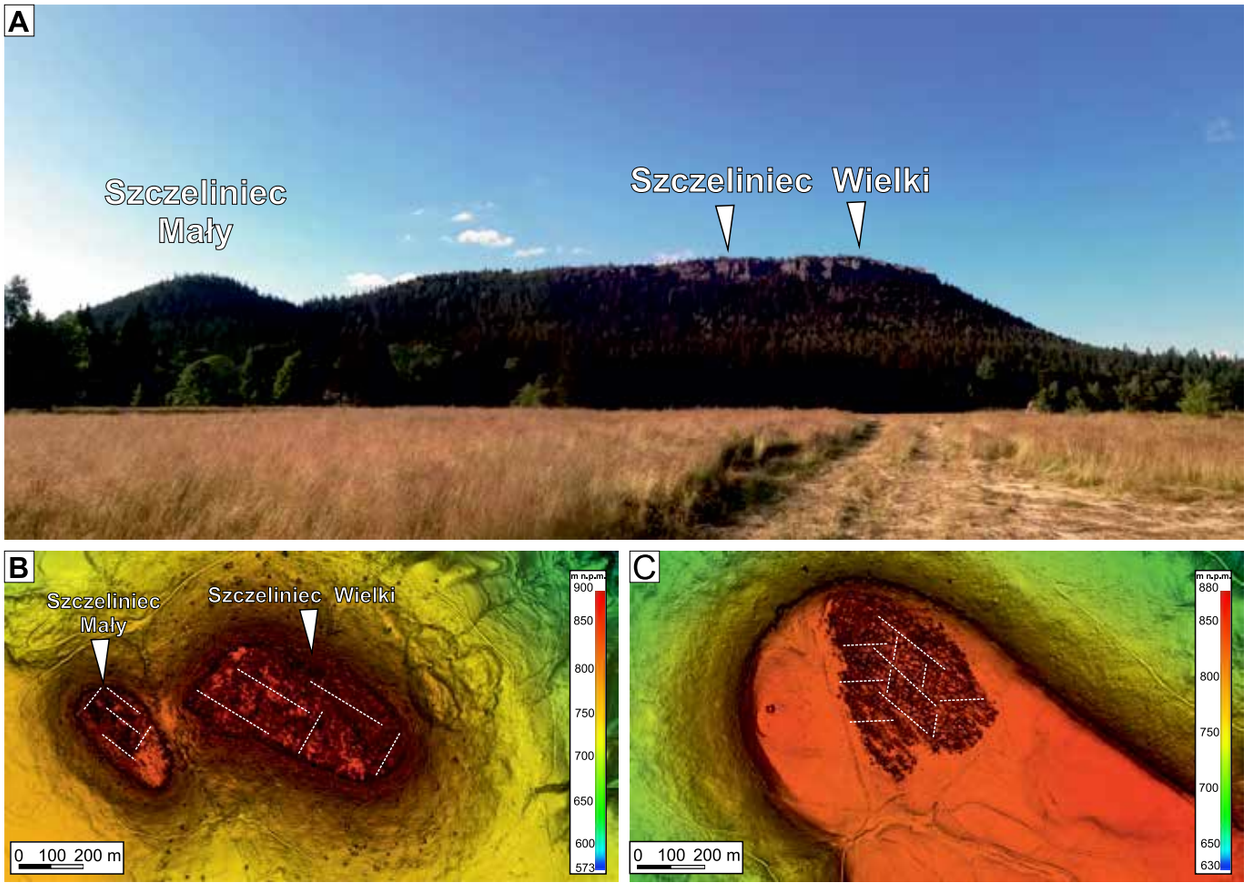


FIG. 28. A Piaskowce turonu górnego–koniaku dolnego (górny piaskowiec ciosowy) zalegające niemal poziomo w środkowej części synklinorium śródsudeckiego, na obszarze Gór Stołowych – masywy Szczelińca Małego i Szczelińca Wielkiego (widok od strony południowej, miejscowość Karłów). Wzdłuż spękań ciosowych rozwinęły się urwiska skalne i malownicze formy skałkowe; B sieć komplementarnych, ortogonalnych spękań ciosowych o orientacji WNW–ESE i NE–SW widoczna w obrazie NMT LiDAR w szczytowych partiach Szczelińca Małego i Szczelińca Wielkiego; C trzy zespoły spękań o orientacji NW–SE, NE–SW oraz W–E widoczne w obrazie NMT LiDAR w masywie Błędnych Skał (masyw Skalniaka)

ną jednostką tektoniczną wschodniej części karkonoskiego basenu piedmontowego, położoną na obszarze Polski, jest **zapadlisko (depresja) Kudowy** (Gierwielaniec, 1965). Jednostka ta powstała na południe od rowu Hronova, również na zachód od strefy uskoku Pořičí–Hronov. Zapadlisko Kudowy określano również w literaturze jako synklina Kudowy (Oberc, 1972). Po późnokredowo-paleogeńskim etapie deformacji uskok Pořičí–Hronov był prawdopodobnie wielokrotnie reaktywowany (Nováková, 2014; Prouza i in., 2015). Wojewoda (2007, 2009) postuluje dominację przesuwczych – prawoskrętnych – przemieszczeń w obrębie tej dyslokacji.

Skrajny, południowo-zachodni fragment synklinorium śródsudeckiego ograniczony jest od zachodu przez masyw granitoidowy Kudowy (fig. 22). Za południową granicę synklinorium śródsudeckiego uznaje się ciąg dyslokacji reprezentowany przez: strefę dyslokacyjną o przebiegu WNW–ESE, określaną w literaturze jako uskok Duszniki–Gorzanów (Badura, Rauch, 2014), brzeżny uskok duszniecki (Cymerman, 2004), uskok Kamienny Grzbiet–Babilon (Don, Gotowała, 2008) lub uskok Pstrążna-Gorzanów (Oberc, 1972), wzdłuż którego struktura synklinorium śródsudeckiego graniczy z rowem górnej Nysy Kłodzkiej, oraz częściowo, w rejonie Duszник-Zdroju na zachodzie, z utworami metamorfiku bystrzyckiego (kopuły orlicko-śnieżnickiej). Strefa uskokowa Duszniki–Gorzanów jest uznawana za południowo-wschodnie odgałęzienie (przedłużenie) uskoku Pořičí–Hronov (fig. 22).

5.2.2.3. Rów górnej Nysy Kłodzkiej

Aleksander Kowalski

Rów górnej Nysy Kłodzkiej stanowi jednostkę tektoniczną w obrębie bloku sudeckiego, graniczącą od północy z synklinorium śródsudeckim poprzez system uskoków Duszniki–Gorzanów (Oberc, 1972). Rów ten ma kształt nieregularnego, zwężającego się w kierunku południowym klina o orientacji N–S. W granicach Polski ma on długość ok. 35 km, przy szerokości od ok. 5–6 km w części południowej (okolice Międzylesia i Boboszowa), do ok. 25 km w części północnej (na linii Duszniki-Zdrój–Nowy Waliszów).

Litostratygrafia i ewolucja wypełnienia rowu górnej Nysy Kłodzkiej

Rów górnej Nysy Kłodzkiej jest wypełniony morskimi utworami kredy górnej, obejmującymi przedział cenoman górny–koniak. Miąższość tych utworów jest szacowana na 400–900 m, maksymalnie do ok. 950 m (Don, Wojewoda, 2005) lub nawet 1200 m (Wojewoda, 1997). Obszar rowu górnej Nysy Kłodzkiej został objęty późnokredową (późnocenomańską) transgresją morską. Obszar kopuły orlicko-śnieżnickiej był wówczas prawdopodobnie speneplenizowany i pokryty zwietrzelinami skał krystalicznych (Wojewoda, 1997). W późnym cenomanie i turonie na obszarze dzisiejszego rowu zachodziła płytkomorska sedymentacja. Profil osadów rowu, obejmujący przedział od górnego cenomanu po górny turon, jest bardzo podobny do profilu utworów kredy górnej w Górach Stołowych (Wojewoda, 1997). Materiał osadowy był dostarczany do basenu z obszarów lądowych, które pokrywały się swym zasięgiem z obecnymi pasmami górskimi Gór Bystrzyckich, Orlickich i masywu Śnieżnika (fragmentów wysp zachodnio- i wschodniosudeckiej). W literaturze panuje pogląd, że rozwój rowu górnej Nysy Kłodzkiej, w zarysach podobnych do jego dzisiejszej struktury, rozpoczął się we wczesnym koniaku (Don, Wojewoda, 2005). Ten pogląd jest jednak obecnie kwestionowany przez Głuszyńskiego i Aleksandrowskiego (2022), którzy uważają, że rów rozwinął się dopiero w neogenie, a w nim zachował się fragment pokrywy górnokredowej, pierwotnie zajmującej obszar znacznie większy od dzisiejszego rowu i poddanej już z końcem kredy deformacjom fałdowo-uskokowym (fig. 33). Bliższe argumenty na rzecz tego poglądu są przedstawione w rozdziale WZS 8.

Zwiększona miąższość koniackich osadów grubookruchowych na obszarze rowu świadczy o ówczesnym, stopniowym wypiętrzaniu wschodnich ram rowu. Utwory koniaku zostały wyróżnione jako warstwy idzikowskie (Don, Don, 1960). Profil utworów górnokredowych kończy seria skał grubookruchowych określanych jako warstwy idzikowskie górne (zlepieńce idzikowskie), które występują głównie w północno-wschodniej części rowu. Utwory te interpretowane są jako osady delt stożkowych (ang. *fan deltas*) oraz prądów zawiesinowych, które wypełniały basen w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim (Jerzykiewicz, 1971b).

Tektonika

Rów górnej Nysy Kłodzkiej jest jednostką o niejednolitej strukturze wewnętrznej (fig. 32). Utwory kredy w obrębie rowu zalegają na skałach krystalicznych kopuły orlicko-śnieżnickiej. W okolicy miejscowości Krosnowice, na północ od rowu Nysy Kłodzkiej, w obrębie skrajnego, południowego fragmentu synklinorium śródsudeckiego, występują również utwory permu dolnego, które stanowią lokalnie podłoże utworów kredy. Od północy wychodnie kre-

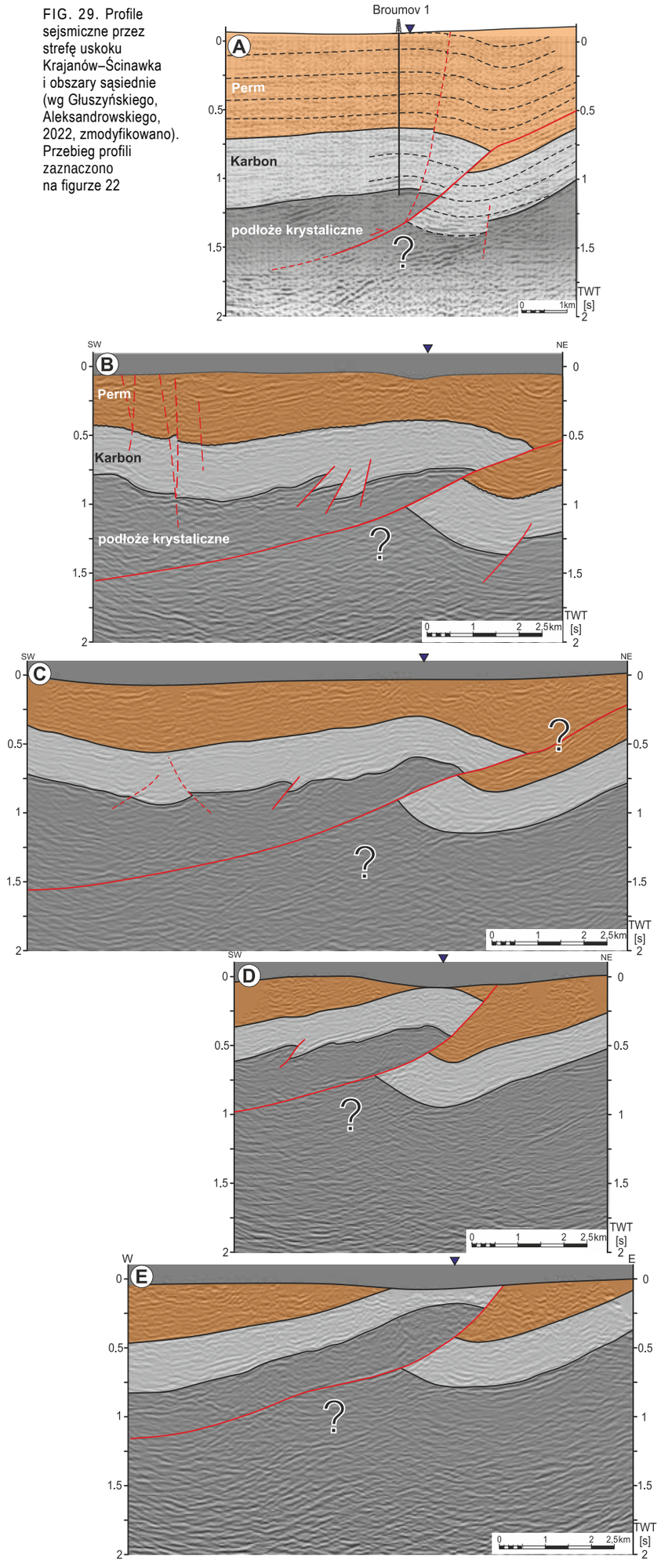


FIG. 29. Profile sejsmiczne przez strefę uskoku Krajanów–Ścinawka i obszary sąsiednie (wg Głuszyńskiego, Aleksandrowskiego, 2022, zmodyfikowano). Przebieg profili zaznaczono na figurze 22



FIG. 30. Odsłonięcia warstw permu dolnego (czerwonego spągowca) występującego w pozycji odwróconej. A w sąsiedztwie nasunięcia Czerwoniaka (uskoku Ścinawka–Krosnowice); oraz B przykrywających je piaskowców i mułowców wapnistych (margli) turonu w Krosnowicach. Pomiędzy tymi dwoma ogniwami litologicznymi zaznacza się wyraźna niezgodność kątowa. Na zbiorczym diagramie strukturalnym przedstawiono orientację powierzchni uławicenia utworów dolnopermskich (czerwone) i górnokredowych (zielone) w Krosnowicach (projekcja biegunów płaszczyzn na dolną półkulę siatki Schmidta) (23 pomiary)

dy górnej wraz z podłożem rowu oddzielone są od synklinorium śródsudeckiego przez system uskoków Duszniki–Gorzanów (Don, Gotowała, 2008). Niektórzy autorzy włączają w obręb rowu górnej Nysy Kłodzkiej także obszar położony na północ od tego uskoku (Badura, Rauch, 2014).

W bardziej szczegółowym ujęciu w wewnętrznej strukturze rowu górnej Nysy Kłodzkiej można wyróżnić szereg odrębnych bloków (zwłaszcza w zachodnim obrzeżeniu rowu; Cloos, 1922), oraz mniejszych jednostek o charakterze synklin, brachysynklin, rowów, półrowów, zrębów, brachyantyklin i półzrębów tektonicznych, wydzielanych w obrębie rowu (Cloos, 1922; Don, Don, 1960; Komuda, Don, 1964; Don, Wojewoda, 2004, 2005; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014). Dane otworowe i skonstruowany na ich podstawie trójwymiarowy model podłoża utworów górnokredowych (Badura, Rauch, 2014), wskazują, że dno rowu składa się z zespołu uskoków schodowych (normalnych i odwróconych) oraz wyodrębnionych przez nie progów i obniżeń o biegu NW–SE (fig. 33), dochodzących kulisowo do uskoków ramowych i do uskoku Duszniki–Gorzanów. Dyslokacje te powodują schodowe obniżanie podłoża rowu w kierunku północnym. Były one interpretowane w literaturze jako uskoki normalne (Oberc, 1972). Część z tych dyslokacji wykazuje prawdopodobnie lewoskrętną składową przesuwczą (np. uskoki występujące w południowej części rowu; Don, Gotowała, 2008).

W części północno-zachodniej rowu, w przeciwieństwie do jego wschodnich ram, nie występuje wyraźnie zaznaczająca się dyslokacja ramowa. Występują tu co najmniej trzy ograniczone uskokami i zaznaczające się w morfologii terenu progi („stopnie”; Cloos,

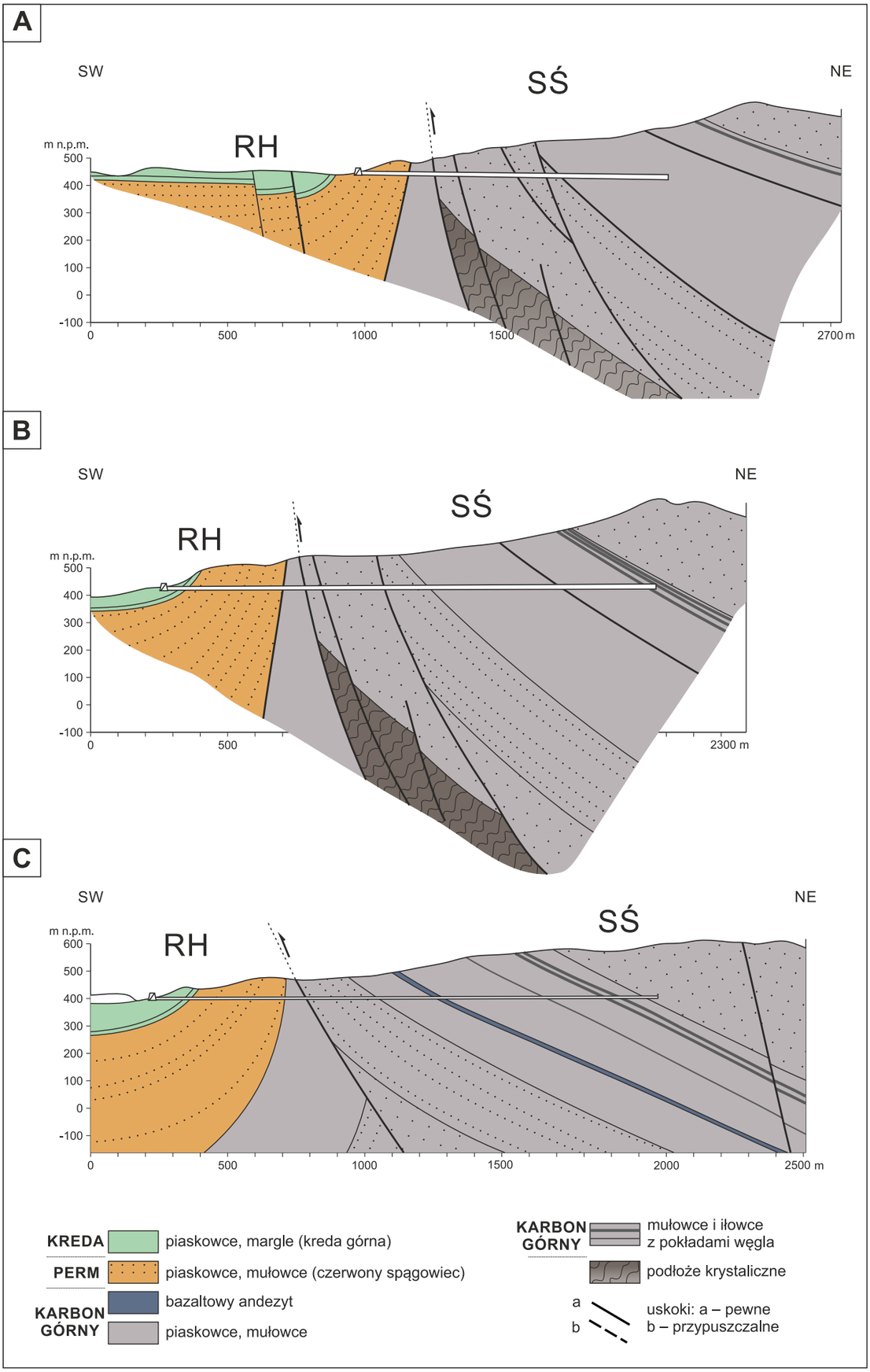


FIG. 31. Przekroje geologiczne o kierunku NE–SW przez strefę uskokową Poříčí–Hronov wg Prouzy i in. (2015).
Objaśnienia skrótów literowych jak na figurze 22

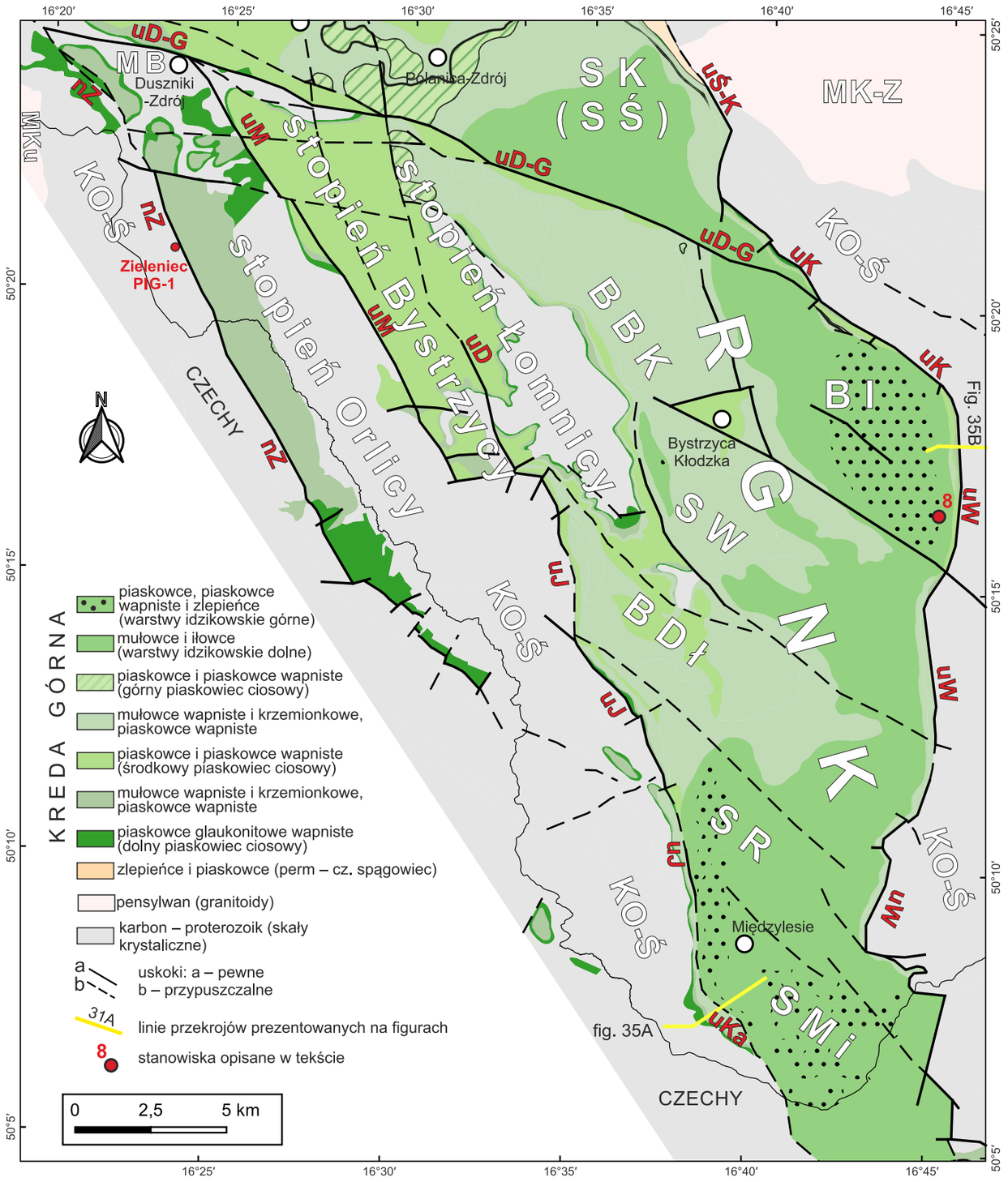


FIG. 32. Uproszczony szkic tektoniczny rowu górnej Nysy Kłodzkiej (bez osadów kenozoicznych). Na podstawie Sawickiego (1995); Dona, Gotowały (2008); Badury, Rauch (2014) oraz wybranych arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000; BBK – brachysynklina Bystrzycy Kłodzkiej; BDł – brachyantyklina Długopola; BI – brachysynklina Idzikowa; KO-Ś – kopuła orlicko-śnieżnicka; MB – metamorfik bystrzycki; MKu – masyw granitoidowy Kudowy; MK-Z – kłodzko-złotostocki masyw granitoidowy; RGNK – rów górnej Nysy Kłodzkiej; SK – synklina Krosnowic; SMi – synklina Międzylesia; SŚ – synklinorium śródsudeckie; SR – synklina Roztok; SW – synklina Wilkanowa; uskoki: nZ – nasunięcie Zieleńca; uD – uskok Długopola; uD-G – uskok Duszniki-Gorzanów; uJ – uskok Jagodnej; uK – uskok Krowiarek; uKa – uskok Kamieńczyka; uM – uskok Młotów; uŚ-K – uskok Ścinawki–Krosnowic; uW – uskok Wilkanowa

1922; Frąckiewicz, 1965), określane w literaturze jako progi Orlicy, Bystrzycy i Łomnicy (Badura, Rauch, 2014). Progi te są ograniczone regionalnymi dyslokacjami, w tym, idąc od zachodu: uskokiem (nasunięciem) Zieleńca, uskokiem Młotów i uskokiem Długopola (fig. 32). W obrębie tych struktur utwory krystaliczne kopuły orlicko-śnieżnickiej są przykryte zalegającymi niemal poziomo lub nachylonymi monoklinalnie pod niewielkimi kątami utworami górnokredowymi, pierwotnie o znacznie szerszym rozprzestrzenieniu. W przypadku uskoku (nasunięcia) Zieleńca, skały krystaliczne metamorfiku bystrzyckiego są nasunięte na utwory górnokredowe (Cymerman, 1990; Kozdrój, 2014).

Nasunięcie łupków łyszczykowych na mułowce wapniste turonu stwierdzono w strefie tego uskoku m.in. w otworze badawczym Zieleniec PIG 1, na głębokości 149,3 m (fig. 34; Kozdrój, 2014). Dalej w kierunku południowo-wschodnim wymienione powyżej dyslokacje łączą się w uskok Jagodnej (dalej ku S określany jako uskok Kamieńczyka), który na odcinku południowym rowu stanowi już zachodnią dyslokację ramową. Na skrzydle podniesionym tego uskoku lokalnie zachowały się relikty górnokredowej pokrywy osadowej. Relikty te występują niekiedy w formie bloków i łusek nasuniętych na skały krystaliczne odsłaniające się w obrzeżeniu rowu (Don, 2003; fig. 35A).

Wschodnią granicę rowu górnej Nysy Kłodzkiej stanowi południkowy uskok Wilkanowa, którego zrzut w rejonie Czarnej Góry w masywie Śnieżnika (południowa część rowu) jest szacowany na ok. 1000–1600 m (Don, Don, 1960; Oberc, 1972). Jest to uskok subwertykalny (fig. 35B), wzdłuż którego skały metamorfiku Śnieżnika kontaktują z ustawionymi pionowo utworami kredy rowu Nysy. W niektórych przypadkach udokumentowano (Don, 2003) nasunięcia niewielkich fragmentów skał górnej kredy na utwory podłoża występujące w skrzydle podniesionym uskoku (fig. 35B). Przy uskoku Wilkanowa, jak już wspomniano, udokumentowano znaczne zestromienie (fig. 32: stanowisko nr 8; fig. 36), a w niektórych miejscach również odwrócenie warstw górnokredowych w jego sąsiedztwie. Uskok Wilkanowa na całej swej długości jest poprzecinany dyslokacjami poprzecznymi o orientacji NW–SE i WNW–ESE, które interpretowane są jako lewoskrętne dyslokacje przesuwcze (Don, Gotowała, 2008). Uskok Wilkanowa łączy się w kierunku północnym ze zorientowanym skośnie do głównej struktury rowu uskokiem Krowiarek o przebiegu NW–SE (fig. 32).

Do tych dwóch dyslokacji przylega od południa i zachodu kolejna, mniejsza jednostka tektoniczna w obrębie rowu górnej Nysy Kłodzkiej, określana jako brachysynklina Idzikowa (Don, Don, 1960; Don, Gotowała, 2008; fig. 32). W środkowej części tej jednostki odsłaniają się warstwy idzikowskie górne (piaskowce i zlepieńce), stanowiące najmłodsze ogniwo litologiczne wypełnienia rowu. Oś brachysynkliny Idzikowa jest zorientowana w kierunku NNW–SSE. Od zachodu do brachysynkliny Idzikowa przylega brachyantyklina lub antyklina Bystrzycy. Dalej w kierunku południowym występują kolejno: synklina Wilkanowa, brachyantyklina Długopola, synklina Roztok oraz synklina Międzylesia (Don, Gotowała, 2008; fig. 32). Wyniki modelowania numerycznego ścieżek chłodzenia (t-T), opartych na uzyskanych metodą AFT danych termochronologii niskotemperaturowej, wskazują, że sfałdowanie osadów górnej kredy z dzisiejszego rowu górnej Nysy Kłodzkiej nastąpiło podczas kampanu/mastrychtu (70–75 mln lat temu; Sobczyk i in., 2020).

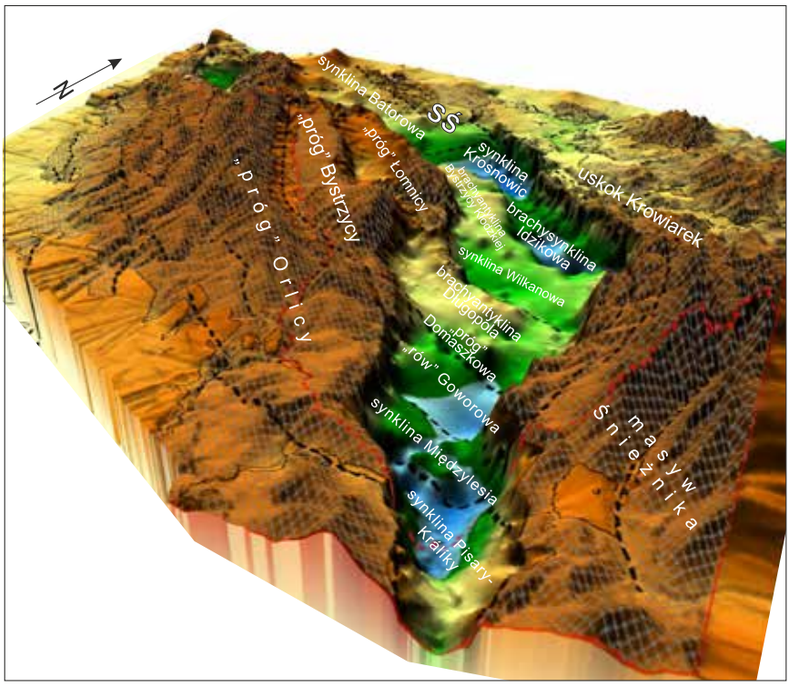


FIG. 33. Blokdiagram przedstawiający strukturę stropu podkredowego podłoża rowu górnej Nysy Kłodzkiej (Badura, Rauch, 2014). Nazwy synklin i antyklin w rowie dotyczą struktur fałdowych rozwiniętych – jeszcze przed jego powstaniem – w niezilustrowanej na blokdiagramie pokrywie górnokredowej, rozprzestrzenionej pierwotnie na obszarze znacznie szerszym od rowu

5.2.2.4. Rowy tektoniczne bloku sowiogórskiego

Aleksander Kowalski

W obrębie bloku sowiogórskiego, zbudowanego głównie ze skał metamorficznych, występują również klastyczno-węglanowe osady karbonu dolnego (missisipu) wykształcone w facji kulmu (tzw. kulm sowiogórski), poprzecinane lokalnie intruzjami kersantytów i ryolitów karbonu górnego (?). Utwory dolnokarbońskie na obszarze Gór Sowich tworzą szereg izolowanych wystąpień, zachowanych w obrębie niewielkich rowów lub półrowów tektonicznych, uformowanych w krystalicznym podłożu (Oberc, 1949; Żakowa, Żak, 1962; Grocholski, 1967; Łapot, 1986; Kowalski, 2024; Kowalski, Pacanowski, 2025). Są to kolejno, idąc od północy, rowy tektoniczne **Glinna, Kamionek, Walimia** oraz **rów Sokolca–Jugowa**, w których zachowały się różne fragmenty sukcesji osadowej o pierwotnie większym rozprzestrzenieniu (fig. 22).

Litostratygrafia i ewolucja rowów tektonicznych bloku sowiogórskiego

Osady występujące w rowach tektonicznych na obszarze bloku sowiogórskiego są wyraźnie trójdzielne. Poszczególne wydzielenia były dotychczas określane przez autorów jako nieformalne jednostki litostratygraficzne: ogniwa (Żakowa, Żak, 1962) lub zespoły/jednostki (Łapot, 1986, 1988).

Idąc od dołu, wyróżniono tu kolejno: (I) niemal monomiktyczne zlepieńce gnejsowe lub zlepieńce gabrowe; (II) bogate w faunę piaskowce szarogłazowe i mułowce z wkładkami wapieni zaliczane do tzw. serii ilasto-szarogłazowej (Żakowa, Żak, 1962) oraz (III) zlepieńce polimiktyczne (tzw. zlepieńce z Kamionek; Żakowa, Żak, 1962), kończące profil karbonu kulmu sowiogórskiego. Dla wymienionych nieformalnych jednostek litostratygraficznych zaproponowano w ostatnim czasie nazwy formacji – z Walimia/z Jugowa (I), z Sokolca (II) i z Kamionek (III) (Kowalski, 2024). Najpełniej zachowany profil utworów karbonu występuje w rowie Kamionek i w rejonie Sokolca–Jugowa. Łączna miąższość osadów missisipu wynosi ok. 300 m (fig. 37).

Do niedawna utwory przykrywające masyw Gór Sowich były ze sobą korelowane i zaliczane w całości do wizeńskich poziomów amonitowych Goα i Goβ (Żakowa, 1963). Z osadów wapiennych i ilastych, tworzących warstwy i nieciągłe horyzonty w utworach formacji z Sokolca, opisano bogaty zespół skamieniałości, wskazujący na ich późnowizeński wiek. W ostatnim czasie na podstawie wyników badań paleontologicznych i palinostratygraficznych przeprowadzonych w okolicach Jugowa (Muszer i in., 2016a, 2016b) zasugerowano przynależność utworów formacji z Sokolca do namuru A (górny serpuchow–dolny baszkir – zona SO). Pogląd ten jest uzasadniany prawdopodobną redepozycją skamieniałości.



FIG. 34. Niemal poziomy kontakt łupków łyszczykowych nasuniętych na mułowce wapniste kredy górnej (turonu) wzdłuż uskoku (nasunięcia) Zieleńca w północno-zachodniej części rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Ze strefą uskoku związana jest brekcja o grubości ok. 20 cm.
Fot. W. Kozdrój (wg: Kozdrój, 2014, zmodyfikowano)

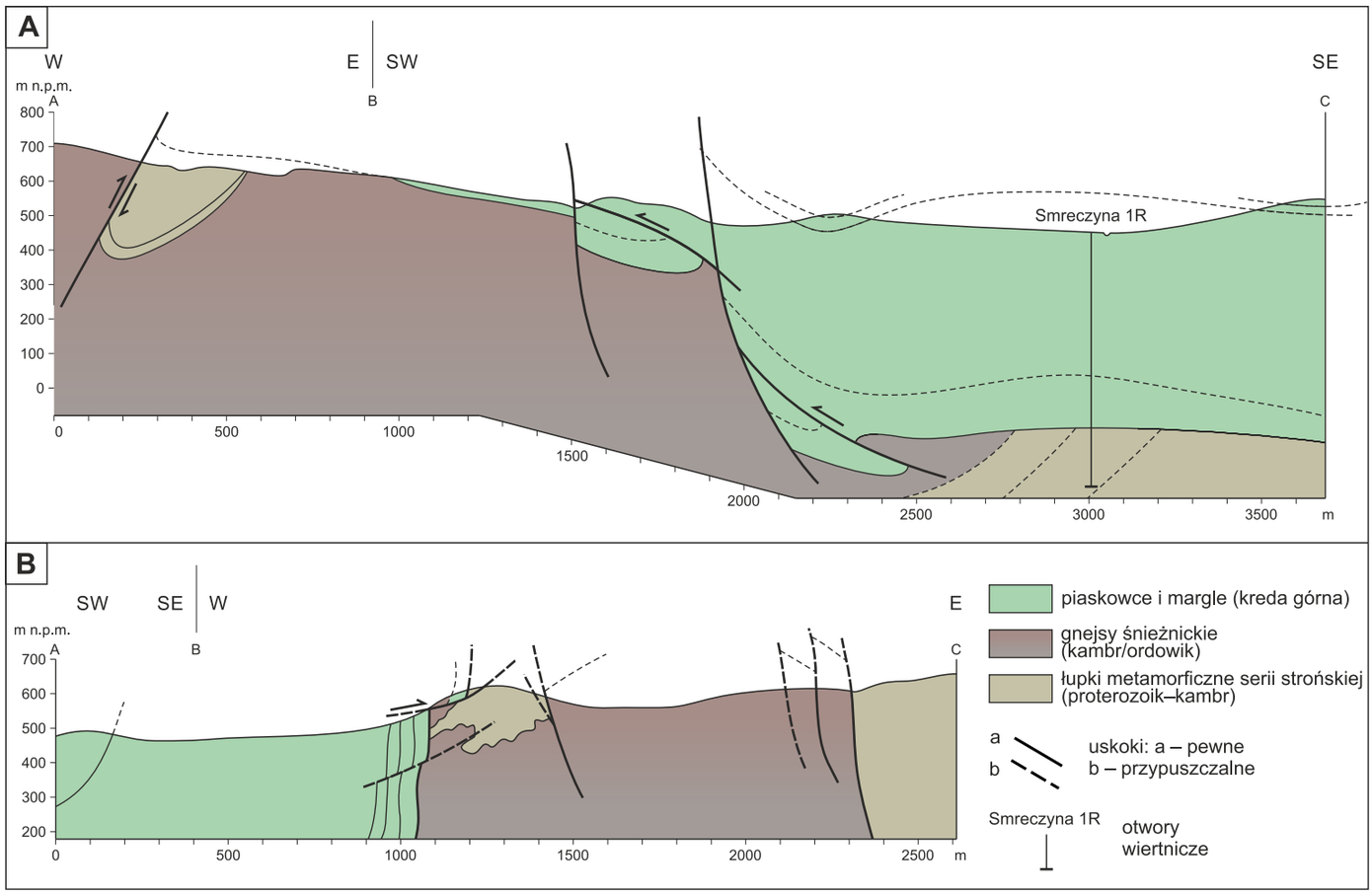


FIG. 35. Przekroje geologiczne przez zachodni A i wschodni B uskok ramowy rowu górnej Nysy Kłodzkiej. Na przekrojach (wg Dona, 2004, zmodyfikowano) widoczne są relikty pokrywy kredowej nasunięte na skrzydła podniesione rowu

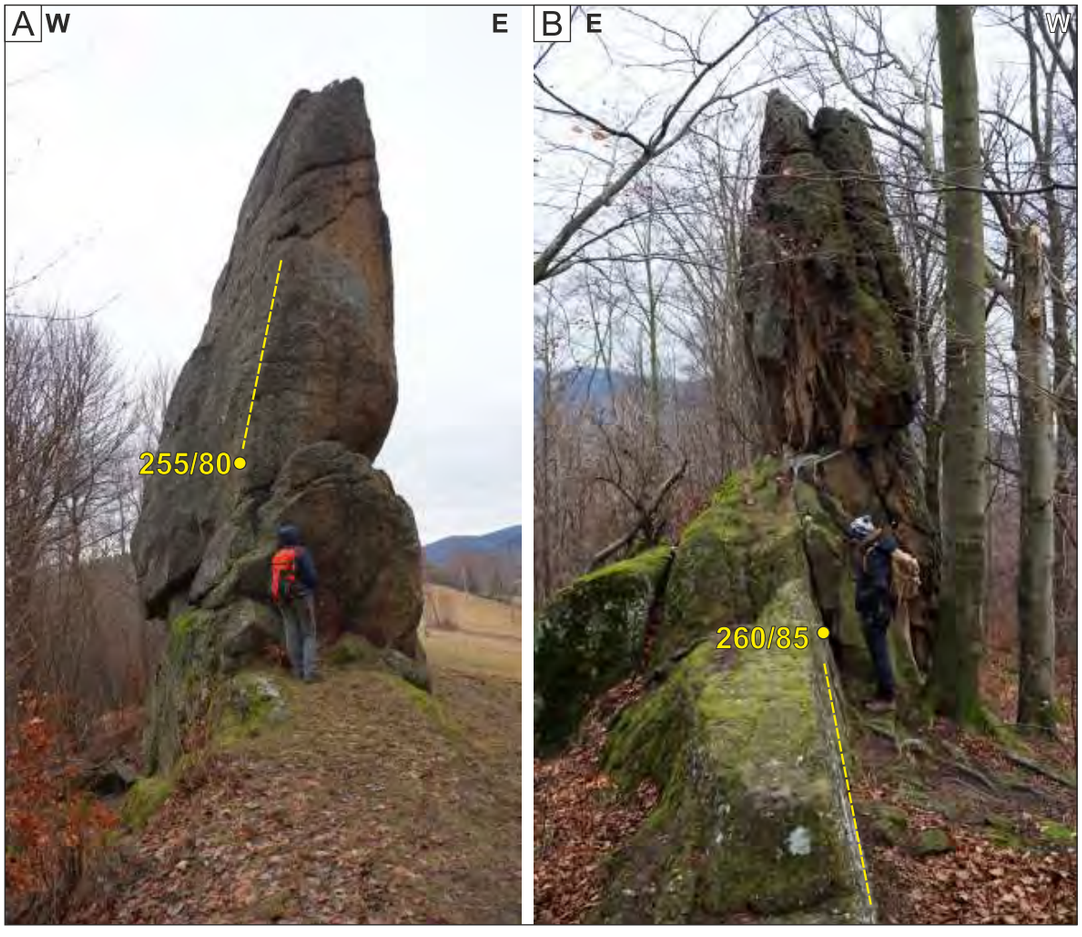


FIG. 36. Odsłonięcia grubookruchowych zlepieńców zaliczanych do warstw idzikowskich górnych (zlepieńców idzikowskich). Utwory te interpretowano jako osady delt stożkowych (ang. *fan deltas*), które wypełniały basen w kierunku zachodnim i południowo-zachodnim. Widoczne subwertykalne ustawienie ławic zlepieńców jest związane z bezpośrednim sąsiedztwem uskoku Wilkanowa

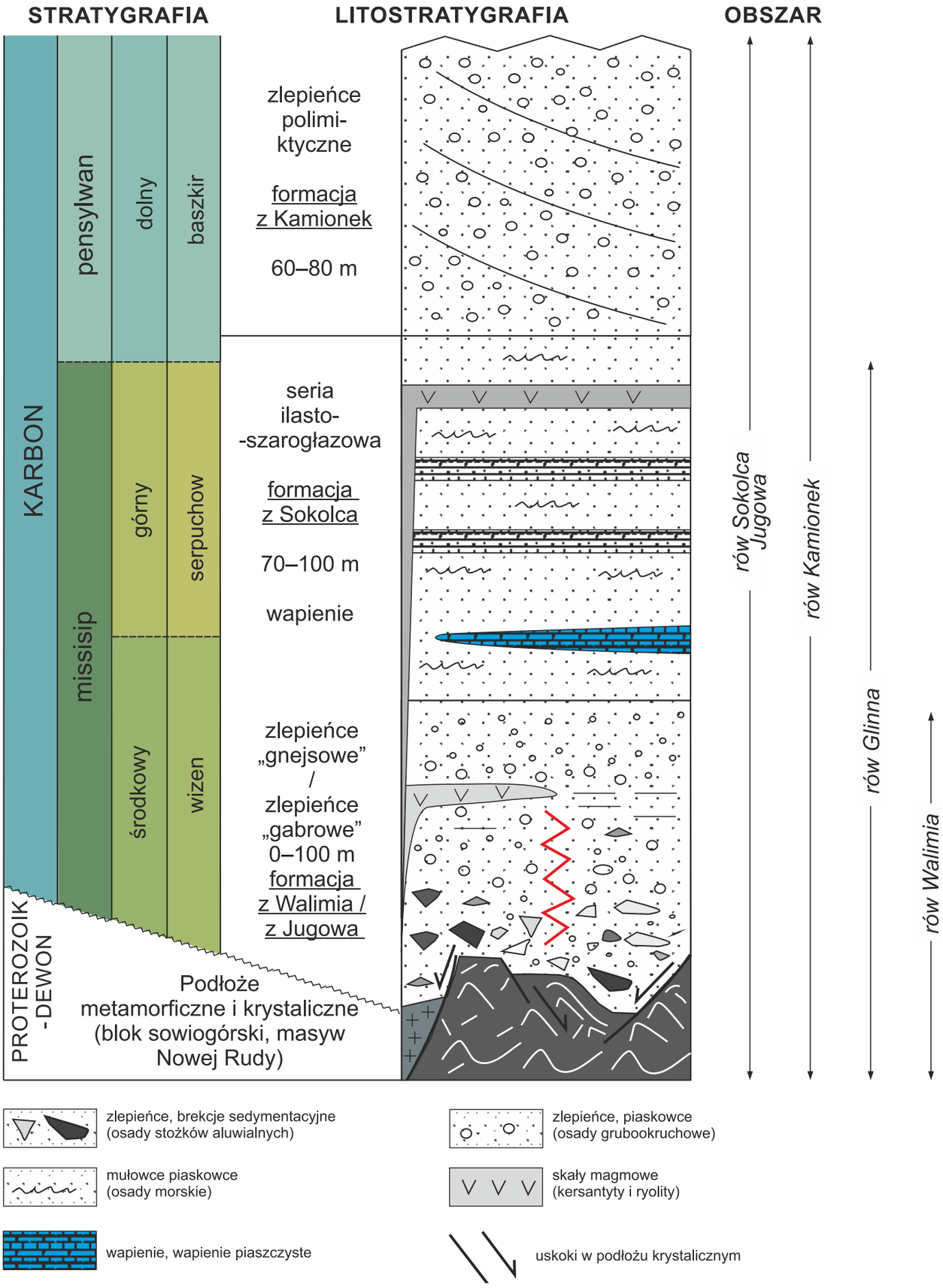


FIG. 37. Podział litostratygraficzny utworów karbońskich (wg Kowalskiego, 2024; Kowalskiego, Pacanowskiego, 2025, zmodyfikowano) zaliczanych do tzw. kulmu sowiogórskiego z zaznaczonymi obszarami występowania (rowy i półrowy tektoniczne założone w krystalicznym podłożu bloku sowiogórskiego)

5
Platforma paleozoiczna

Grubookruchowe utwory formacji z Walimia i z Jugowa (zlepieńce gnejsowe i gabrowe), stanowiące najstarsze ogniwa litologiczne karbonu na obszarze masywu sowiogórskiego (środkowy wizen?), są interpretowane jako osady stożków napływowych, które rozwijały się wzdłuż krawędzi uskokowych o przebiegu WNW–ESE lub stanowiły wypełnienie uwarunkowanych tektonicznie dolin o przebiegu zbliżonym do orientacji dzisiejszych rowów tektonicznych na tym obszarze (NW–SE lub NNW–SSE; Kowalski, 2024). W późnym wizenie na obszarze masywu sowiogórskiego miała miejsce transgresja morska. Na bloku sowiogórskim były deponowane utwory prądów zawiesinowych i osady przybrzeżne zaliczane do formacji z Sokolca. Wskutek tektonicznej aktywności ram basenu na obszarze basenu śródsudeckiego i przyległego do niego bloku sowiogórskiego rozwinął się system delt stożkowych (Mastalerz, 1995; Kowalski, 2024), do których materiał osadowy był dostarczany z północy, prawdopodobnie z zerodowanych dzisiaj źródeł, ówcześnie nadścielających obszary obecnej jednostki kaczawskiej i bloku przedsudeckiego (w tym przedsudecki fragment bloku sowiogórskiego; Łapot, 1986). Najmłodszymi utworami missisipu na obszarze bloku sowiogórskiego są osady formacji z Kamionek, reprezentujące przedział wiekowy do wizenu późnego po namur (?), interpretowane jako proksymalne, grubookruchowe utwory delt stożkowych (Kowalski, 2024).

Tektonika

Największym rowem tektonicznym masywu sowiogórskiego jest rów Glinna o wymiarach ok. 7,5 x 1,5 km (fig. 22, 38).

Rów ten charakteryzuje się asymetryczną i nieregularną strukturą, na którą składają się trzy niewielkie, podrzędne jednostki tektoniczne. W północno-zachodniej części rowu Glinna znajduje się półrów tektoniczny o przebiegu WNW–ESE, w którym występują zlepieńce i piaskowce gnejsowe formacji z Walimia, nachylone pod kątami 15–20° ku SW, przecięte dodatkowo intruzją kersantytu (Łapot, 1986). Półrów ten, poprzez uskok o orientacji WNW–ESE, graniczy od południa ze zrębem tektonicznym o przebiegu NNE–SSW, przykrytym przez cienką pokrywę zlepieńców gnejsowych

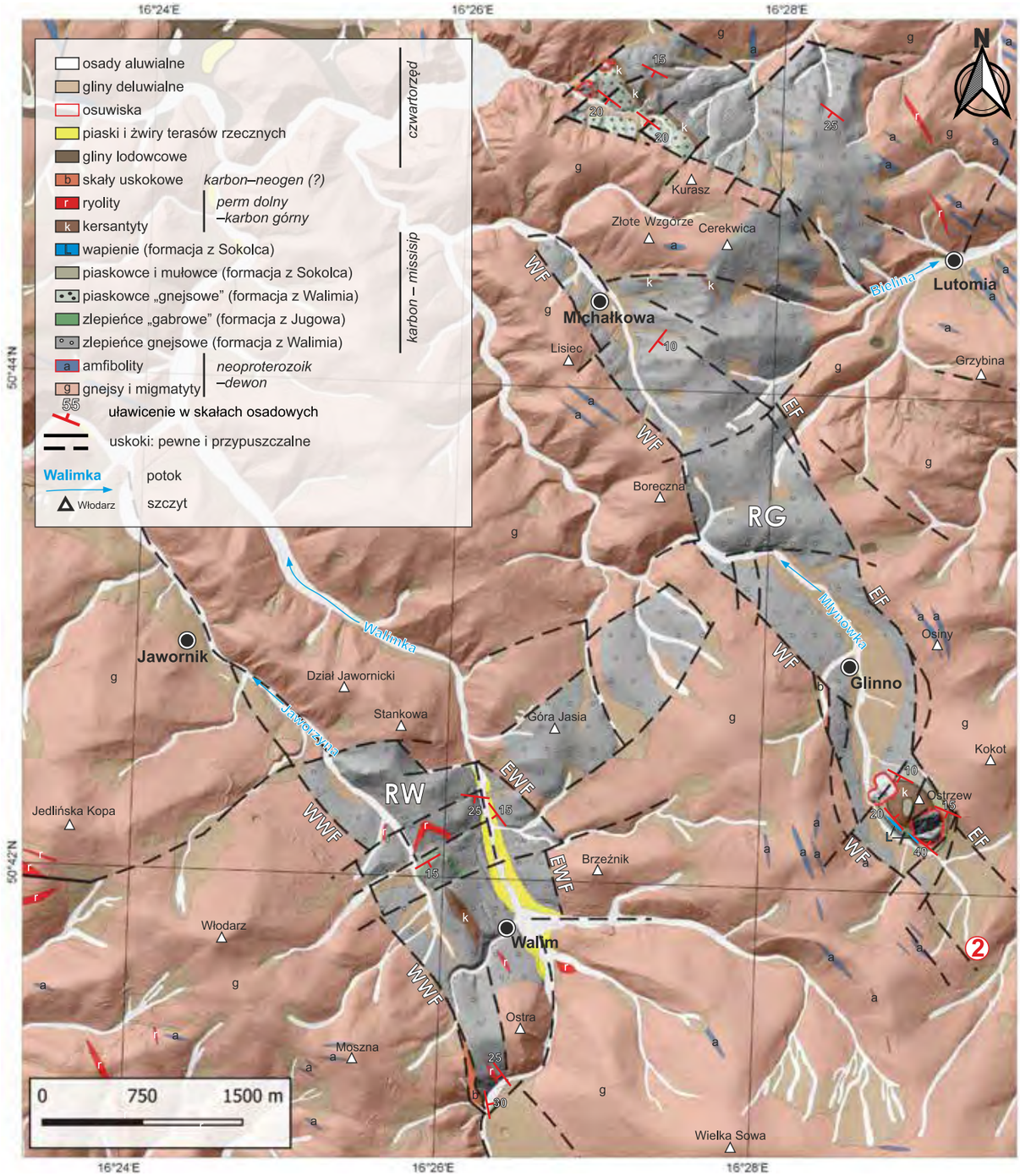


FIG. 38. Szkic tektoniczny obszaru rowu Walimia (RW) i rowu Glinna (RG) wg Kowalskiego (2024), zmodyfikowano. Geologia utworów podłoża krystalicznego wg Grocholskiego (1962); zasięg osadów czwartorzędowych: autor Joanna Brytan; EWF – wschodni uskok rowu Walimia; WWF – zachodni uskok rowu Walimia; EF – wschodni uskok rowu Glinna; WF – zachodni uskok rowu Glinna

(10–20 m). W kierunku południowym i południowo-wschodnim, w rejonie Michałkowej i Glinna, znajduje się główna struktura rowu Glinna ograniczona uskokami ramowymi o przebiegu NW–SE. Na tym odcinku rów jest wypełniony wyłącznie zlepieńcami formacji z Walimia, które w jego skrajnej, południowej części są przykryte reliktowo zachowanymi utworami formacji z Sokolca, budującymi ostaniec erozyjny góry Ostrzew (716 m n.p.m.). Piaskowce i mułowce formacji z Sokolca są w górnej części tego wzniesienia przecięte pokładową intruzją (górnokarbońskiego?) kersantytu (Łapot, 1986; Awdankiewicz, 2007). Uskoki ramowe rowu Glinna kontynuują się w kierunku południowo-wschodnim, gdzie stanowią dyslokacje ograniczające kolejny rów tektoniczny – rów Kamionek.

Na zachód od rowu Glinna znajduje się rów tektoniczny Walimia o wymiarach ok. 3 km długości i 1,3 km szerokości i orientacji NNW–SSE (fig. 38). Na obszarze rowu występują wyłącznie zlepieńce gnejsowe formacji z Walimia, a lokalnie także zlepieńce gabrowe formacji z Jugowa, które w środkowej części rowu przecięte są niewielkimi intruzjami i dajkami, prawdopodobnie górnokarbońsko-dolnopermskich(?) ryolitów i kersantytów. Podłoże i skrzydła

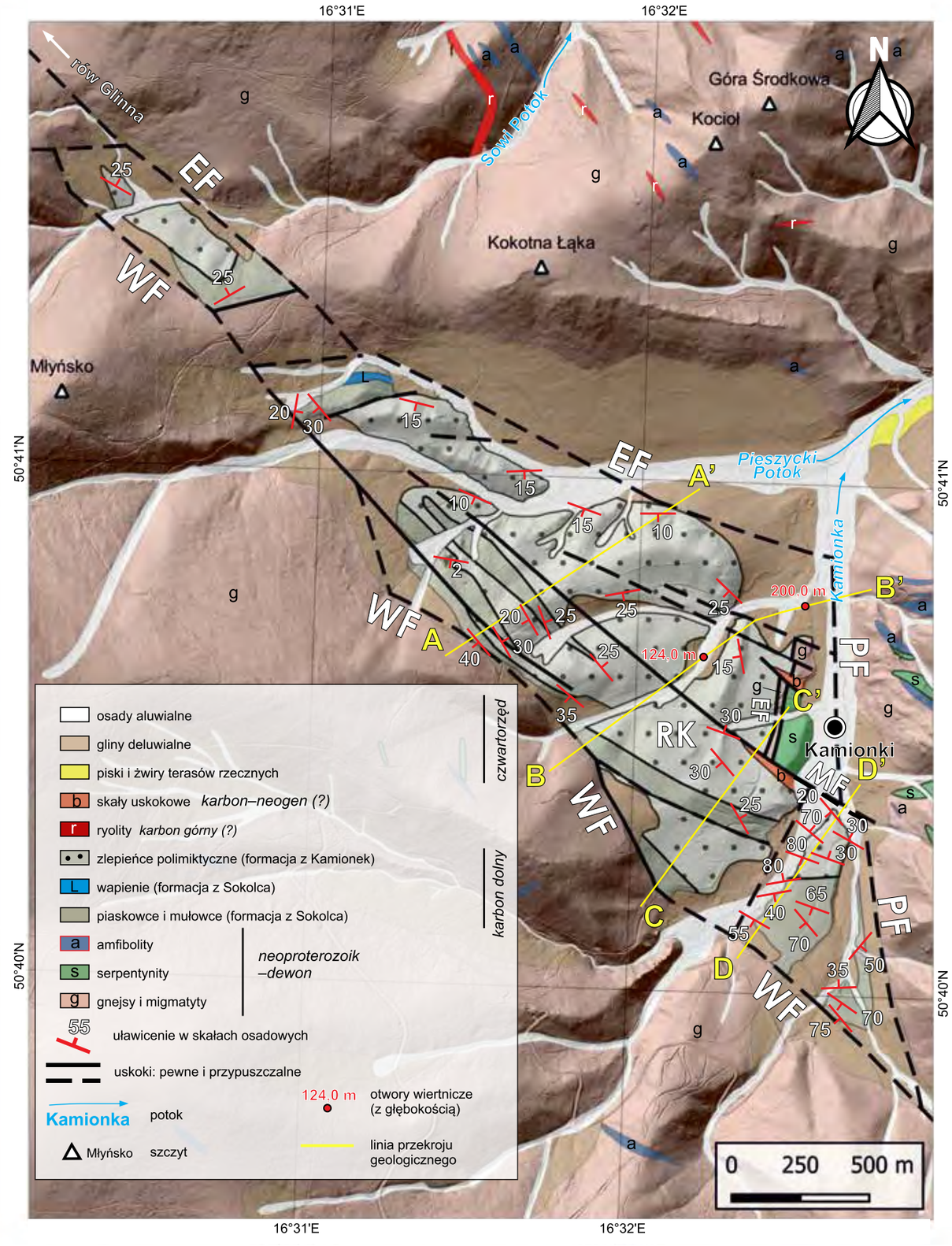


FIG. 39. Szkic tektoniczny obszaru rowu Kamionek (RK) wg Kowalskiego (2024), zmodyfikowano; geologia utworów podłoża za Gawrońskim (1961); EF – wschodni uskok rowu Kamionek; MF – środkowy uskok Kamionek; WF – zachodni uskok rowu Kamionek; PF – uskok Pniaków

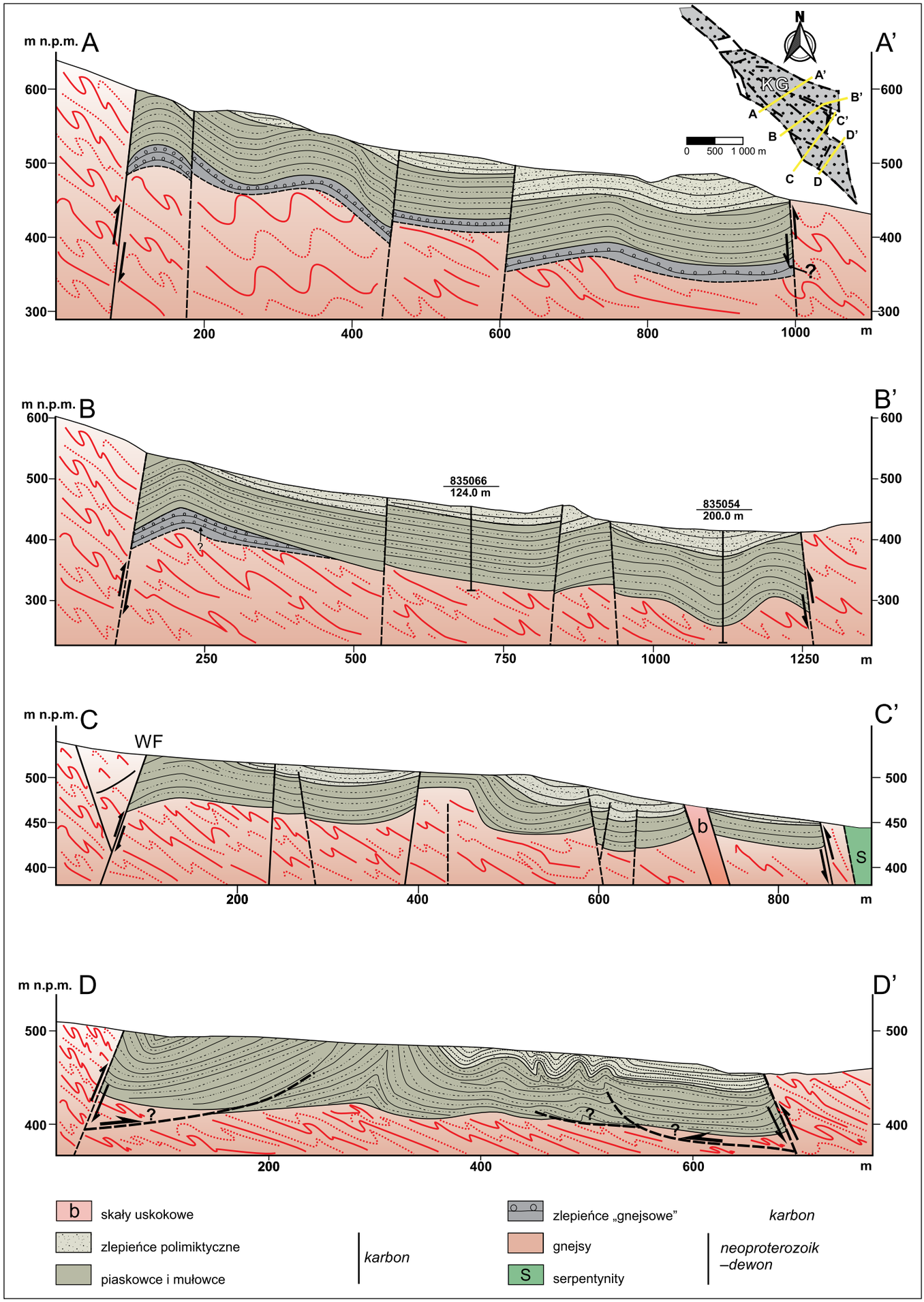


FIG. 40. Przekroje geologiczne przez rów Kamionek (wg Kowalskiego, 2024; Kowalskiego, Pacanowskiego, 2025, zmodyfikowano)

rowu tektonicznego są zbudowane z różnych odmian gnejsów biotytowych, migmatytów i gnejsów migmatycznych (Grocholski, 1965). Wielkość zrzutu na uskokach ramowych rowu jest trudna do oszacowania z uwagi na brak danych otworowych i brak reperów stratygraficznych w obrzeżeniu rowu. W południowo-zachodniej części rowu, przy zachodnim uskoku ramowym, znajduje się wąski pas zsylifikowanych kataklazytów. Środkowa część rowu jest przecięta licznymi uskokami poprzecznymi o orientacji WSW–ENE i niewielkich przemieszczeniach. W kierunku północnym obszar rowu zwęża się do ok. 800 m. Na północny wschód od rowu Walimia występuje jeszcze jeden płat utworów missisipu, który przyjmuje formę niewielkiego półrowu tektonicznego, ograniczonego uskokami o orientacji NE–SW.

Przedłużeniem rowu Glinna w kierunku południowo-wschodnim jest **rów Kamionek**, stanowiący wąskie, trójkątne w zarysie obniżenie o długości ok. 4 km, szerokości do 500 m i rozciągłości NW–SE (fig. 40). Struktura i zasięg przestrzenny tego rowu pokrywają się w większości z obniżeniem morfologicznym w paśmie Gór Sowich, w rejonie miejscowości Kamionki. Podłoże i skrzydła rowu są zbudowane z różnych odmian paragnejsów (w przewadze migmatycznych), a podrzędnie również z niewielkich wystąpień serpentynitów i amfibolitów (Gawroński, 1961; Grocholski, 1967).

Ramowe dyslokacje rowu Kamionek reprezentowane są przez uskoki zachodni i wschodni oraz dyslokację Pniaków. Podłoże rowu przewiercono w jego środkowej części, na głębokościach odpowiednio 110 i 143 m p.p.t., co – przy braku reperów stratygraficznych w obrębie skrzydeł rowu – nie pozwala na oszacowanie wartości przemieszczeń na głównych uskokach. Wewnętrzna struktura rowu Kamionek jest skomplikowana (fig. 39, 40). Rów ten składa się bowiem z szeregu bloków ograniczonych uskokami o przebiegu NW–SE i WNW–ESE.

W północnej, najbardziej obniżonej części rowu, występują zlepieńce formacji z Kamionek nachylone pod kątami 15–25° ku S i SW, natomiast dalej, w kierunku południowym odsłaniają się starsze ogniwa missisipu – sfałdowane piaskowce szarogłazowe i mułowce formacji z Sokolca. W zachodniej części rowu, w przegubach widocznych w skali mapy szerokopromiennych antyklin o osiach NW–SE, odsłaniają się piaskowce formacji Sokolca, przykryte przez zlepieńce formacji z Kamionek. W skrajnej, południowej części rowu odsłaniają się głównie piaskowce formacji z Sokolca, w obrębie których występują liczne mezofałdy o osiach WNW–ESE i NW–SE.

Odpowiedź na pytanie o genezę i rozwój rowów tektonicznych bloku sowiogórskiego jest trudna, ze względu na brak danych geochronologicznych i stratygraficznych, z wyjątkiem udokumentowanych paleontologicznie górnowizeńskich lub częściowo namurskich osadów formacji z Sokolca. Dane sedymentologiczne wskazują, że obecny obszar wychodni utworów karbonu Gór Sowich nie powinien być utożsamiany z pojedynczymi basenami sedymentacyjnymi, lecz z fragmentami większego obszaru lub kilku obszarów depozycyjnych, mogących mieć charakter wąskich obniżeń krystalicznego podłoża kompleksu sowiogórskiego (Kowalski, 2024). Nie jest wykluczone, że już podczas wizeńskiej transgresji morskiej wczesnokarbońskie baseny Sudetów były ze sobą połączone. Pierwotny zasięg tych obszarów/basenów jest jednak trudny do odtworzenia ze względu na fragmentarycznie zachowaną pokrywę osadów karbońskich w wyniku późniejszej tektoniki blokowej i procesów denudacji.

Przez analogię z pobliskimi jednostkami tektonicznymi o podobnym charakterze (jednostka bardzka, jednostka Świebodzic), można przyjąć, że wypełnienie rowów uległo sfałdowaniu w schyłkowych fazach orogenezy waryscyjskiej (Kowalski, 2024; Kowalski, Pacanowski, 2025). Fałdowanie mogło zachodzić w warunkach prawoskrętnej transpresji. Najbardziej dyskusyjny jest jednak wiek powstania uskoków ramowych rowów tektonicznych. Niektóre fragmenty bloku sowiogórskiego pozbawione pokrywy osadów karbonu dolnego musiały być odsłonięte w karbonie późnym, permie i triasie, dostarczając detrytycznego materiału gnejsowego do pobliskiego basenu śródsudeckiego. Zatem rowy tektoniczne bloku sowiogórskiego istniały prawdopodobnie już w tym czasie. Utwory karbonu są poprzecinane uskokami przesuwczymi (głównie lewoskrętnymi) o orientacji N–S do NNW–SSE, o przypuszczalnie późnokarbońskim lub wczesnopermskim wieku (Kowalski, Pacanowski, 2025). W czasie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji tektonicznej blok sowiogórski był zapewne obszarem intensywnie wypiętrzanym. Zapisem tego etapu deformacji są prawdopodobnie uskoki odwrócone o orientacji NW–SE i szerokopromienne fałdy z osiami o podobnym przebiegu. Ponadto istnieją geomorfologiczne argumenty na rzecz neotektonicznej aktywności omawianych rowów.

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1995. Rola wielkoskalowych przemieszczeń przesuwczych w ukształtowaniu waryscyjskiej struktury Sudetów. Przegląd Geologiczny, 43: 745–754.

Aleksandrowski P., 1998. The Intra-Sudetic Fault Zone and the Variscan Strike-slip tectonics in the West Sudetes. Geolines, 6: 6–8.

Aleksandrowski P., 2003. Śródsudecka strefa uskokowa – przykład przesuwczej granicy terranów. *W*: Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 105–118. Wydaw. Wind, Wrocław.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 133: 727–739.

Augustyniak K., Grocholski A., 1968. Geological structure and outline of the development of the Intra-Sudetic depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 17: 87–111.

Awdankiewicz M., 1999. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. Geologia Sudetica, 32: 13–47.

Awdankiewicz M., 2006. Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). Geologia Sudetica, 38: 39–61.

Awdankiewicz M., 2007. Late Palaeozoic lamprophyres and associated mafic subvolcanic rocks of the Sudetes (SW Poland): petrology, geochemistry and petrogenesis. Geologia Sudetica, 39: 11–97.

Awdankiewicz M., 2022. Polyphase Permo-Carboniferous magmatism adjacent to the Intra-Sudetic Fault: constraints from U-Pb SHRIMP zircon study of felsic subvolcanic intrusions in the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. International Journal of Earth Sciences, 111: 2199–2224.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. Przegląd Geologiczny, 54: 145–153.

Bałazińska J., Bossowski A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. Kwartalnik Geologiczny, 23: 309–322.

Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 179: 223–257.

Beyer K., 1933. Die Nordsudetische Rahmenfaltung. Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Görlitz, 32: 121–172.

Beyer K., 1934. Zur kimmerischen Faltung in den Nordsudeten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 86: 702.

Bossowski A. (red.), 1996. Dzikowiec IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 82.

Bossowski A., Bałazińska J., 1982. Ewolucja tektoniczno-strukturalna synklinorium północnosudeckiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego, 25: 163–167.

Bossowski A., Ihnatowicz A., 2006. Atlas geologiczny Dolnośląskiego Zagłębia Węglowego, skala 1: 100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Burliga S., Martinek K., Wojewoda J., 2008. Perm karkonoskiego basenu piedmontowego i basenu Nachodu. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3).

Chrząstek A., 2002. Stratygrafia i warunki sedymentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 73: 5–129.

Cloos H., 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Borntraeger, Berlin.

Cwojdziński S., Kozdrój W., 1995. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Wojcieszów, skala 1:25 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Cymerman Z., 1990. Młodoalpejskie nasunięcie Zieleńca w Górach Orlickich (Sudety). Przegląd Geologiczny, 38: 422–428.

Cymerman Z., 1998. Młodoalpejskie fałdy w depresji północnosudeckiej: przykłady z wapienia muszlowego z Raciborowic. Przegląd Geologiczny, 46: 348–354.

Cymerman Z., 2004. Tectonic map of the Sudetes and the Fore-Sudetic Block, scale 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Don J., 2003. The problem of „diastrophic" blocks in the marginal parts of the Late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, the Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 35: 61–67.

Don B., Don J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicy Idzikowa. Acta Geologica Polonica, 10: 71–106.

Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. Geologia Sudetica, 40: 51–63.

Don J., Wojewoda J., 2004. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy. Przegląd Geologiczny, 52: 883–886.

Don J., Wojewoda J., 2005. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 53: 212–221.

Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A.K., Wojciechowska I., 1981. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, ark. Lubawka, skala 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Literatura

Dziedzic K., 1960. Niektóre problemy geologiczne związane z kulmową ostrogą Jabłowa (Sudety Środkowe). Acta Geologica Polonica, 10: 339–354.

Dziedzic K., 1961. Tektonika kulmowej ostrogi Jabłowa. Acta Geologica Polonica, 11: 483–506.

Dziedzic K., Teisseyre A.K., 1990. The Hercynian molasse and younger deposits in the Intra-Sudetic Depression, SW Poland. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 179: 285–305.

Fijałkowska A., Peryt T.M., 1995. Cykl PZ2 w cechsztynie niecki północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 43: 31–34.

Fossen H., 2016. Structural Geology. 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, U.K.

Frąckiewicz W., 1965. Obserwacje nad bezpośrednim kontaktem gnejsów śnieżnickich i górnej kredy w Nowej Wsi i Wilkanowie koło Bystrzycy Kłodzkiej (Sudety–grupa Śnieżnika). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 181: 5–22.

Gawroński O., 1961. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Pieszyce, skala 1:25 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Gierwielaniec J., 1965. Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 185: 23–90.

Gierwielaniec J., 1998. Zarys tektoniki i hydrogeologii rowu Wlenia (Sudety Zachodnie). Górnictwo Odkrywkowe, 40: 96–127.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (SW Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Gorczyca-Skała J., 1977. Budowa geologiczna rowu Wlenia. Geologia Sudetica, 12: 71–100.

Górecka-Nowak A., Jankowska A., Muszer J., 2021. Age revision of Carboniferous rocks in the northern part of the Intra-Sudetic Basin (SW Poland) based on miospore data. Geological Quarterly, 65, 8.

Grocholska J., Grocholski A., 1958. Tektonika północno-wschodniej części rowu Nysy. Przegląd Geologiczny, 6: 351–353.

Grocholski W., 1965. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, ark. Walim, skala 1:25 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Grocholski W., 1967. Tektonika Gór Sowich. Geologia Sudetica, 3: 181–249.

Grocholski A., Milewicz J., 1958. Uskok Warta-Osiecznica. Biuletyn Instytutu Geologicznego. Z Badań Geologicznych na Dolnym Śląsku. Tom 7, 129: 147–157.

Gunia T., 1962. Cechsztyn synkliny leszczynieckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 173: 57–113.

Holub V.M., 1976. Permian basins in the Bohemian Massif. Springer, Dordrecht- Holland.

Jaroszewski W., 1980. Tektonika uskoków i fałdów. Wydaw. Geol., Warszawa.

Jerzmański J., 1958. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Złotoryja, skala 1:25 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Jerzykiewicz T., 1971a. Kreda okolic Krzeszowa. Geologia Sudetica, 5: 281–318.

Jerzykiewicz T., 1971b. A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. Acta Geologica Polonica, 21: 165–199.

Jerzykiewicz T., Wojewoda J., 1986. The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 11: 1–15.

Kley J., 2013. Saxonian tectonics in the 21st century. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 164: 295–311.

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.

Kolb W., 1936. Tektonische Untersuchungen im Gebiet des Lähner Grabens. Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, 56: 93–124.

Komuda J., Don J., 1964. Brachyantyklina Bystrzycy Kłodzkiej. Acta Geologica Polonica, 14: 169–174.

Kowalski A., 2017. Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transtensional intra-basinal high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland). Geological Quarterly, 61: 779–794.

Kowalski A., 2020. Triassic palaeogeography of NE Bohemian Massif based on sedimentological record in the Wleń Graben and the Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 125–148.

Kowalski A., 2021a. Multistage structural evolution of the end-Cretaceous–Cenozoic Wleń Graben (the Sudetes, NE Bohemian Massif) – a contribution to the post-Variscan tectonic history of SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 37–66.

Kowalski A., 2021b. Late Cretaceous palaeogeography of NE Bohemian Massif: diachronous sedimentary successions in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 1–36.

Kowalski A., 2024. Late- to post-Variscan structural evolution of tectonic grabens on top of the Góry Sowie Massif. 20th Jubilee Meeting of the Central European Tectonic Studies Groups CETEG. Field Trips Guide: 153–182.

Kowalski A., Furca M., 2023. Development of a non-perennial to ephemeral fluvial system in continental fault-bounded basin – an example from the early Permian Krajanów Formation of the Intra-Sudetic Basin (NE Bohemian Massif). Geological Quarterly, 67: 31.

Kowalski A., Pacanowski G., 2025. A record of superimposed late- and post-Variscan regional-scale tectonic events at the NE margin of the Bohemian Massif: structural evolution of the Kamionki Graben (SW Poland, Sudetes). Geological Quarterly, 69, 6.

Kowalski A., Durkowski K., Raczyński P., 2018. Zechstein marine deposits in the Wleń Graben (North Sudetic Synclinorium, SW Poland): new insights into the palaeogeography of the southern part of the Polish Zechstein Basin. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 88: 321–339.

Kowalski A., Dąbek-Głowacka J., Nowak G. J., Górecka-Nowak A., Wyrwalska U., Furca M., Wójcik-Tabol P., 2025. Evolution of a Late Carboniferous Fluvio-Lacustrine System in an Endorheic Basin: Multiproxy Insights from the Ludwikowice Formation, Intra-Sudetic Basin (SW Poland, NE Bohemian Massif). Minerals, 15, 10: 1077.

Kozdrój W., 2014. Results of shallow scientific drillings in the Upper Nysa Kłodzka Graben and the Zieleniec area, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 149–159.

Kozłowski S., Parachoniak W., 1967. Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej. Prace Muzeum Ziemi, 11: 191–221.

Krynicki T., 1984. Interpretacja stref tektonicznych na przekrojach sejsmicznych w niecce północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 28: 735–746.

Łapot W., 1986. Petrografia utworów karbonu Gór Sowich. Geologia Sudetica, 21: 1–144.

Łapot W., 1988. Petrography of the Sowie Mts. Kulm. Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences, 36: 183–195.

Martínez Catalán J.R., Schulmann K., Ghienne J.-F., 2021. The Mid-Variscan Allochthon: keys from correlation, partial retrodeformation and plate-tectonic reconstruction to unlock the geometry of a non-cylindrical belt. Earth-Science Reviews, 220: 103700.

Mastalerz K., 1990. Lacustrine successions in fault bounded basins: 1. Upper Anthracosia Shale (Lower Permian) of the North Sudetic Basin, SW Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 75–106.

Mastalerz K., 1995. Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the upper Visean Szczawno formation, Intrasudetic Basin, Poland. Sedimentary Geology, 98: 121–146.

Mastalerz K., 1996. Sedymentacja warstw żaclerskich (westfal) w niecce wałbrzyskiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1795. Z badań karbonu i permu w Sudetach. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 52: 21–85.

Mastalerz K., Kurowski L., Wojewoda J., 1993. Litostratygrafia i ewolucja basenu śródsudeckiego w karbonie i permie. I Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Uniwersytet Wrocławski.

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

Milewicz J., 1966. Cechsztyn rowu Wlenia. Kwartalnik Geologiczny, 10: 63–73.

Milewicz J., 1968. The geological structure of the North-Sudetic Depression. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 227: 5–31.

Milewicz J., 1970. Kreda rowu jerzmanickiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 239: 37–66.

Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 385–389.

Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 61: 1–58.

Milewicz J., Frąckiewicz W., 1983. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Wleń, skala 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Milewicz J., Frąckiewicz W., 1988. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, ark. Wleń, skala 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Milewicz J., Górecka T., 1965. Wstępne uwagi o karbonie w depresji północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 97–114.

Mroczkowski J., Mader D., 1985. Sandy inland braidplain deposition with local aeolian sedimentation in the lower and middle parts of the Buntsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the topmost Zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 165–196.

Muszer J., Górecka-Nowak A., Kryza R., August C., 2016a. Nowe dane na temat biostratygrafii i chronostratygrafii osadów karbońskich w Sudetach. XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Poznań, 21−23 września 2016: 73–74.

Muszer J., Królewiecka K., Strzoda A., 2016b. Redepozycja górnego wizenu w osadach namuru Sudetów na przykładzie Konradowa i Jugowa. XXIII Konferencja Naukowa Sekcji Paleontologicznej Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Poznań, 21−23 września 2016: 75–76.

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

Nemec W., Porębski S.J., Teisseyre A.K., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part (Sudety Mts., Carboniferous-Permian). *W*: Tectonic Regime of Molasse Epochs (red. G. Schwab): 267–278. Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam.

Nováková L., 2014. Evolution of paleostress fields and brittle deformation in Hronov-Poříčí Fault Zone, Bohemian Massif. Studia Geophysica et Geodaetica, 58: 269–288.

Oberc J., 1949. Zagadnienia geologiczne kulmu sowiogórskiego. Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, 1: 159–162.

Oberc J., 1957. Stratygrafia i tektonika utworów górnego karbonu i dolnego permu w zachodniej części regionu bardzkiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 123: 1–123.

Oberc J., 1964. Główna sudecka dyslokacja diagonalna i jej znaczenie dla stanowiska synklinoriów waryscyjsko-laramijskich. Kwartalnik Geologiczny, 8: 478–490.

Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. Budowa Geologiczna Polski, vol. 4. Tektonika. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Literatura

Oberc J., 1986. Historia ruchów staroalpejskich w południowo-zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 33: 393–400.

Opluštil S., Pešek J., 1998. Stratigraphy, palaeoclimatology and palaeogeography of the Late Palaeozoic continental deposits in the Czech Republic. Geodiversitas, 20: 597–620.

Opluštil S., Schmitz M., Kachlík V., Štamberg S., 2016. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. Bulletin of Geosciences, 91: 399–432.

Pańczyk M., Nawrocki J., Aleksandrowski P., Przybylski B., 2023. Three age ranges of Cenozoic basaltic rocks from Lower Silesia (SW Poland) based on $^{40}Ar/^{39}Ar$ step-heating data. International Journal of Earth Sciences, 112: 725–740.

Peryt T., 1978. Zarys stratygrafii cechsztynu niecki północnosudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 22: 59–82.

Peryt T., Kasprzyk A., 1992. Stratygrafia i historia sedymentacji cechsztynu niecki północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 40: 457–467.

Porębski S., 1981. Sedymentacja utworów górnego dewonu i dolnego karbonu depresji Świebodzic (Sudety Zachodnie). Geologia Sudetica, 16: 101–192.

Porębski S., 1990. Onset of coarse clastic sedimentation in the Variscan realm of the Sudetes (SW Poland): an example from the upper Devonian-lower Carboniferous Swiebodzice succession. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen, 179: 259–274.

Prouza V., Coubal M., Adamovic J., 2015. Specifika architektury hronovsko-poříčského zlomu. Zpravy o geologickych vyzkumech v roce 2014 / A – Regionální geologie a stratigrafie, 48: 13–18.

Raczyński P., 1997. Warunki sedymentacji osadów cechsztynu w niecce północnosudeckiej. Przegląd Geologiczny, 45: 693–699.

Sawicki L., 1995. Mapa geologiczna regionu dolnośląskiego z przyległymi obszarami Czech i Niemiec (bez utworów czwartorzędowych), skala 1:100 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Scupin H., 1913. Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna. Palaeontographica, 6.

Sobczyk A., Sobel E.R., Georgieva V., 2020. Meso-Cenozoic cooling and exhumation history of the Orlica-Śnieżnik Dome (Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe): insights from apatite fission-track thermochronometry. Terra Nova, 32: 122–133.

Solecki A.T., 1988. Komplementarne strefy kataklazy w piaskowcach synklinorium północnosudeckiego. Przegląd Geologiczny, 36: 577–581.

Solecki A.T., 1994. Tectonics of the North Sudetic Synclinorium. Acta Universitatis Wratislaviensis. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 1618: 1–38.

Solecki A.T., 2011. Rozwój strukturalny epiwaryscyjskiej struktury platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego. Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska: LXXXI Zjazd Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Stille H., 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gebrüder Borntraeger.

Strzelecki P.J., Świerczewska A., 2023. Wpływ więźby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady). Przegląd Geologiczny, 71: 231–234.

Szałamacha J., 1977. Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów, ark. Siedlęcin, skala 1:25 000. Instytut Geologiczny, Warszawa.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. Geological Quarterly, 32: 53–72.

Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W*: Sudety Zachodnie: od wendu do czwartorzędu (red. W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz): 1–8. Wydaw. Wind, Wrocław.

Teisseyre A.K., 1968. Charakterystyka sedymentologiczna najniższego kulmu lądowego w północnej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 4: 222–298.

Teisseyre A.K., 1971. Charakterystyka sedymentologiczna kulmu z Ciechanowic i paleogeografia najniższego kulmu niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 5: 237–280.

Teisseyre A.K., 1975. Sedymentologia i paleogeografia kulmu starszego w zachodniej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 9: 7–89.

Teisseyre H., Smulikowski K., Oberc J., 1957. Geologia regionalna Polski, t. 3. Sudety, z. 1. Utwory przedtrzeciorzędowe. PWN, Kraków.

Turnau E., Żelaźniewicz A., Franke W., 2002. Middle to early late Viséan onset of late orogenic sedimentation in the Intra-Sudetic Basin, West Sudetes: miospore evidence and tectonic implication. Geologia Sudetica, 34: 9–16.

Uličný D., Špicáková L., Grygar R., Čech S., Laurin J., 2009. Palaeodrainage systems at the basal unconformity of the Bohemian Cretaceous Basin: roles of inherited fault systems and basement lithology during the onset of basin filling. Bulletin of Geosciences, 84: 577–610.

Voigt T., Kley J., Voigt S., 2021. Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. Solid Earth, 12: 1443–1471.

Wojewoda J., 1997. Sukcesja litoralno-szelfowa górnej kredy na obszarze Niecki śródsudeckiej i Rowu Górnej Nysy w Sudetach. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach, 1: 81–96.

Wojewoda J., 2007. Neotectonic aspect of the Intrasudetic Shear Zone. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 31–41.

Wojewoda J., 2009. Žďarky-Pstrążna Dome: a strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes). Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6: 273–290.

Wojewoda J., Mastalerz K., 1989. Ewolucja klimatu oraz allocykliczność i autocykliczność sedymentacji na przykładzie osadów kontynentalnych górnego karbonu i permu w Sudetach. Przegląd Geologiczny, 432: 173–180.

Ziegler P.A., Cloetingh S., Wees J.-D. van, 1995. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples. Tectonophysics, 252: 7–59.

Zimmermann E., 1932. Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern. Lieferung 276, Blatt Altkemnitz 1:25 000. Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.

Żakowa H., 1958. Górny wizen dolnokarbońskiej niecki śródsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 2: 609–625.

Żakowa H., 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. Kwartalnik Geologiczny, 7: 73–94.

Żakowa H., Żak C., 1962. Dolny karbon z Kamionek (Góry Sowie). Biuletyn Instytutu Geologicznego, Z badań geologicznych na Dolnym Śląsku, 173: 169–277.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. Przegląd Geologiczny, 56: 904–911.

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.

5
Platforma paleozoiczna

5.2.3. Budowa geologiczna i permo-mezozoiczna ewolucja wschodniej części basenu północnoniemieckiego

Jonas Kley, Karsten Obst, Alexander Malz

5.2.3.1. Ewolucja basenu

Basen północnoniemiecki (NGB na fig. 1) stanowi fragment europejskiego permo-mezozoicznego śródkontynentalnego systemu basenów sedymentacyjnych (Littke i in., 2008; McCann, 2008a, b; Doornenbal, Stevenson, 2010). Baseny tego systemu łączy podobna ewolucja geologiczna, niemniej w ujęciu regionalnym różnią się budową wskutek odmiennej intensywności oraz czasu wystąpienia i trwania poszczególnych etapów rozwoju (np. Mazur i in., 2005). Na południu NGB można wydzielić segmenty zachodni i wschodni basenu, oddzielone od siebie systemem uskoków Brunszwik–Gifhorn (BGFS) o biegu NNE–SSW. Wyznacza on wschodnią granicę basenu dolnosaksońskiego, w którym podczas późnej jury i wczesnej kredy doszło do szybkiej subsydencji (fig. 1). Ku północy ten system uskoków rozgałęzia się na gałąź zachodnią, skręcającą w stronę rowu Glückstadt (GG), podczas gdy gałąź wschodnia zachowuje kierunek północno-wschodni, reprezentowany przez uskoki Arendsee (Ar) i Rambow–Marnitz (RM) oraz towarzyszące im mury solne (Beutler, Stackebrandt, 2012; Malz i in., 2020). W tej części basenu północnoniemieckiego podział na segmenty zachodni i wschodni ma zasadniczo charakter konwencjonalny.

Bliższe informacje o wschodniej części basenu północnoniemieckiego podali Katzung (2004), Bachmann i in. (2008) oraz Stackebrandt, Franke (2015). Subsydencja basenu została poprzedzona przez obfity bimodalny wulkanizm, kwaśny do obojętnego i zasadowego, który miał miejsce u schyłku karbonu i we wczesnym permie (Benek i in., 1996; Katzung, Obst, 2004; fig. 2). Kompleksy skał wulkanicznych i subwulkanicznych tego wieku w partii spągowej basenu osiągają zwykle miąższość kilkuset metrów. Trzy wybitne maksima o miąższości przekraczającej 1500 m występują od północy ku południowi na południe od wyspy Uznam, w pobliżu jeziora Müritz oraz w rejonie Altmarku na północ od Magdeburga. Spośród nich dwa północne maksima wyznaczają oś o przebiegu NNE–SSW, interpretowaną jako system rowów lub półrowów o tej orientacji. Mniej więcej w tym samym kierunku rozciąga się przykrywająca wulkanity sukcesja fluwialnych i jeziornych ciemnych do pstrych i czerwonych łupków, piaskowców oraz – rzadziej – węglanów o niepewnym wieku, osiągających do 500 m miąższości (podgrupa Müritz, która to nazwa zastępuje przestarzały termin „autun osadowy"). Pomiędzy podgrupą Müritz i wulkanitami w Tabeli Stratygraficznej Niemiec (German Stratigraphic Commission, 2016) wyznaczono hiatus wynoszący 5 mln lat (ok. 290–285 mln lat temu), opisując go jako „Rotliegend B", podczas gdy inni autorzy zakładają tam ciągłość stratygraficzną (Katzung, Obst, 2004). Konsensus natomiast panuje co do znacznej przerwy sedymentacyjnej (ok. 277–265 mln lat temu), oddzielającej podgrupę Müritz od nadścielającej ją sukcesji typu redbeds (podgrupy: Haweli i Łaby – fig. 2). Z rozpoczęciem depozycji podgrupy Haweli (ok. 265 mln lat temu), depocentra i elewacje w basenie wciąż częściowo odzwierciedlały rozkład miąższości wulkanitów. Wschodnia część basenu północnoniemieckiego weszła następnie, dosyć nagle, w skład większej struktury geologicznej przylegającej od zachodu i znacznie przeważającej nad nią obszarem, tworząc razem z nią rozległy basen NGB o kształcie zbliżonym do prostokąta i rozmiarach ok. 600 × 200 km. Długa oś tego basenu rozciąga się w kierunku WNW–ESE, niemal prostopadle do kierunku rozprzestrzenienia uprzednio omówionych najbardziej obfitych produktów wczesnopermskiego wulkanizmu wschodniego NGB. Basen ten poszerzał się z czasem wskutek depozycji osadów składanych przekraczająco na starszych formacjach czerwonego spągowca i sięgających poza dotychczasowe granice basenu. Gruboziarniste, aluwialno-fluwialne osady na jego obrzeżach stopniowo ustępowały miejsca ewaporatowym równiom mułowym, zajmującym centrum basenu (fig. 3). Depozycja tych ewaporatów nie miała charakteru morskiego i rozpoczęła się wcześniej w zachodnich partiach NGB, powiększając z czasem swój zasięg ku wschodowi (Gebhardt, 1994;

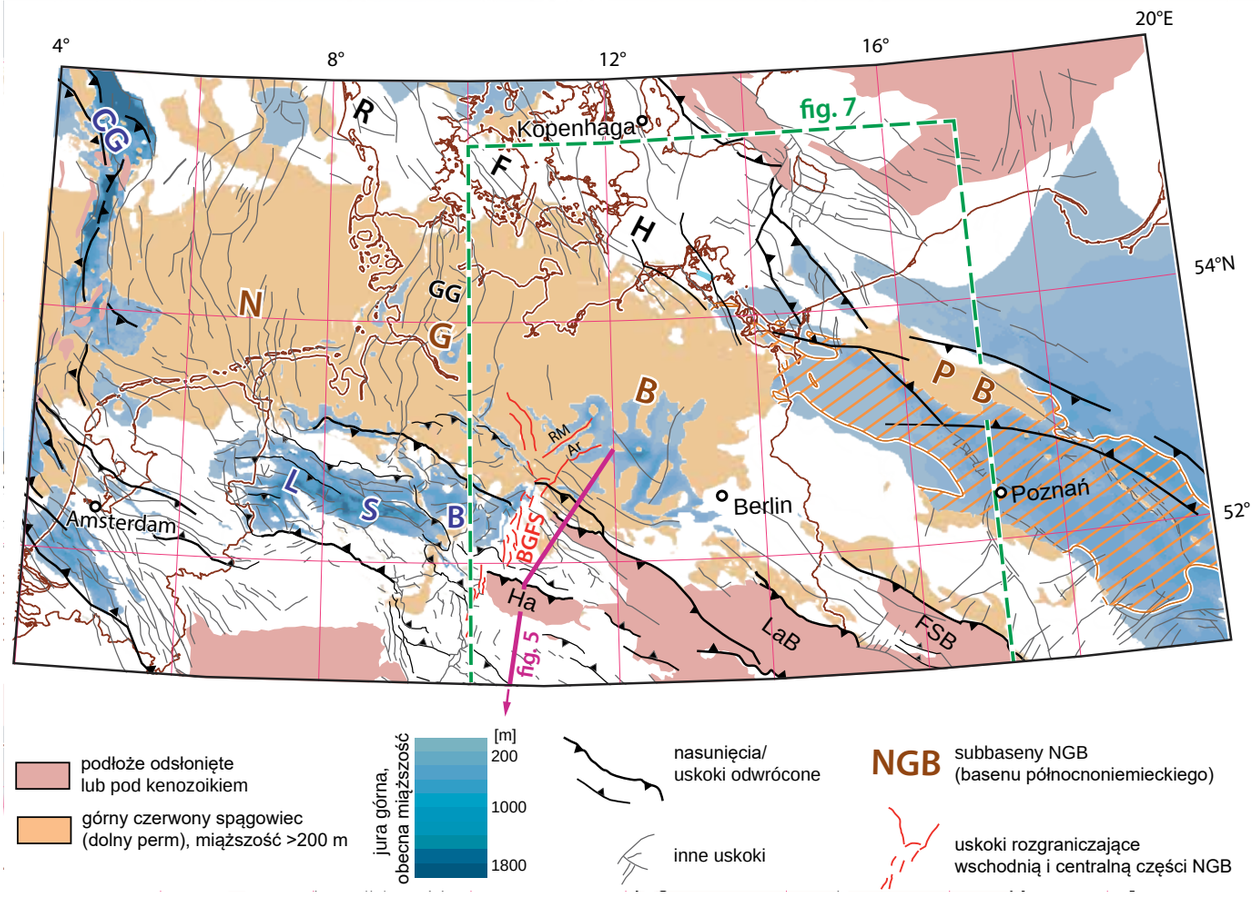


FIG. 1. Wschodni basen północnoniemiecki jako część basenu północnoniemieckiego (NGB), określanego na podstawie zasięgu osadów górnego czerwonego spągowca oraz układu subbasenów jurajskich (wg Doornenbala, Stevensona, 2010; Kleya, Voigta, 2008). Maksimum jurajskiej subsydencji w dużym stopniu pokrywa się z zasięgiem basenu permskiego w Polsce, lecz dalej na zachód jest przesunięte względem niego ku południowi: najpierw obejmuje pozostałości utworów jury we wschodnim NGB, a następnie przesuwa się jeszcze dalej w obręb basenu Dolnej Saksonii (LSB); Ar – uskok Arendsee; BGFS – system uskokowy Brunszwik–Gifhorn; CG – rów centralny (na Morzu Północnym); FSB – blok przedsudecki; GG – rów Glückstadt; Ha – Harz; LB – blok łużycki; LSB – basen dolnosaksoński; PB – basen polski; RFH – wyniesienie Ringkøbing-Fionia; RM – uskok Rambow–Marnitz

Legler i in., 2005). Na zachodzie poziomy anhydrytowe zaczynają się już w obrębie podgrupy Haweli, podczas gdy w górnej części podgrupy Łaby występują liczne wkładki halitowe o miąższości do kilku metrów. Obszar depozycji halitu nie sięgnął jednak dzisiejszej granicy niemiecko-polskiej. Południowe obrzeże basenu wykazuje obecność naprzemiennych maksimów i minimów miąższości osadów o niewielkiej długości falowej, ukierunkowanych południkowo i interpretowanych jako kolejne tektoniczne rowy oraz zręby (Gast, Gundlach, 2006). Wzdłuż osi głównego basenu zakres zmienności miąższości i facji osadów wskaźnikowy dla środowiska synsedymentacyjnych uskoków normalnych utrzymywał się w trakcie depozycji przeważającej części profilu podgrupy Łaby, prawdopodobnie w związku z aktywnością uskoków o rozciągłości WNW–ESE. Na południe do Magdeburga sedymentacja ograniczała się do długiego ciągu utworzonych już wcześniej, aktualnie mało aktywnych basenów śródgórskich, rozciągającego się ku SW przez dzisiejsze Niemcy do Szwajcarii i Francji. Podczas depozycji podgrupy Haweli NGB nie miał wciąż jeszcze łączności z basenem polskim. Początkowo ukierunkowane NNE–SSW wschodnie zamknięcie NGB jest jeszcze wciąż czytelne z układu izolinii głębokości (izobat) spągu górnego czerwonego spągowca, stanowiącego użyteczny wskaźnik całkowitej miąższości osadowego wypełnienia basenu (fig. 4). Obszar największej miąższości jest mocno zbliżony do zarysu wyżu grawimetrycznego Prignitz (PGH na fig. 4) i pokrywa również zarys pozytywnej anomalii magnetycznej Pritzwalk. Ostry gradient (spadek) ku wschodowi na mapach całkowitej łącznej miąższości osadów permu i mezozoiku był interpretowany jako efekt ograniczającego basen sinistralnego uskoku przesuwczego o charakterze *transfer-fault* i biegu N 025° (Bachmann, Hoffmann, 1997; zob. też modele miąższości w skali całego basenu Scheck-Wenderoth, Lamarche, 2005). Jego północne przedłużenie kierunkiem i lokalizacją w rzucie na mapę odpowiada geometrii zachodzącego w prawo (ang. *right stepping*) przejścia pomiędzy strefami tektonicznymi Tornquista-Teisseyre'a i Sorgenfreia-Tornquista w podłożu basenu w rejonie Bornholmu (por. informacje o przebiegu tych stref w podrozdziale 5.1.3). Przebiega też ono w tym samym kierunku i w przybliżeniu odpowiada położeniu interpretowanej strefy głównego rowu tektonicznego aktywnego w czasie depozycji dolnego czerwonego spągowca (Katzung, Obst, 2004; fig. 4). Płytsze izolinie głębokości spągu czerwonego spągowca w obrębie wyniesienia zachodniobrandenburskiego (ang. *West Brandenburg High*; fig. 4) układają się w trójkąt skierowany wierzchołkiem ku NW zakończeniu bruzdy śródpolskiej (zob. też podrozdział 5.2.1). Do połączenia NGB z basenem polskim doszło dopiero po osłabieniu aktywności tektonicznej, podczas depozycji podgrupy Łaby (w przybliżeniu odpowiadającej przejściu między podgrupami Drawy i Noteci w Polsce) (por. rozdział Kiersnowskiego w 1. tomie – „Stratygrafia"), a następnie połączenie to zostało poszerzone w trakcie depozycji formacji hanowerskiej/podgrupy Noteci (por. fig. 3).

Pod koniec permu do basenu wkroczyło morze cechsztyńskie, w którym osadziła się cykliczna sukcesja złożona z łupków ilastych, węglanów i ewaporatów, częściowo o charakterze morskim. Depozycja wykroczyła poza ramy basenu czerwonego spągowca. Transgresja morska wdarła się również do basenów śródgórskich, sięgając aż po południowe Niemcy; w postaci wyraźnej zatoki przekroczyła ona daleko ku południowi dotychczasową granicę NGB. Niemniej jednak oś strefy maksymalnych miąższości cechsztynu pozostawała stale na miejscu ukierunkowanej WNW–ESE osi basenu, ustalonej już podczas depozycji górnej części podgrupy Haweli oraz podgrupy Łaby.

W trakcie depozycji triasowych sukcesji pstrego piaskowca, wapienia muszlowego i kajpru warunki w basenie oscylowały pomiędzy lądowymi i – w ograniczonym stopniu – morskimi. Od schyłku triasu wpływy morskie ustaliły się w postaci dominacji środowisk o w pełni morskim charakterze, na zachodzie przechodząc w środowiska przybrzeżno-deltowe, a na wschodzie w środowiska brakiczne (Barth i in., 2018). Progradacja osadów ku południowi była kontynuowana, wskutek czego zasięg sedymentacji wyszedł daleko poza linię obecnie postrzeganą i określaną jako południowa granica basenu NGB. Jednocześnie miąższości osadów stopniowo i powoli zmniejszały się ku południowi (fig. 5). W późnym triasie, z grubsza południkowy ciąg depocentrów kajpru w bruździe Rheinsberg, z miąższościami przekraczającymi 1000 m, ewoluował w centrum wschodniego NGB (Scheck, Bayer, 1999), niemal pokrywając się z podścielającym je maksimum wystąpień wulkanitów oraz wczesnopermskim depocentrum podgrupy Haweli-Müritz, jednakże wykazując bardziej południkowy trend od znacznie starszego rowu goszczącego miąższe wystąpienia wulkanitów (fig. 4). W pobliżu północnego brzegu basenu, na południe od północnej Rugii, utworzył się zachodniopomorski system uskoków o rozciągłości generalnie NW–SE (ang. *Western Pomeranian Fault System* – WPFS; Krauss, 1994; Krauss, Mayer, 2004), który lokalnie akomodował

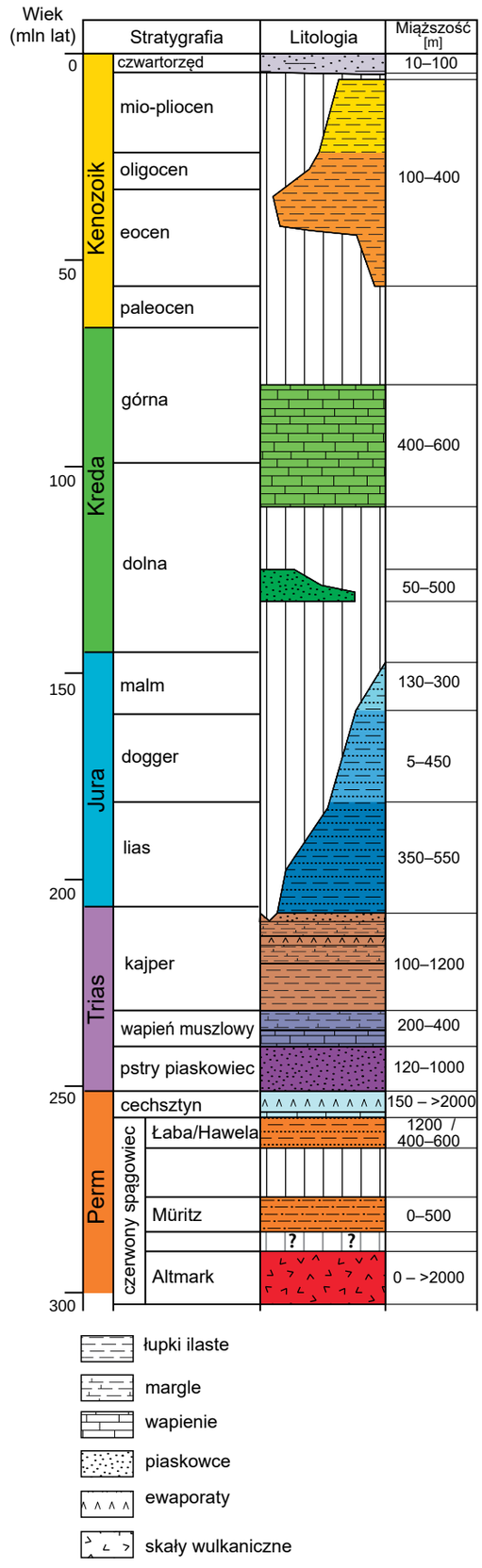


FIG. 2. Zgeneralizowana kolumna stratygraficzna wschodniego basenu północnoniemieckiego (wg: Kossow, Krawczyk, 2002; German Stratigraphic Commission, 2016). Podobne kolory zastosowano na przekrojach stratygraficznych i strukturalnych (fig. 5, 8)

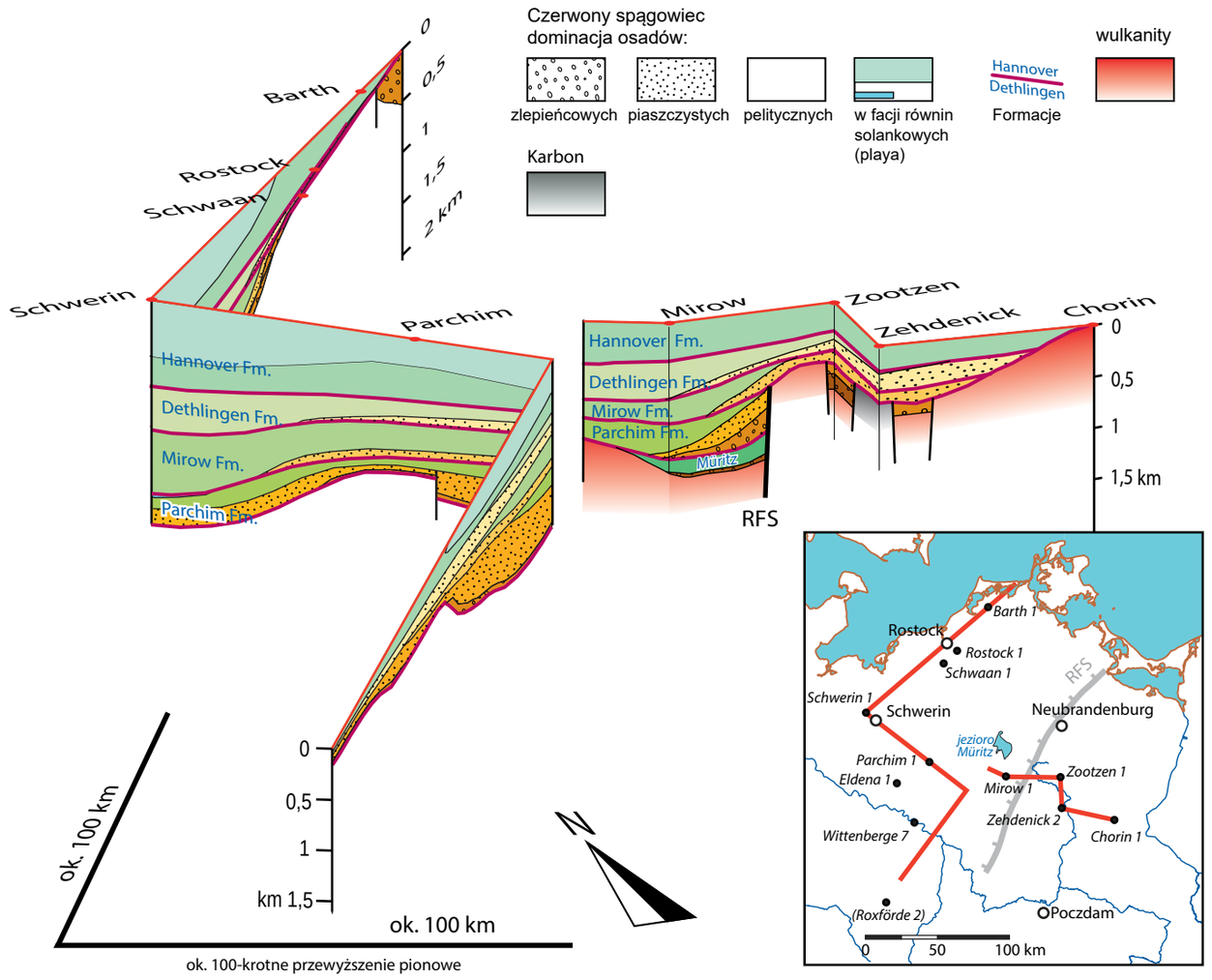


FIG. 3. Zmienność stratygraficzno-facjalna górnego czerwonego spągowca we wschodnim basenie niemieckim przedstawiona na diagramie płotowym, opartym na profilach z: Katzung, Obst (2004) oraz Stackebrandt, Franke (2015). Inset pokazuje lokalizacje przekrojów i wykorzystanych otworów wiertniczych. Formacje Parchim i Mirow tworzą podgrupę Haweli, formacje Dethlingen i Hannover – podgrupę Łaby (por. fig. 2). Zwróć uwagę na (1) wygaśnięcie aktywności uskoków przed osadzeniem formacji Mirow, (2) przekraczające zaleganie osadów na krawędziach basenu oraz (3) cykliczną progradację klastyków w kierunku jego centrum. Podłoże wulkaniczne zostało ukazane tylko na wschodnim profilu. RFS – system uskoków Rheinsberg

znacznie zwiększone miąższości kajpru i jury w wąskich rowach. W NE narożniku terytorium Niemiec uskok Adler-Kamień, ograniczający od zachodu rów Gryfic, odpowiadał za jego subsydencję jako długowieczny uskok normalny, zrzucający swoje wschodnie skrzydło. Zmienność miąższości objawia się już w pstrym piaskowcu, ale jest najbardziej wyraźna w utworach górnej jury (Schlüter i in., 1997). Wiele spośród licznych struktur solnych wschodniego NGB, głównie konkordantnych poduszek solnych, również zaczęło się tworzyć podczas kajpru, ale główną fazę rozwoju osiągnęło później (Warsitzka i in., 2019).

Dolnojurajskie osady morskie, o w miarę jednolitej miąższości, przykryły wschodnią część NGB, z wyjątkiem kilku wystąpień w obrębie WPFS oraz bruzdy Rheinsberg. Jura środkowa zachowała się tylko w pasie przebiegającym skośnie w kierunku SW–NE przez środek wschodniego NGB (fig. 6). Natomiast jest ona nieobecna na flankach wyniesień północnej Meklemburgii oraz wschodniej Brandenburgii. Utwory górnej jury i dolnej kredy ograniczone są do tego samego pasa, przy czym występują jako dwie oddzielne pozostałości basenu: większa – wzdłuż rzek Łaby i Haweli w południowej i centralnej częściach basenu – oraz mniejsza – na wyspach Uznam i Rugii oraz na południe od nich (fig. 6). Większa z tych pozostałości wydaje się silnie zredukowaną miąższościowo kontynuacją basenu dolnosaksońskiego, przesuniętą ku NE. To, czy te wystąpienia reprezentują dwa depocentra, czy też są tylko erozyjnymi ostańcami, nie jest całkiem jasne. Istotne wypiętrzenie musiało zaznaczyć się na obrzeżeniu wschodniego NGB podczas środkowej jury do wczesnej kredy, przed osadzeniem się górnej kredy. Struktury solne, których główną aktywność interpretuje się jako wczesno- i środkowojurajską (Warsitzka i in., 2019), odpowiadają wiekowo wspomnianym jurajskim pozostałościom w basenie, jednak może to być – przynajmniej częściowo – efekt błędu obserwacyjnego. Powszechne rezultaty erozji formacji jurajskich i młodszych na wyniesionych obecnie obszarach średniogórza niemieckiego („Mittelgebirge" – pagórkowata kraina na południe od nizin północnoniemieckich, nieobjęta plejstoceńskimi zlodowaceniami) utrudniają oszacowanie pierwotnego południowego zasięgu basenu w jurze i wczesnej kredzie. Pozostałości morskich osadów dolnej jury sugerują pełne połączenie z Tetydą i morzami borealnymi. Natomiast dla najpóźniejszej jury przyjmuje się separację NGB względem basenów południowoniemieckich (Ziegler, 1990), a niekiedy także basenu polskiego (Katzung, 2004). Współczesne dane termochronologiczne sugerują, że masywy Reński i Czeski stanowiły już obszary wyżynne w jurze lub już nawet wcześniej, a rozległa pokrywa osadowa, o kilkukilometrowej miąższości pomiędzy nimi, została zerodowana z obszarów średniogórza niemieckiego podczas późnej kredy (von Eynatten i in., 2021; fig. 5). Sugeruje to ciągłe połączenie NGB ku południowi z szelfem Tetydy w jurze i wczesnej kredzie.

W późnej kredzie znaczne obszary niemieckiego basenu mezozoicznego uległy wypiętrzeniu. Dzisiejszy południowy brzeg wschodniego NGB został w tym czasie uformowany jako równoleżnikowo przebiegająca granica pomiędzy podnoszącymi się blokami na południu i pozostałą częścią basenu na północy. Od zachodu ku wschodowi ta granica jest wyrażona przez regionalnych rozmiarów uskoki odwrócone Gardelegen i Wittenbergi, nasunięcie łużyckie (fig. 7) oraz związane z nimi fleksury. Wspomniane wyżej trzy uskoki tworzą kulisowy układ o geometrii typu schodowego zachodzenia w lewo (ang. *left-stepping*). Utwory górnej kredy rozciągają się przez cały wschodni NGB, z wyjątkiem dwóch elewowanych obszarów: długiego i szerokiego wyniesienia Prignitz będącego północno-zachodnią kontynuacją wypiętrzonego bloku łużyckiego na południowym brzegu basenu oraz znacznie krótszego i węższego wyniesienia Grimmen na południe od Rugii. Miąższe akumulacje syntektonicznych/synkinematycznych osadów górno-

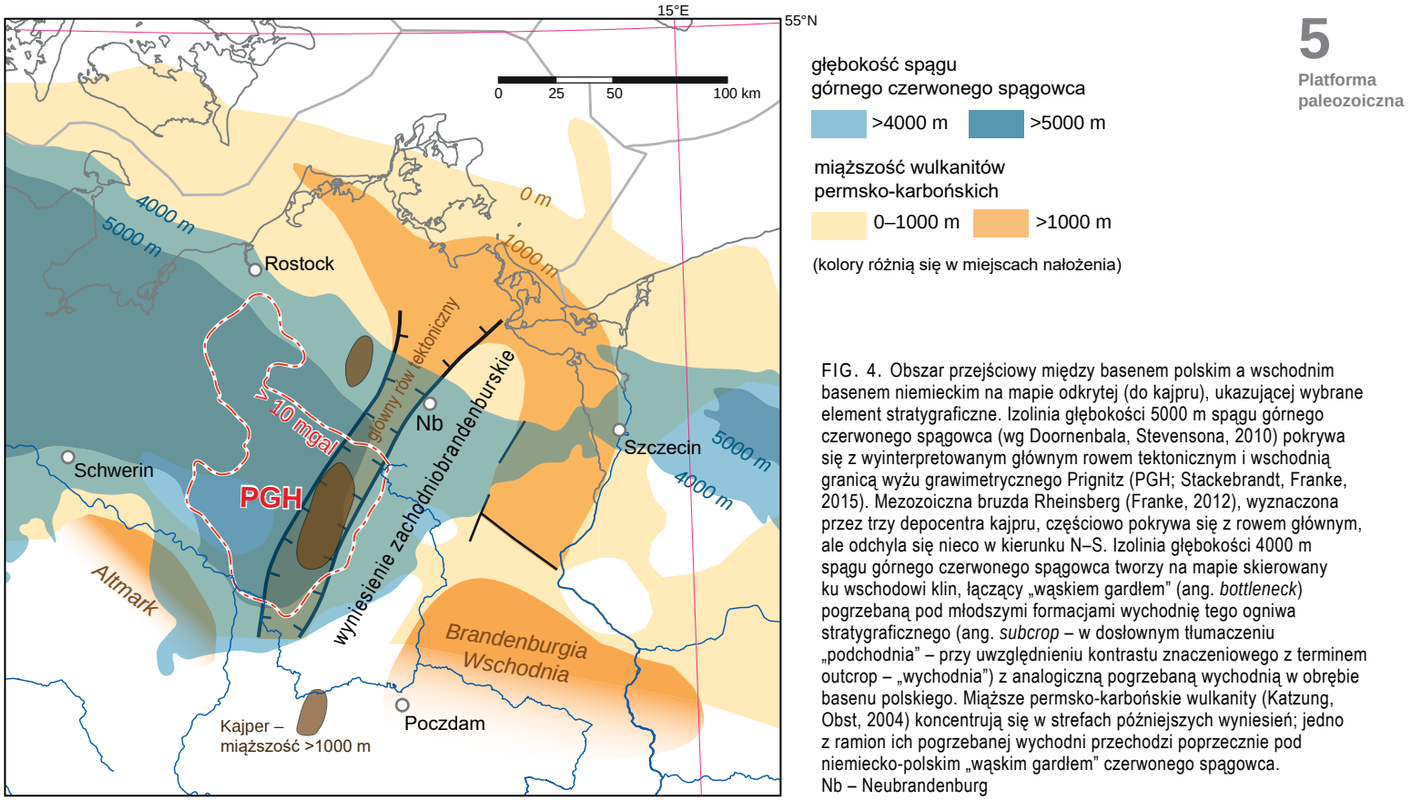


FIG. 4. Obszar przejściowy między basenem polskim a wschodnim basenem niemieckim na mapie odkrytej (do kajpru), ukazującej wybrane element stratygraficzne. Izolinia głębokości 5000 m spągu górnego czerwonego spągowca (wg Doornenbala, Stevensona, 2010) pokrywa się z wyinterpretowanym głównym rowem tektonicznym i wschodnią granicą wyżu grawimetrycznego Prignitz (PGH; Stackebrandt, Franke, 2015). Mezozoiczna bruzda Rheinsberg (Franke, 2012), wyznaczona przez trzy depocentra kajpru, częściowo pokrywa się z rowem głównym, ale odchyla się nieco w kierunku N–S. Izolinia głębokości 4000 m spągu górnego czerwonego spągowca tworzy na mapie skierowany ku wschodowi klin, łączący „wąskiem gardłem" (ang. *bottleneck*) pogrzebaną pod młodszymi formacjami wychodnię tego ogniwa stratygraficznego (ang. *subcrop* – w dosłownym tłumaczeniu „podchodnia" – przy uwzględnieniu kontrastu znaczeniowego z terminem outcrop – „wychodnia") z analogiczną pogrzebaną wychodnią w obrębie basenu polskiego. Miąższe permsko-karbońskie wulkanity (Katzung, Obst, 2004) koncentrują się w strefach późniejszych wyniesień; jedno z ramion ich pogrzebanej wychodni przechodzi poprzecznie pod niemiecko-polskim „wąskim gardłem" czerwonego spągowca.
Nb – Neubrandenburg

kredowych są ograniczone do południowego obrzeżenia basenu oraz synklin brzeżnych i kilku struktur solnych. Inwersja basenu mogła rozpocząć się już w środkowym późnym cenomanie (ok. 95 mln lat temu) i stopniowo wygasać w kampanie i mastrychcie (Voigt i in., 2021). Większość struktur solnych, które wykazywały główną aktywność podczas późnej kredy, charakteryzuje się wydłużeniem NW–SE. Występują one w dwóch ciągach: jeden wzdłuż południowego brzegu basenu oraz drugi, szerszy – wzdłuż brzegu północnego z pewnym od niego odstępem. Ten ostatni skręca ku SE we wschodniej części NGB, na zachód oraz wzdłuż Odry i Nysy Łużyckiej (Warsitzka i in., 2019). Dane termochronologiczne sugerują, że inwersji basenowej południowo-wschodniej części wschodniego NGB (tj. obecnie wyniesionych obszarów na południe od uskoku Gardelegen) towarzyszyło regionalne kopułowe wypiętrzanie (ang. *doming*) oraz ekshumacja, które kontynuowały się od schyłku kredy po paleogen (ok. 75–55 mln lat temu). Doprowadziło to do utworzenia obu wspomnianych wyżej wyniesień strukturalnych oraz rozdzielających je depresji (von Eynatten i in., 2021). Jak daleko ku wschodowi sięgało to kopułowe wypiętrzanie obecnie nie wiadomo, jednak subhoryzontalne zalegania utworów mastrychtu blisko południowej granicy wschodniej części wschodniego NGB (Voigt i in., 2021) sugerują, że najwyżej w niewielkim stopniu dotknęło tej części basenu.

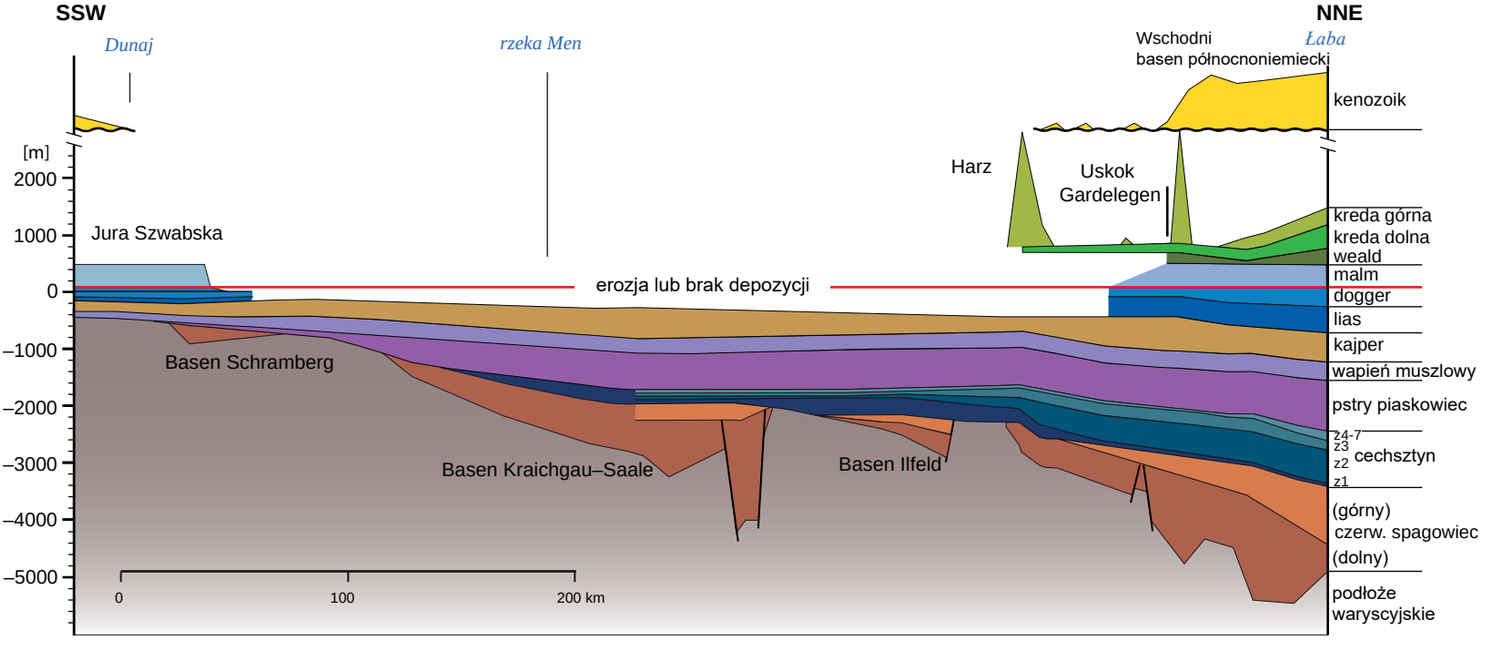


FIG. 5. Transekt stratygraficzny przez południową część wschodnich Niemiec, przedstawiający oryginalny stan pokrywy osadowej południowego obrzeżenia basenu wschodnioniemieckiego (wg: von Eynatten i in., 2021; nieznacznie zmodyfikowano). Dane termochronologiczne sugerują, że również utwory jurajskie wykazywały pierwotnie ciągłość pomiędzy obecnymi basenami północnych i południowych Niemiec. Lokalizacja na figurze 1

5.2.3.2. Struktury tektoniczne i ich korelacje ze strukturami w Polsce

Struktury tektoniczne w basenie permo-mezozoicznym zachodniej Polski przy granicy z Niemcami (fig. 7) obejmują, licząc od południa, północną granicę bloku sudeckiego, synklinorium północnosudeckie wraz z brzeżnymi uskokami, blok przedsudecki odgraniczony uskokiem środkowej Odry od homokliny (monokliny) przedsudeckiej, synklinorium szczecińsko-łódzkie oraz antyklinorium środkowopolskie, które ku NW rozszczepia się na dwie antykliny: Kamienia Pomorskiego i Kołobrzegu, rozdzielone synkliną Trzebiatowa. Antykliny są położone nad triasowo-jurajskim depocentrum, a pod nimi interpretuje się występowanie bloków podłoża – Gryfic i Kołobrzegu, ograniczonych, kolejno od SW ku NE, przez uskoki Adler–Kamień, Trzebiatowa i Koszalina (Krzywiec, 2006b).

Bloki sudecki i przedsudecki są tu potraktowane jedynie jako wyniesienia podłoża, bez wnikania w ich waryscyjską budowę wewnętrzną. Kontynuację większości wymienionych wyżej struktur można na pewną odległość prześledzić na obszarze Niemiec. Blok sudecki kontynuuje się, przechodząc w blok łużycki, który zanurza

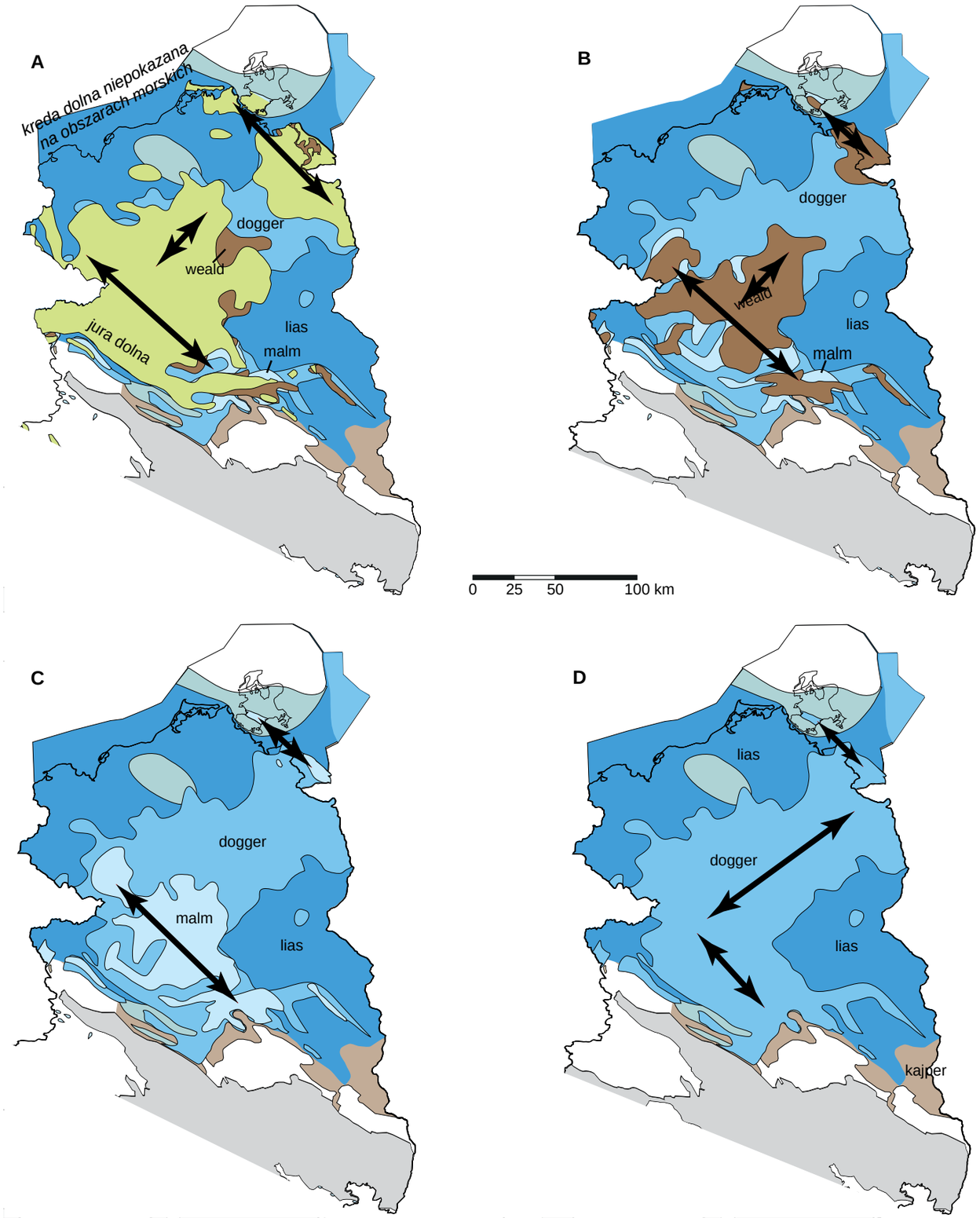


FIG. 6. Uproszczone mapy odkryte basenu wschodnioniemieckiego (wg: Franke, 2012). Rozmieszczenie mezozoicznych osadów i trendy subsydencji w poszczególnych horyzontach dolnej kredy i jury ukazane przez usuwanie kolejnych, coraz niższych pięter osadów na mapach: A po usunięciu górnej kredy, B dolnej kredy, C najniższej kredy (piętro wealden) i D malmu. Silnie wydłużona wzdłuż kierunku SW–NE depresja w doggerze (podwójne strzałki) ulega następnie skróceniu i zostaje zastąpiona przez dwie depresje o kierunku NW–SE w malmie. Układy rozmieszczenia osadów najniższej (wealden) i dolnej kredy sugerują późniejszą interferencję obu trendów subsydencji

się ku NW pod permo-mezozoiczną pokrywę osadową, ok. 100 km od polskiej granicy. Na jego przedłużeniu ku NW występuje późnokredowe wyniesienie Prignitz, które rozciąga się w obręb wschodniego NGB (Voigt, 2009). Synklinorium północnosudeckie jest ograniczone od SW i NE przez późnokredowe uskoki odwrócone (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022). Uskok południowo-zachodni, nachylony ku SW, jest głównym uskokiem łużyckim (MLF na fig. 7), który na wschodzie zbiega się z przyległym od południa uskokiem śródsudeckim (Aleksandrowski i in., 1997). Kontynuuje się on do Niemiec jako północny uskok brzeżny bloku łużyckiego (niem. *Lausitzer Abbruch*). Synklinorium północnosudeckie rozszerza się ku NW i, poprzez basen wschodniobrandenburski, łączy się z główną, płaskodenną częścią wschodniego NGB.

Podłoże waryscyjskie, odsłonięte na bloku przedsudeckim, jest ograniczone od SW przez brzeżny uskok sudecki (ang. *Sudetic*

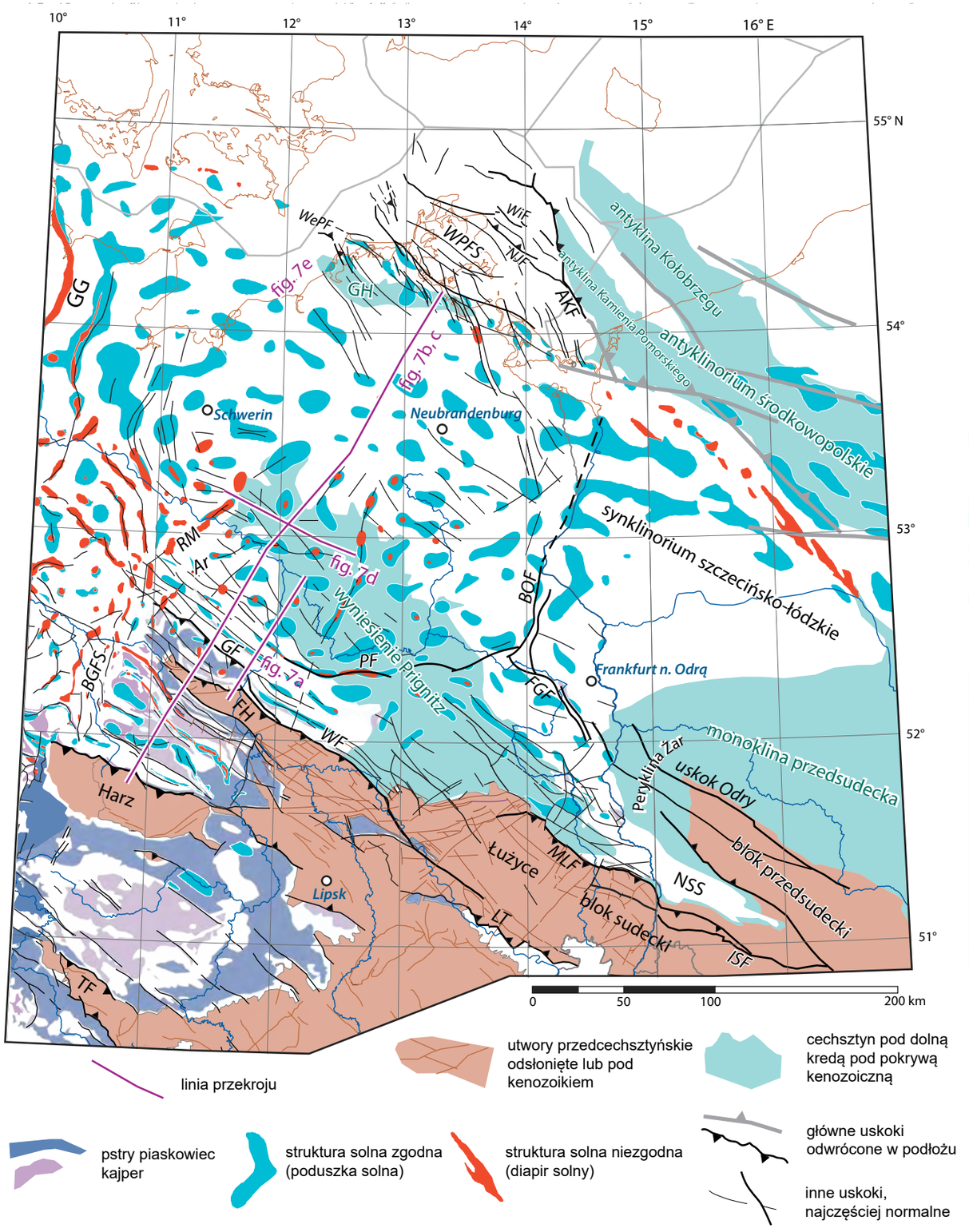


FIG. 7. Mapa strukturalna wschodniego basenu północnoniemieckiego i obszarów przyległych (wg: Söllig, Röllig, 1990; Baldschuhn i in., 2001; Krzywiec, 2006a, b; Tołoczyki i in., 2006; Doornenbal, Stevenson, 2010; Franke, 2012; Seidel i in., 2018). Struktury w Polsce uogólniono. Piaskowiec pstry i kajper pokazano w charakterze reperów strukturalnych na podniesionym południowym brzegu basenu. Skróty dla uskoków (F) i systemów uskokowych (FS): AKF – Adler-Kamień; Ar – Arendsee; BGFS – Brunszwik–Gifhorn; BOF – Buckow–Oderhaff; FGF – Fürstenwalde–Gubin; GF – Gardelegen; ISF – śródsudecki; MLF – główny łużycki; LT – nasunięcie łużyckie; NJF – północny Jasmundu; PF – Poczdamu; RM – Rambow–Marnitz; WF – Wittenbergi; WePF – Werre–Prerow; WiF – Wiek; WPFS – zachodniopomorski; dla innych elementów: FH – wyniesienie Flechtingen; GG – rów Glückstadt; GH – wyniesienie Grimmen; NSS – synklinorium północnosudeckie; TF – Las Turyński

Boundary Fault albo *Sudetic Marginal Fault*), stromy uskok wielokrotnie uruchamiany od czasów waryscyjskich, z ostatnim wydatnym przemieszczeniem zrzutowym podczas neogenu (Danišík i in., 2012). Wygasa on w obrazie kartograficznym w obrębie utworów triasu, nie dochodząc do granicy niemieckiej. Podobnie stromy uskok środkowej Odry, ograniczający blok przedsudecki od NE, wygasa przed osiągnięciem granicy Niemiec (przynajmniej w płytkich horyzontach). Uskok środkowej Odry jest często hipotetycznie interpretowany jako dalekie SE przedłużenie linii uskokowej dolnej Łaby, głębokiego elementu strukturalnego wiązanego z południowym brzegiem Awalonii. Nie potwierdza tego jednak układ uskoków odsłaniających się na powierzchni podkenozoicznej na NW przedłużeniu uskoku Odry (fig. 7).

Łagodnie nachylona ku NE homoklina przedsudecka w obrazie mapy geologicznej, owija się w postaci perykliny Żar wokół klinowego, ku NW wydłużonego zakończenia wychodni podłoża waryscyjskiego reprezentującego blok przedsudecki, zanurzający się w tym kierunku pod osady. Łagodne upady formacji permomezozoicznych tworzących peryklinę rozkładają się promieniście wokół zakończenia bloku i odpowiadają zmiennej orientacji stropu podłoża bloku, ugiętego tu w antyformę, stowarzyszoną z synformą przyległego synklinorium północnosudeckiego (Głuszyński, Aleksandrowski, 2022), tworzącego centryklinę. Peryklina Żar w napowierzchniowym ujęciu kartograficznym przechodzi płynnie w zalegające subhoryzontalnie lub łagodnie nachylone formacje górnokredowe zachodnich, przygranicznych rejonów Polski, niemniej rozciąga się pod kredowym przykryciem na obszarze Niemiec[1]. Uskok Fürstenwalde-Gubin, biegnący ku NW wzdłuż jej grzbietu (FGF na fig. 7), wykartowany jako odgałęzienie uskoku Odry z minimalnym przemieszczeniem zrzutowym w Polsce, dalej ku NW jest przykryty wydłużonym murem solnym.

Coraz głębsze erozyjne wcięcie ku SW spągu transgresywnych osadów górnej kredy na homoklinie przedsudeckiej w niżejległe utwory mezozoiczne wskazuje na wypiętrzenie oraz wychylenie tych utworów jeszcze przed późną kredą. Może też ono być obserwowane ku SE wzdłuż brzegów synklinorium północnosudeckiego (NSS). Sugeruje to, że łagodniej ówcześnie nachylona proto-homoklina przedsudecka przedłużała się na terytorium Niemiec jeszcze przed inwersją basenu oraz utworzeniem się NSS. Ślad tej struktury może być obecny w obrębie nachylonego ku NNW pakietu sukcesji triasu, łączącego podniesiony blok łużycki ze znacznie słabiej zaznaczoną kontynuacją w postaci wyniesienia Prignitz (homoklina łużycka; Voigt, 2009). Podobnie jak w przypadku NSS, synklinorium szczecińsko-łódzkie, położone pomiędzy homokliną przedsudecką i antyklinorium środkowopolskim, rozszerza się ku NW w obręb wschodniego NGB.

Dalej ku zachodowi, uskoki odwrócone Wittenberg i Gardelegen tworzą ostrą granicę płaskodennego wschodniego NGB. Na południe od tego frontu deformacji podłoże wraz z pokrywą osadową są razem łagodnie zafałdowane (fig. 8A). Na północ od niego niemal wszystkie uskoki w pokrywie mezozoicznej wydają się związane ze strukturami solnymi i nie przechodzą ku dołowi w ewaporaty cechsztyńskie i podłoże (Kossow i in., 2000; fig. 8B, C), z wyjątkiem północnego brzegu basenu i, jak można sądzić, długich uskoków: poczdamskiego, Fürstenwalde-Gubin oraz Buckow–Oderhaff (Beutler, Stackebrandt, 2012). Nawet południkowy ciąg depocentrów kajpru w bruździe Rheinsberg (fig. 4, 8D), choć nie całkiem pokryty profilem sejsmicznym BASIN 9602, jest najwyraźniej związany z efektami wycofywania się soli, a nie z uskokami podłoża (Scheck, Bayer, 1999). Poniżej soli cechsztyńskich, subhoryzontalnie zalegający strop podłoża basenu (wraz z utworami czerwonego spągowca) jest jedynie okazjonalnie przemieszczany na drobnych uskokach (DEKORP-BASIN Research Group, 1999; fig. 8A–C). Ponieważ podłoże jest dostępne jedynie badaniami geofizycznymi (a liczba nowoczesnych profili sejsmicznych jest mocno ograniczona) oraz głębokimi otworami wiertniczymi, lokalizacja, orientacja i geometria głębokich struktur nie są dokładnie znane. Trendy zmian miąższości oraz gradienty geofizyczne, takie jak np. anomalie grawimetryczne, a także układ struktur solnych, sugerują obecność oraz interferencję dwóch dominujących, wzajemnie prostopadłych trendów strukturalnych WNW i NNE. Na tej podstawie stworzono model dosyć regularnej sieci, często prostych jak od linijki uskoków, definiujących układ bloków podłoża (w Niemczech od lat 30. poprzedniego stulecia określany jako *Schollentektonik* czyli tektonika kier). Podobną strukturę przewidziano też dla pokrywy osadowej nad cechsztynem (Beutler, Stackebrandt, 2012). Biorąc pod uwagę różnice między opublikowanymi wariantami tych modeli uskoków (np. na tektonicznej mapie NRD, 1989, oraz *w*: Beutler, Stackebrandt, 2012; Franke, 2012), należy je prawdopodobnie uznać za bardziej koncepcyjne niż udowodnione. Liczne struktury solne zajmujące większość wschodniego NGB, z wyjątkiem pasa wzdłuż jego północnej granicy, wykazują odmienną ewolucję, co implikuje zróżnicowane mechanizmy ich powstawania (Warsitzka i in., 2019). Większość struktur solnych zaczęła rosnąć w kajprze lub jurze w ekstensyjnym reżimie tektonicznym (por. odmienne poglądy *w*: Kossow i in., 2000). Mogły one zostać zapoczątkowane przez niewielkie przemieszczenia typu uskokowania normalnego w podłożu, wystarczające do uruchomienia przepływu soli wskutek obciążenia różnicowego lub z naskórkowego rozciągania (ang. *thin-skinned extension*) związanego z uskokami podłoża o nieznanej lokalizacji, potencjalnie na obecnie podniesionej południowej granicy basenu lub w rowie Glückstadt, znajdującym się daleko na zachód. Jako potencjalny mechanizm dla północnej połowy wschodniego NGB zaproponowano wielkoskalowy grawitacyjny ześlizg ku SW, ku osi basenu (Warsitzka i in., 2019; interpretacja ta jest jednak kwestionowana przez Ahlrichsa i in., 2023). Wiele struktur solnych wykazało główną aktywność w późnej kredzie, co sugeruje istotną składową naskórkowego skracania (ang. *thin-skinned shortening*) w ich genezie. Dwa wydłużone wały solne na południu, w pobliżu nasuniętych i wypiętrzonych bloków podłoża, wypełniają jądrowe partie odkłutych antyklin, ale nawet tam północny wał wywiera wpływ na strukturę solną zainicjowaną wcześniej, na co wskazuje obecność jurajskich zapadlisk peryferyjnych (fig. 8A). W dużej centralnej części basenu struktury solne rozwijały się przez cały kenozoik.

Na północnym obrzeżeniu basenu, antyklinorium środkowopolskie i związane z nim uskoki w większości nie docierają na terytorium Niemiec (fig. 7). Jego struktury ostro wyginają się w kierunku NNE i kontynuują w kierunku wyspy Bornholm. Jedynie uskok Adler–Kamień i zachodnia część rowu Gryfic przecinają najdalej wysuniętą na wschód część niemieckiego sektora Morza Bałtyckiego (np. Schlüter i in., 1997; Seidel i in., 2018). Jednak depocentra o kierunku WNW pojawiające się kilkakrotnie między Rugią a lądową częścią Niemiec, poczynając od wczesnego permu (Rieke i in., 2001), a w szczególności zachodniopomorski system uskokowy (WPFS), świadczą o występowaniu tam bezpośredniego przedłużenia okresowo, choć mniej intensywnie, aktywnej odnogi bruzdy śródpolskiej, jak tamta podkreślonej ciągiem struktur solnych (fig. 7). Jeden z głównych łączących uskoków podłoża jest pokazany w pracy Krzywca (2006b), stanowiąc w szczegółach układ częściowo ze sobą połączonych kulisowych mniejszych uskoków, zachodzących w lewo (ang. *en-echelon left-stepping faults*). Dobrze udokumentowany system uskokowy WPFS został zinterpretowany jako pokrywający się z tzw. uskokiem transeuropejskim (TEF; EUGENO-S Working Group, 1988; Krauss, Mayer, 2004), który z kolei ma stanowić element szerokiego tzw. wachlarza Tornquista (Thybo, 1997), który wchodzi w skład jeszcze rozleglejszej (Pharaoh, 1999) struktury – transeuropejskiej strefy szwu (TESZ; por. Pharaoh, 1999; Thybo, Artemieva, 2020). Układ uskoków w pokrywie osadowej wydaje się kinematycznie spójny z leżącą poniżej, stosunkowo wąską strefą uskoku podłoża. Ta wyinterpretowana strefa uskokowa może skręcać w kierunku zachodnim, aby podążać za proponowanym śladem TEF (patrz odmienne poglądy *w*: McCann, Krawczyk, 2001) lub kontynuować wzdłuż i na wyniesieniu Ringkøbing-Fionia (Ringkøbing-Fyn; fig. 1), na którym obserwuje się geometrycznie podobne układy uskoków (Vejbæk, Britze, 1994; Ahlrichs i in., 2023).

W obrazie kartograficznym mezozoicznej pokrywy osadowej, WPFS składa się z dłuższych linii ciągłych uskoków o kierunku WNW–ESE i krótszych, ustawionych kulisowo uskoków oraz rowów tektonicznych o kierunku NNW–SSE, występujących w pasie o szerokości ok. 30 km (Barth i in., 2018). Niektóre uskoki WPFS, w szczególności uskoki Wiek, Nördlich Jasmund i Agricola, są aktywne od czasów paleozoicznych i wykazują duże przemieszczenia w głębokich poziomach strukturalnych (Deutschmann i in., 2018; Seidel i in., 2018; fig. 8E). Kilka paleozoicznych uskoków zostało reaktywowanych w trakcie mezozoicznej ekstensji, ze stosunkowo niewielkimi przemieszczeniami, zrzucając głównie skrzydła SW. Orientacja uskoków i dane stratygraficzne dotyczące wypełnień rowów sugerują dekstralną transtensję od kajpru do wczesnej kredy i skracanie w późnej kredzie (Seidel i in., 2018; Ahlrichs i in., 2023). W ramach tych zmieniających się reżimów tektonicznych, system uskoków ukierunkowanych WNW i NNW prawdopodobnie wykazywał początkowo aktywność przesuwczo-normalną, a następnie transpresyjno-rewersyjną (inwersyjną). Kontrakcyjna reaktywacja uskoków i inwersja basenu zostały udokumentowane w postaci danych sejsmicznych dla stref uskokowych Werre i Prerow, które tworzą najbardziej spektakularną grupę struktur w piętrze mezozoicznym (fig. 7, 8E; Krawczyk i in., 2002; Al Hseinat, Hübscher, 2017; Deutschmann i in., 2018), a także dla systemu uskoków Agricola (Deutschmann i in., 2018) oraz dla uskoków Wiek i Nördlich Jasmund (fig. 7). Na wschodzie uskoki systemu WPFS dochodzą skośnie do uskoku Adler–Kamień, który doznał silnej reaktywacji rewersyjnej w późnej kredzie (Schlüter i in., 1997; Seidel i in., 2018).

[1] Przekroje wgłębne są dostępne na BGR Geoviewer: https://geoportal.bgr.de/mapapps/resources/apps/geoportal/index.html?lang=de#/geoviewer.

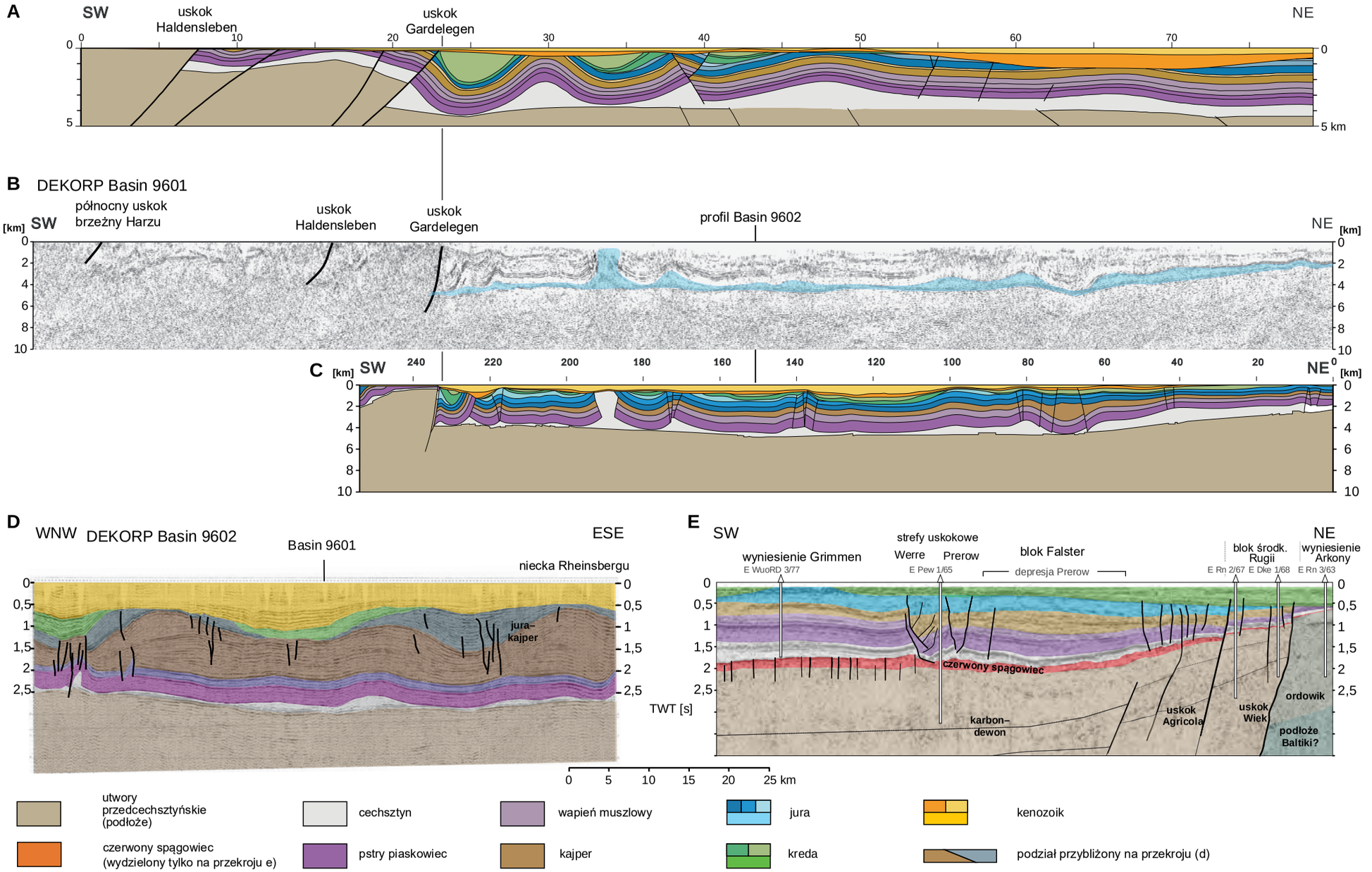


FIG. 8. Przekroje geologiczne przez wschodni basen północnoniemiecki (lokalizacja na fig. 7): A południowy brzeg basenu (Malz i in.. 2020); B, C przekrój sejsmiczny DEKORP Basin 9601 w poprzek niemal całego basenu (wg: Doornenbal, Stevenson, 2010; cechsztyn pokazany jasnoniebieską barwą) oraz interpretacja geologiczna wg Kossow i in. (2000). Należy zwrócić uwagę na efekty różnicy w konwersji głębokości między B i C w południowej części basenu (dno basenu subhoryzontalne *vs.* nachylone ku N); D zinterpretowany przekrój sejsmiczny DEKORP Basin 9602 równoległy do osi basenu (wg Scheck i in., 2003, zmodyfikowano); E zinterpretowany profil sejsmiczny na północnym brzegu basenu (wg: Deutschmann i in., 2018, zmodyfikowano)

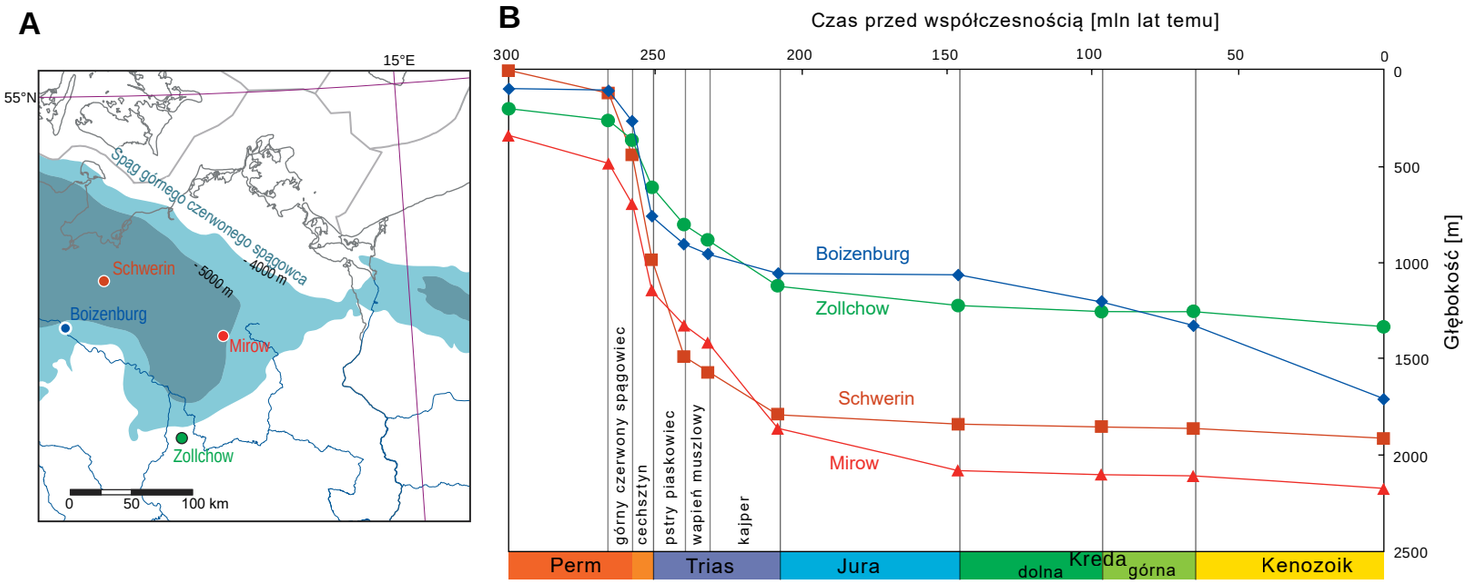


FIG. 9. Subsydencja w czterech głębokich odwiertach we wschodnim NGB: A lokalizacje odwiertów na tle zarysu geometrii basenu (izolinie głębokości stropu czerwonego spągowca – jak na fig. 4); B krzywe subsydencji w przedziale perm–kenozoik (wg: Scheck, Bayer, 1999)

5.2.3.3. Mechanizmy kontrolujące ewolucję basenu

W ujęciu ogólnym historia subsydencji NGB przypomina typowy scenariusz przejścia od ryftu do postryftu, w którym po początkowym etapie szybkiej subsydencji następuje długotrwała, stopniowo spowolniająca subsydencja termiczna (Scheck i in., 1999; fig. 9). Jednak na proste, bezpośrednie zastosowanie tego scenariusza nie pozwala szereg obserwacji geologicznych. Wczesna faza wulkaniczna była w NGB równoczesna z aktywnością uskoków normalnych lub transtensyjnych (fig. 3; van Wees i in., 2000), ale nie z subsydencją. Po zakończeniu etapu magmowego, minęło jeszcze ok. 25 mln lat, zanim rozpoczęła się masowa depozycja osadów podgrupy Haweli. Geißler i in. (2008) argumentują, że ta długa przerwa w sedymentacji była po części spowodowana występowaniem na dnie basenu solidnych, opierających się erozji budowli wulkanicznych w warunkach suchego klimatu, jednak fakt nierównomiernego rozmieszczenia wystąpień osadów dolnego czerwonego spągowca wymaga włączenia jeszcze jakiegoś dodatkowego procesu o zasięgu regionalnym. Późniejsza szybka subsydencja w przedziale wiekowym 265–245 mln lat temu, tj. podczas depozycji osadów górnego czerwonego spągowca, cechsztynu i pstrego piaskowca, nie była powiązana z silnym tektonicznym rozciąganiem skorupy, przynajmniej w jej górnych poziomach, gdzie panował kruchy reżim deformacji. Van Wees i in. (2000) proponują jako ostateczne rozwiązanie koncepcję, że początkowo mniej lub bardziej pusty basen mógł się w tym stanie obniżyć do głębokości 700–1000 m, a następnie szybko wypełnić osadami przy tempie akumulacji znacznie wyższym niż towarzyszące jej tempo tektonicznej subsydencji. Trudno jednak wyjaśnić, dlaczego proces wypełniania basenu osadami pozostawał tak długo opóźniony. Powiązaną kwestią jest mechanizm wycienienia skorupy ziemskiej. Moho pod wschodnim NGB występuje na stosunkowo jednolitej głębokości 32 ±2 km (dane SPBA). Wypełnienie osadowe wykazuje średnią miąższość 4–6 km i brak związku z głębokością Moho/grubością skorupy, co sugeruje znaczne wycienienie skorupy krystalicznej pod znacznymi obszarowo częściami basenu. Scheck i in. (1999) szacują, że miąższość skorupy została zredukowana do 2/3 jej pierwotnej wartości, co odpowiada wartości 1,5 współczynnika rozciągania (ang. *stretching factor*). Kilka udokumentowanych uskoków górnej skorupy nie było w stanie zaakomodować tak dużej ekstensji. Jednym z proponowanych rozwiązań jest przyjęcie, że rozciąganie w znacznym stopniu odbyło się w obrębie mechanicznie podatnej dolnej skorupy (Scheck i in., 1999). Alternatywnie ścienienie skorupy można osiągnąć poprzez utratę (delaminację) dolnej skorupy i zastąpienie jej przez intruzje maficzne, tworzące nową, ciężką dolną skorupę, związaną z płycej zalegającą Moho. Taki scenariusz, związany z wznoszeniem się (ang. *upwelling*) płaszcza oraz wynikającym z tego ogrzewaniem i prawdopodobną delaminacją płaszcza litosferycznego oraz dolnej skorupy, został zaproponowany dla basenów czerwonego spągowca przez Lorenza, Nichollsa (1984), przy poparciu Bachmanna, Hoffmanna (1997). Intruzje maficzne w dolnej i środkowej skorupie mogą być źródłem anomalii grawitacyjnych i magnetycznych w Prignitz/Pritzwalk. Obecność ksenolitów anortozytu i rud ilmenitu w permo-karbońskich bazaltach alkalicznych z odwiertu Schwerin 1 może wspierać ten model, ale – z drugiej strony – te ksenolity mogą też reprezentować wiek prekambryjski (Katzung, 2004). W każdym przypadku, gorący wznoszący się płaszcz i późniejsze jego schłodzenie mogą dobrze wyjaśnić początkowo opóźnioną, a następnie szybką termalną subsydencję. Wzrost gęstości głębokiej skorupy spowodowany podniesionymi izogradami metamorficznymi we wczesnej, gorącej fazie (Brink, 2005) również mógł przyczynić się do szybkiej subsydencji. Z kolei podczas późniejszych etapów utrata ciepła i subsydencja zostały spowolnione przez termiczniе izolujący efekt wypełnienia osadowego (Cacace, Scheck-Wenderoth, 2016). Od kajpru, kontynuującej się subsydencji termalnej basenu towarzyszyła prawdopodobnie niewielkiej skali ekstensja, obejmująca również podłoże i angażująca uskoki normalne o małych zrzutach, uruchamiająca wzrost poduszek solnych. Obecność normalnych i przesuwczych uskoków penetrujących podłoże została udowodniona w strefie WPFS na północnym obrzeżeniu basenu.

Flanki NW i SE basenu (wyniesienia północnej Meklemburgii i wschodniej Brandenburgii) uległy wypiętrzeniu i erozji w przedziale czasu od środkowej jury do wczesnej kredy, podczas gdy część osiowa basenu, o przebiegu SW–NE, doznała powolnej subsydencji (fig. 6). W szczegółach rozkład obszarów depozycji i (lub) zachowania przed erozją sugeruje zmienną w czasie superpozycję osi subsydencji oraz osi wypiętrzania, o kierunku NW i NE. Te pionowe ruchy o niskiej amplitudzie miały zasięg regionalny i były powiązane z wahaniami poziomu morza. Wyniesienie północnej Meklemburgii jest najbardziej wysuniętą na wschód częścią bloku Pompeckiego, szerokiego regionu pomiędzy blokiem łużycko-sudeckim (LSB na fig. 7) i wyniesieniem Ringkøbing-Fionia (RFH na fig. 1), które uległo nieznacznemu wypiętrzeniu, gdy LSB się obniżał. Południowo-wschodnia flanka basenu jest połączona z homokliną przedsudecką, która została wychylona ku północy i podlegała erozji przed transgresją albu. Mechanizm tych ruchów jest nieznany. Znaczne długości falowe (ang. *wavelengths*) wytworzonych undulacji i ich uformowanie w czasie panowania regionalnej ekstensji tektonicznej sugerują, że nie są to wczesne zjawiska inwersji spowodowane poziomym skracaniem.

Obecna konfiguracja basenu została w dużej mierze ukształtowana w późnej kredzie w wyniku wewnątrzpłytowej kontrakcji o kierunku SSW–NNE (Kley, Voigt, 2008). Południowy skraj basenu został wypiętrzony na uskokach odwróconych o znacznej amplitudzie przemieszczeń, a następnie silnie zerodowany. Najbardziej wysunięty na południe fragment pozostałej części basenu został ujęty w fałdy o znacznej amplitudzie, odkłute/odspojone w ewaporatach cechsztynu (ang. *detachment folds*). Odkłucie w utworach cechsztynu rozciągało się prawie na cały basen, a naskórkowe skrócenie (ang. *thin-skinned shortening*) nadległej sukcesji cechsztyńsko-mezozoicznej spowodowało gwałtowny wzrost diapirów solnych, któremu towarzyszyło uskokowanie nadkładu osadów solnych (Kossow i in., 2000). Na północnym obrzeżeniu basenu niektóre uskoki systemu WPFS uległy rewersyjnej reaktywacji (reaktywacji o kinematyce uskoków odwróconych). Inwersja ta przynajmniej częściowo objęła również podłoże basenu.

LITERATURA

Ahlrichs N., Noack V., Seidel E., Hübscher C., 2023. Salt tectonics in intracontinental sedimentary basins: Triassic–Jurassic salt movement in the Baltic sector of the North German Basin and its relation to post-Permian regional tectonics. Basin Research, 35: 1433–1459.

Al Hseinat M., Hübscher C., 2017. Late Cretaceous to recent tectonic evolution of the North German Basin and the transition zone to the Baltic Shield/southwest Baltic Sea. Tectonophysics, 708: 28–55.

Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Żaba J., 1997. Kinematic data on major Variscan strike-slip faults and shear zones in the Polish Sudetes, northeast Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 727–739.

Bachmann G.H., Hoffmann N., 1997. Development of the Rotliegend basin in Northern Germany. Geologisches Jahrbuch, Reihe D, 103: 9–31.

Bachmann G.H., Ehling B.-C., Eichner R., Schwab G. (red.), 2008. Geologie von Sachsen-Anhalt. Schweizerbart, Stuttgart.

Baldschuhn R., Binot F., Fleig S., Kockel F., 2001. Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. Geologisches Jahrbuch, Reihe A, 153: 1–88.

Barth G., Franz M., Heunisch C., Ernst W., Zimmermann J., Wolfgramm M., 2018. Marine and terrestrial sedimentation across the T–J transition in the North German Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 489: 74–94.

Benek R., Kramer W., McCann T., Scheck M., Negendank J.F.W., Korich D., Huebscher H.D., Bayer U., 1996. Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. Tectonophysics, 266: 379–404.

Beutler G., Stackebrandt W., 2012. Der Schollenbau des Tafeldeckgebirges von Brandenburg–Vorschlag für eine einheitliche Benennung. Brandenburger geowissenschaftliche Beiträge, 19: 93–109.

Brink H.-J., 2005. The evolution of the North German Basin and the metamorphism of the lower crust. International Journal of Earth Sciences, 94: 1103–1116.

Cacace M., Scheck-Wenderoth M., 2016. Why intracontinental basins subside longer: 3-D feedback effects of lithospheric cooling and sedimentation on the flexural strength of the lithosphere. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 121: 3742–3761.

Danišík M., Štěpančíková P., Evans N.J., 2012. Constraining long-term denudation and faulting history in intraplate regions by multisystem thermochronology: an example of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). Tectonics, 31: TC2003.

DEKORP-BASIN Research Group, 1999. Deep crustal structure of the Northeast German Basin: New DEKORP-BASIN '96 deep-profiling results. Geology, 27: 55–58.

Deutschmann A., Meschede M., Obst K., 2018. Fault system evolution in the Baltic Sea area west of Rügen, NE Germany. Geological Society, London, Special Publications, 469: 83–98.

Doornenbal H., Stevenson A., 2010. Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area. EAGE Publications, Houten, the Netherlands

EUGENO-S Working Group, 1988. Crustal structure and tectonic evolution of the transition between the Baltic Shield and the North German Caledonides (the EUGENO-S Project). Tectonophysics, 150, 3: 253–348.

Franke D., 2012. Regionale Geologie von Ostdeutschland - Ein Wörterbuch.

Gast R., Gundlach T., 2006. Permian strike slip and extensional tectonics in Lower Saxony, Germany. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 157: 41–56.

Gebhardt U., 1994. Zur Genese der Rotliegend-Salinare in der Norddeutschen Senke (Oberrotliegend II). Freiberger Forschungshefte, C 452: 3–22.

Geißler M., Breitkreuz C., Kiersnowski H., 2008. Late Paleozoic volcanism in the central part of the Southern Permian Basin (NE Germany, W Poland): facies distribution and volcano-topographic hiati. International Journal of Earth Sciences, 97: 973–989.

German Stratigraphic Commission, 2016. Stratigraphic Table of Germany 2016 (red. M. Menning, A. Hendrich). German Research Centre for Geosciences, Potsdam.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2022. Late Cretaceous–early Palaeogene inversion-related tectonic structures at the northeastern margin of the Bohemian Massif (southwestern Poland and northern Czechia). Solid Earth, 13: 1219–1242.

Katzung G. (red.), 2004. Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. Schweizerbart, Stuttgart.

Katzung G., Obst K., 2004. Rotliegendes. *W*: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern (red. G. Katzung): 98–132. Schweizerbart, Stuttgart.

Kiersnowski H., Buniak A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. Geological Quarterly, 50: 119–138.

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.

Kossow D., Krawczyk C., 2002. Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin. Marine and Petroleum Geology, 19: 601–618.

Kossow D., Krawczyk C.M., McCann T., Strecker M., Negendank J.F.W., 2000. Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin. International Journal of Earth Sciences, 89: 652–664.

Krauss M., 1994. The tectonic structure below the southern Baltic Sea and its evolution. Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 22: 1–12.

Krauss M., Mayer P., 2004. Das Vorpommern-Störungssystem und seine regionale Einordnung zur Transeuropäischen Störung. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 32: 227–246.

Krawczyk C.M., Eilts F., Lassen A., Thybo H., 2002. Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea. Tectonophysics, 360: 215–244.

Krzywiec P., 2006a. Structural inversion of the Pomeranian and Kuiavian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. Geological Quarterly, 50: 151–168.

Krzywiec P., 2006b. Triassic-Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and subsidence patterns. Geological Quarterly, 50: 139–150.

Legler B., Gebhardt U., Schneider J.W., 2005. Late Permian Non-Marine – Marine Transitional Profiles in the Central Southern Permian Basin, Northern Germany. International Journal of Earth Sciences, 94: 851–862.

Littke R., Bayer U., Gajewski D., Nelskamp S. (red.), 2008. Dynamics of Complex Intracontinental Basins – the Central European Basin System. Springer, Berlin.

Lorenz V., Nicholls I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late paleozoic. Tectonophysics, 107: 25–56.

Malz A., Nachtweide C., Emmerlich S., Schimpf L., 2020. Mesozoic intraplate deformation in the southern part of the Central European Basin – results from large-scale 3D modelling. Tectonophysics, 776.

Mazur S., Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., 2005. Different modes of Late Cretaceous-Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. International Journal of Earth Sciences, 94: 782–798.

McCann T. (red.), 2008a. The Geology of Central Europe; Volume 1: Precambrian and Paleozoic. Geological Society of London, 784 pp.

McCann T. (red.), 2008b. The Geology of Central Europe; Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geological Society of London, 751 pp.

McCann T., Krawczyk C.M., 2001. The Trans-European Fault: a critical reassessment. Geological Magazine, 138: 19–29.

Pharaoh T.C., 1999. Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.

Rieke H., Kossow D., McCann T., Krawczyk C., 2001. Tectono-sedimentary evolution of the northernmost margin of the NE German Basin between uppermost Carboniferous and Late Permian (Rotliegend). Geological Journal, 36: 19–37.

Scheck M., Bayer U., 1999. Evolution of the Northeast German Basin – inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. Tectonophysics, 313: 145–169.

Scheck-Wenderoth M., Lamarche J., 2005. Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System - new insights from a 3D structural model. Tectonophysics, 397: 143–165.

Schlüter H.-U., Best G., Jürgens U., Binot F., 1997. Interpretation of reflection profiles situated between the Baltic Continental Plate and the Caledonian Basin in the southern Baltic Sea – first results. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 148: 1–32.

Seidel E., Meschede M., Obst K., 2018. The Wiek Fault System east of Rügen Island: origin, tectonic phases and its relationship to the Trans-European Suture Zone. Geological Society, London, Special Publications, 496: 59–82.

Söllig A., Röllig G., 1990. Geologische Karte der DDR 1: 500.000 – Tektonische Karte. Zentrales Geologisches Institut, Berlin.

Stackebrandt W., Franke D. (red.), 2015. Geologie von Brandenburg. Schweizerbart, Stuttgart.

Thybo H., 1997. Geophysical characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtension. Geological Magazine, 134: 597–606.

Thybo H., Artemieva I.M., 2020. Trans-European Suture Zone. *W*: Encyclopedia of Solid Earth Geophysics (red. H. Gupta). Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Nature, Cham, Switzerland.

Toloczyki M., Trurnit P., Voges A., Wittekindt H., Zitzmann A., 2006. Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1: 1 000 000 (GK1000). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

van Wees J.-D., Stephenson R.A., Ziegler P.A., Bayer U., McCann T., Dadlez R., Gaupp R., Narkiewicz M., Bitzer F., Scheck M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. Marine and Petroleum Geology, 17: 43–59.

Vejbæk O., Britze P., 1994. Geological map of Denmark 1: 750 000. Top pre-Zechstein (two-way traveltime and depth). Danmarks Geologiske Undersøgelse Kortserie, 45.

Voigt T., 2009. Die Lausitz-Riesengebirgs-Antiklinalzone als kreidezeitliche Inversionsstruktur: Geologische Hinweise aus den umliegenden Kreidebecken. Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 37: 15–39.

Voigt T., Kley, J., Voigt, S., 2021. Dawn and dusk of Late Cretaceous basin inversion in central Europe. Solid Earth, 12: 1443–1471.

von Eynatten H., Kley J., Dunkl I., Hoffmann V.-E., Simon A., 2021. Late Cretaceous to Paleogene exhumation in central Europe–localized inversion vs. large-scale domal uplift. Solid Earth, 12: 935–958.

Warsitzka M., Jähne-Klingberg F., Kley J., Kukowski N., 2019. The timing of salt structure growth in the Southern Permian Basin (Central Europe) and implications for basin dynamics. Basin Research, 31: 337–360.

Ziegler P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V. i Geological Society of London.

5
Platforma paleozoiczna

5.2.4. Baseny późno- i powaryscyjskie Masywu Czeskiego

Rostislav Melichar

Waryscyjskie piętro strukturalne Masywu Czeskiego jest w części pokryte permo-mezozoicznymi i/lub kenozoicznymi sukcesjami osadowymi, bądź osadowo-wulkanicznymi. Tworzą one kilka basenów sedymentacyjnych (fig. 1), składających się na nieciągłą pokrywę platformową tego fragmentu paleozoicznej platformy środkowej i zachodniej Europy, podczas gdy rolę analogiczną do tarczy – struktury znanej z prekambryjskich kratonów – odgrywają przeważające obszary masywu, gdzie na powierzchni odsłania się krystaliczne podłoże, silnie zdeformowane podczas orogenez kadomskiej i waryscyjskiej, zwykle zmetamorfizowane i obficie intrudowane plutonami, głównie granitoidowymi (zob. tez rozdziały 5.1.4 i 5.1.6).

Wspomniane baseny sedymentacyjne wypełnione są zwykle **osadami górnokarbońsko-dolnopermskimi** o różnej charakterystyce strukturalnej; w niektórych z nich sedymentacja trwała aż **do triasu**, a w wielu innych sedymentacja rozpoczęła się dopiero w **mezozoiku (**w **jurze** lub **kredzie)** i/lub **kenozoiku.** Późnowaryscyjskie osady molasowe są związane z grawitacyjnym kolapsem orogenu. Podczas westfalu w dzisiejszych środkowych i wschodnich Czechach powstała wydłużona wzdłuż kierunku NE–SW strefa depresji, która została wypełniona osadami fluwialnymi i jeziornymi późnego górnego karbonu i permu (Pešek, 1994). Po ustaniu przemieszczeń na nasunięciu moldanubskim doszło do regionalnej ekstensji, która doprowadziła do utworzenia się powaryscyjskich molasowych basenów sedymentacyjnych w półrowach tektonicznych, tzw. „bruzdach" (Melichar, 1995). Sedymentacja molasy zakończyła się głównie podczas permu, a lokalnie najpóźniej w triasie (Zajíc, 1998).

Ważniejsze struktury tektoniczne (wraz z ewolucją mezo- i kenozoicznych pól naprężeń) w obrębie pokrywy platformowej Masywu Czeskiego są przedstawione na figurze 1, natomiast pełniejszy obraz lokalizacji wymienionych poniżej jednostek strukturalnych można znaleźć na figurze 6 w podrozdziale 5.1.6.

Basen podkarkonoski (cz. *podkrkonošská pánev*) znajduje się na południe od masywu górskiego Karkonoszy i obejmuje osady od najwyższego karbonu (westfal D i stefan), po czerwony spągowiec

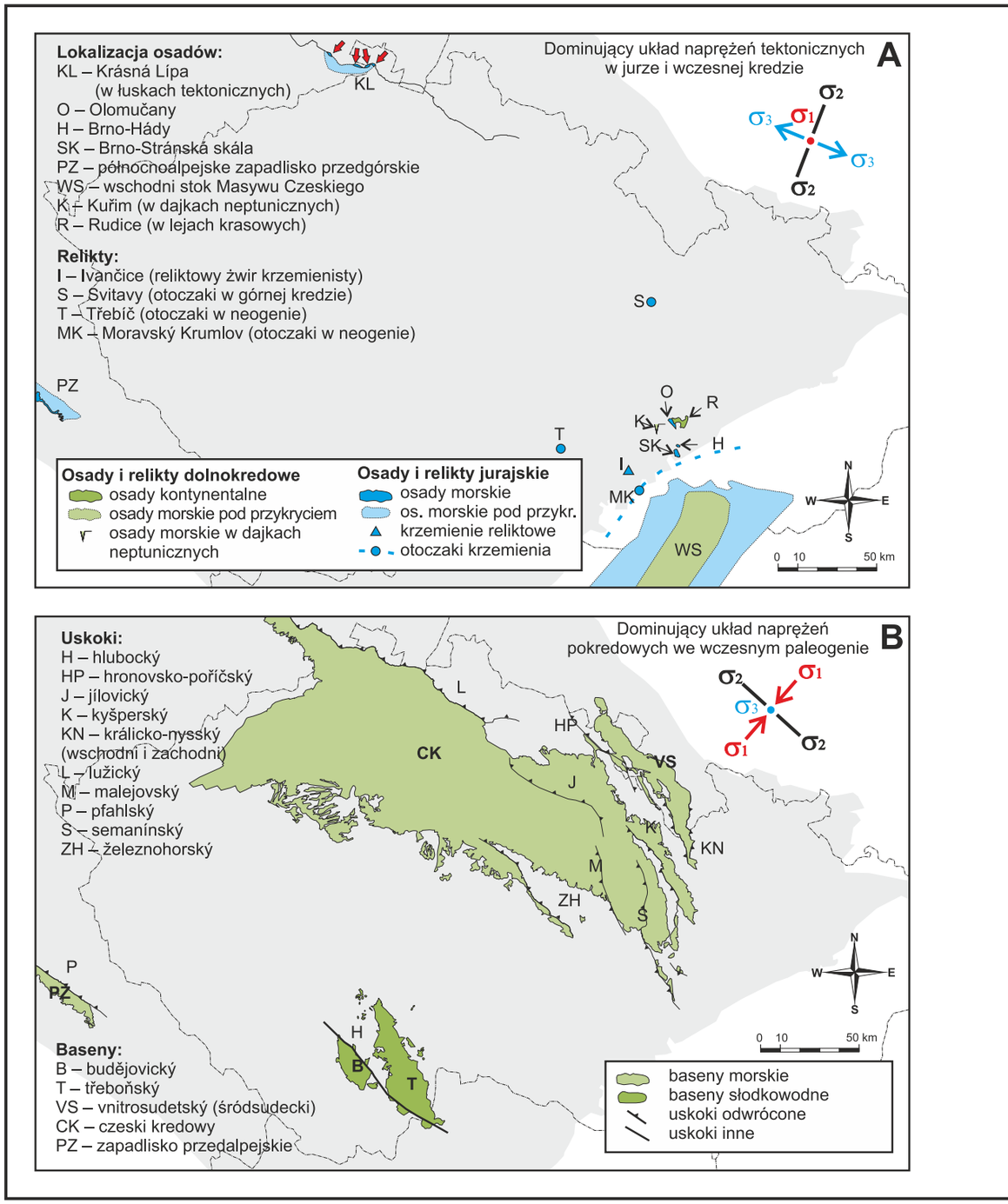
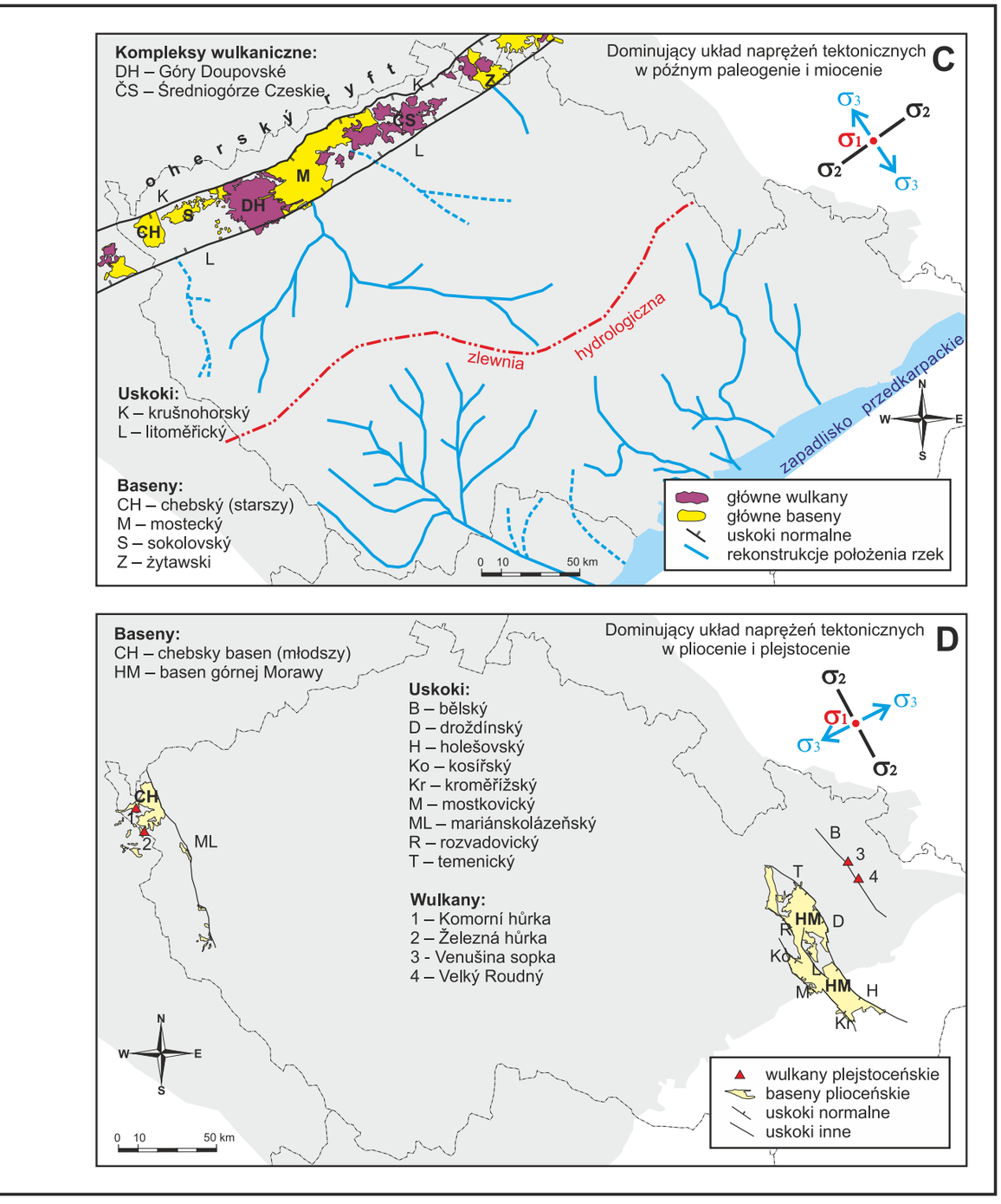


FIG. 1. Główne struktury tektoniczne i schemat ewolucji pól naprężeń w utworach mezozoicznej i kenozoicznej pokrywy Masywu Czeskiego: A jura i wczesna kreda; B wczesny paleogen; C późny paleogen i miocen; D pliocen i plejstocen

(klastyki i wulkanity) – odsłaniający się na największej powierzchni (Tásler, 1966; Havlena, 1983a). **Basen śródsudecki** (cz. *dolnoslezská* lub *vnitrosudetská pánev*), głównie rozwinięty w Polsce, w swej południowo-zachodniej części wkracza na obszar Czech, gdzie jego postwaryscyjskie piętro odsłania najwyższe formacje karbonu oraz osady dolnego permu i dolnego triasu (Tásler, 1966; Havlena, 1983a). Z kolei silnie wydłużone południkowo **baseny: blanicki** (cz. *blanická brázda;* nazwa od rzeki *Blanice*), podzielony przez erozję na kilka fragmentów, wykazuje genezę przesuwczą (Suchý i in., 2022) oraz **boskovicki** (cz. *boskovická brázda*; nazwa od m. *Boskovice*) wypełnione są głównie osadami i wulkanitami późnokarbońsko-dolnopermskimi. Podobny charakter i wypełnienie osadowe, tylko odmienną rozciągłość NW–SE, wykazuje **basen podorlicki** (cz. *poorlická brázda*) (Tásler, 1966; Havlena, 1983a).

Tektonika alpejska w Masywie Czeskim związana była z jurajskim otwarciem oceanów Liguryjskiego i Piemonckiego oraz utworzeniem pasywnego obrzeżenia kontynentalnego ówczesnej Europy na południowy wschód od obszaru dzisiejszego Masywu Czeskiego (Handy i in., 2010). W jurze i wczesnej kredzie obszar masywu poddany był reżimowi ekstensyjnemu o poziomej osi rozciągania ukierunkowanej WNW–ESE (fig. 1A), co sprzyjało aktywności uskoków normalnych o rozciągłości NNE–SSW. W związku z całkowitym brakiem osadów jurajskich we wnętrzu Masywu Czeskiego, w tym w Sudetach i na ich północnym przedpolu, ciekawostkę stanowi fakt niewielkich rozmiarów **wystąpień jury** na NW i SE obrzeżach masywu. Reprezentowane są one przez fragmenty jurajskich wapieni platformowych w kontakcie tektonicznym z otoczeniem w okolicy Děčína (Eliáš, 1981) oraz pozostałości wapieni pasywnego obrzeżenia kontynentalnego w okolicy Brna i miejscowości Olomučany (Bosák, 1978). Występują tam różne rodzaje płytkowodnych wapieni bioklastycznych, w których obecne są bogate w skamieniałości rogowce.

W **późnej kredzie** duża część Masywu Czeskiego została objęta zalewem morskim, z wyjątkiem jego południowej części, gdzie pozostał niezalany półwysep lub wyspa z dużymi jeziorami słodkowodnymi (Čech, 2011). Utwory górnej kredy odgrywają szczególnie ważną rolę w obrębie pokrywy platformowej Masywu Czeskiego, wypełniając zarówno obszerny **czeski basen kredowy** (cz. *česká křídová pánev*), jak i **basen śródsudecki** w północnej części masywu (Malkovský i in., 1974; Tásler i in., 1979), a także słodkowodne **południowoczeskie baseny kredowe** w okolicy Czeskich Budziejowic (Havlena, 1983b; Čech, 2011). Osady czeskiego basenu kredowego transgredują na laterytowo zwietrzałą powierzch-



nię przedkredową lub na osady jeziorne (iły) cenomanu. Osady transgresji morskiej zazwyczaj rozpoczynają się od piaskowców plażowych i glaukonitowych, po których następują naprzemienne warstwy margli i opoki (Čech i in., 1980). W południowych Czechach, na obszarze, który nie został zalany przez transgresję morską w kredzie, znajdują się dwa relikty osadów jeziornych i rzecznych (Němejc, 1958) – **baseny trzeboński i budziejowicki** (cz. *třeboňská pánev* i *budějovická pánev*).

Deformacje kontrakcyjne w obrębie kształtującego się po sąsiedzku orogenu alpejsko-karpackiego były odczuwalne również na jego przedpolu, w obrębie Masywu Czeskiego. Poczynając od późnej kredy, a następnie w kenozoiku, doszło tam do znaczących deformacji kruchych, a Masyw Czeski uległ wypiętrzeniu (Suk, Buday, 1995), stając się w przeważającej części suchym lądem. Jedynie na południowo-wschodnim przedgórzu Rudaw (Gór Kruszcowych) uformował się obszerny rów tektoniczny Ohrzy (Egeru; zob. podrozdział 8.3).

Na przełomie kredy i paleogenu w Masywie Czeskim dominował reżim kontrakcyjny o poziomej osi ściskania ukierunkowanej NE–SW (fig. 1B). Utworzyły się wtedy systemy uskoków odwróconych o rozciągłości WNW–ESE do NNW–SSE. Ta aktywność tektoniczna, określana w starszej literaturze jako tzw. orogeneza (młodo)saksońska, doprowadziła do lokalnego odwrócenia warstw w osadach kredowych, a w niektórych przypadkach do powstania fleksur i fałdów oraz nasunięć (Kodym, 1956; Suk, Buday, 1995), w tym tzw. nasunięcia łużyckiego (cz. *lužické nasunutí* lub *lužický zlom*) na granicy bloku Sudetów i czeskiego basenu kredowego (np. Coubal i in., 2014, 2018).

W **paleogenie** znaczna część Masywu Czeskiego stanowiła ląd, którego duża część powierzchni pokryta była skorupą krzemionkową (silkretem), która zachowała się jedynie w postaci reliktowych bloków (określanych w Czechach potocznie jako *sluňáky*; Cílek, Bednářová, 1993) lub redeponowanych klastów w młodszych osadach (Bubík i in., 2019). W północno-zachodnich Czechach utworzył się wspomniany już **rów tektoniczny/ryft Ohrzy** (cz. *Oherský rift*; fig. 1C; inaczej: rów Egeru albo Chebu – nazwa czeska, odpowiednio, od rzeki *Ohře* oraz od niemieckiej i czeskiej nazwy miasta *Cheb* w zachodnich Czechach; Rajchl i in., 2009; zob. też rozdziały 8.3 i WZS 8), który jest boczną odnogą europejskiego systemu ryftów kenozoicznych (Ziegler, 1992; Dèzes i in., 2004), aktywnego szczególnie w późnym paleogenie i miocenie. Rów Ohrzy, przebiegający z SW do NE, obejmuje cztery duże struktury basenowe. Od SW ku NE są to **baseny: Chebu** (starsza część), **Sokolova, Mostu** i **Żytawy** (cz. *chebská*, *sokolovská*, *mostecká* oraz *žitavská pánev*), z którymi związane są też dość obfite produkty alkalicznego wulkanizmu. W pliocenie i plejstocenie miało też dojść do epizodu ekstensyjnego wzdłuż kierunku ENE–WSW (Špičáková i in., 2000; Špaček i in., 2015), co doprowadziło do powstania młodszej części basenu Chebu i uformowania się **basenu górnej Morawy** (fig. 1D; cz. *chebská pánev, hornomoravský úval*). Z kolei panujące na obszarze Masywu Czeskiego dzisiejsze pole naprężeń tektonicznych w skorupie ziemskiej wykazuje w przewadze kinematykę przesuwczą (Havíř, 2000) z przeważającym kierunkiem maksymalnego poziomego ściskania głównie wzdłuż osi NW–SE, przechodzącej do kierunku N–S i NE–SW na północy masywu (zob. rozdział 9: fig. 7 i 8).

LITERATURA

Bosák P., 1978. Rudická plošina v Moravském krasu – část III. Petrografie a diageneze karbonátů a silicitů jurského reliktu u Olomučan. Časopis Moravského muzea, Vědy přírodní, 63: 7–28.

Bubík M., Otava J., Hladilová Š., 2019. Záznam post-paleozoického geologického vývoje uchovaný v reliktech miocénu v Brně-Líšni. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku, 26: 16–23.

Cílek V., Bednářová J., 1993. Silkrety Českého krasu. Český kras, 18: 5–16.

Coubal M., Adamovič J., Malek J., Prouza V., 2014. Architecture of thrust faults with alongstrike variations in fault-plane dip: anatomy of the Lusatian Fault, Bohemian Massif. Journal of Geosciences, 59: 183–208

Coubal M., Adamovič J., Šťastný M., 2018. Lužický zlom. Hranice mezi dvěma světy. Ústřední ústav geologický, Praha.

Čech S., Klein V., Kříž J., Valečka J., 1980. Revision of Upper Cretaceous Stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. Věstník Ústředního Ústavu geologického, 55 (5): 277–296.

Čech S., 2011. Palaeogeography and stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin (Czech Republic) – An Overview. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezku, 18 (1): 18–21.

Dèzes P., Schmid S.M., Ziegler P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics, 389: 1–33.

Eliáš M., 1981. Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. Sborník geologických věd, Geologie, 35: 75–145.

Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews, 102: 121–158.

Havíř J., 2000. Stress analyses in the epicentral area of Nový Kostel (Western Bohemia). Studia Geophysica et Geodaetica, 44: 522–536.

Havlena V., 1983a. Limnický permokarbon. *W:* Geologie ČSSR I. Český masív (red. Z. Mísař i in.): 254–274. Státní Pedagogické Nakladatelství, Praha.

Havlena V., 1983b. Platformní jednotky. *W:* Geologie ČSSR I. Český masív (red. Z. Mísař i in.): 276–319. Státní Pedagogické Nakladatelství, Praha.

Kodym O., 1956. Základní problémy křídy v Českém masivu. Časopis pro mineralogii a geologii, 1: 136–140.

Malkovský M., Benešová Z., Čadek J., Holub V., Chaloupský J., Jetel J., Müller V., Mašín J., Tásler R., 1974. Geologie české křídové pánve a jejího podloží. Ústřední ústav geologický, Praha.

Melichar R., 1995. Tektonický význam boskovické brázdy. Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku v roce 1994, 2: 64–66.

Němejc F., 1958. Contributions to the stratigraphy of the Třeboň part of the South Bohemian Basins. Věstník Ústředního ústavu geologického, 33: 317–330.

Pešek J., 1994. Carboniferous of Central and Western Bohemia (Czech Republic). Czech Geological Survey, Prague.

Rajchl M., Uličný D., Grygar R., Mach K., 2009. Evolution of basin architecture in an incipient continental rift: the Cenozoic Most Basin, Eger Graben (Central Europe). Basin Research, 21: 269–294.

Suchý V., Zachariáš J., Sýkorová I., Kořinková I., Pešek J., Pachnerová-Brabcová K., Luo Q., Filip J., Světlík I., 2022. Palaeo-thermal history of the Blanice Graben (the Bohemian Massif, Czech Republic): the origin of anthracite in a late-Variscan strike-slip basin. International Journal of Coal Geology, 263: 104129.

Suk M., Buday T., 1995. Saxonská tektonika v Českém masívu. Uhlí, Rudy, Geologický Průzkum, 12: 382–383.

Špaček P., Bábek O., Štěpančíková P., Švancara J., Pazdírková J., Sedláček J., 2015. The Nysa–Morava Zone: an active tectonic domain with Late Cenozoic sedimentary grabens in the Western Carpathians' foreland (NE Bohemian Massif). International Journal of Earth Sciences, 104: 963–990.

Špičáková L., Uličný D., Koudelková G., 2000. Tectonosedimentary Evolution of the Cheb Basin (NW Bohemia, Czech Republic) between Late Oligocene and Pliocene: A Preliminary Note. Studia Geophysica et Geodaetica, 44: 556–580.

Tásler R., 1966. Tectonics of the Permo-Carboniferous of the Intra-Sudetic and Krkonoše-piedmont Basins. *W:* Regional Geology of Czechoslovakia, Part I, The Bohemian Massif (red. W. Zoubek): 449–452. Geological Survey of Czechoslovakia, Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.

Tásler R., Čadková Z., Dvořák J., Fediuk F., Chaloupský J., Jetel J., Kaiserová-Kalibová M., Prouza V., Schovánková-Hrdličková D., Středa, J., Střída M., Šetlík J. 1979. Geologie české části vnitrosudetské pánve. Ústřední ústav geologický, Praha.

Zajíc J., 1998. The first find of the dinosaurian footprint in the Czech Republic (the Krkonoše Piedmont Basin) and its stratigraphic significance. Journal of the Czech Geological Society, 43: 273–275.

Ziegler P.A., 1992. European Cenozoic rift system. Tectonophysics, 208: 91–111.