

DEWON

MAREK NARKIEWICZ, KATARZYNA NARKIEWICZ

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
DEWON	górny	famen	358,86 ±0,19
		fran	372,15 ±0,46
	środkowy	żywet	382,31 ±1,36
		eifel	387,95 ±1,04
	dolny	ems	393,47 ±0,99
		prag	410,62 ±1,95
		lochkow	413,02 ±1,91
			419,62 ±1,36

Wstęp

Roderic I. Murchison, wkrótce po ustanowieniu wraz z A. Sedgwickiem systemu dewońskiego w 1840 r., zaliczył do dewonu część wapieni świętokrzyskich. Potwierdzają to obserwacje terenowe poczynione przez tego brytyjskiego geologa w kamieniołomie na Kadzielni w Kielcach w czerwcu 1843 r. (Murchison i in., 1845; Narkiewicz i in., 2012). Tamtejsze utwory należały do skał szczegółowo opisanych wcześniej przez Puschę (1833–1836) jako „wapień przechodowy” (*Übergangskalk*). Jeszcze dawniejsze są obserwacje sudeckiego odsłonięcia dewonu górnego na Górze Wapnicy w Dziukowcu (niem. *Ebersdorf*) wzmiankowanego przez Leopolda von Bucha już w 1797 r. (Muszer, Haydukiewicz, 2011). Von Buch (1839) opisał stamtąd pierwsze z obszaru obecnej Polski głowonogi wieku, jak teraz wiemy, dewońskiego. Najstarszą znaną próbę korelacji dewonu z obszaru dzisiejszej Polski przedstawia tabela w pracy Güricha (1903: str. 163).

Historię badań nad polskim dewonem do połowy lat 60. ub. w. podsumowano głównie w odniesieniu do Gór Świętokrzyskich, regionu śląsko-krakowskiego i Sudetów (Pajchłowa i in., 1968). Pojawiły się tam już pierwsze wzmianki o wierceniach zapoczątkowanych w latach 50. XX w. w Karpatach, na Pomorzu i Lubelszczyźnie. Szerszy przegląd tych prac, sięgający 1978 r., zawiera artykuł Pajchłowej i in. (1980).

Od połowy lat 70. XX w. nowy rozdział w badaniach stratygraficznych krajowego dewonu zapoczątkowało skodyfikowanie zasad polskiej stratygrafii (Alexandrowicz i in., 1975). Otworzyło to pole do definiowania różnej rangi wydzieleni litostratygraficznych tworzących wyjściowy szkielet stratygrafii regionalnej. Pajchłowa i Miłaczewski (2003) przedstawili korelację bio-chronostratygraficzną podziałów litostratygraficznych dewonu dla obszaru pozasudeckiego według stanu na koniec ubiegłego wieku. Nowsze wyniki badań uwzględniono w tabeli stratygraficznej pod redakcją Wagnera (2008).

Zastosowanie konodontów do datowania skał dało w latach 60. ub. w. nowy impuls do precyzyjnej chronostratygrafii dewonu w facjach morskich (Wolska, 1967; Szulczewski, 1971). Szczególnie ważne

okazały się znaleziska w słabo zmetamorfizowanych skałach Sudetów (Haydukiewicz, 1974; Chorowska, Sawicki, 1975; Urbanek, 1975). Oprócz danych konodontowych, duże znaczenie miały tam też wyniki badań graptolitów dolnodewońskich i wybranej makrofauny. Doprowadziły one do radykalnej rewizji wieku jednostek uważanych dotychczas za staropaleozoiczne, a w konsekwencji potwierdzenia waryscyjskiego wieku orogenu sudeckiego (Mazur i in., 2006). Dzięki badaniom konodontowym precyzyjnie skorelowano sukcesje osadowe przedpola orogenu (Szulczewski, 1971; Narkiewicz, 1978a; Racki, 1993; Matyja, 1993). Ich ważnym uzupełnieniem były analizy palinostratygraficzne, zwłaszcza osadów terygeniczných (Turnau, 1974; Turnau i in., 2005; Filipiak, 2014), a także badania graptolitów z facji głębszego szelfu. Mniejsze znaczenie dla biostratygrafii miała makrofauna, w tym: głowonogi, stromatopory, ramienionogi i koralowce.

Badania polskiego dewonu zaczęto również prowadzić w ramach nowych gałęzi stratygrafii (Racki, Narkiewicz, 2006), takich jak stratygrafia sekwencji i cyklostratygrafia (Narkiewicz, 1988; Racki, 1993), stratygrafia zdarzeń (Szulczewski, 1986; Narkiewicz, 1987), sejsmostratygrafia (Krzywiec, Narkiewicz, 1998) i chemostratygrafia (Pisarzowska i in., 2006). Pojawiła się tendencja do integrowania różnych metod w celu uzyskania największej precyzji korelacji stratygraficznej (np. Racki i in., 2002). Rozwój metod geochronologii izotopowej umożliwił dokładniejsze ustalenia wieku skał magmowych i piroklastycznych (np. Kryza, Pin, 2010). Poczynając od początku lat 90. XX w. badania stratygraficzne coraz szerzej nawiązywały do regionalizacji opartej na definiowaniu basenów sedymentacyjnych (fig. 1; Narkiewicz, 1991; Narkiewicz i in., 2023).

Regionalne badania dewonu prowadzono w ramach poszukiwania surowców mineralnych przez przemysł wydobywczy i Państwowy Instytut Geologiczny. Dotyczyły one głównie węglowodorów (m.in. Kicuła, Żakowa, 1972; Żelichowski, 1972; Jurkiewicz, 1975; Dadlez, 1978; Miłaczewski, 1981; Baran i in., 1997), ale też węgla kamiennego (Konior, Tokarski, 1959) oraz złóż Zn-Pb (Ekiert, 1971).

Ramy paleogeografii i historii tektonodepozycyjnej

Polski dewon jest związany z dwiema dużymi domenami paleo-tektonicznymi: orogenem waryscyjskim i jego przedpołem (fig. 1; Belka, Narkiewicz, 2008; Narkiewicz, 2020). Wewnętrzna część orogenu, odsłonięta w Sudetach, stanowi mozaikę terranów armorykańskich, oderwanych od północnego obrzeża Gondwany (Mazur i in., 2006). W trakcie dryfu ku północy terrany kolejno łączyły się, zamykając dzielące je baseny, by wreszcie, we wczesnym karbonie, zadokować u obrzeży Eurameryki. Orogen utworzony w trakcie procesów kolizji Gondwany z Eurameryką ulegał dalszej deformacji w obrębie megakontynentu Pangei, aż po późny karbon i wczesny

perm. Terrany sudeckie (fig. 2) charakteryzują się odrębnymi scenariuszami rozwoju basenów dewońskich oraz specyficznym charakterem deformacji tektonicznej i metamorfizmu. Zatarciu i silnemu zaburzeniu uległy pierwotne cechy osadów i pierwotne następstwo stratygraficzne. Kontrastuje to ze znacznie słabiej zmienionymi utworami przedpola orogenu, co – wraz z biegunowo odmiennym zaawansowaniem rozpoznania i interpretacji paleogeograficzno-facjalnych – uzasadnia osobne omówienie obu wymienionych domen (patrz podrozdz. 2 i 3).

Wewnętrzna część orogenu, zaliczana na ogół do strefy sakso-turyńskiej¹ (Belka, Narkiewicz, 2008), jest oddzielona szwem tektonicznym Rei od części zewnętrznej – morawsko-śląskiego pasma fałdowo-nasunięciowego i eksternidów wielkopolskich. W obu tych regionach, ograniczonych od północy i wschodu frontem warwyscyjskim, dewon jest w większości znany jedynie z niewielkich wystąpień w Sudetach Wschodnich. Przed frontem warwyscyjskim występują baseny przedpola z wychodniami dewonu, tworzącymi erozyjne pozostałości ciągłej niegdyś pokrywy osadowej. Ich pas, ograniczony od wschodu wyniesieniami platformy wschodnio-europejskiej, ma szerokość 100–150 km w rejonie Pomorza, zwęża się do ok. 50 km w środkowej Polsce, a następnie rozszerza do ok. 400 km w SE części kraju (fig. 3). Na tym ostatnim obszarze dewon występuje częściowo na powierzchni (Góry Świętokrzyskie, obszar krakowsko-częstochowski) lub względnie płytko (Lubelszczyzna). Stąd też stopień jego rozpoznania jest największy w basenach: górnośląskim, małopolskim, części łysogórskiego i lubelskim².

Baseny przedpola orogenu tworzyły zróżnicowany wzór paleogeograficzny na obrzeżeniu Eurameryki (Belka, Narkiewicz, 2008; Narkiewicz, 2020). Basen pomorski i, po części, lubelski można za-

liczyć do szelfu wewnętrznego, o facjach w większości płytkomorskich i lądowych oraz o znacznym udziale etapów erozji w trakcie dewonu. Baseny łysogórski, małopolski i górnośląski były położone w wewnętrznej strefie szelfu, z większym udziałem facji otwartego morza i erozją ograniczoną do niewielkich wyniesień śródszelfowych. Basen górnośląski znajdował się najbliżej obrzeża kontynentalnego; w karbonie jego obszar został wciągnięty w obręb deformacji przedgórskich pod nasuwającą się od wschodu wschodniosudecką pryzmę orogeniczną. Ulokowany najdalej na północy basen bałtycki zalicza się do zbiorników wewnątrzkratonicznych, o przewadze niegrubych osadów lądowych i płytkowodnych odciętego morza.

W trakcie dewonu południowy brzeg Eurameryki wraz z polskimi basenami przedpola warwyscyjskiego rozciągał się na południowej półkuli, w klimacie monsunowym strefy tropikalnej. Przez większość okresu przeważał klimat szklarniowy, o niewielkich gradientach równoleżnikowych, przy braku dużych lądolodów w strefach biegunowych. Sprzyjało to rozwojowi rozległych platform węglanowych i kompleksów rafowych w dewonie środkowym i franie. Sedymentacja, zwłaszcza na stabilnych kratonach, rozwijała się pod wpływem zmian eustatycznych i zdarzeń biotycznych (Johnson i in., 1985; House,

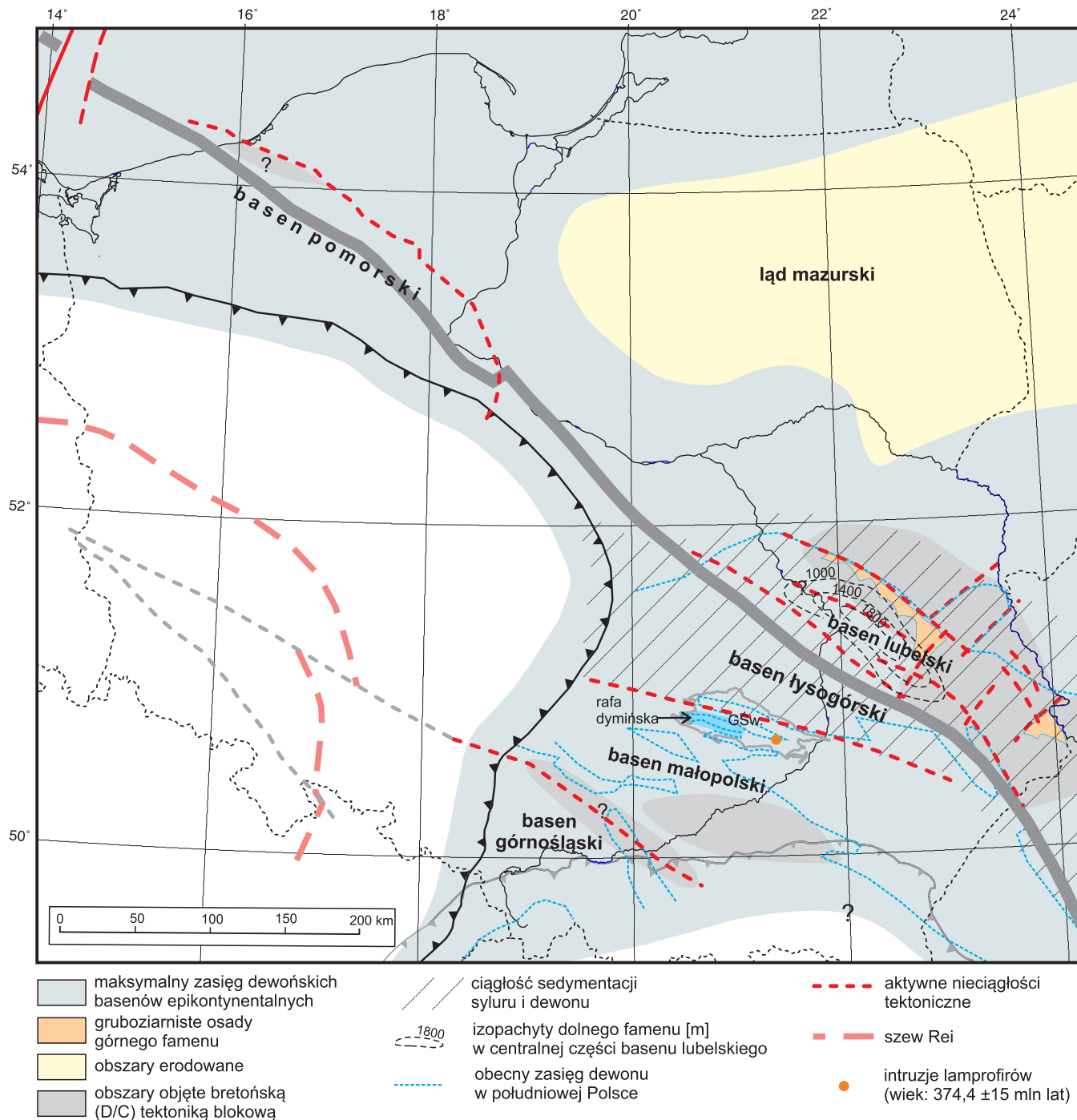


FIG. 3. Paleogeografia i paleotektonika Polski w dewonie (wg Narkiewicza, 2020): GŚw – Góry Świętokrzyskie. Elementy tektoniczne objaśniono na figurze 2

¹ W celu ujednolicenia terminologii i stosowania poprawnego przymiotnika (od Turyngii) w niniejszym tomie redakcja zmieniła termin „sakso-turyngijski” używany przez Autorów na „sakso-turyński” [red.].

² Znacznie szerszy zasięg orogenu warwyscyjskiego i jego odmienny podział na podrzędne jednostki przedstawili Aleksandrowski i Mazur (w: Nawrocki, Becker, 2017; Aleksandrowski, Mazur, 2017). Ta kontrowersyjna koncepcja budzi jednak wiele zastrzeżeń metodologicznych i faktograficznych (Narkiewicz, 2020).

2002). Na stopniowe przejście od warunków szklarniowych do chłodniowych w famenie nakładały się globalne epizody niskotlenowe – poziomy czarnych łupków (Sandberg i in., 2002). Najsilniejszy, zda-

czenie z-Hangenberg³ w pobliżu granicy dewon/karbon, wiązał się, podobnie jak zdarzenie z Kellwasser na granicy fran/famen, z jednym z największych wymierań fanerozoicznych (np. Kaiser i in., 2011).

2 Orogen waryscyjski

Badania stratygraficzne dewonu sudeckiego mają kluczowe znaczenie dla wyjaśnienia głównych problemów geologii regionu. W latach 70. ub. w. znaleziono tu konodonty dewońskie w osadach zaliczanych wcześniej do starszego paleozoiku. Konodonty oznaczono w skałach niezmetamorfizowanych lub słabo przeobrażonych, które uległy podewońskim deformacjom syn- i postorogenicznym, m.in. jako bloki allochtoniczne w karbońskich melanzach tektonicznych (Haydukiewicz, 1974; Chorowska, Sawicki, 1975; Urbanek, 1975). Nieco później rewizja taksonomii i pozycji stratygraficznej koralu w metamorfiku kłodzkim pozwoliła na zawężenie procesów metamorfizmu – uważanego dawniej za kaledoński – do środkowego żywetu–wczesnego franu (Hladil i in., 1999a). Brak zakładanej wcześniej przez wielu badaczy niezgodności kaledońskiej w spągu osadów dewońskich w znacznej mierze przesądził o porzuceniu koncepcji orogenezy kaledońskiej w Sudetach na rzecz powszechnie obecnie akceptowanej – waryscyjskiej (Aleksandrowski i in., 2000; Mazur i in., 2006).

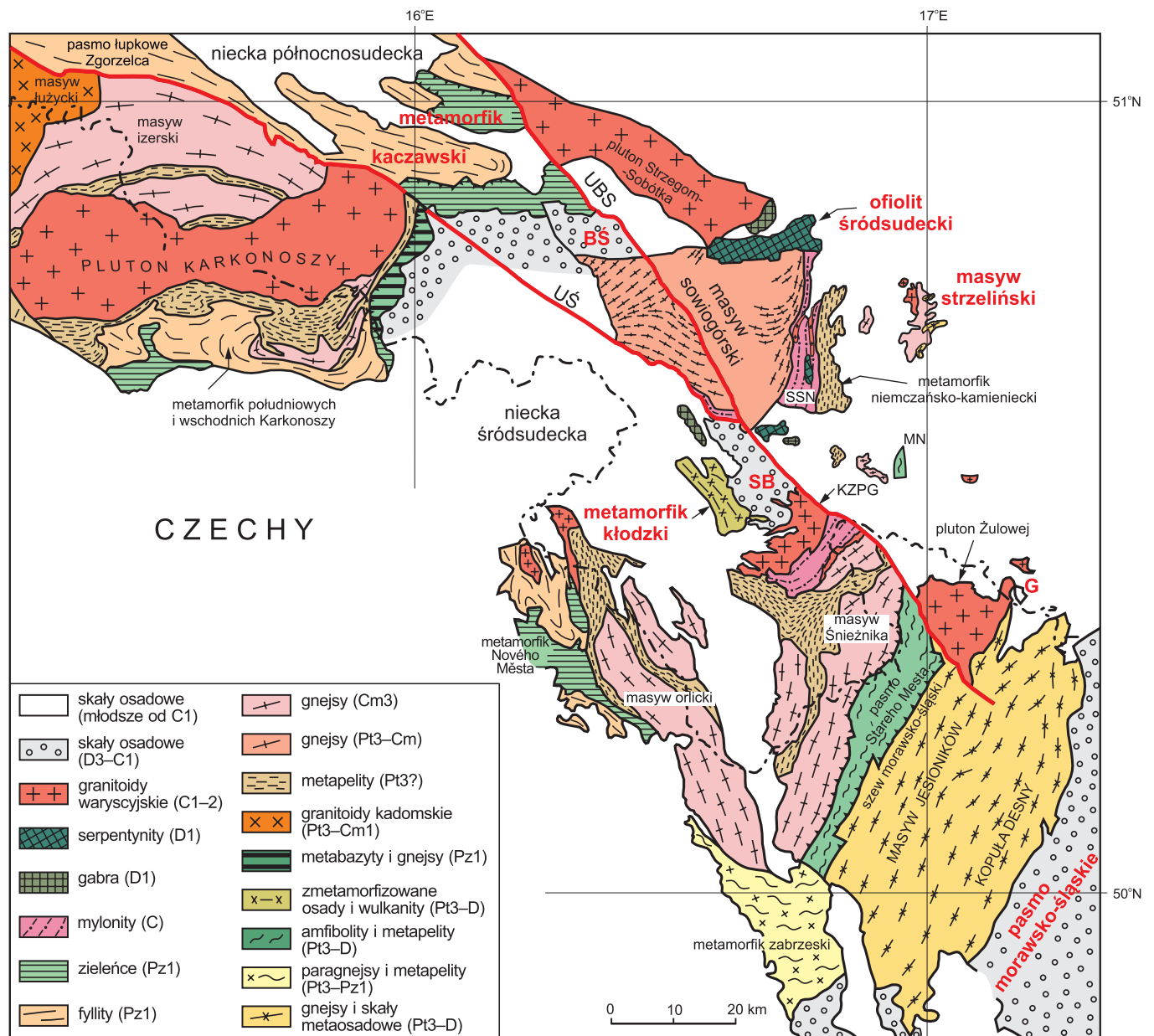
Regionalizację wystąpień dewonu w obrębie orogenu sudeckiego (internidów sudeckich) i jego przedpola (eksternidów morawsko-śląsko-wielkopolskich) przyjęto za pracami Mazura i in. (2006, 2010; fig. 4). Omówione w dalszej części rozdziału baseny dewońskie są

z reguły związane z blokami skorupowymi tworzącymi mozaikę terranów sudeckich (Cymerman i in., 1997; Mazur i in., 2006; por. Narkiewicz i in., 2023). Rekonstrukcję pierwotnego wypełnienia osadowego tych basenów komplikują deformacje tektoniczne i metamorfizm, a lokalnie również występowanie skał dewońskich w formie olistolitów. Utrudnia to przeprowadzenie podziału litostratygraficznego tych osadów, a także rygorystyczne oddzielenie różnych elementów lito-, chrono- i tektonostratygrafii. Stąd też w części poświęconej orogenowi sudeckiemu zdecydowano się na łączne omawianie tych odrębnych aspektów, starając się jedynie rozdzielać je w ramach opisów poszczególnych jednostek regionalnych.

2.1. BASEN BARDZKI

Niewielka pod względem obszaru struktura bardzka zajmuje wyjątkowe miejsce w badaniach stratygraficznych dewonu sudeckiego. Długa historia badań, rozpoczęta jeszcze w XVIII w. przez von Bucha, i duża różnorodność dewonu bardzkiego przekłada się na znaczny stopień komplikacji zmieniających się podziałów litostratygraficznych. Bogactwo skamieniałości, takich jak graptolity, głowonogi i konodonty, umożliwia natomiast precyzyjną korelację chronostratygraficzną.

FIG. 4. Szkic tektoniczny Sudetów z zaznaczonymi (czerwone nazwy) jednostkami, w których występują utwory dewońskie opisane w tym rozdziale (na podstawie Mazura i in., 2010: ryc. 3): BŚ – basen świebodzicki, G – rejon Glucholazów, KZPG – pluton Kłodzka-Złotego Stoku, MN – masyw Niedzwiedzia, SB – struktura bardzka, SSN – strefa ścinania Niemczy, UBS – uskoc brzeżny sudecki, UŚ – uskoc śródsudecki. Symbole w legendzie: C1 – karbon dolny, C2 – karbon górny, D – dewon, D1 – dewon dolny, D3 – dewon górny, Cm – kambr, Cm1 – kambr dolny, Cm3 – kambr górny, Pz1 – proterozoik dolny, Pt3 – proterozoik górny



³ Zdaniem autorów w nazwach zdarzeń (epizodów, kryzysów, wymierań itd.) nie należy stosować przyimka „z”, zatem właściwy termin to „zdarzenie Hagenberg”, jednak w celu ujednolicenia zapisu w publikacji, redakcja przyimek ten stosuje w przypadku zdarzeń, których nazwa nie wywodzi się od nazwisk {red.}.

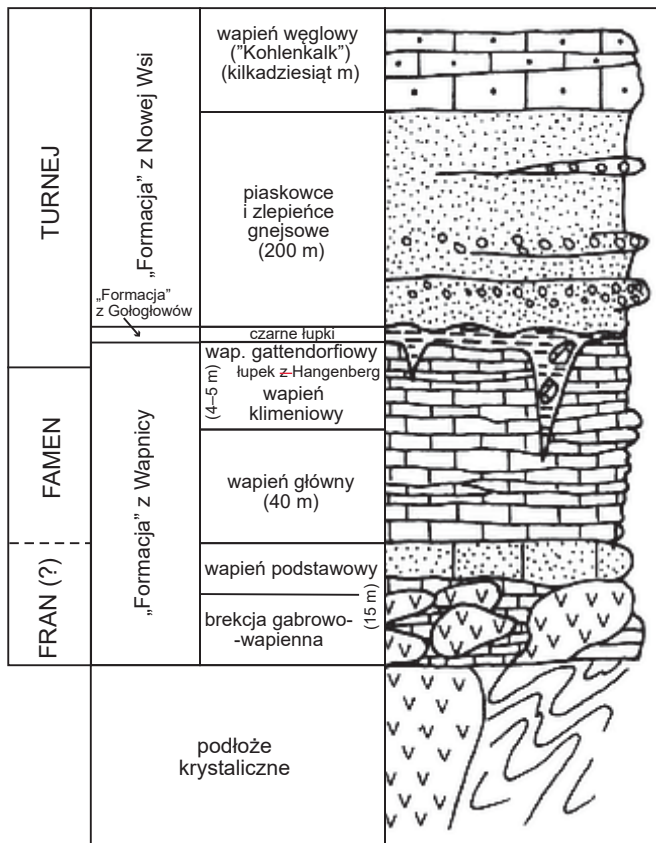


FIG. 6. Profil kamieniołomu w Dzikowcu wg Haydukiewicza (1990; fig. 2 zmieniona przez Muszer, Haydukiewicz, 2011)

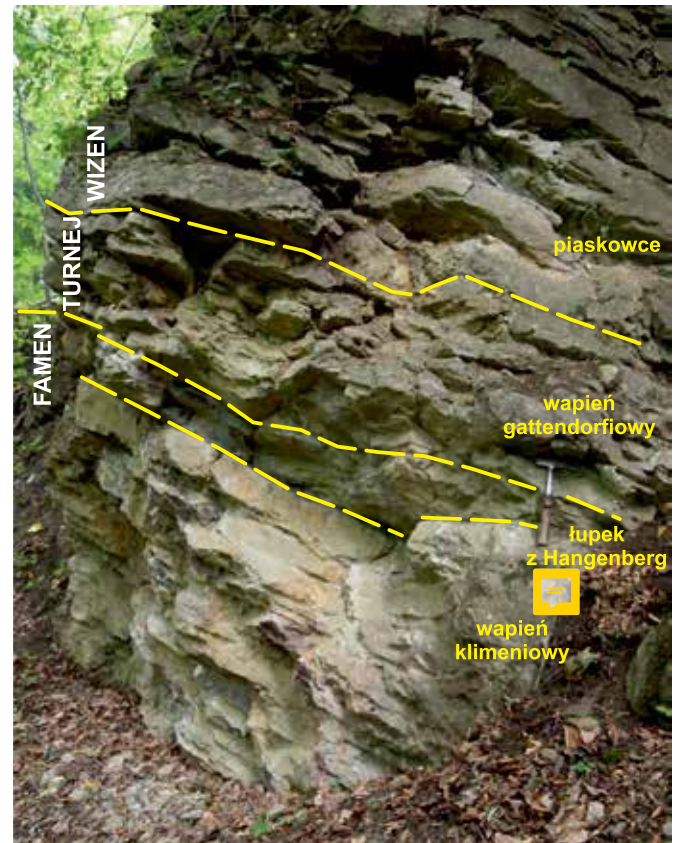


FIG. 7. Granica dewonu z karbonem w kamieniołomie w Dzikowcu. Stratygrafia na podstawie Matyi i in. (2021). Fotografia z 2022 r.

Wapień klimeniowy zawiera głowonogi najwyższego famenu (Schindewolf, 1937; Lewowicki, 1959; Weyer, 1965; Korn, 1993; Dzik, 1997). Badania konodontowe potwierdzają ten wiek (Freyer, 1968; Chorowska, 1979), dodatkowo zawiązując go do przedziału *expansa* – wczesna *praesulcata* (Belka, Haydukiewicz w: Streel i in., 2004; Dopieralska i in., 2006; Matyja i in., 2021).

Profile dewonu podobne do sukcesji Dzikowca, ale słabiej zbadane pod względem biostratygraficznym, znane są również z izolowanych wystąpień wzdłuż granicy między metamorfikiem kłodzkim a jednostką bardzką, na południe od Wapnicy (Chorowska, 1979; Łopot, 1988; Kryza i in., 1999).

2.1.2. Dewon sukcesji Srebrna Góra–Jarota

Pelagiczne osady ilaste, krzemionkowe i mułowcowe sukcesji SGJ, obecnie interpretowane jako duża olistostroma (Wajsprych, 1995), określane były przez geologów niemieckich mianem *Herzogswalder Schichten* (Dathe, 1904; Bederke, 1924; Dahlgrün, Finckh, 1924; Finckh, 1932; Jaeger, 1963, 1964). Po wojnie opisywano je jako warstwy ze Zdanowa (Oberc, 1957, 1966; Malinowska, 1955) lub warstwy zdanowskie (Teller, 1959, 1960; Kuchciński, 1964). Oberc (1957) dzielił warstwy ze Zdanowa na łupki zdanowskie, łupki mikołajowskie, warstwy wojciechowskie, warstwy z Wilczy i warstwy brzeżnickie. W kolejnych publikacjach podział ten zmodyfikowano z uwzględnieniem wyników badań konodontowych Haydukiewicza (1979), a także przez nadanie kolejnym jednostkom rangi „formacji” (Oberc, 1987, 1998).

Haydukiewicz (1979) w spągu opisywanej sukcesji wyróżniła ilaste i ilasto-krzemionkowe *łupki zdanowskie* (= łupki graptolitowe Haydukiewicza, 1990). Według Porębskiej (1982) łupki graptolitowe (górne łupki graptolitowe wg Porębskiej i Sawłowicza, 1997), o miąższości 14 m, są wykształcone jako czarne łupki ilasto-krzemionkowe z przewarstwieniami jasnych łupków krzemionkowo-ilastych i tuffitów, zawierające graptolity, rzadkie konodonty i tentakulity. Wyżej występują *warstwy ze Zdanowa* (*sensu* Dathe, 1904) – 15 m zielonych i żółtych łupków ilastych oraz szarych mułowców z nielicznymi przewarstwieniami drobnych piaskowców i rzadkimi konodontami i tentakulitami. Na nich leżą *warstwy z Wilczy* („formacja” Wilczy wg Oberca, 1987 – 100 m miąższości) – skały ilaste i ilasto-mułowcowe z wkładkami szarogłazów, szczątkami psylofitów (Kuchciński, 1964), konkrecjami Mn (Oberc, 1987) i diabazami wylewnymi (Oberc, 1998). W kolejnej jednostce, *łupkach mikołajowskich*, występują szarozielone skały ilasto-krzemionkowe z cienkimi przewarstwieniami mułowców oraz iłowce o zmiennym

udziale krzemionki, a powyżej nich – skały głównie krzemionkowe zaliczane do *warstw brzeżnickich*.

Wiek łupków zdanowskich na podstawie graptolitów datuje się na dewon dolny (Kurałowicz, 1976), a dokładniej poziomy *uniformis*, *hercynicus*, *falcarius* (lochów) oraz *fanicus* i *craignensis* (prag dolny i środkowy; por. fig. 30) (Porębska, 1982⁴). W profilu Zdanowa granica sylur/dewon została wyznaczona z dokładnością do jednej warstwy między poziomami *transgrediens* (najwyższy sylur) i *uniformis*, w obrębie jednorodnych czarnych łupków. Umożliwia to dokładną korelację z profilem basenu praskiego, gdzie ustanowiono GSSP granicy systemów. Według Porębskiej i Sawłowicza (1997) granica ta występuje w obrębie górnych łupków graptolitowych, w których stwierdzono poziom *transgrediens* (miąższość 1,8 m), oddzielony od poziomu *uniformis* (3,2 m) interwałem „interregnum” linograptidowego (fig. 8) ze specyficznym zespołem rozgałęzionych kolonii graptolitowych. Konodonty z warstw z Wilczy wskazują na poziom *kockelianus* górnego eiflu, a przesłanki pośrednie – na występowanie również żywetu (Haydukiewicz, 1979). W niższej części łupków mikołajowskich stwierdzono obecność górnofameńskiego poziomu konodontowego dolny *gigas* oraz fameńskich poziomów środkowy *crepida* i *rhomboidea* (por. fig. 36). W części górnej wyróżniono środkowofameński poziom *marginifera* oraz nieokreślone poziomy młodsze (Haydukiewicz, 1979; tab. 16). W warstwach brzeżnickich stwierdzono górnofameński poziom *styriacus* oraz poziomy niższe (Haydukiewicz, 1979). Według Haydukiewicza (1998) najmłodsze osady należą do poziomów *postera* – wczesny *expansa*.

W węziej rozumianej serii zdanowskiej (Haydukiewicz, 1990) znaleziono konodonty wyższego eiflu – górnego dewonu (Haydukiewicz, 1974, 1979, 1980, 1981; Chorowska, Oberc, 1980), poziomy: *kockelianus*, dolny *gigas*, ?środkowy *crepida*, dolny *rhomboidea*, *marginifera* i *postera*. Górna część pragu, ems oraz większość żywetu ciągle pozostają bez dokumentacji konodontowej.

2.1.3. Rejon Barda Śląskiego

Haydukiewicz (1998) zbadała konodonty ze skał krzemionkowych z jednego z olistolitów we fliszu dolnokarbońskim formacji ze Srebrnej Góry (Wajsprych, 1986, 1995) w profilu Barda, reprezentujących przypuszczalnie warstwy brzeżnickie (Racki i in., 2022a). Występowanie środkowego – późnego poziomu *expansa* i nierozdzielonego *praesulcata* najwyższego famenu sugeruje obecność pełnego profilu dewonu górnego oraz ciągłego przejścia do karbonu. Badania Rackiego i in. (2022a) udokumentowały

⁴ Porębska (1982) kontynuowała wcześniejsze badania Jaegera (1959) oraz Tellera (1960, 1969). Teller (1969) postulował występowanie warstw przejściowych sylur/dewon w facji graptolitowej.

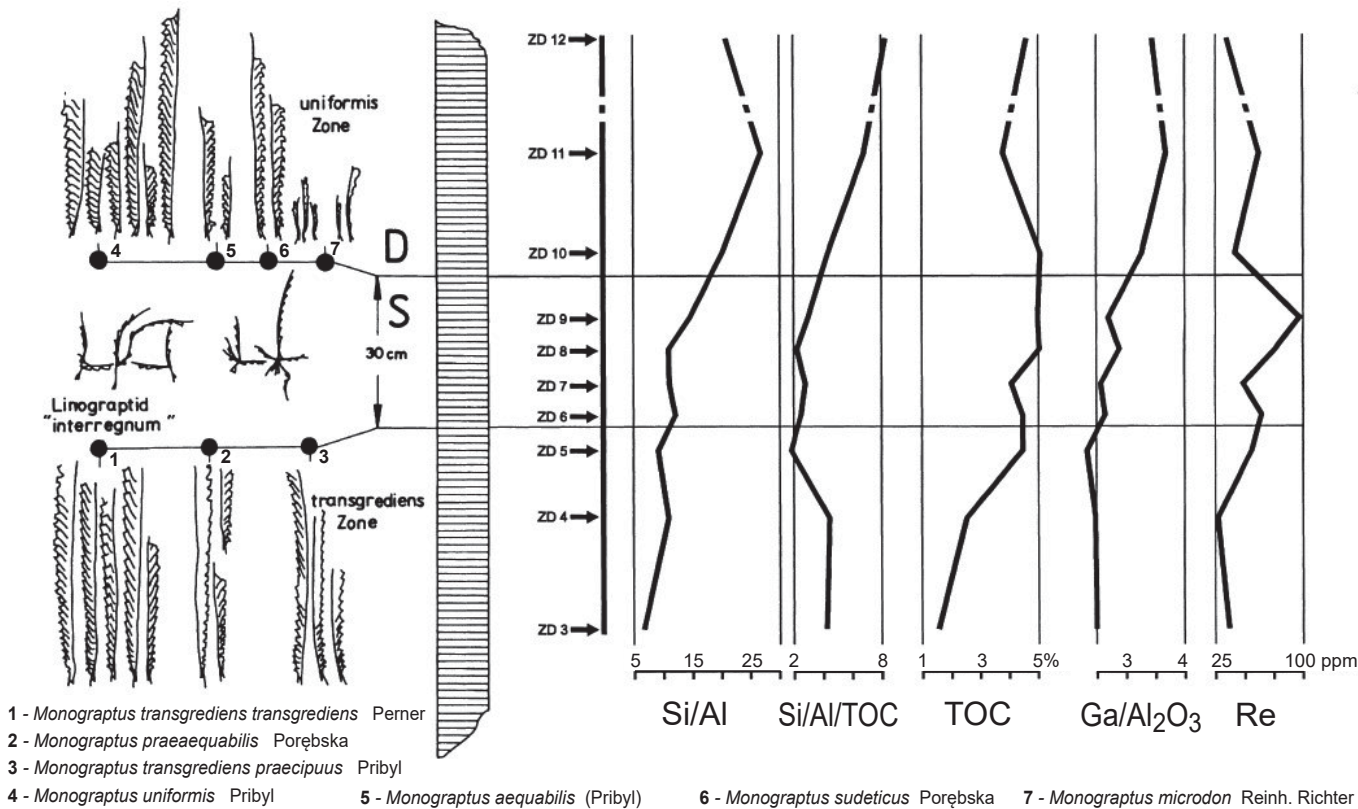


FIG. 8. Sukcesja graptolitów i zapis geochemiczny na granicy sylur/dewon w czarnych laminowanych łupkach ilasto-krzemionkowych profilu Zdanowa (Porębska, Sawłowicz, 1997: fig. 4)

występowanie w warstwach z Brzeżnicy konodontów środkowego famenu oraz nierozdzielonego przedziału środkowego famenu (poziom *gracilis*) do najniższego turneju (poziom *kockeli*). W jednym z profili stwierdzono obecność spor *Retispora lepidophyta* najwyższego famenu oraz występowanie czarnego łupku interpretowanego jako łupek z Hangenberg (fig. 5C). Datowania $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ na cyrkonach wskazały wiek ok. 360,7–362,7 mln lat (najpóźniejszy famen; por. fig. 36).

2.2. BASEN BOŻKOWSKI

Basen bożkowski należy do jednostki metamorfiku kłodzkiego zbudowanej z kilku nasuniętych jednostek tektonostratygraficznych (Mazur, 2003; Mazur i in., 2006, 2010). Dewon występuje w jednostce Małego Bożkowa („formacji” z Bożkowa – Kryza i in., 1999), składającej się z monotonnej sukcesji mułowców przeobrażonych w fylity serycytowe, przechodzącej ku górze w metazlepienie, metapiaskowce i metamułowce o łącznej miąższości ≥ 600 m (fig. 9). Występują w nich soczewki wapieni krystalicznych, w których znaleziono bogatą faunę koralu i stromatoporoidów, w tym tabulaty *Callipora battersbyi* indeksowe dla żywetu (fig. 10; Hladil i in., 1999a). Charakterystyka morfologiczna koralu, a także obecność niektórych form stromatopor i koralu *Rugosa* sugeruje wiek wczesnożywetu. Datowanie koralu z Małego Bożkowa (wcześniej zaliczanych do syluru – Gunia, Wojciechowska, 1971) przesądza kwestię braku niezgodności kaledońskiej w jednostce kłodzkiej (Hladil i in., 1999a).

2.3. REJON GŁUCHOŁAZÓW (GÓRY OPAWSKIE)

W planie regionalnym rejon należy do pasma Sudetów Wschodnich wchodzących w skład eksternidów morawsko-śląskich (fig. 4). Znajduje się w bezpośrednim pobliżu szwu morawsko-śląskiego oddzielającego eksternidy od internidów sudeckich. Osady dewońskie, objęte silną deformacją tektoniczną i metamorfizmem niskiego i średniego stopnia, tworzą niewielkie wychodnie w Górach Opawskich, w pobliżu granicy z Czechami. Główna część wychodni znajduje się po drugiej stronie granicy, gdzie też rozwijały się koncepcje tektoniczne i stratygraficzne dotyczące dewonu. Omawiane utwory są tam tradycyjnie wyróżniane jako grupa Vrbna (warstwy vrbneńskie – Sawicki, 1968), należące do masywu Jesioników i kopuły Desny (m.in. Miśař i in., 1963; Hladil, 1988; Janoušek i in., 2014). Według Żaby i in. (2005) w Górach Opawskich występuje seria (grupa) Vrbna, o całkowitej miąższości ok. 3 km, leżąca na krystalicznym podłożu brunowistulikum, a przykryta osadami karbońskimi. Seria składa się z kwarcytów, łupków kwarcytowych i łyszczykowych dewonu dolnego oraz z fylitów, łupków grafitowych, wapieni krystalicznych i metabazytów dewonu środkowego.

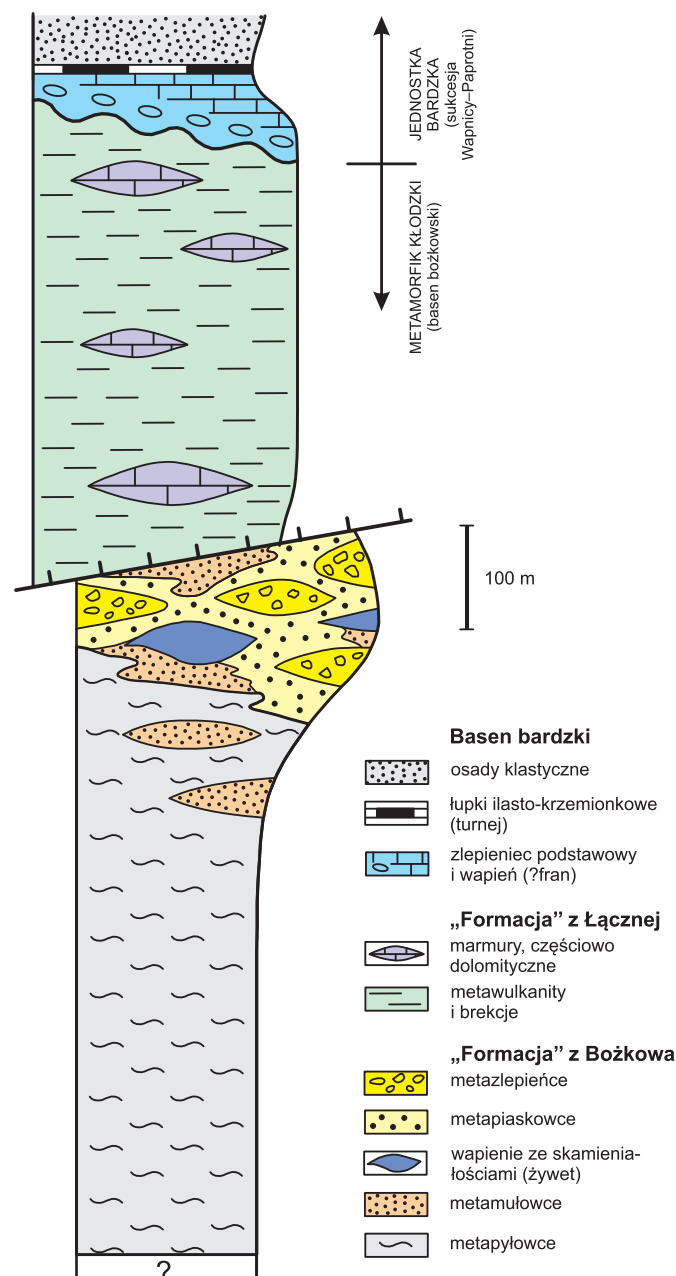
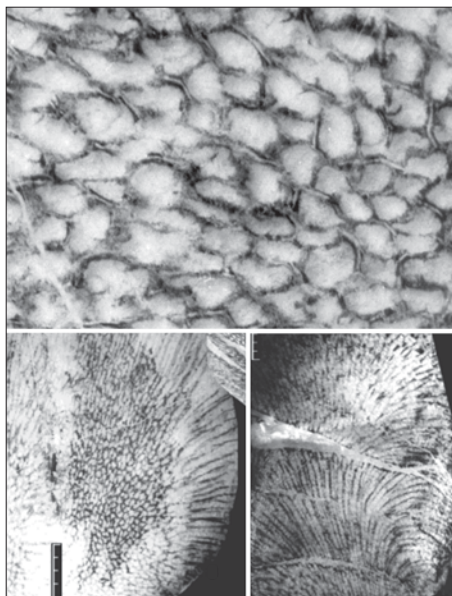


FIG. 9. Uproszczony profil litologiczny obrazujący „formację” z Bożkowa i nasunięte skały metamorfiku kłodzkiego oraz osady basenu bardzkiego (Kryza i in., 1999; częściowo wg Hladila i in., 1999a)

FIG. 10. Korale (*Tabulata*) *Caliopora battersbyi* (Milne-Edwards, Haime, 1851). Obrazy płytek cienkich w świetle przechodzącym; dolne zdjęcia przedstawiają ogólną strukturę koralu (podziałka skali = 1 mm), zdjęcie górne – szczegóły koralitów (wysokość fotografii = 5 mm). Okazy z kamieniołomu w Bożkowie Małym zilustrowane w pracy Hladila i in. (1999a). Fotografie zreprodukowane dzięki uprzejmości Jindřicha Hladila



Geolodzy czescy na podstawie słabo zachowanych skamieniałości zaliczają fyllity i kwarcyty dolnej części grupy Vrbna (ok. 150 m) do ?lochkowu–pragu w facjach płytkomorskich, szelfowych (Hladil i in., 1999b). Wyżej leżące metasedymenty i wulkanity o miąższości przekraczającej 1 km są zaliczane do emsu–famenu. Osady klastyczne dewonu środkowego są obecnie reprezentowane przez fyllity, meta-kwarcyty i zieleńce. Podrzednie występują węglany, a wśród nich mikryty ze skamieniałościami, spikuly, małe budowle organiczne, laminity glonowe i osady klastyczno-węglanowe z sieczką roślinną (Hladil, 1994). Do franu są zaliczane silnie przeobrażone węglany z malejącą ku górze domieszką wulkanoklastyczną.

2.4. BASEN KACZAWSKI

Osady basenu są zaliczane do jednostki metamorfiku kaczawskiego (fig. 4) złożonej z nasuniętych ku NW płaszczowin przyzmy akrecyjnej (Mazur i in., 2010). Skąły ?kambryjsko-dolnokarbońskiego kompleksu kaczawskiego (Haydukiewicz, 1977, 1987) stanowią pozostałość basenów morskich zamkniętych podczas kolizji waryscyjskiej (Mazur i in., 2010). Litostratygrafia tych, ogólnie drobnoziarnistych utworów (fig. 11), jest trudna do ustalenia z powodu monotonnej pierwotnej litologii silnie zatartej przez tektonizację i metamorfizm w facji zieleńcowej (Urbanek, 1978; Baranowski i in., 1990). Sytuację dodatkowo komplikuje występowanie wczesnokarbońskich melanżów sedimentacyjnych z allochtonicznymi blokami skał różnego wieku (Haydukiewicz, 1987: str. 106–112).

Najniższa część dewonu, znana z zachodniej części basenu, jest reprezentowana przez łupki krzemionkowe i ilaste z graptolitami lochkowu (Jaeger, 1964). Chorowska i in. (1981), powołując się na Jaegera (1964), wymienia z rejonu Lubania „łupki alunowe i krzemionkowe z graptolitami” należące głównie do wenloku, ludlowu i ogniwa odpowiadającego dolnodewońskim łupkom graptolitowym Turynii.

Haydukiewicz (1977, 1987) podzielił kompleks kaczawski SE części obszaru na nieformalne zespoły litostratygraficzne w randze formacji. Powyżej zespołu łupków grafitowych i litytów z graptolitami landoweru–ludlowu wyróżnił zawierający faunę dewońską (Urbanek, 1975a, 1978) zespół łupków ilastych i ilasto-krzemionkowych (ŁIIK) zalegających zgodnie na sylurze (Chorowska i in., 1981; Baranowski i in., 1990). Ich na ogół monotonne, ilasto-pylaste wykształcenie, połączone z obecnością powtórzeń tektonicznych, komplikuje próby odtworzenia pierwotnego następstwa warstw. W tej sytuacji, dalszy podział zespołu ŁIIK (tab. 1; Haydukiewicz, 1977) został dokonany za pomocą datowań konodontowych (Urbanek, 1978: str. 21).

Baranowski i in. (1990), przytaczając wyniki wcześniejszych prac Haydukiewicza i Urbanek, podsumowali nowe dane o młodszych osadach z jednostki Rzeszówka-Jakuszwowej, dawniej zaliczanych do ordowiku górnego. Datowania konodontowe sugerują obecność niemal kompletnej sukcesji od emsu do famenu, o miąższości ok. 100 m, obejmującej jasno- i ciemnoszare, podrzednie czarne metaczerwoty oraz łupki krzemionkowe i ilaste (Urbanek i in., 1975; Urbanek, 1975, 1978). Podobne skały górnodewońskie występują w zachodniej części Gór Kaczawskich koło Bolkowa i Lubania (Haydukiewicz, Urbanek, 1986).

Utwory ilasto-łupkowe zawierają liczne radiolarie i konodonty otwartego i (lub) głębokiego morza. Ich środowisko sedimentacji jest interpretowane jako pelagiczne – odległy od brzegu basen morski, przypuszczalnie oceaniczny. Melanż wczesnego karbonu z dewońskim materiałem allochtonicznym tworzyły się w rowie oceanicznym lub na jego skłonie (Baranowski i in., 1990).

Na północ od Lwówka Śląskiego Chorowska i Sawicki (1975) zaliczyli do dewonu wapienie z Rzęsina o miąższości 25 m, w spągu bulaste i zawierające przewarstwienia metalupkowe, leżące na szarych fyllitach o miąższości 20–40 m, a także, hipotetycznie, niższą „pstrą serię” metalupków ilastych i piaszczystych. Do ?famenu zaliczono zmetamorfizowane wapienie z Ubocza tworzące soczewy o maksymalnej długości 300 m i grubości do kilkudziesięciu metrów w obrębie monotonnej serii ciemnoszarych i zielonkawych łupków z przeławieniami metapiaskowców subarkozowych (Chorowska, 1982 [niepubl.] *vide* Baranowski i in., 1990).

Bio-chronostratygrafia opisywanych skał opiera się głównie na konodontach, z wyjątkiem części najniższej, w której występują graptolity (Jaeger, 1964). Wstępne datowania konodontowe jasnych łupków sercytowych i krzemionkowych jednostki Rzeszówka-Jakuszwowej wskazywały na ?ems i eifel górny (Urbanek i in., 1975). Urbanek (1978) wyróżniła w dewonie dolnym emską faunę *Icriodus*

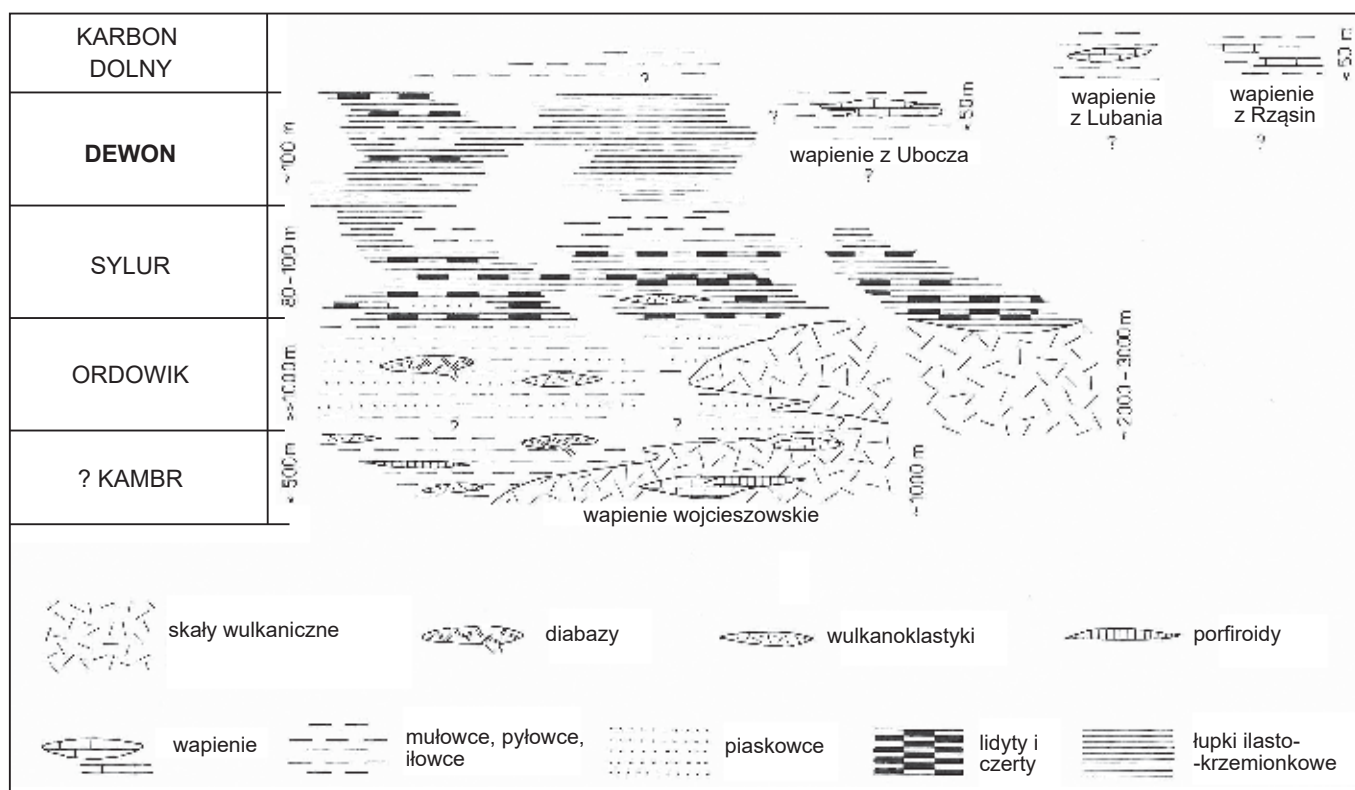


FIG. 11. Schemat stratygraficzny kompleksu kaczawskiego (wg Baranowskiego i in., 1990: fig. 3)

TAB. 1. Nieformalny podział zespołu łupków ilastych i ilasto-krzemionkowych dewonu SE części basenu kaczawskiego (na podstawie Haydukiewicza, 1977, 1987)

Wiek	Symbol (Haydukiewicz, 1977)	Nazwa (Haydukiewicz, 1987)
Ems	?D	zielonkawe łupki ilaste
Eifel	?D-1	wyraźnie warstwowe, jasnoszare (podrzednie ciemnoszare i czarne) metacerty z cienkimi przewarstwieniami pstrych krzemionkowych i ilastych łupków
?Żywet	D-2	ciemne, ulawicone łupki serycytowo-kwarcowe i czarne łupki grafitowe ze strukturą „gruzlową”
?Żywet–?fran	D-2	ciemnoszare łupki ilaste z konkrecjami syderytowymi
Fran	?D-3	jasnoszare łupki krzemionkowe i ilaste z cienkimi przewarstwieniami szarych, podrzednie czarnych, metacertów
Famen	D-3	jasnoszare, rzadziej ciemnoszare, łupki ilaste i krzemionkowe; w najwyższej udokumentowanej partii famenu (poz. <i>expansa</i>) ciemnoszare i czarne cienkolawicowe metacerty

bilatericrescens bilatericrescens–*Spathognathodus steinhornensis steinhornensis*–*Polygnathus*. W dewonie środkowym poziom *Polygnathus* [= *Tortodus*] *kockelianus* (górny eifel – por. fig. 33) został ustalony na podstawie obecności gatunku nominalnego i *Po. trigonicus*. Można domniemywać, że datowanie to dotyczy osadów zaliczanych do ?D-1 w podziale Haydukiewicza (1977; tab. 1). W obrębie dewonu górnego Urbanek (1978) zidentyfikowała poziomy franu: *triangularis* do górnego *gigas* i górny–najwyższy *gigas*, oraz famenu: górny *triangularis* do środkowego *crepida*, dolny *rhomboida* do dolnego *marginifera*, dolny *marginifera* do środkowego *velifer*, górny *crepida* do górnego *velifer*, a ponadto, w najwyższym famenie przedział od górnego *styriacus* po dolny *costatus* (por. fig. 36).

Ponadto, wg Haydukiewicza (1987: str. 106–112), w melanzu z Różanej występują bloki skał krzemionkowych i krzemionkowo-ilastych z konodontami późnego famenu–wczesnego turneju, skały krzemionkowe famenu (Urbanek, 1978) oraz łupki z *Polygnathus* (prag–wczesny wizen). Chorowska i Sawicki (1975) określili wiek wapieni z Rżasín na famen do turneju, natomiast w łupkach z graptolitami badanych w rejonie Lubania przez Jaegera (1964) znaleziono konodonty *Neoproniodus* i *Plectospathodus* (wyższy ludlow dolny–dewon dolny) (Chorowska i in., 1981).

2.5. BASEN STRZELIŃSKI

Utwory dewońskie o podobnej pozycji w waryscyjskim planie regionalnym jak osady z rejonu Głucholazów (podrozd. 2.3), tworzą izolowane wychodnie głównie w rejonie masywu strzeleńskiego (fig. 4). Są to silnie zdeformowane tektonicznie skały klastyczno-węglanowe, objęte metamorfizmem niskiego stopnia – kwarcyty, metazlepnie, łupki kwarcowo-silimanitowo-biotytowe i wapienie krystaliczne (Szczepański, Józefiak, 1999; Szczepański, 2007). Określane są nieformalnie jako warstwy z Jegłowej, o miąższości szacowanej na ok. 600 m (fig. 12).

Przy braku danych biostratygraficznych, warstwy z Jegłowej są zaliczane do dewonu dolnego i środkowego, przez analogię do wcześniej opisanych utworów grupy Vrbna z basenu głucholaskiego (Sawicki, 1968; Hladil i in., 1999b; Szczepański, Józefiak, 1999; Szczepański, 2007).

2.6. BASEN ŚWIEBODZICKI

Wypełnienie osadowe basenu, rozwinięte przypuszczalnie na krystalicznym podłożu bloku sowiogórskiego (fig. 4), było do niedawna zaliczane do dewonu górnego i karbonu dolnego (Porębski, 1981, 1990). Na podstawie badań makrofauny do dewonu górnego–

?turneju miały należeć uznawane za najstarsze, klastyczne osady formacji z Pogorzały i Pełcznicy (Gunia, 1968, tamże historia wcześniejszych badań; Porębski, 1990). Zgodnie jednak z nowym modelem tektonostratygraficznym basenu obie te formacje reprezentują najmłodsze ogniwa osadowe (Wojewoda, 2016). Ponadto ostatnie wyniki badań palinostratygraficznych formacji z Pogorzały (Pluta, Górecka-Nowak, 2018) wskazują na wiek wczesnokarboński (późny wizen–serpuchow), potwierdzony ostatnio przez oznaczenia skamieniałości śladowych missisipu (Muszer, 2020). Makrofauna dewońska, opisywana we wcześniejszych pracach m.in. z klastów, jest uznawana za redeponowaną (Pluta, Górecka, 2018).

Halamski (2013) opisał atrypidy późnofrańskie z odsłoneń formacji z Pogorzały k. Mokrzeszowa (fig. 13). W innych odsłonięciach analogiczna fauna występowała w redeponowanych klastach, co może sugerować allochtoniczne pochodzenie także wapieni dewońskich z rejonu Mokrzeszowa, transportowanych np. przez spływy grawitacyjne (por. Pluta, Górecka, 2018). Podobną genezę mają zapewne inne wystąpienia skał wapiennych w basenie świebodzińskim, w tym wapienie z klimentami z formacji Pełcznicy, znane od czasów Güricha (1909). Procesy redepozycji świadczyłyby o istnieniu w rejonie basenu świebodzińskiego płytkowodnych platform węglanowych franu i nieco głębszych osadów szelfu węglanowego famenu. Dewońskie facje węglanowe obrzeża basenu ulegały erozji wczesnokarbońskiej i mogą być obecnie odtworzone wyłącznie na podstawie materiału allochtonicznego. Taka interpretacja zgadza się z modelem sedimentologicznym zakładającym grawitacyjny transport osadów od aktywnych tektonicznie brzegów basenu za pośrednictwem kompleksu stożków – delty typu stokowego (Porębski, 1990).

2.7. BLOK PRZEDSUDECKI

Według Urbanek i in. (1995) na obszarze bloku przedsudeckiego nawiercono skały dewońskie, na ogół słabo zmetamorfizowane sukcesje ilasto-piaszczyste i ilasto-diabazowe z żyweckimi i frańskimi sporomorfami (Jerzmański, 1970). Nieznacznie zmetamorfizowane łupki ilasto-krzemionkowe z przewarstwieniami mułowców, węglanów i tufitów mają potwierdzony wiek frański i fameński (Chorowska, 1982).

Haydukiewicz i in. (1999) wzmiankowali silnie przeobrażone (CAI 5–6) frańskie konodonty w fylitach z otworu Zbąszyń 6, opisanych jako zbrekcowane i słabo zmetamorfizowane łupki ilasto-krzemionkowe. Stwierdzono dwa zespoły zaliczone do przedziałów wczesny *rhenana*–*linguiformis* i wczesny *hassi*–*linguiformis* środkowego–górnego franu.



FIG. 12. Odsłonięcie warstw z Jegłowej w tzw. skalce Goethego na południe od kamieniołomu w Jegłowej. Fotografia z 2022 r.



FIG. 13. Przypuszczalne bloki allochtoniczne wapieni górnodewońskich w obrębie klastyków formacji z Pogorzały i Pełcznicy w odsłonięciach Jeziora Daisy k. Mokrzeszowa. Fotografia z 2022 r.

2.8. MAGMATYZM

Magmatyzm dewoński Sudetów ma na ogół charakter synsedymen-tacyjny, podmorski. Według Oberca (1998) sedymentacji w zbiorniku bardzo towarzyszyły słabo rozwinięte wulkanity, do środowiska dewonu zasadowe, później kwaśne. Na obecność tych ostatnich zwrócili uwagę Chorowska i in. (1987). Poziomy piroklastyczne z warstw z Brzeżnicy w rejonie Barda datowano metodą U-Pb na cyrkonach na górny famen (Racki i in., 2022a; patrz podrozdz. 2.1.3).

Zaliczane do ofiolitu śródsudeckiego gabra z Dzikowca (podrozdz. 2.1) są wieku późnosylurskiego-wczesnodewońskiego (Franka, Żelaźniewicz, 2000). Według Kryzy i Pina (2010) ofiolit śródsudecki obejmuje fragmenty skorupy oceanicznej Reiku, których pozycja strukturalna pokrywa się z głównymi waryscyjskimi szwami tektonicznymi, wyznaczając granice domen mozaiki tektonicznej

w obrębie waryscyjskiej strefy akrecyjnej. Podane w tej pracy wyniki datowania SHRIMP cyrkonów ofiolitu Ślęży (ok. 400 mln lat; środkowy ems) są zgodne z poprzednimi oznaczeniami metodą U-Pb na cyrkonach. Z kolei Awdankiewicz i in. (2021) datowali gabra ze Ślęży na 404,8 ± 0,3 do 402,6 ± 0,2 mln lat metodą U-Pb na cyrkonach.

W serii Vrbna (por. podrozdz. 2.3) powszechnie występują skały amfibolowo-kwarcowe z granatami, będące najprawdopodobniej przeobrażonymi tufami. Natomiast występujące w zwietrzelinie amfibolity są przypuszczalnie fragmentami tektonicznie zdeformowanych silli lub dajek w obrębie łupków łyszczykowych (Żaba i in., 2005). W żywocie przeważał wulkanizm zasadowy, trachitowy związany z ryftowaniem kontynentalnym (Hladil, 1992; Hladil i in., 1999b). Fameńskie skały wulkaniczne są interpretowane jako asocjacja typu łuku magmowego i basenu załukowego (Janoušek i in., 2014).

Baseny przedpola orogenu

3.1. LITOSTRATYGRAFIA

Niżej przedstawiono jednostki litostratygiczne wyróżniane w ramach poszczególnych basenów (fig. 2). Definicje podano w wersji aktualnej, uwzględniającej obecną koncepcję i współczesną terminologię opisową. W przypadku, gdy terminy formalne, takie jak formacja lub ogniwo, zostały przypisane jednostkom ustanowionym niezgodnie z polskimi zasadami stratygrafii (Alexandrowicz i in., 1975; Racki, Narkiewicz, 2006), pozostawiono określenie pierwotne w cudzysłowie (np. „formacja” z Człuchowa – Matyja, 1993).

3.1.1. Basen górnośląski

Spośród rejonów, dla których opracowano schematy litostratygiczne (fig. 14), okolice Dębника mają najbogatszą, sięgającą XIX w. historię badań (Römer, 1863; Zaręczny, 1888, 1889; Gürich, 1903; podsumowanie – Narkiewicz, Racki, 1984). Podłoże Karpat Zachodnich było badane głębokimi wierceniami od lat 50. XX w. w związku z rozpoznaniem południowej granicy Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) (Konior, Tokarski, 1959), a następnie w ramach poszukiwań naftowych. W rejonie Siewierza–Zawiercia węglany środkowodewońskie znano od dawna z odsłoneń koło Siewierza i Kluczy (Römer, 1866b; Gürich, 1896), a ich późniejsze badania odbywały się w ramach poszukiwań złóż Zn-Pb (Ekiert, 1971; Narkiewicz, 1978a).

Dewon basenu górnośląskiego leży niezgodnie na różnorodnych skałach ediakarskich i dolnopaleozoicznych, a w części podkarpackiej – na krystalicznym podłożu proterozoicznym. **Dewon dolny** tworzą klastyki zaliczane w podłożu Karpat do formacji żwirowców, piaskowców i mułowców z Andrychowa o miąższości 4–127 m (Narkiewicz, 2005), a w pozostałych rejonach – do warstw z Zabierzowa (do 135 m) (Roszek, Siedlecki, 1963; Łapot, 1982). Jednostkę tę Łapot (1982) podzielił na zespół zlepieńców (ok. 60 m) i zespół piaskowców pstrych (ok. 75 m).

W **dewonie środkowym** wyróżniono jednostki dolomitowe, głównie dolomikrytowe, margliste, o przeważnie niewielkiej frekwencji szczątków organicznych i miąższości 149–260 m (formacja lachowicka; Narkiewicz, 2005) oraz >260 m (dolomity ze Zbrzy; Zaręczny, 1888, 1889; Narkiewicz, Racki, 1984). Ich części dolne lub osady niżej leżące mogą zawierać, odpowiednio, zespoły morskich skamieniałości śladowych (ogniwo Uszwicy; Narkiewicz, 2005) i szkieletowych (kompleks węglanowo-terygeniczny; Łapot, 1982). Nietypowe wykształcenie ma ogniwo klastyczno-węglanowe z Krzeszowa (7–40 m), tj. pakiet wapieni marglistych, dolosparytów biostromalnych oraz piaskowców i żwirowców (Narkiewicz, 2005). W okolicach Siewierza Römer (1866b) wyróżnił wapień z Dziewek – wapienie stromatoporooidowo-koralowe o miąższości >240 m z przewarstwieniami gruzłowymi (Racki i in., 1993). W rejonie Dębника i Siewierza–Zawiercia **na pograniczu dewonu środkowego i górnego** występują opisane jeszcze przez Römera (1863) czarne wapienie dębnickie o miąższości osiagającej w różnych profilach 35 m do ponad 57 m (Narkiewicz, Racki, 1984). Z ich najniższej części znane są od czasów Zaręcznego (1888) ciemne wapienie stromatoporooidowo-koralowcowe z Siedlca (Gürich, 1903; Narkiewicz, Racki, 1984).

Dolna, chociaż nie najniższa, część **dewonu górnego** podłoża Karpat Zachodnich jest zaliczana do formacji wapieni i dolomitów z Rostropia (Narkiewicz, 2005), o miąższości 285–380 m, złożonej z wapieni częściowo (dół) zdolomitowanych, o często znacznym udziale szkieletów organicznych. W jej części górnej wydzielono

ogniwo wapieni z Czechowic – pakiet jasnych madstonów i wakstonów przeławionych zlepieńcami i brekcjami wapiennymi (o zmiennej miąższości – od 20 m do ponad 28 m) (Narkiewicz, 2005). W rejonie Dębника i Siewierza–Zawiercia dolnej części formacji odpowiadają wapienie dębnickie i wapienie gruzłowe (do 51 m) (Narkiewicz, 1978a; Narkiewicz, Racki, 1984).

Wapienie ziarniste w rejonie Dębника tworzy u dołu jednostka kalkarenitów (26 m), z przewarstwieniami gruzłowymi, a u góry jednostka kalcyrudytów (>8 m), z licznymi poziomami zlepieńców śródformacyjnych oraz redeponowanych szkieletów koralów, stromatoporooidów, liliowców i ramienionogów (fig. 14; Narkiewicz, Racki, 1984). Odpowiednikiem tych jednostek w rejonie Siewierza–Zawiercia jest zespół wapieni i łupków styliolinitowych (42–46 m) oraz wyżej leżące „ogniwo” kalcyrudytów (35–60 m) (Narkiewicz, 1978a). Wyżej w rejonie Dębника występuje jednostka ciemnych, ubogich w faunę wapieni płytowych (>70 m) (Narkiewicz, Racki, 1984), a w rejonie Siewierza–Zawiercia – „ogniwo” wapieni laminowanych i kalcyrudytów (ok. 100 m) (Narkiewicz, 1978a).

W górnej części dewonu górnego podłoża Karpat wyróżniono czarne margle i wapienie margliste (15 m), jednostkę piaszczysto-węglanową złożoną z piaskowców, wapieni i dolosparytów (35 m), jasne dolosparyty i wapienie ziarniste (67 m) oraz laminowane wapienie ziarniste (58 m) (Narkiewicz, 2005). W rejonie Dębника nad wapieniami płytowymi zdefiniowano jednostkę wapieni mikrytowych i ziarnistych z materiałem onkoidowym i organodetrytycznym (Narkiewicz, Racki, 1984). Do jednostki tej należą utwory „skałki stromatoporowej” opisywane od czasów Güricha (1904) i zaliczane początkowo do karbonu. W rejonie Siewierza–Zawiercia występują ciemne łupki ilaste o miąższości powyżej 12 m, zespół wapieni gruzłowo-detrytycznych (ok. 170 m) oraz zespół czarnych łupków i wapieni (drobnoziarnistych kalkarenitów) (>24,4 m) (Narkiewicz, 1978a).

3.1.2. Basen małopolski

Kluczowe znaczenie dla badań ma świętokrzyska część basenu (region kielecki), miejsce pierwszego ustalenia obecności dewonu na ziemiach polskich przez Murchisona w 1843 r. (Narkiewicz i in., 2012). Poprzedziły je pionierskie badania Puscha (1833–1836), kontynuowane, w całym obszarze świętokrzyskim, przez kolejnych badaczy, m.in. Römera (1866a), Güricha (1896), Sobolewa (1909) i Czarnockiego (1950). Dzięki tym i kolejnym pracom schemat litostratygii jest już obecnie w znacznej mierze ustalony, a wiele jednostek ma charakter formalny. Dotyczy to zwłaszcza zachodniej części regionu kieleckiego wraz ze specyficzną strefą kostomłocką na NW, w mniejszym stopniu części wschodniej. Rejon pozaświętokrzyski basenu obejmuje podłoże Niecki Nidziańskiej wraz z obszarem przykarpackim, jednak dewon, stwierdzony w licznych profilach otworów wiertniczych, nie ma tam spójnego opracowania litostratygii.

Klastyki **dewonu dolnego** regionu kieleckiego były dawniej rozdzielane na „piaskowiec plakodermowy” i „piaskowiec spiriferowy” (Gürich, 1896; Sobolew, 1909; por. Kowalczewski, 1971; Szulczewski, 1995a). Aktualny schemat litostratygiczny opiera się na badaniach Tarnowskiej (1976, 1981), przy czym podział na „formacje” (fig. 15) nie został opublikowany, zatem nie spełnia wymagań formalnych (Tarnowska, 1983).

W niniejszej pracy przyjęto późnosylurski wiek uznawanego dawniej za wczesnodewoński zlepieńca miedzanogórskiego

(Czarnocki, 1936; por. też Szulczewski w: Narkiewicz i in., 2006) i niezgodny charakter jego górnej granicy z wyżej leżącymi zlepiankami z Gruchawki, zaliczanymi do pragu (Malec, 2001a). Tworzą one kilkunastymetrową warstwę drobnoziarnistego piaskowca z odciskami fragmentów ryb i z klastami piaskowców kwarcytowych (Malec, 1993b, 2001a). Wyżej leżące warstwy barczańskie znane są głównie z regionu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3). W regionie kieleckim występują w południowym skrzydle synkliny miedzanogórskiej, tworząc przeławienia pyłowców pstrych i piaskowców drobnoziarnistych ze szczątkami psylofitów i ryb, o miąższości <31 m (Malec, 1993b).

W przeważającej części regionu niezgodnie na podłożu staropaleozoicznym leży seria klastyczna o zmiennej miąższości, lokalnie do ok. 300 m. W jej sągu wydzielono „formację” z Haliszki (<90 m) (Tarnowska, 1983), odpowiednik dolnego kompleksu pstręgo mułowcowego z wulkanitami Tarnowskiej (1976), z detrytem roślinnym i rzadkimi małżami (Tarnowska, 1981). Kolejna „formacja” z Winnej (kilka do ok. 200 m) (Tarnowska, 1983) obejmuje klastyki ze szczątkami ryb, małży i roślin, a także piroklastyki oraz podrzędne dolomity z fauną morską w partiach stropowych. Dzieli się na kompleksy: dolny piaskowcowy (0–50 m), mułowcowy z wulkanitami (20–50 m) i górny piaskowcowy (5–15 m) z lokalnym poziomem kilkumetrowego zlepianka bielińskiego w sągu (Kowalczewski, 1971; Tarnowska, 1976, 1981).

Na pograniczu dewonu dolnego i środkowego występują nad „formacją” z Winnej urozmaicone utwory zaliczane wcześniej do poziomu dąbrowskiego, a określane obecnie (Wójcik, 2015) jako formacja dolomitów i wapieni z Baraniej Góry o miąższości 7–130 m. Składa się ona głównie z bogatych w skamieniałości lub zbioturbowanych węglanów, podzielonych na 6 ogniów (fig. 16A).

Ogniwo łożców z Porzecza (5–30 m), dawna seria rudonośna rejonu Dąbrowy (Czarnocki, 1951) to pirytonośne łożce i mułowce z konglomeratami syderytowymi i fauną m.in. liliowców, mszywiolów, ramienionogów i tentakulitów. Ogniwo dolomitów z Dębskiej Woli (16–28 m) składa się z dolomitów z licznymi lokalnie koralowcami. Ogniwo wapieni z Dąbrowy, znane również z regionu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3), zostało opisane przez Malca (2005) jako biomikryty ciemnoszare do czarnych (9–35 m), z fauną ramienionogów, natomiast przez Wójcika (2015) – jako wapienie mikrytowe oraz bogate w skamieniałości wapienie ziarniste i faliste, margle i łupki margliste z podrzędnymi dolomitami (13–28 m). Ogniwo dolomitów z Brzezin (od 15 do ok. 50 m) wyróżnia się obecnością poziomów zbioturbowanych i cienkimi przeławieniami ziarnistymi (Wójcik, 2015). Na wschodzie regionu kieleckiego (fig. 16B) wydzielono cyklicznie warstwowane ogniwo dolomitów z Janczyca (37 m), obejmujące dolomikryty ziarniste, bezstrukturalne, faliście laminowane i fenestralne oraz biolityty z *Thamnopora*. Ogniwo dolomitów z Jurkowiec (28–90 m) wyróżnia się strukturą gruzłową, przewarstwieniami z obfitymi skamieniałościami i poziomami bioturbacji (Wójcik, 2015).

W dolnej części **dewonu środkowego** dominuje formacja dolomitów z Wojciechowic (40–80 m), przedłużająca się do regionu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3), gdzie osiąga 200–325 m miąższości (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). Cechami diagnostycznymi są: przewaga dolomikrytów, znaczny udział domieszki ilastej, laminacja i niemal całkowity brak skamieniałości. W dolnej części Wójcik (2015) wyróżnił ogniwo dolomitów z Wszachowa (7–10 m), złożone z ciemnych dolomitów bez skamieniałości, a wyżej – ogniwo dolomitów z Nowego Stawu (70 m) – cyklicznie warstwowane dolomity oolitowo-intraklastowe i inne odmiany dolomitów.

Wyższa część **dewonu środkowego z przejściem do dewonu górnego** jest reprezentowana przez formację dolomitów i wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych z Kowali (330–800 m) (Narkiewicz i in., 1990). W części dolnej wyróżniono jednostkę I (75–90 m), cykliczne następstwo ciemnych dolosparytów z relikami fauny, jasnych dolomikrytów laminowanych, brekcji śródformacyjnych i łożców dolomitycznych z relikami siarczanów (Narkiewicz, 1991). Wyżej leżące warstwy stringocefalowe (ok. 230 m) charakteryzują się występowaniem szarych kalcylutytów z rzadkimi poziomami stromatoporoidowymi i muszlowcowymi, a także biostrom stromatoporoidowo-koralowcowych (Kaźmierczak, 1971; Narkiewicz i in., 1990). W środkowej części formacji zdefiniowano ogniwo wapienia mikrytowego z Jaźwicy (0,3–13,1 m) – cienkoławicowe madstony-wakstony i grubiej uławiczone kalkarenity z bogatą fauną m.in. ramienionogów, szkarłupni, mszywiolów i tentakulitów (Narkiewicz i in., 1990).

Na pograniczu dewonu środkowego i górnego w SW części regionu kieleckiego występują warstwy chęcińskie (ok. 80–100 m), z niewielkim udziałem koralu i stromatoporoidów, przy dominacji szarych wapieni mikrytowych i drobnoziarnistych, nierzadko o pokroju gruzłowym ze szczątkami ramienionogów, ślimaków i liliowców (Gürich, 1896; Narkiewicz i in., 1990). Przechodzą one obocznie w dolne warstwy z Sitkówki (200–500 m) złożone ze zdolomitizowanych w dolnych partiach grubych kompleksów amfiporowo-

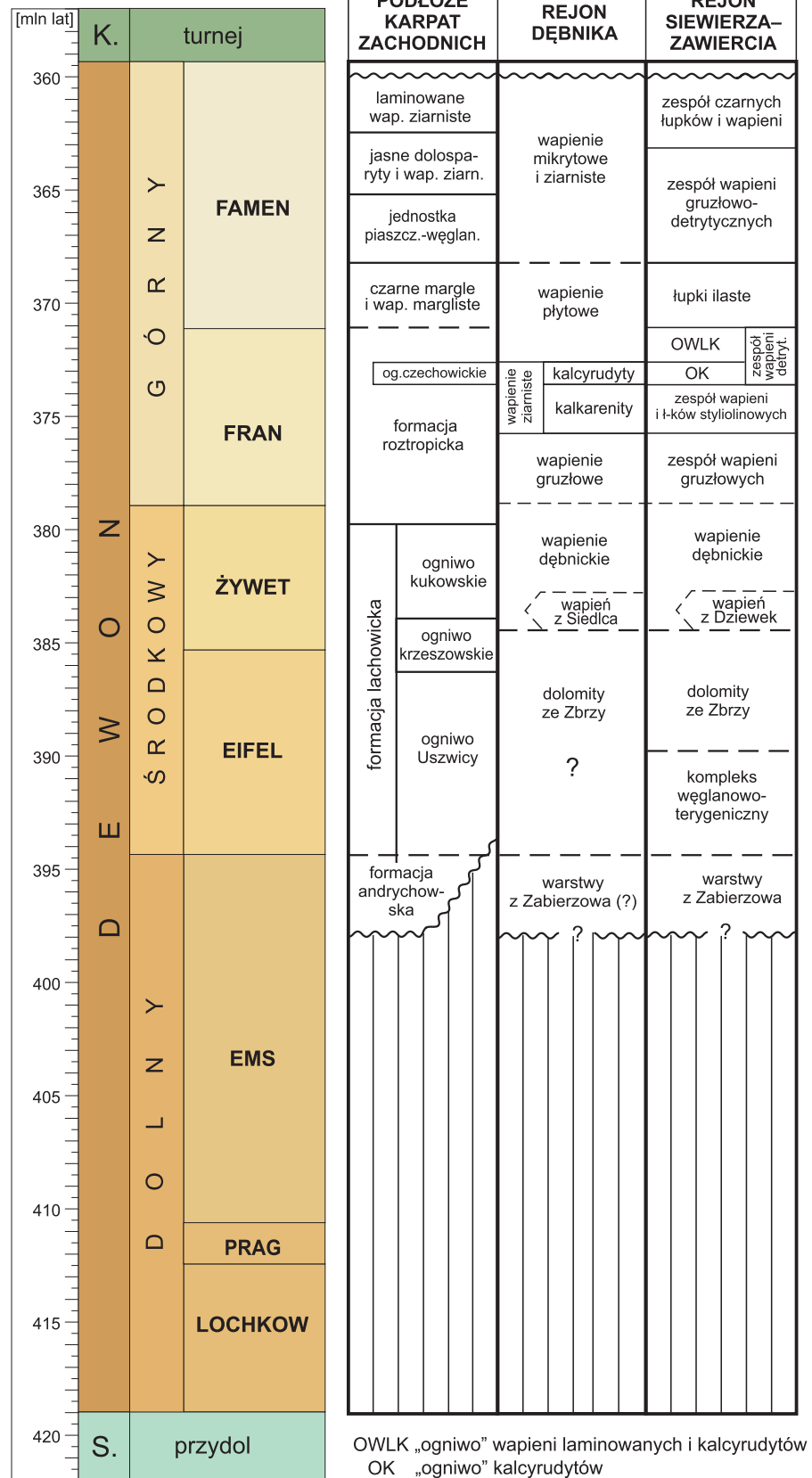


FIG. 14. Schemat litostratygraficzny dla dewonu basenu górnośląskiego. Podział dla rejonu podkarpackiego wg Narkiewicza (2005), dla rejonu Dębniaka wg Narkiewicza, Rackiego (1984), dla rejonu Siewierza-Zawiercia wg Narkiewicza (1978); Rackiego, Turnau (2000); Narkiewicza (2005). Skala chronostratygraficzna (tu i na pozostałych figurach) wg Beckera i in. (2020)

-laminitowych oraz biostrom i biorudytów stromatoporoidowych (Kaźmierczak, 1971; Narkiewicz i in., 1990; Narkiewicz, 1991). Górne warstwy z Sitkówki wyróżniają się jaśniejszymi barwami, większym udziałem biorudytów z dużymi szkieletami masywnymi i obecnością struktur *Renalcis* (Narkiewicz i in., 1990).

Jedynie w strefie kostomłockiej występują warstwy z Laskowej Góry (0–6,5 m), częściowo zdolomitizowane wapienie z biostromami/biohermami koralowymi i z licznymi przeławieniami marglistymi (fig. 17; Racki i in., 1985). Warstwy szydlówce (Stinkkalke von Szydlówek Güricha, 1896; wapien szydlówce Sobolewa, 1909) tworzą kompleks bitumicznych osadów wapienno-marglistych o miąższości >30 m, ze stylolinami, ramienionogami, głowonogami i gałązkowymi stromatoporoidami (Szulczewski, 1981c; Racki i in., 1985).

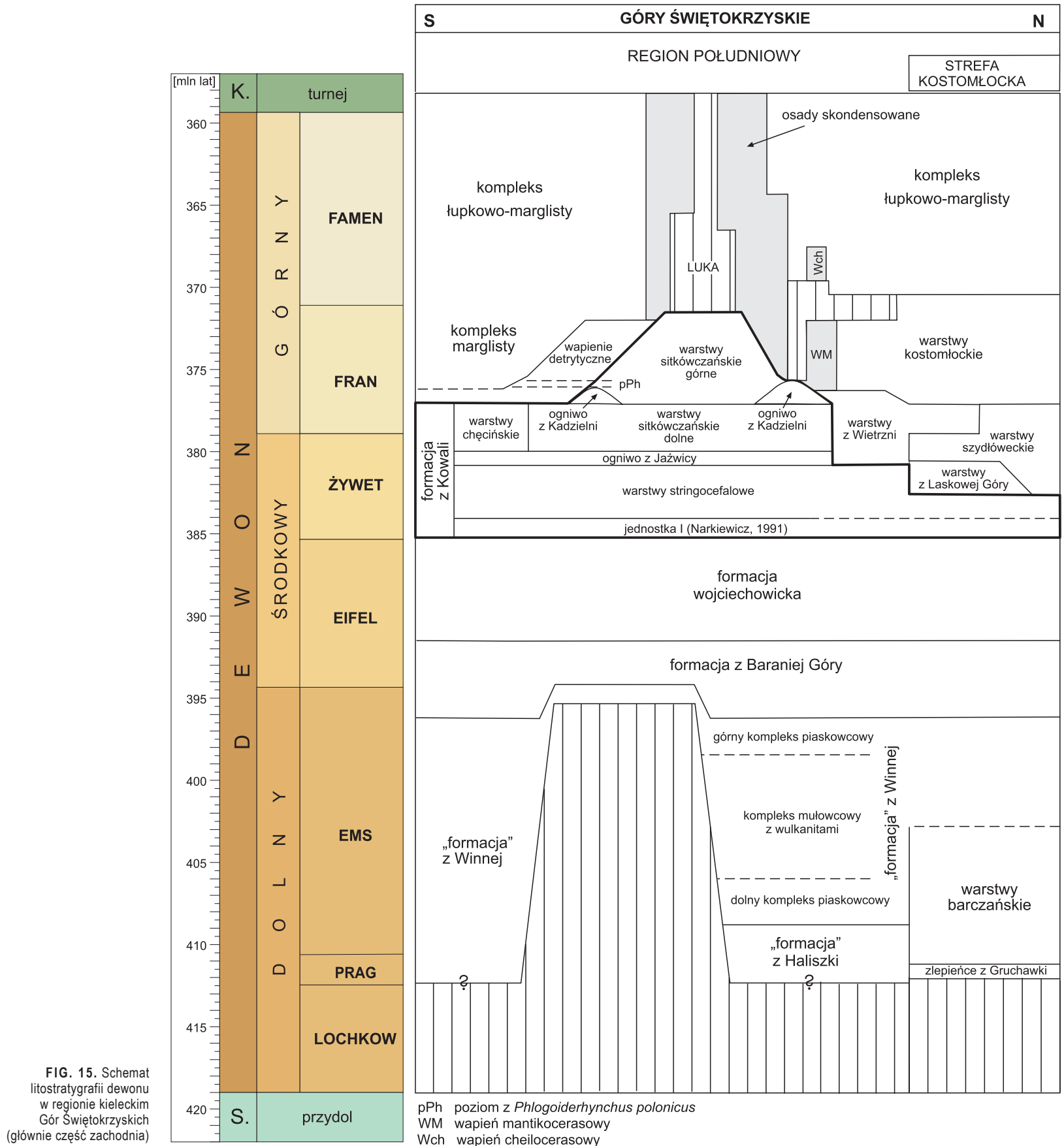
3

Baseny przedpola
orogenu

Również z NW części regionu kieleckiego opisano słabo rozpoznane warstwy z Wietrzni (Übergangsschichten von Wietznia Güricha, 1896; Racki, Bultynck, 1993), gruboławicowe wapienie organodetrytyczne częściowo zazębiające się z warstwami sitkówczańskimi. Ich odpowiednikiem litofacjalnym są wapienie detrytyczne w południowej części regionu (fig. 15).

Formacja z Kowali oraz warstwy z Laskowej Góry i z Wietrzni, pierwotnie wykształcone głównie jako różne odmiany wapieni, częściowo uległy zastąpieniu, zwłaszcza w partiach dolnych, przez dolomity krystaliczne. Proces ascenzyjnej dolomityzacji, zachodzący w warunkach pogrzebienia w karbonie, najsilniej rozwinął się wzdłuż północnej strefy regionu kieleckiego i sięgnął do utworów frańskich (fig. 18). W pasie południowym zdolomityzowane są jedynie najniższe partie formacji z Kowali, głównie jednostka I (Narkiewicz, 1991, 2009).

Do **dewonu górnego** należą górne warstwy sitkówczańskie (por. wyżej) oraz ogniwo wapienia masywnego z Kadzielni (Narkiewicz i in., 1990; Korallenkalk des Kanzelberges – Römer, 1866a). Biohermy kadzielniańskie (od 4 do ok. 50 m) zbudowane są głównie z licznych stromatopor blaszkowych i tabulatów w mikrytowym tle skalnym (fig. 18; Narkiewicz i in., 1990). W zachodniej części regionu



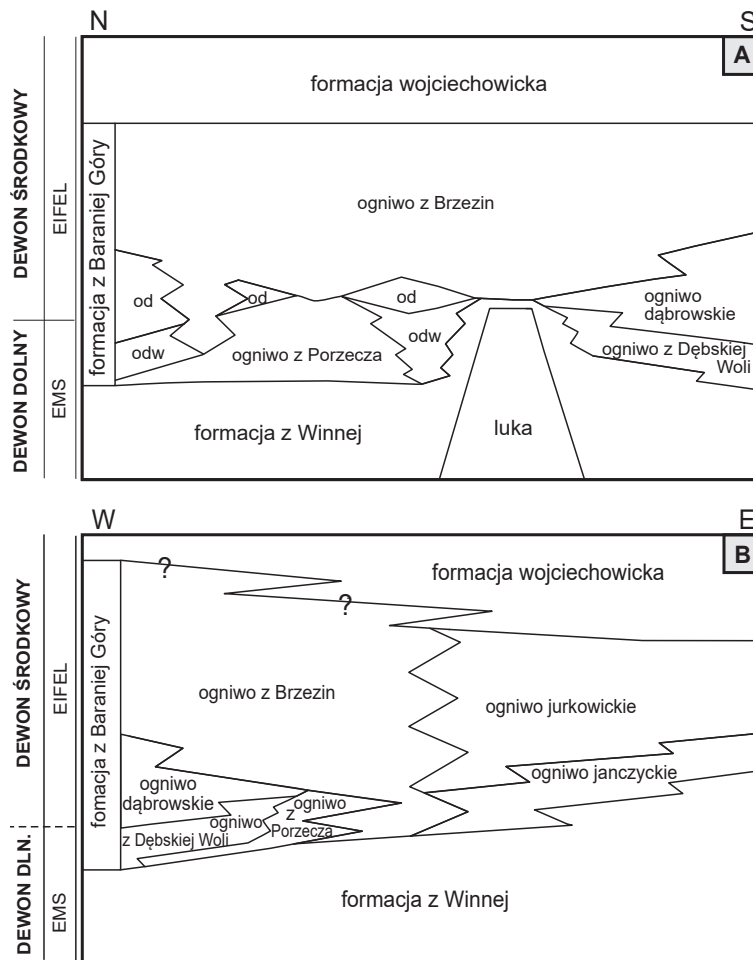
w dolnym franie występuje poziom marglisty z indeksowymi rynchonellidami *Phlogoiderhynchus* (Biernat, Szulczewski, 1975; Racki, 1993). W strefie kostomłockiej i basenie Łysogórskim (podrozdz. 3.1.3) występują warstwy kostomłockie (>30 m), różnorodne wapienie z rogowcami, koralami i ramienionogami (Czarnocki, 1950; Szulczewski, 1981c; Racki i in., 1985). Dla najwyższej części profilu stosowany jest ogólny termin „kompleks łupkowo–marglisty” (Szulczewski, 1981a) lub podobne określenia.

Dewon środkowy i górny wschodniej części regionu kieleckiego ma częściowo odmienny schemat litostratygrafii (fig. 19). Wyjściowy podział na jednostki 1–8 na podstawie otworu Janczyce I (Narkiewicz, Olkowicz-Paprocka, 1983) uzupełniono w dolomitowej części jednostki 3 (Narkiewicz, 1991), a także uwzględniono podział formacji z Kowali (Narkiewicz i in., 1990) oraz korekty nazewnictwa i chronostratygrafii jednostek 4–8 (Matyja, Narkiewicz, 1995) i formalizację jednostek 1–2 (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; Wójcik, 2015). Jednostkę wapieni detrytycznych (35,6 m) tworzą jasne kalkarenity i kalcyrudyty z detrytusem koralu i stromatoporodów, natomiast w jednostce wapieni gruzłowych (44,9 m) elementy szkieletowe występują podrzędnie (Narkiewicz, Olkowicz-Paprocka, 1983).

W górnej części profilu dominuje jednostka marglistych wapieni laminowanych (ok. 200 m), z masowo występującymi w dolnej części styliolinami, nielicznymi ramienionogami i trochitami (Narkiewicz, Olkowicz-Paprocka, 1983). Zespół kilku wkładek z głowonogami wyróżniono jako wapienie głowonogowe z Janczyca (Matyja, Narkiewicz, 1995). Wapienie faliste (17,6 m) z trochitami, głowonogami i ramienionogami zwieńczone są powierzchnią nieciągłości i luką stratygraficzną. Opisane wydzielienia odpowiadają koncepcji warstw łagowskich, natomiast jednostka czarnych łupków i wapieni (>33,4 m) z lokalnymi nagromadzeniami małży i ramienionogów może odpowiadać łupkowi klimeńskiemu (Sobolew, 1912).

W regionie kieleckim powszechnie występują górnodewońskie, na ogół skondensowane stratygraficznie wapienie liliowcowe i głowonogowe (Szulczewski, 1989, 1995a). Te ostatnie (Cephalopodenschichten Güricha, 1896) są jednorodne, lokalnie faliste z przejściem do gruzłowych lub zlepionych śródfornacyjnych. Część występuje w postaci kilkudziesięciocentymetrowych–kilkucentymetrowych nieciągłych ławic lub soczewek powyżej formacji z Kowali. Należą tu wapienie mantikocerasowe i cheilocerasowe opisane z kamieniołomu Kadzielnia (patrz fig. 39) i okolicznych wzgórz w Kielcach (Szulczewski, 1971), a także warstwy skondensowane famenu w części SW regionu (Szulczewski, 1978; Żakowa i in., 1983; Szulczewski i in. 1996) oraz na Wietrzni (Szulczewski, 1989). Wapienie głowonogowe stwierdzono w obrębie górnodewońskich utworów marglistych w rejonie Łagowa (Sobolew, 1912; Wolska, 1967; Makowski, 1971; Matyja, Narkiewicz, 1995).

Utwory dewońskie są częścią dewońsko-karbońskiego kompleksu skał węglanowych rozpoznanego w przeszło 200 wierceniach na południe od regionu kieleckiego (Buła i in., 2008; Buła, Habryn, 2010), w szczególności w podłożu basenu przedkarpacciego (Jawor, 1970; Zająć, 1981, 1984; Moryc, 1996) oraz niecki Nidy (Jaworowski i in., 1967; Kiciuła, Żakowa, 1972; Jurkiewicz, 1975). W dotychczasowych opracowaniach dane litologiczne są rozproszone w opisach profili wiertniczych i nie zostały ujęte w ogólniejsze schematy litostratygraficzne. Podział przedstawiony w „Tabeli stratygraficznej Polski” (Wagner, 2008) dla „niecki Nidy i masywu małopolskiego” jest nieudokumentowany i o problematycznej użyteczności dla dalszych badań. Ogólnie sukcesja litofacyjna wydaje się podobna jak w regionach przyległych. Nad zaliczanym do dewonu dolnego kompleksem klastyków występują różnorodne skały węglanowe, z przewagą przypisywanych do eiflu dolomitów w części spągowej. Wyżej leżą zaliczane do żywetu wapienie, nierzadko organogeniczne i częściowo zdolomityzowane, a do dewonu górnego włączane są różnorodne wapienie i wapienie dolomityczne, po części margliste, uznawane – zwłaszcza w części stropowej – za fameńskie (Buła i in., 2008).



3
Baseny przedpola
orogenu

FIG. 16. Schemat litostratygrafii pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich w przekroju poprzecznym do regionalnej rozciągłości warstw przez część zachodnią (A) i podłużnym (B), wg Wójcika (2015): od – ogniwo dąbrowskie, odw – ogniwo z Dębskiej Woli

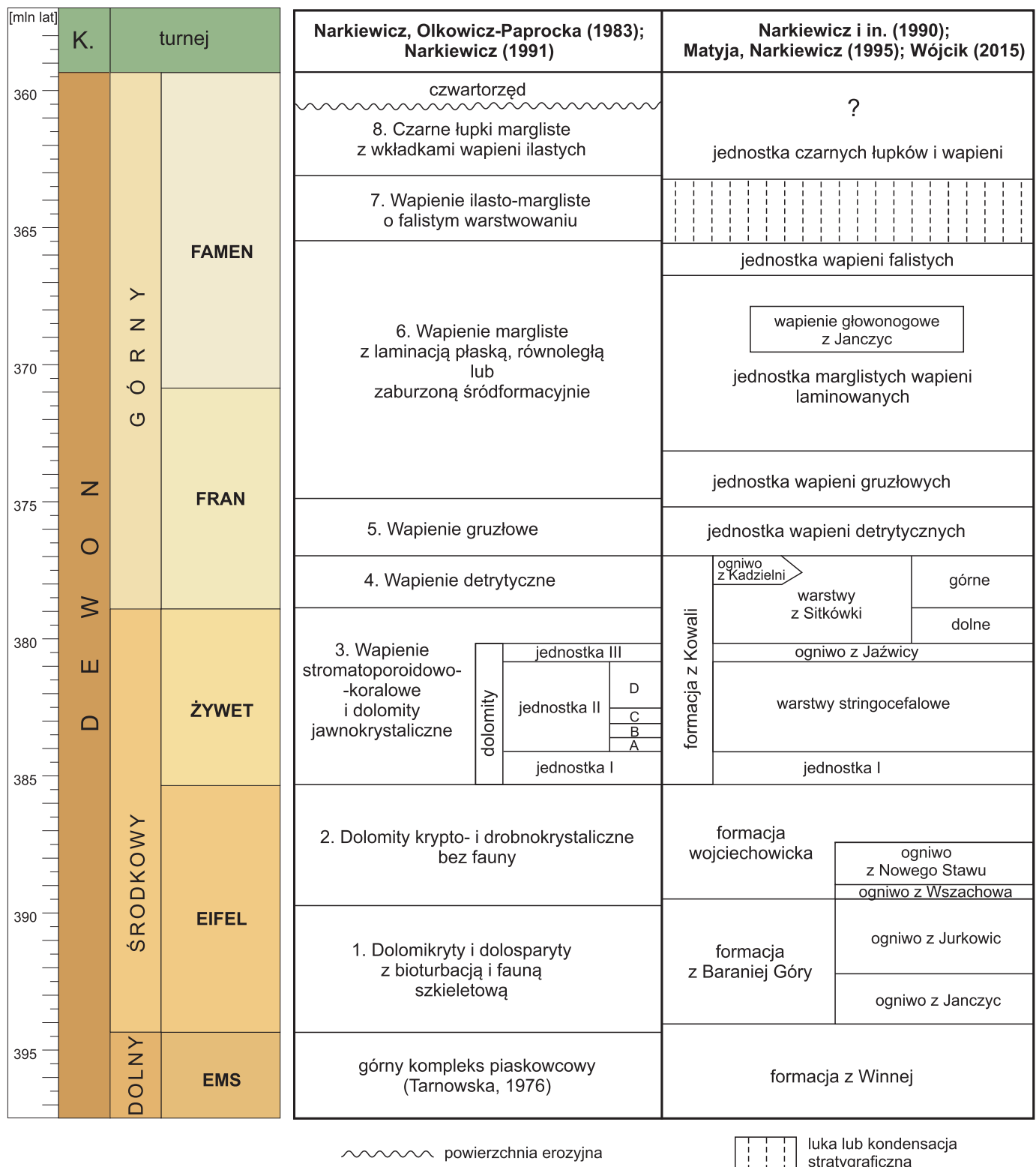


FIG. 17. Warstwy z Łaskowej Góry w kamieniołomie Łaskowa Góra (fotografia dzięki uprzejmości G. Rackiego)



FIG. 18. Wapienie kadzielniański w kamieniołomie w Karłowice k. Opatowa: ciemniejsze soczewki i laminy – strefy zdolomityzowane (por. Narkiewicz, 1991)

3

Baseny przedpola
orogenuFIG. 19. Litostratygrafia
dewonu środkowego
i górnego we wschodniej
części regionu kieleckiego

3.1.3. Basen łysogórski

Odsłonięcia dewońskie w badanej od XIX w. części świętokrzyskiej są udokumentowane bardziej szczegółowo niż w rozpoznanych pojedynczymi wierceniami regionie radomskim (Narkiewicz, 2011a), a podziały litostratygraficzne obu regionów są odmienne i trudne do korelacji (fig. 20). O ile dokładnie zbadano rozwinięty w ciągłości z sylurem dewon dolny oraz środkowy, o tyle dewon górny, zwłaszcza famen, rozpoznano niedostatecznie.

W niższym **dewonie dolnym** regionu łysogórskiego wydzielono morskie osady grupy z Nowej Słupi (Kozłowski, 2008), w dolnej części górnosylurskie, natomiast w górnej – lochkowskie. Wyróżniana tu formacja łupków ilastych z Rudek (ok. 350 m), składa się z łupków ilastych z przewarstwieniami wapieni i drobnokrystalicznych piaskowców, z małżami, łodzikami, liliowcami, rzadkimi ramienionogami i graptolitami. Formacja mułowców z Bostowa (ok. 250 m) to głównie mułowce i drobnokrystaliczne piaskowce z fauną ramienionogów, trylobitów, małży i tentakuloidów (Kozłowski, 2008).

Łobanowski (1981) wyróżnił w rejonie Pasma Klonowskiego „grupe” goździańską (ok. 600 m) obejmującą „formacje”: klonowską, barczańską, zagórzańską, z Bukowej Góry i kapkaską. Utwory przypisywane do problematycznej „formacji” klonowskiej należą do górnego syluru (Kozłowski, 2008), a status pozostałych jednostek, z wyjątkiem „formacji” zagórzańskiej, uległ rewizji. Warstwy z Barczy (150–160 m), dawniej określane jako seria plakodermowa (Czarnocki, 1936; por. Kowalczeński, 1971), to jasne, miejscami pstry piaskowce z plakodermami i małżami, łupki z odciskami flory i tufity (Czarnocki, 1950; patrz fig. 47). U podstawy jednostki lokalnie występują odpowiedniki zlepieńców z Gruchawki (podrozd. 3.1.2; Malec, 2001a). „Formacja” zagórzańska (ok. 200–300 m; Łobanowski, 1981) odpowiadająca serii spiriferowej i piaskowcowi skolitusowemu Czarnockiego (1936, 1950) jest cykliczną sukcesją laminowanych piaskowców, lokalnie zlepieńcowych, i rytmicznie warstwianych heterolitów piaszczysto-mułowcowych, z muszlowcami i poziomami ichnofauny (Szulczewski, Porębski, 2008).

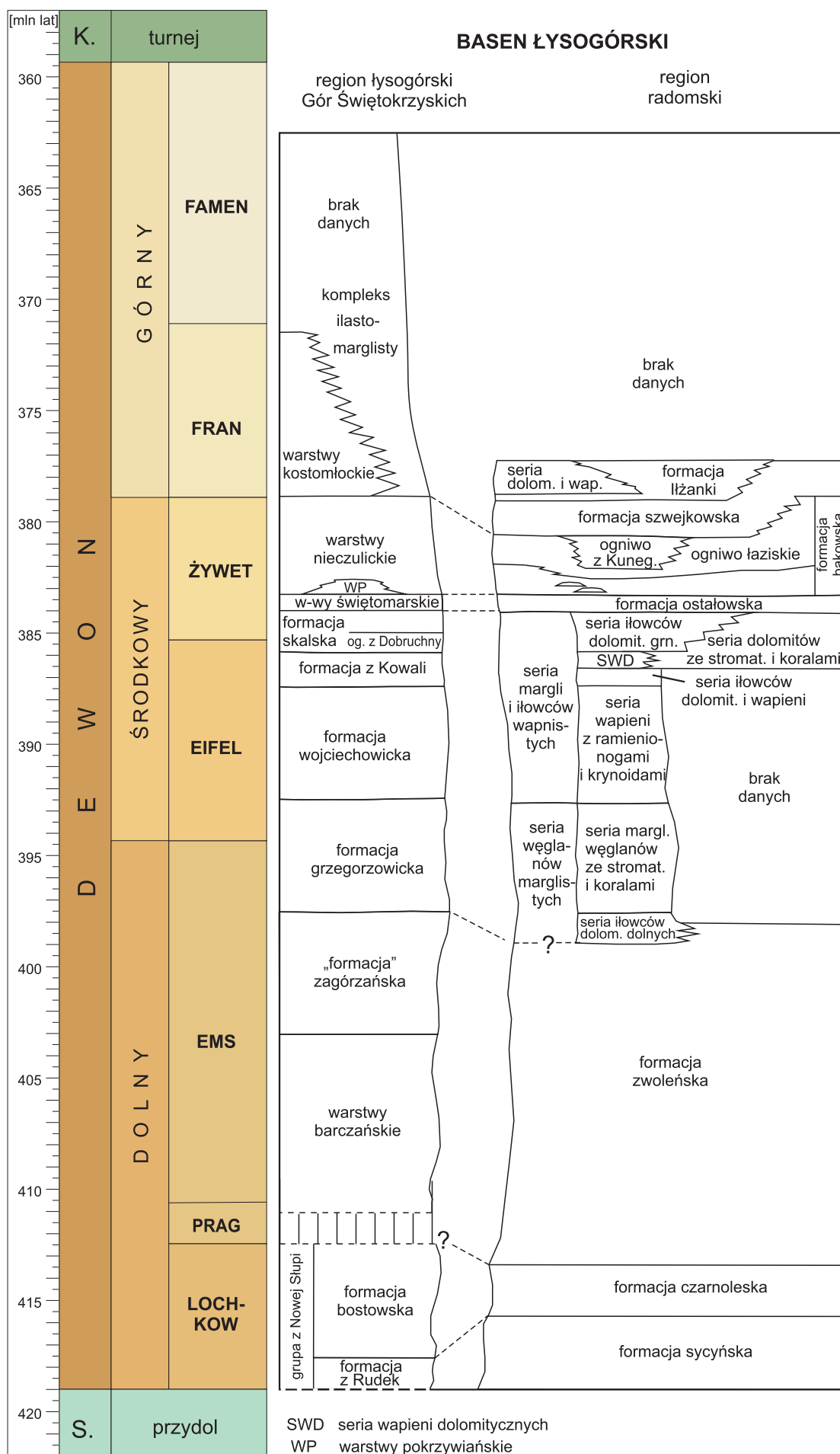


FIG. 20. Schemat litostratygrafii dewonu w basenie łysogórskim (wg Narkiewicza i in., 2011, zmieniono)

3

Baseny przedpola
orogenu

W regionie radomskim w dewonie dolnym wyróżniono formacje: sycyńską, czarnolesską i zwolenką, znane z basenu lubelskiego (Miłaczewski, 1981; por. podrozdz. 3.1.4).

W regionie łysogórskim na **pograniczu dewonu dolnego i środkowego** Malec (2005) zdefiniował formację grzegorzowicką (od 95 do ok. 150–160 m), przybliżony odpowiednik warstw grzegorzowickich Sobolewa (1909), podzieloną na osiem ogniów (fig. 21; Malec, 2005). Ogniwo iłowców z Bukowej Góry (od 13 do ok. 40 m) obejmuje ciemne iłowce i cienkie warstwy wapieni, z liczną fauną, w tym koralowców i stromatopor. Jednostka obocznie przechodzi w ogniwo dolomitów z Warszówka (13 m), złożone z dolomitów piaszczystych i marglistych z licznymi skamieniałościami, oraz ogniwo margli z Godowa (19 m) – osady wapienno-margliste z liczną makrofauną, m.in. koralowców i stromatoporoidów.

Ogniwo wapieni z Wydryszowa (35–40 m) tworzą bogate w skamieniałości czarne biomikryty i margle. Ogniwo piaskowców z Kapkazów (20–34 m) obejmuje jasne piaskowce z cienkimi przeławieniami mułowcowymi, przechodzące obocznie w ogniwo dolomitów z Rzepina (20–26 m), reprezentowane przez dolomity piaszczyste lub margliste z liliowcami, ramienionogami i koralami. Ogniwo mułowców i piaskowców z Zachełmia (ok. 50–70 m) tworzą ciemne mułowce i iłowce lokalnie przechodzące ku górze w pstre mułowce i piaskowce z ramienionogami bezzawiasowymi i małżoraczkami. Ogniwo wapieni z Dąbrowy, o ograniczonym zasięgu w stropie formacji, opisano wyżej (podrozdz. 3.1.2).

Przybliżone odpowiedniki formacji grzegorzowickiej w regionie radomskim należą do serii węglanów marglistych o miąższości niespełna 200 m (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011a), składającej się z ciemnych osadów z bioturbacją i szczątkami głównie ramienionogów i liliowców, a także roślin. Odpowiednikiem jej dolnej części jest seria iłowców dolomitycznych dolnych (ok. 90 m) (Żakowa i in., 1986; Narkiewicz, 2011a), ciemna, z ubogą makrofauną głównie koralami, liliowcami i ramienionogami. Kolejna seria marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami (109,5 m) (Narkiewicz, 2011a) to głównie dolomity o większej frekwencji stromatopor, koralami, Chaetetida, mszywiolów, liliowców i ramienionogów (Żakowa i in., 1986).

Dwie najniższe, należące całkowicie do **dewonu środkowego** jednostki regionu łysogórskiego, formacje wojciechowicka (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010) oraz z Kowali (Narkiewicz i in., 1990), mają swoje odpowiedniki w regionie kieleckim (podrozdz. 3.1.2). Wyżej występuje formacja łupkowo-wapienna ze Skał (250–280 m; fig. 22) charakteryzująca się przewagą osadów marglisto-łupkowych przeławionych wapieniami, m.in. liliowcowymi i biohermalnymi

(Racki i in., 2022b). Ogniwo łupku ramienionogowego z Dobruchny (8–20 m) tworzą łupki margliste z licznymi, unikalnie zachowanymi ramienionogami, przeławione szarymi marglami z przewarstwieniami tufitów (Racki i in., 2022b).

Warstwy świętomarskie (łupki świętomarskie Sobolewa, 1909; seria świętomarska Czarnockiego, 1950; fig. 23), o zmiennej miąższości (do 100 m), składają się głównie z oliwkowo-czerwonawych łupków ilastych z przewarstwieniami piaskowców szarogłazowych i z jasnymi piaskowcami w stropie (Czarnocki, 1950; Malec, 2012). Leżące lokalnie nad nimi wapienie warstw pokrzywiańskich tworzą soczewki o grubości do kilkunastu metrów z fauną brachiopodowo-koralową (Czarnocki, 1950). Marglisto-wapienne warstwy nieczulickie zawierają faunę ramienionogów, liliowców, głowonogów i styliolin (Czarnocki, 1950; Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999).

W regionie radomskim przybliżonym odpowiednikiem formacji wojciechowickiej, z Kowali i skalskiej jest seria margli i iłowców wapienistych (254 m) (Narkiewicz, 2011a; fig. 20) z podrzędnym udziałem wapieni i dolomitów marglistych oraz makrofauną rzadszą i słabiej zróżnicowaną niż w serii niższej. Odpowiednik dolnej części jednostki stanowi seria wapieni z ramienionogami i krynoidami (134,4 m). Kolejna seria iłowców dolomitycznych i wapieni (15,3 m) (Narkiewicz, 2011a) odznacza się wyjątkowo wysokimi wartościami promieniowania naturalnego oraz przypuszczalnym brakiem makrofauny (Żakowa i in., 1986). Wyżej występująca seria wapieni dolomitycznych (Narkiewicz, 2011a) to kompleks szarych węglanów o miąższości 16,9 m (Żakowa i in., 1986). Wyżej wyróżniono serię iłowców dolomitycznych górnych (72 m) z poziomami bentonitowymi w partiach stropowych oraz szczątkami małżoraczków, glonów, małży i liliowców w części spągowej. Częściowym odpowiednikiem tej jednostki jest seria dolomitów ze stromatoporami i koralami – dolosparzy z licznymi relikami gałązkowych stromatopor, a także ramienionogów, liliowców, koralami i ślimaków (Narkiewicz, 2011a).

Odpowiednikiem warstw świętomarskich jest formacja piaskowców i mułowców z Ostalowa (>26,5 m) złożona z piaskowców i mułowców z domieszką materiału węglanowego i podrzędnymi przewarstwieniami węglanowymi w części górnej (Narkiewicz, 2011a). Kolejna formacja skał ilasto-węglanowych i mułowców z Bąkowej (208–610 m) charakteryzuje się współwystępowaniem skał ilasto-mułowcowych i marglistych z nielicznymi ramienionogami i liliowcami, z węglanami zawierającymi liczne szkielety koralu i stromatopor. W górnej części formacji wyróżniono ogniwo iłowców i mułowców z Łazisk (120–270 m) z podrzędnym udziałem margli wapienistych. W lokalnie występującym ogniwie wapieni, margli i iłowców z Kunegundowa (240 m) z marglistymi wakstonami i rudstonami szkieletowymi przeławiającą się ciemne iłowce i margle wapieniste z rzadkimi bioklastami (Narkiewicz, 2011).

Częściowo do **dewonu górnego** należy formacja wapieni i dolomitów ze Szwejków (od 157 do ok. 220 m) wyróżniająca się podrzędnym udziałem przewarstwień ilasto-marglistych, natomiast znacznym – stromatopor i koralami, tworzących nierzadko biolityty (Narkiewicz, 2011a). Najwyższą rozpoznaną jednostką jest formacja iłowców i margli Iłżanki (51,6–>152 m) z podrzędnymi biorudytami i biolitytami. Osady te obocznie przechodzą w węglany serii dolomitów i wapieni (>74,4 m), które częściowo zdolomityzowane, jasne wapienie składają się z licznych szkieletów stromatopor, tabulatów gałązkowych i blaszkowych, ramienionogów, liliowców i ślimaków (Narkiewicz, 2011a).

FIG. 21. Schemat litostratygrafii pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim wraz z chronostratygrafią na podstawie konodontów (wg Malca, 2005: fig. 9)

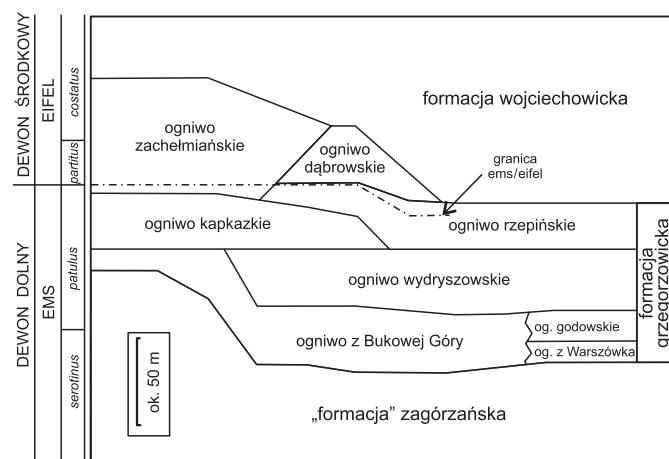


FIG. 22. Panorama kamieniołomu Skała (stan z 2021 r.). Na prawo: starsza, południowa część wyrobiska z niższymi partiami formacji z Kowali (por. Skompski, Szulczewski, 1994). Na lewo: ściana północna z przejściem od formacji z Kowali do formacji skalskiej z charakterystycznymi czarnymi łupkami ogniwa z Dobruchny w spagu (Racki i in., 2022b)



FIG. 23. Odsłonięcie warstw świętomarskich w profilu Świętomarz-Śniadka (wschodnia skarpa doliny Psarki; stan z 2012 r.)

W regionie tysogórskim dolną część dewonu górnego stanowią warstwy kostomłockie (podrozd. 3.1.2), natomiast wyżej występujący kompleks ilasto-marglisty tworzą słabo odsłonięte wapienie gruzłowe, łupki i wapienie margliste (Czarnocki, 1950).

3.1.4. Basen lubelski

Dewon basenu lubelskiego charakteryzuje się ciągłym przejściem od syluru oraz erozyjnym stropem, na którym niezgodnie leżą utwory missisipu z luką obejmującą różny zakres dewonu górnego (Narkiewicz, 2020). Zbadana w licznych wierzeniach sukcesja dewońska została niemal całkowicie podzielona na jednostki formalne (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Lokalne zróżnicowanie podziału odzwierciedla zmienność litofacji w różnych segmentach basenu (fig. 24).

Dewon dolny ma schemat litostratygraficzny wspólny z regionem radomskim basenu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3). Na sylurze leży formacja sycyńska o miąższości od 170 m (NE) do 700 m (SW), złożona z osadów ilasto-mułowych z podrzędnymi warstwami i soczewkami wapiennymi oraz fauną morską (Miłaczewski, 1981). Formacja czarnoleska (30–180 m) składa się z przewarstwień mułowców, iłowców i piaskowców z wtrąceniami węglanów, z powierzchniami erozji śródformacyjnej, bioturbacją i rzadką fauną (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Formacja zwoleńska (od 200

do ok. 1300 m) charakteryzuje się pozbawionymi morskich skamieniałości przewarstwieniami pstrych mułowców i iłowców pylistych z poziomami caliche oraz jasnoszarych piaskowców (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b).

Dewon środkowy (częściowo również najwyższy dolny – fig. 24) jest reprezentowany przez formację telatyńską (30–250 m), w dolnej części złożoną z szarych silikoklastyków, a w górnej – ze znacznym udziałem węglanów, a w segmencie komarowskim – także anhydrytów i klastyków (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). W strefach brzeżnych, ku NE, miąższość formacji maleje, natomiast rośnie udział silikoklastyków. W niemal całym basenie występują klastyki podstawowe ogniwa przewodowskiego (15–40 m) złożone ze żwirowców, piaskowców, mułowców i iłowców, o barwach na ogół jasnoszarych (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b).

W segmencie komarowskim powyżej klastyków zdefiniowano ogniwo machnowskie (19,0–94,5 m) ze znacznym udziałem anhydritów obok dolomikrytów oraz, podrzędnie, wapieni i dolosparytów (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Ogniwo żniatyńskie (20–25 m) składa się z piaskowców, mułowców i iłowców, a także osadów marglisto-dolomitycznych. Ogniwo pęczkańskie (15–25 m) wyróżnia obecność wapieni, miejscami dolomitów i margli z fauną morską i bioturbacją oraz z dominującymi lokalnie szarymi iłowcami z ubogą fauną (Narkiewicz, 2011b). W ogniwie rachańskim (24,0–52,5 m) występują

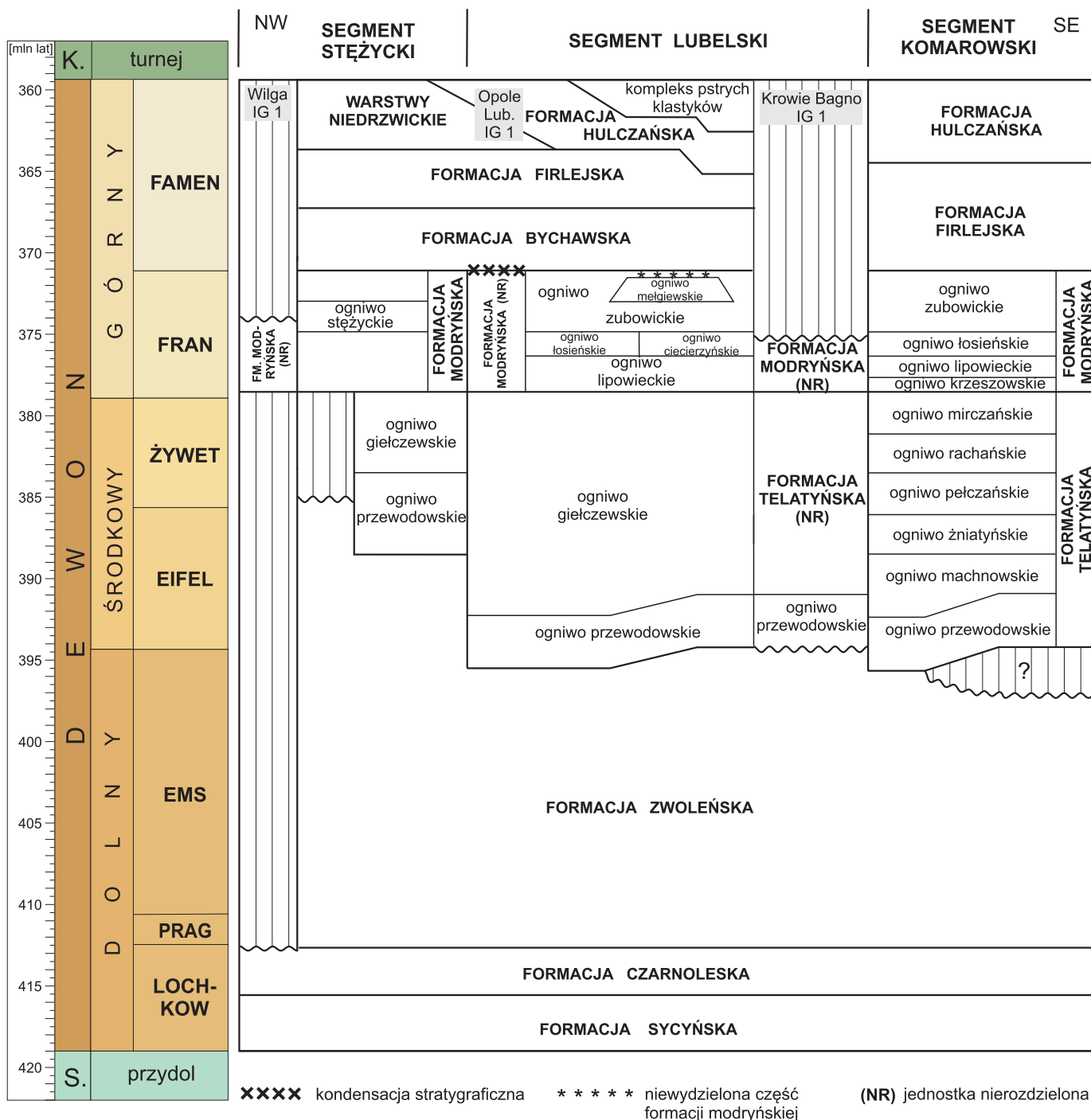


FIG. 24. Schemat
litostratygrafii dewonu
basenu lubelskiego
(wg Narkiewicza, 2011b)

3

Baseny przedpola
orogenu

mułowce-iłowce z podrzędnym udziałem węglanów i anhydrytów (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Dla ognia mirczanśkiego (9,5–49,5 m) typowe są łowce i dolomity z przewarstwieniami anhydrytów (Miłaczewski, 1981). W pozostałej części basenu w formacji dominuje ogniwo dolomitów i wapieni z Giełczwi (90–150 m segment lubelski; <4 m segment stężycki), złożone głównie z marglistych dolomitów z przewarstwieniami klastycznymi i anhydrytowymi oraz w górnej części z wapieni i dolosparytów z relikami szkieletowymi (Narkiewicz, 2011b).

Do dolnej części **dewonu górnego** należy formacja modryńska (fig. 24; Miłaczewski, 1981, rewizja: Narkiewicz, 2011b) – kompleks skał węglanowych, podrzędnie ilastych i anhydrytów, o miąższości od 480 m w segmencie komarowskim do ok. 50 m w segmencie stężyckim.

W segmencie komarowskim w dolnej części występuje ogniwo wapieni, dolomitów i anhydrytów z Krzewicy (20–30 m), w partiach spągowych zwykle dolosparytowe z relikami szkieletów organicznych, natomiast ku górze z domieszką ilastą, obecnością dolomikrytów i anhydrytów (Narkiewicz, 2011b). Ogniwo wapieni i dolomitów z Lipowca (66–133 m) tworzą węglany z liczną fauną otwartomorską, często wykazujące struktury falisto-gruzłowe i bioturbacyjne (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Ogniwo dolomitów i wapieni z Łosienia (35–85 m) odznacza się występowaniem marglistych laminowanych dolomikrytów przeławionych jasnymi dolosparytami i wapieniami. Ich częściowym odpowiednikiem w segmencie lubelskim jest ogniwo dolomitów, anhydrytów i wapieni z Ciecierzyna (100–120 m) złożone z szarych anhydrytów oraz przeławień dolomitów i wapieni (Narkiewicz, 2011b). Ogniwo wapieni z Zubowic (208–270 m) (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b) jest zdominowane przez zdolomitizowane miejscami wakstony-rudstony szkieletowe i biolityty falisto-gruzłowe ze stromatoporami i koralowcami. Lokalnie powyżej występuje ogniwo biolitytów z Mełwi (15–40 m) – jasne wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe z przejawami wczesnej cementacji. W segmencie stężyckim zdefiniowano ogniwo wapieni ziarnistych ze Stężyca (od 55 m do całkowitego wyklinowania) złożone z kalkarenitów z większymi bio- i intraklastami (Narkiewicz, 2011b).

W segmencie lubelskim nad formacją modryńską występuje formacja bychawska (30–800 m) wyjątkowo tak – mimo braku formalnej definicji – określana z racji szczegółowego rozpoznania (Miłaczewski, 1981; Miłaczewski i in., 1983; Narkiewicz, 2011b). Typową odmianą są ciemne laminowane madstony margliste i czarne margle, zaburzone śródformacyjnie, z nieliczną fauną. Powyżej w segmencie lubelskim, a obocznie w komarowskim, występuje formacja firlejska (40–650 m), złożona z marglistych wapieni gruzłowych i falisto-gruzłowych z fauną głównie ramienionogów i liliowców (Miłaczewski, 1981; Narkiewicz, 2011b). Formacja hulczańska ma miąższość zmieniającą się od 0 do powyżej 200 m na SE Lubelszczyźnie, a osiągające do 700 m w strefie Kocka (fig. 2). Jednostka składa się z pstrych skał terygenicznych, węglanowych i anhydrytów z nielicznymi skamieniałościami (Miłaczewski, 1981). Obocznym jej odpowiednikiem w SW części basenu są warstwy niedrzwickie (100–350 m) (Miłaczewski, 1966; Miłaczewski, Niemczycka, 1967), ciemnoszare osady ilasto-węglanowe, wapienie i piaskowce margliste ze szczątkami flory i rzadką fauną morską (Miłaczewski, Niemczycka, 1967; Miłaczewski i in., 1983; Narkiewicz, 2011b). Lokalnie w rejonie strefy Kocka w stropie sukcesji dewońskiej jest obecny kompleks pstrych klastyków (110–570 m) (Narkiewicz, 2011b), m.in. piaskowców arkozowych/szarogłazowych i żwirowców z otoczkami skał krystalicznych.

3.1.5. Basen pomorski

Dewon środkowy i najwyższa część dolnego (?) zalega niezgodnie na starszym paleozoiku (Turnau, Matyja, 2001), natomiast granica z karbonem jest ciągła. Na podstawie wyjściowego podziału dewonu na kompleksy (Dadlez, 1978) Matyja (1993) wyróżniła jednostki określane jako „formacje” i „ogniwa” w dewonie górnym, a następnie, kolejne wydzielienia w randze formacji opisała również w dewonie środkowym (fig. 25; Matyja, 2006)⁵.

W **dewonie środkowym** (i ?najwyższym emsie) w SW części basenu występuje „formacja” z Tucholi (45–>350 m), ciemnoszare margle i wapienie, m.in. stromatoporoidowo-koralowcowe, łowce ze szczątkami roślinnymi oraz piaskowce i mułowce. Jej odpowiednikiem jest „formacja” ze Studnicy (od 80 do ok. 300 m) złożona z piaskowców i mułowców laminowanych oraz anhydrytów. W „formacji” z Jamna (≤460 m) występują piaskowce, pstre mułowce, heterolity, zlepieńce kwarcowe, laminity wapienne oraz gruzły anhydrytowe (Matyja, 2006).

„Formację” z Miastka (od 150 do ok. 500 m) tworzą wapienie i margle z fauną morską oraz piaskowce, mułowce i sporadycznie łowce. W „formacji” z Silna (158–250 m) występują ciemnoszare wapieniste łowce z wkładkami syderytów i szczątkami roślin, z przeławieniami wapienistych piaskowców i mułowców oraz wapieni. Obocznym odpowiednikiem jest „formacja” z Sianowa (100–>194 m), zawierająca wapienie, w tym stromatoporoidowo-koralowcowe, łowce i margle oraz zbioturbowane mułowce z detrytusem roślin i piaskowce. „Formacja” z Chojnic (118–260 m) jest złożona z ciemnoszarych łowców z laminami syderytu i przeławieniami mułowcowo-piaskowcowymi, lokalnie z przeławieniami wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych (Matyja, 2006). „Formację” z Wyszecborza (200–220 m) tworzą piaskowce dolomityczne i mułowce, miejscami również zlepieńce, z fauną morską w partiach stropowych (Dadlez, 1978; Matyja, 1993, 2006).

Do **dewonu górnego** w większości należy „formacja” z Koczały (130–480 m), charakteryzująca się występowaniem wapieni stromatoporoidowo-koralowcowych i organodetrytycznych, a także ciemnoszarych wapieni marglistych i łupków bitumicznych (Matyja, 1993). Jej częściowym odpowiednikiem jest „formacja” z Człuchowa złożona z otwartomorskich łupków i węglanów (Matyja, 1993). Jej najniższa część jest lokalnie wyróżniana jako „ogniwo” z Unisławia (ok. 100 m), łowce wapieniste z przewarstwieniami wapieni marglistych, częściowo gruzłowych, z głowonogami, tentakulitoidami, małżami i ramienionogami (Matyja, 2006). „Ogniwo” ze Strzeżewa (180–837 m) odznacza się przeławieniami cienkich warstw łupków i wapieni detrytycznych. Kolejne „ogniwo” z Gorzysławia (86–200 m), składa się z szarych margli, wapieni gruzłowych i łupków, z liczną fauną. Najwyższą część „formacji” człuchowskiej tworzą: „ogniwo” z Gościna (34–120 m) i „ogniwo” z Bielicy (60–>220 m). Dla pierwszego charakterystyczne są ciemnoszare wapienie gruzłowe z przewarstwieniami grejstonów, fauną szkarłupni, mszywiolów i ramienionogów. „Ogniwo” z Bielicy składa się natomiast z jasnych wapieni mikrytowych z liliowcami, mszywiolami, ramienionogami, tabulatami gałązkowymi, rzadkimi stromatoporoidami i glonami (Matyja, 1993).

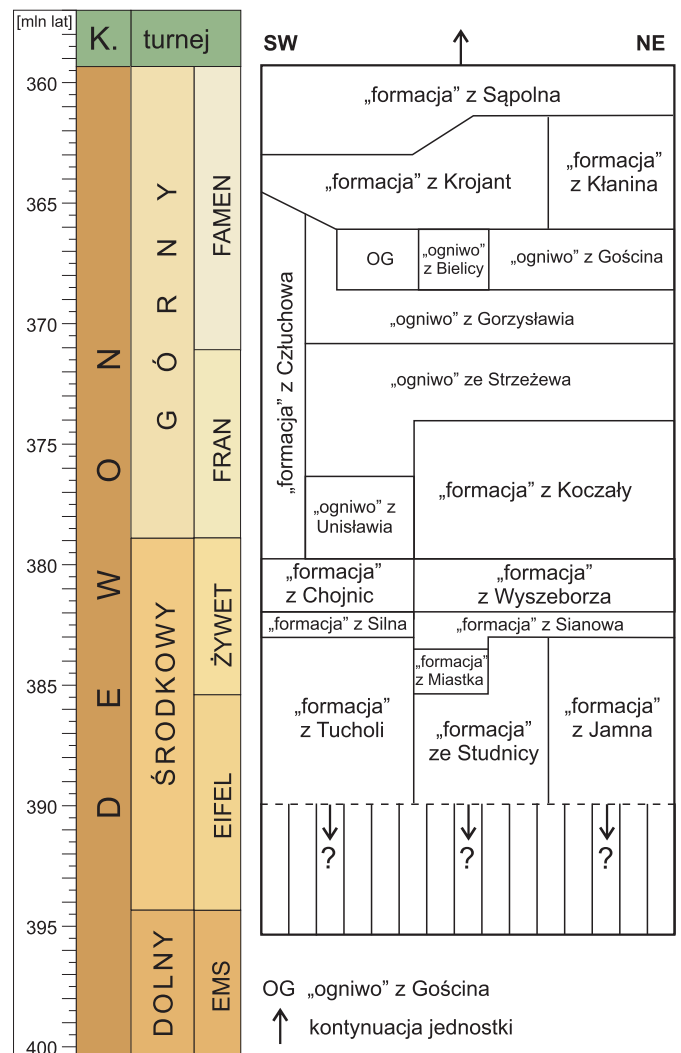


FIG. 25. Schemat litostratygrafii dewonu w basenie pomorskim (wg Matyja, 1993, 2006, zmieniono)

⁵ Chronostratygrafia granic litostratygraficznych różni się w pracach Matyja z 2006 i 2009 r.

„Formacja” z Krojant, o miąższości kilkudziesięciu–kilkuset metrów, to jasnoszare, falisto-gruzłowe wapienie bioklastyczne (glony, rzadkie ramienionogi i szkarłupnie) z przeławieniami mułowców. „Formacja” z Kłanina (150–376 m) obejmuje przekątnie warstwiane grejnstony piaszczyste, węglany bez fauny oraz piaszkowce dolomityczne, lokalnie z anhydrytami. Najwyższy dewon i dolny missisip należą do „formacji” z Sapolna (ok. 150 do kilkuset metrów) złożonej na północy z ciemnoszarych marglistych wakstonów-pakstonów szkieletowych z licznymi ramienionogami, liliowcami, glonami i blaszkowymi stromatoporami, a na południu z margli przeławionych wapieniami organodetrytycznymi z głowonogami, trylobitami, mięczakami, ramienionogami i koralami osobniczymi (Matyja, 1993).

3.1.6. Basen bałtycki

Osady dewonu, deponowane w ciągłości z sylurem, są znane z otworów górnictwa naftowego zlokalizowanych w polskiej strefie Bałtyku. Nie zostały one podzielone na jednostki stratygraficzne, a dotyczące ich informacje nie były przedmiotem publikacji. Wiadomo jedynie, że główna część kompleksu dewońskiego składa się z osadów terygeniczo-siarczanowo-węglanowych o miąższości ok. 600 m (Miłaczewski, 2004).

3.2. CYKLE TRANSGRESYWNO-REGRESYWNE

Cykle transgresywno-regresywne (T-R; Johnson i in., 1985; Embry, 1995) rejestrują względne wahania poziomu morza w basenie. Wyróżniono je na podstawie interpretacji systemów depozycyjnych (Galloway, 1989), a w szczególności ich pozycji paleobatymetrycznej i relacji do linii brzegowej zbiornika (systemy bardziej lub mniej proksymalne). Cykle odpowiadają rangą regionalną i wiekową w przybliżeniu sekwencjom trzeciego rzędu Vaila i in. (1977). Nawiązują one do podziałów litostratygraficznych, a ich określanie abstrahuje od biostratygrafii omówionej dalej (podrozdz. 3.3). Dane biostratygraficzne wskazują jednak, że niektóre granice cykli T-R wiążą się z wahaniami eustatycznymi, przez co mają znaczenie dla korelacji zdarzeniowej i chronostratygraficznej (podrozdz. 3.4).

Sukcesje osadowe basenów przedpola waryscyjskiego zostały podzielone na cykle T-R w różnym stopniu. Najpełniejszy podział dotyczy basenu lubelskiego, w basenie górnoląbskim cykle wyróżniono jedynie w podłożu Karpat Zachodnich, basen małopolski i łysogórski mają podziały częściowe i (lub) wstępne. Sukcesja cykli dla basenu pomorskiego jest już częściowo nieaktualna (por. podrozdz. 3.2.5). Podstawowe atrybuty cykli wyróżnionych w poszczególnych basenach zestawiono w tabelach 2–6.

3.2.1. Basen górnoląbski

Jedenaście dewońskich cykli T-R (I–XI) rozwinętych na ogół w facjach węglanowych wyróżniono w reperowym otworze Goczałkowice IG 1 (fig. 26). Następnie ekstrapolowano je w miarę możliwości na inne profile podłoża Karpat Zachodnich za pomocą korelacji litostratygraficznej, w tym geofizyki wiertniczej (Narkiewicz, 2005; tab. 2). Partie transgresywne i regresywne cykli odpowiadają następstwu systemów depozycyjnych określonych na podstawie cech sedimentologicznych i składników organicznych. Sukcesja systemów, a zarazem częściowo również cykli T-R, jest skorelowana z jednostkami litostratygraficznymi (podrozdz. 3.1.1; fig. 14).

W badanym profilu poziomy transgresywne na ogół są dobrze zdefiniowane, natomiast ich części regresywne bywają mało wyraziste. W niektórych przypadkach ich obecność jest hipotetyczna – wynika z występowania poziomu transgresywnego kolejnego cyklu. Jest to zapewne związane ze specyficznymi relacjami między stopniową subsydencją, jednolitą sedimentacją, na ogół w obrębie płytkomorskiej platformy o wyrównanej topografii, oraz dynamiką wahań poziomu morza. W takich warunkach podwyższenie poziomu morza powoduje szybką (ostro wyrażoną w pionie) zmianę sedimentacji na bardziej głębokowodną. Powstała przestrzeń akomodacji (gromadzenia osadów), ewentualnie powiększana przez umiarkowaną subsydencję, jest następnie stopniowo wypełniana przez spływające się ku górze facje węglanowe.

3.2.2. Basen małopolski

Regionalne cykle T-R zostały wyróżnione w regionie kieleckim świętokrzyskiej części basenu w wyższym dewonie środkowym i w niższym dewonie górnym. Cykle odzwierciedlają tu ewolucję środkowodewońskiej platformy węglanowej wraz z przejściem do stadium rafowego – scenariusz znany z licznych podobnych przykładów z całego świata (Racki, 1993). W obrębie systemu platformy żywieckiej (*carbonate bank complex*) Racki (1993) wydzielił trzy cykle w utworach dolnej i środkowej części formacji z Kowali i jej odpowiedników w strefie kostomłockiej i SW części regionu kieleckiego. Podstawą podziału było w przypadku platformy węglanowej (fm. z Kowali) głównie następstwo zespołów organicznych interpretowanych jako względnie głębsze (transgresywne) lub bardziej płytkomorskie (regresywne). W trakcie cyklu F-1 rozwinął się lokalnie kompleks rafy dymińskiej (warstwy sitkówczańskie górne) otoczony facjami stokowymi wapieni detrytycznych i basenu szelfowego – kompleksu marglistego (fig. 15). W strefie kostomłockiej korelacja cykli z odpowiednikami formacji z Kowali jest hipotetyczna z powodu możliwego wpływu tektoniki na względny poziom morza.

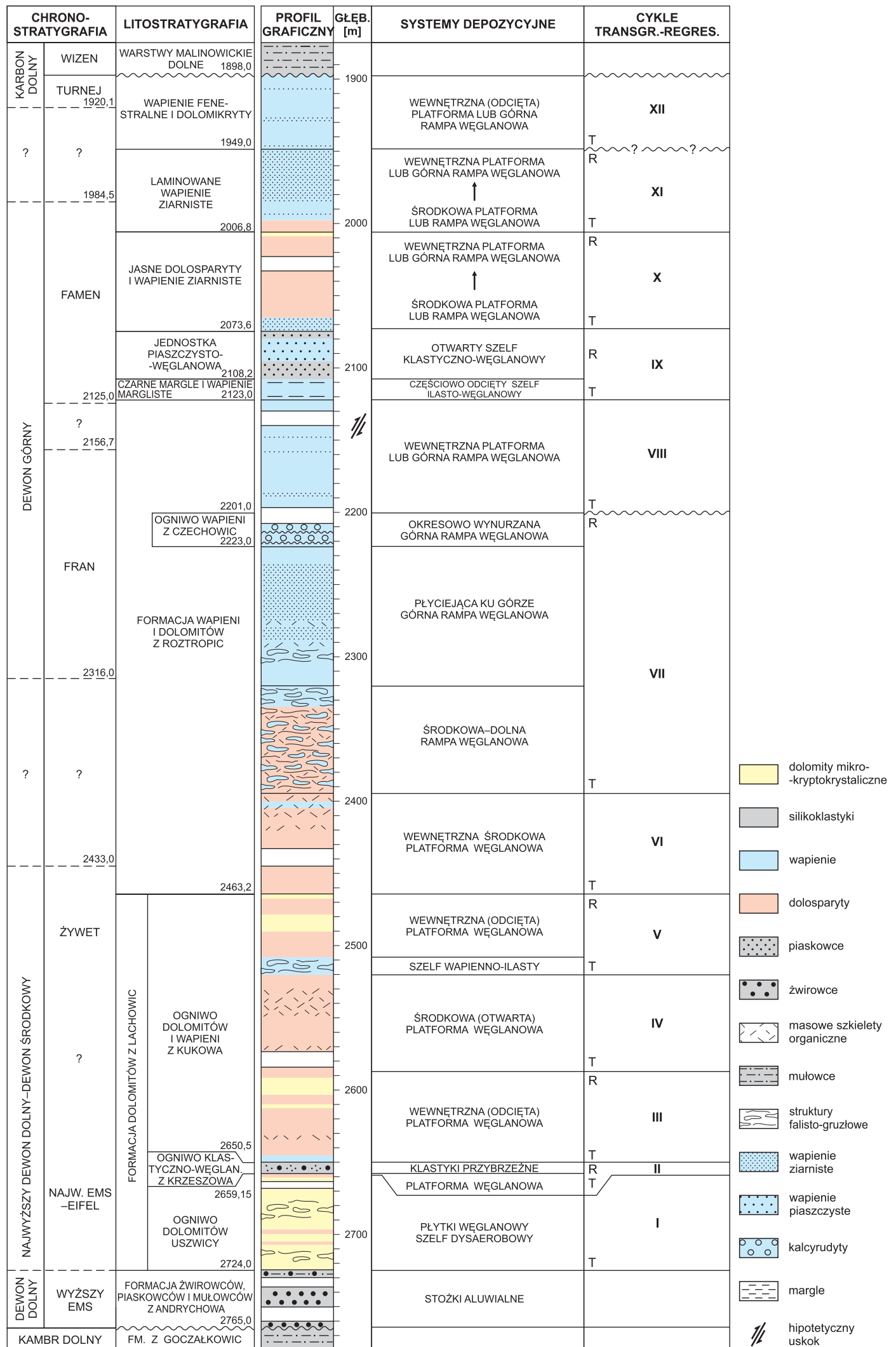
TAB. 2. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) basenu górnoląbskiego (wg Narkiewicza, 2005)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Uwagi
I	basen górnoląbski i ?małopolski	ogniwo Uszwicy (bez najwyższej części)	plytki dysaerobowy szelf węglanowy (T, R)	najpóźniejszy ems– ?wczesny eifel	nieczytelna część regresywna
II	podłoże Karpat Zachodnich	stropowa część ogniwa Uszwicy – ogniwo krzeszowskie; dolomity ze Zbrzy	plytkowodna platforma węglanowa (T); przybrzeżne klastyki lub margliste facje odciętego zbiornika	eifel	dolna granica = spąg wapienia z Dziewek
III	podłoże Karpat Zachodnich	dolna część ogniwa kukowskiego	wewnętrzna platforma węglanowa	?późny eifel	ku górze cyklu facje bardziej odcięte
IV	podłoże Karpat Zachodnich	środkowa część ogniwa kukowskiego	środkowa platforma węglanowa	?wczesny żywet	nieczytelna część regresywna
V	podłoże Karpat Zachodnich	stropowa część ogniwa kukowskiego	szelf wapienno-ilasty (T); wewnętrzna platforma węglanowa	żywet	–
VI	podłoże Karpat Zachodnich, ?rejon Dębника	dolna część formacji roztopickiej	wewnętrzna-środkowa platforma węglanowa	późny żywet	dolna granica =?spąg wapieni dębnickich
VII	podłoże Karpat Zachodnich, ?rejony Dębника i Siewierza–Zawiercia	środkowa część formacji roztopickiej; ogniwo czechowickie	dolna-środkowa rampa węglanowa (T); okresowo wynurzana rampa górna zwieńczona powierzchnią erozyjną (R)	wczesny fran	transgresja IIb lub IIc (Johnson i in., 1985)
VIII	co najmniej podłoże Karpat Zachodnich	górna część formacji roztopickiej	platforma wewnętrzna lub górna rampa węglanowa	?późny fran	–
IX	co najmniej podłoże Karpat Zachodnich	jednostka czarnych margli i wap. margl. (T); jednostka piaszczysto-węglan. (R)	szelf ilasto-węglanowy (T); otwarty szelf klastyczno-węglanowy (R)	?najwcześniejszy famen	–
X	podłoże Karpat Zachodnich	jednostka jasnych dolosparytów i wapieni ziarnistych	środkowa platforma lub rampa węglanowa (T); rampa/platforma górna/wewnętrzna (R)	famen	–
XI	podłoże Karpat Zachodnich; ?rejon Siewierza– Zawiercia	jednostka wapieni laminowanych i ziarnistych	środkowa platforma lub rampa węglanowa (T); rampa/platforma górna/wewnętrzna (R)	?najwyższy famen	erozyjna powierzchnia stropowa – ?luka dewon–karbon

3

Baseny przedpola
orogenu

FIG. 26. Systemy depozycyjne i cykle T-R na tle lito- i chronostratygrafii dewonu w referencyjnym profilu otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 (wg Narkiewicza, 2005)



TAB. 3. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) w dewonie środkowym i górnym regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (Racki, 1993, zmieniono)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Zdarzenie lub cykl eustatyczny*	Uwagi
G-I	basen małopolski (Racki, 1993); rejon Dębника–Siewierza (Sobstel, 2003)	jednostka I (T) i warstwy stringocefalowe	wewnętrzna – środkowa platforma węglanowa	pogranicze eiflu i żywetu	?lf	podział na subcykle a i b na podstawie zespołów organicznych
G-II	basen małopolski; rejon Dębника–Siewierza	ogniwo z Jażwicy i warstwy szydlówce (T) – dolna część warstw sitkówczańskich dolnych i część warstw z Wietrzni (R)	zewn. platf. węglanowa, otwarty szelf węglanowo-ilty (T); laguna węglanowa i proksymalny stok platformy (R)	późny żywet	IIb	odpowiedniki ogniwa z Jażwicy w wierceniu Mzurów 49-BN wg Sobstel (2003)
G/F-III	basen małopolski	górną część warstw sitkówczańskich dolnych i wyższą część warstw z Wietrzni i szydlówce	zróznicowana platforma węglanowa – facje od otwartomorskich (T) do perylitoralnych (R)	pogranicze żywetu i franu	zdarzenie epejrogeniczne	niewielka miąższość (≤30 m), słaba wyrazistość
F-1	basen małopolski, przypuszczalnie odpowiedniki w innych basenach przedpola orogenu	warstwy sitkówczańskie górne, poziom z <i>Phlogoiderhynchus</i> , og. z Kadzielni (T), dolna część kompl. łupkowo-margl. i niższa część warstw kostomłockich (?)	platforma węglanowa, szelf węglanowo-ilty, budowie organiczne (T); basen węglanowo-ilty	wczesny fran	IIc	konceptcja cyklu wg Narkiewicza (1988)

* por. podrozdz. 3.4

3.2.3. Basen łysogórski

Cykle transgresywno-regresywne wyróżniono w przedziale od górnego emsu po dolny fran głównie dla regionu radomskiego, a ich korelacja z regionem łysogórskim ma charakter wstępny (fig. 27). Opisane w tabeli 4 cykle Ł-1–Ł-7 nawiązują do jednostek

litostratygraficznych (patrz podrozdz. 3.1.3) i systemów depozycyjnych (Narkiewicz, 2011a). Częste, duże oboczne zmiany systemów depozycyjnych i miąższości w ramach cykli są interpretowane jako efekt tektoniki sedymentacyjnej – ruchów blokowych podłoża basenu (Narkiewicz i in., 2011). Również niektóre z granic cykli mogą mieć genezę tektoniczną.

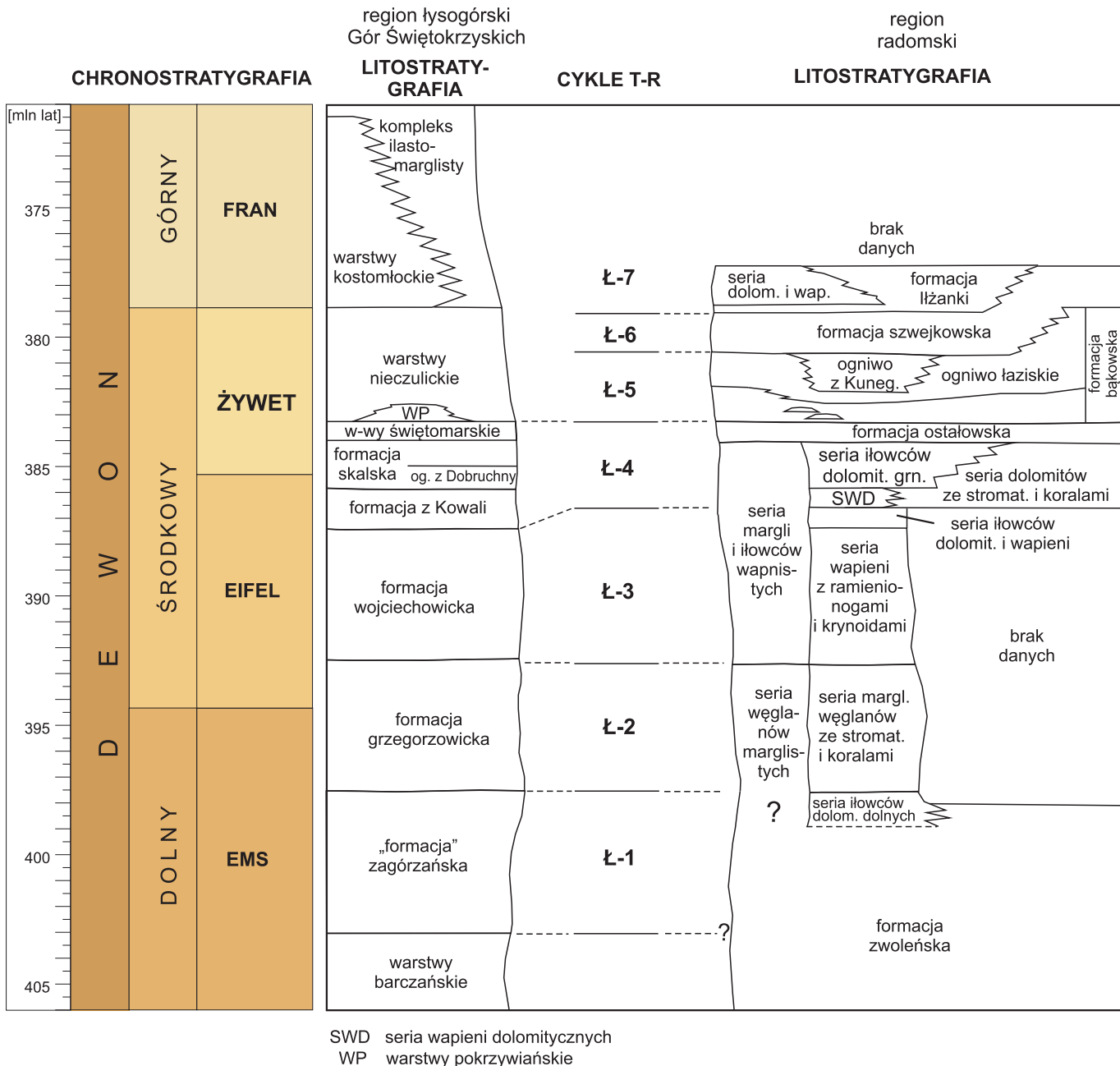


FIG. 27. Cykle transgresywno-regresywne górnego emsu–dolnego franu basenu łysogórskiego

3

Baseny przedpola
orogenu

TAB. 4. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) basenu łysogórskiego (wg Narkiewicza, 2011a)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Zdarzenie lub cykl eustatyczny*	Uwagi
Ł-1	region łysogórski i radomski	RŁ: „formacja” zagórzeńska; RR: ?wyższa część fm. zwoleńskiej; seria ilowców dolomitycznych	RŁ: płytkowodne klastyki szelfowe; RR: odcięty szelf ilasto-węglanowy	ems środkowy-późny	?lb	strop „formacji” zagórzeńskiej – powierzchnia erozyjna (regresja)
Ł-2	?region łysogórski i radomski	RŁ: ?formacja grzegorzowicka; RR: seria margl. węglanów ze stromatop. i koralami, seria węglanów marglistych	RŁ: platforma węglanowo-terygeniczna; RR: system otwartego szelfu węglanowo-ilastego	ems późny	lc	formacja grzegorzowicka = cykl T-R wg Malca (2005)
Ł-3	?region łysogórski i radomski	RŁ: ?formacja wojciechowicka; RR: seria wapieni z ramienionogami i liliowcami (T), seria ilowców dolom. i wapieni (R), dolna część serii margli i ilowców wapienistych	RŁ: odcięty szelf ilasto-węglanowy; RR: węglanowy basen szelfowy, otwarty szelf ilasto-węglanowy	eifel wczesny	?lc	–
Ł-4	region łysogórski i radomski	RŁ: formacja z Kowali i skalska (T); warstwy świętomarskie (R); RR: seria wapieni dolomit., dolna część serii dolomitów ze stromatoporami i koralami, górna część serii margli i ilowców wapienistych (T); formacja ostałowska (R)	RŁ: platforma węglanowa, otwarty szelf węglanowo-ilasty (T); płytkowodne klastyki szelfowe (R); RR: platforma węglanowa, platforma węglanowo-terygeniczna, otwarty szelf ilasto-węglanowy (T); klastyki szelfowe (R)	eifel późny	ld-lf	duże oboczne zmiany miąższości (RŁ – 600 m; RR – 200 m)
Ł-5	?region łysogórski i radomski	RŁ: warstwy pokrzywiańskie i dolna część nieczulickich RR: formacja bąkowska	RŁ: budowle organiczne, otwarty szelf ilasto-węglanowy; RR: platforma węglanowa, otwarty szelf ilasto-węglanowy i węglanowo-ilasty (T); szelf ilasto-mulisty i klastyczno-węglanowy	żywet środkowy	lla	ogniwo z Kunegundowa może należeć już do cyklu Ł-6 (T)
Ł-6	?region łysogórski i radomski	RŁ: górna część warstw nieczulickich; RR: formacja szwejkowska	RŁ: otwarty szelf ilasto-węglanowy; RR: platforma węglanowa	żywet późny		transgresja czytelna jako spadek udziału terygenów
Ł-7	?region łysogórski i radomski	RŁ: warstwy kostomłockie (dolna część ?); RR: fm. Ilżanki	RŁ: węglanowy i węglan.-ilasty basen szelfowy; RR: otwarty szelf ilasto-węglanowy (T)	pogranicze żywetu i franu	llb	rozpoznana jedynie dolna część cyklu

* por. podrozdz. 3.4;

RŁ – region łysogórski, RR – region radomski

3.2.4. Basen lubelski

Osady dewonu dolnego, o maksymalnej miąższości ok. 2,5 km, stanowią łącznie część jednego megacyklu depozycyjnego zapoczątkowanego w sylurze (Miłaczewski, 1981). Dewońskie partie części transgresywnej tego cyklu są reprezentowane przez osady głębszego szelfu formacji sycyńskiej (fig. 24). W jej

stropowych partiach zaznacza się tendencja regresywna, w postaci progradacji systemu klastyków przybrzeżnych formacji czarno-leskiej. Kulminacja regresji zbiega się z początkiem sedymentacji utworów formacji zwoleńskiej zaliczonych do systemu aluwialnego. W centralnych partiach basenu sedymentacja aluwialna zakończyła się wcześniej przechodząc w osady morskie. Natomiast w NE obrzeżeniu górna granica osadów formacji zwoleńskiej ma charakter

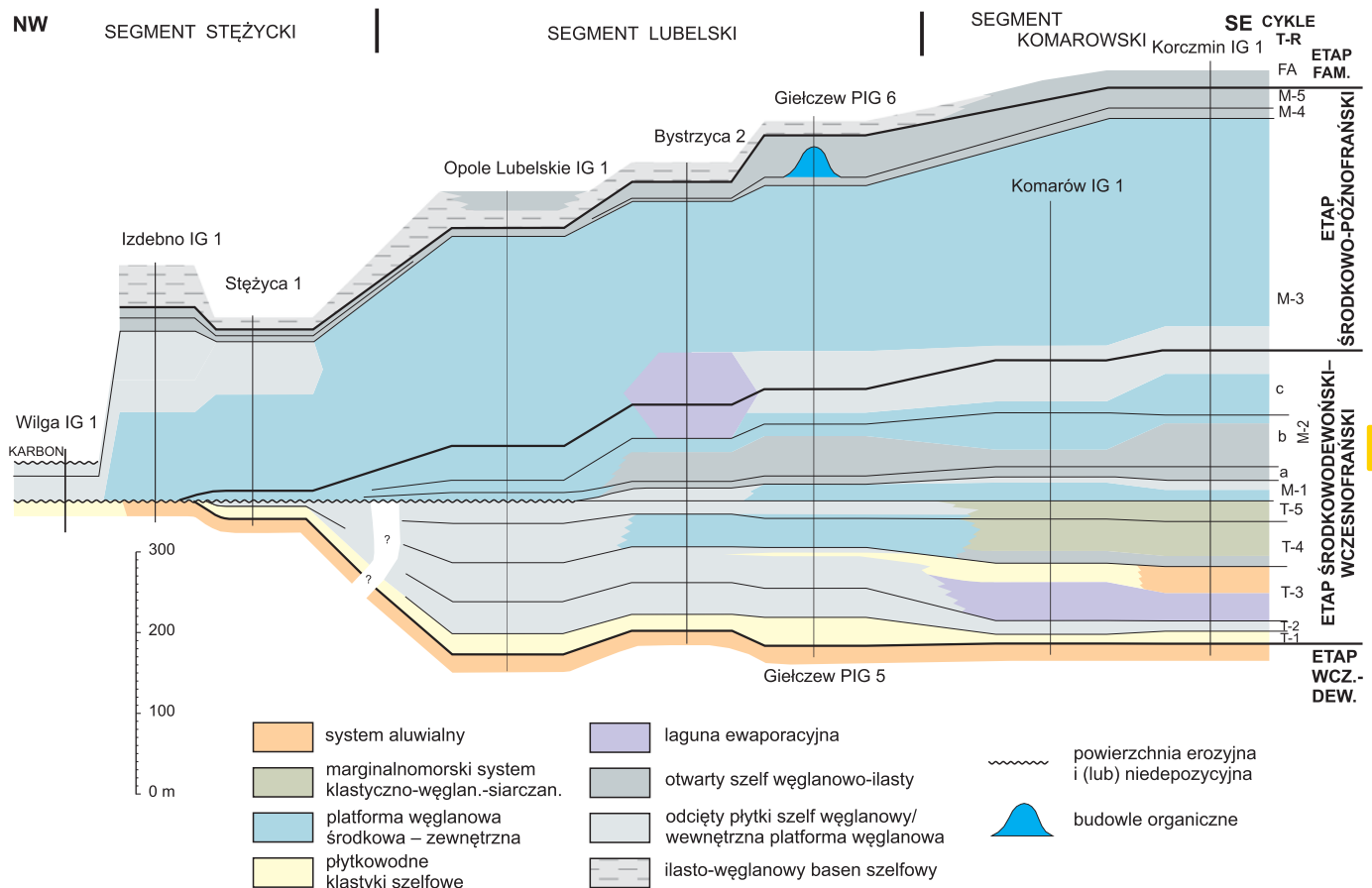


FIG. 28. Systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu lubelskiego w przekroju podłużnym (wg Narkiewicza, 2011b: fig. 23)

erozyjny, a facje aluwialne występują aż do dewonu środkowego (por. dalej). Znaczne oboczne zmiany miąższości utworów lądowych (200–1500 m) sugerują, że depozycja miała uwarunkowania tektoniczne, związane z ruchliwością bloków w otoczeniu basenu i w jego podłożu (por. Narkiewicz i in., 2011).

Kolejny megacykl dewoński składa się wg Miłaczewskiego (1981) z transgresywnych osadów eiflu do famenu wczesnego oraz regresywnych facji późnofameńskich. W obrębie tego megacyklu wyróżniono szereg cykli transgresywno-regresywnych niższego rzędu (Narkiewicz i in., 1998; Narkiewicz, 2011b; tab. 5; fig. 28, 29).

W ramach zaliczanej głównie do dewonu środkowego formacji telatyńskiej (fig. 24) zdefiniowano pięć cykli T-R (od T-1 do T-5) w segmencie komarowskim i lubelskim. W segmencie stężyckim ulegają one przypuszczalnie wyklinowaniu i amalgamacji w obrębie sukcesji płytkowodnej, a dalej ku NW zanikają na skutek erozji (fig. 28). W przypadkach niektórych cykli (np. T-2, T-4) etapy transgresywne i regresywne zaznaczają się jedynie w postaci zmian facji

w ramach tych samych systemów depozycyjnych. W obrębie formacji modryńskiej i lokalnie najniższej części formacji firlejskiej (por. fig. 24) wyróżniono cykle od M-1 do M-5, odpowiadające w przybliżeniu piętru frańskiemu (fig. 28, 29). Osady fameńskie należą do cyklu FA (fig. 29; tab. 5).

3.2.5. Basen pomorski

Sukcesja cykli I–VII dla basenu pomorskiego (tab. 6) została ustalona przez Matyję (1998) w odniesieniu do wydzielanych wówczas jednostek litostratygraficznych. Późniejsze modyfikacje jednostek (Matyja, 2006, 2009) nie doprowadziły jednak do redefinicji cykli, co ogranicza ich aktualność. Według Matyi (1998, 2009) większość cykli T-R odpowiada cyklom eustatycznym Johnsona i in. (1985 z późniejszymi zmianami). W tabeli 6 podano przypuszczalną korelację z tymi cyklami, opierając się na datowaniach konodontowych w cytowanych pracach Matyi (1998, 2009).

3

Baseny przedpola orogenu

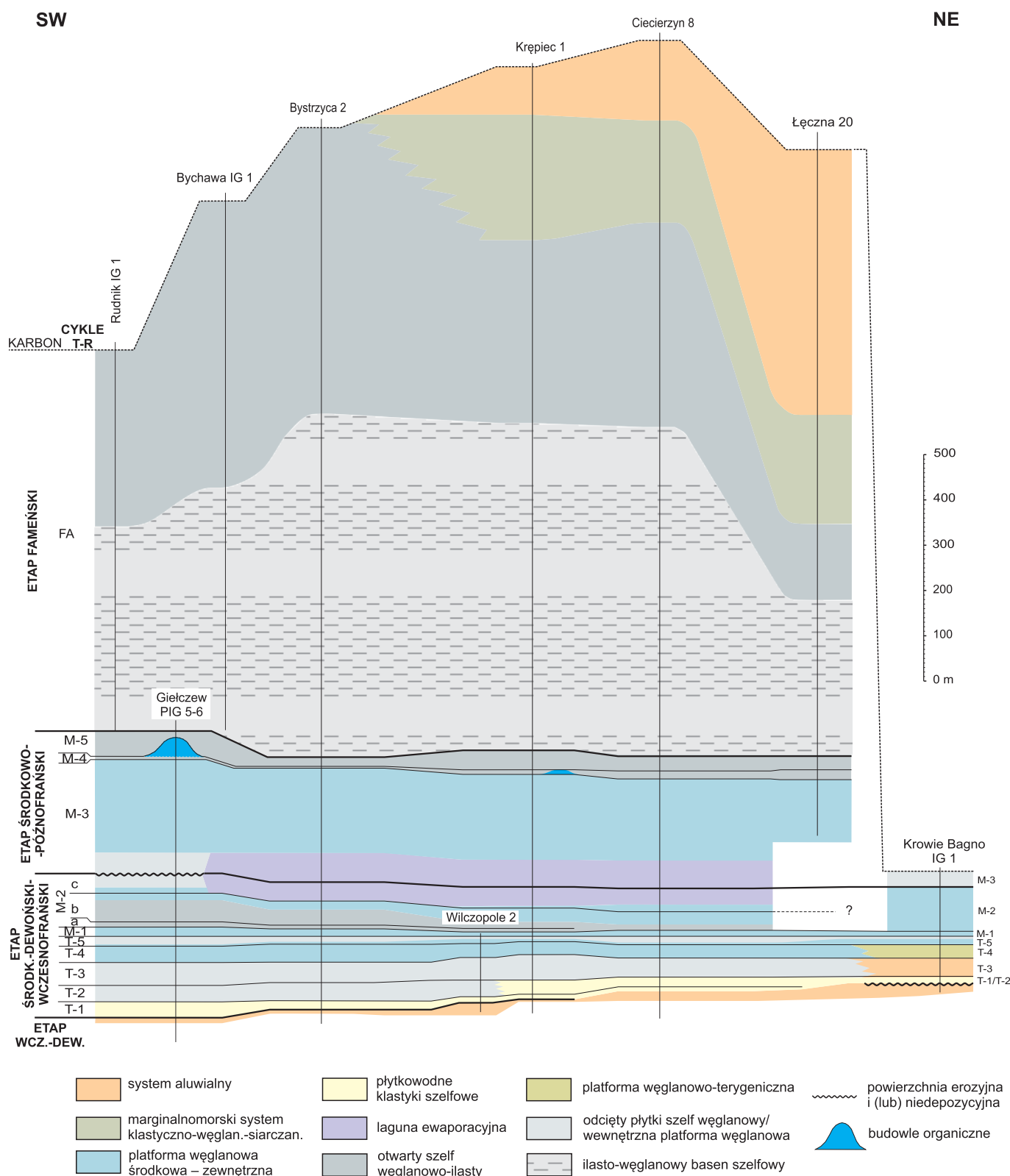


FIG. 29. Systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i górnego basenu lubelskiego (segment lubelski) w przekroju poprzecznym (wg Narkiewicza, 2011b; fig. 22)

3

Baseny przedpola
orogenu

TAB. 5. Cykle transgresywno-regresywne (T-R) basenu lubelskiego (wg Narkiewicza, 2011b; numery cykli eustatycznych wg Johnsona i in., 1985)

Numer cyklu	Występowanie	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Zdarzenie lub cykl eustatyczny*	Uwagi
T-1	SK, SL, ?SS	ogniwo przewodowskie, formacja zwoleńska (SK, SL)	klastyki płytkomorskie, system aluwialny	późny ems	lc	SS – cykl trudny do identyfikacji
T-2	SK, SL, ?SS	dolna część ogniwa machnowskiego, ogniwo przewodowskie (SK); ogniwo gielczewskie (dolna część), ogniwo przewodowskie (SL)	SK: odcięty płytki szelf węglanowy, klastyki przybrzeżnomorskie; odcięty płytki szelf węglanowy, płytkowodne klastyki szelfowe (SL)	pogranicze emsu/eiflu	?zdarzenie z Choteć	jw.
T-3	SK, SL, ?SS	ogniwo machnowskie (gm. część), ogniwo żniatyńskie (SK); ogniwo gielczewskie (środkowa część) (SL)	SK: laguna ewaporacyjna (T), system aluwialny (R); SL: odcięty płytki szelf węglanowy, system aluwialny	eifel–wczesny żywet	?ld	facje aluwialne w NE obrzeżeniu basenu
T-4	SK, SL, ?SS	ogniwo pelczańskie, ogniwo rachañskie (SK); ogniwo gielczewskie (górna część)	SK: otwarty szelf węglanowo-ilasty, system brakiczny (T), marginalnomorski system klastyczno-węglan.-siarcz. (R); SL: środk.-zewn. platforma węglan., odcięty płytki szelf węglanowy	środkowy żywet	lla	maksimum transgresji środkowodewońskiej
T-5	SK, SL, ?SS	ogniwo mirczańskie, lokalnie najwyższa część ogniwa rachañskiego (SK); najwyższa część ogniwa gielczewskiego (SL)	SK: marginalnomorski system klast.-węglan.-siarcz.; SL: zewn.-środk. platforma węglan. (T), płytki szelf węglan., wewn. platforma (R)	późny żywet	?llb	–
M-1	SK, SL	ogniwo krzewickie (SK); dolna część ogniwa lipowieckiego	SK: środk. platf. węglanowa (T), wewnętrzna platforma (R); SL: odcięty płytki szelf węglanowy, platforma węglan.	wczesny fran	llc	SS – erozja
M-2	SK, SL, ?lokalnie SS	ogniwo lipowieckie, ogniwo losieńskie (bez najw. części) (SK); ogniwo lipowieckie (bez najniższej części), ogniwo losieńskie (dolna część), ogniwo ciecierzyskie (dolna część) (SL)	otwarty szelf węglanowo-ilasty (T), platforma węglanowa, odcięty płytki szelf węglanowy, laguna ewaporacyjna (R)	wczesny fran	?	lokalnie erozja w stropie; lokalne subcykle a–c ze wzrostem domieszki ilastej ku górze
M-3	SK, SL, SS	ogniwo losieńskie (wyższa część), ogniwo zubowickie (bez najwyższej części), ogniwo ciecierzyskie (górna część) (SK, SL), formacja modryńska nierozdz., ogniwo stężyckie (SS)	odcięty płytki szelf węglanowy, laguna ewaporacyjna, wewn.-środk.-zewn. platforma węglanowa	środkowy–późny fran	?transgresja z Rhinestreet	najszerzej rozprzestrzeniony, największe miąższości, w stropie i spągu facje najpłytsze
M-4	SK, SL, SS	najwyższa część ogniwa zubowickiego, spagowe partie fm. firlejskiej (SK); górna część ogniwa zubowickiego, ogniwo z Melgwi (SL); najwyższa część formacji modryńskiej (nierozdz.) (SS)	otwarty szelf węglanowo-ilasty, budowla organiczna	późny fran	lld (transgresja <i>semichatovae</i>)	erozyjny strop budowli org. (=faza regresywna cyklu)
M-5	SK, SL, SS	dolne partie formacji firlejskiej (SK); najwyższa część ogniwa zubowickiego (SL); najwyższa część formacji modryńskiej (nierozdz.) (SS)	otwarty szelf węglanowo-ilasty	późny fran	?dolne zdarzenie z Kellwasser	granice cyklu w SK czytelne w zapisie karotażowym
FA	SK, SL, SS	formacja firlejska, formacja hulczańska, kompleks pstrych klastyków (SK); formacja bychawska, formacja firlejska, warstwy niedrzwickie, kompleks pstrych klastyków (SL); formacja bychawska, warstwy niedrzwickie (SS)	otwarty szelf węglanowo-ilasty, ilasto-węglanowy basen szelfowy (T), otwarty szelf węglanowo-ilasty, marginalnomorski system klastyczno-węglanowo-siarczany, system aluwialny (R)	najpóźniejszy fran	górne zdarzenie z Kellwasser	megacykl tektonicznie uwarunkowany, obejmujący cały famen

* por. podrozdz. 3.4;

SK – segment komarowski; SL – segment lubelski; SS – segment stężycki

TAB. 6. Cykle T-R basenu pomorskiego (na podstawie prac Matyi, 1998, 2009; cykle eustatyczne wg Johnsona i in., 1985)

Numer cyklu	Odpowiedniki litostratygraficzne	Systemy depozycyjne: T – transgresywne R – regresywne	Wiek transgresji	Cykle eustatyczne
I	„formacje” jamneńska i studnicka (NE), tucholska, silneńska i miastecka (SW)	system aluwialny (NE), przybrzeżny system klastyczno-węglanowy (SW)	?późny eifel	–
II	„formacje” chojnicka i sianowska (T); „fm.” wyszeborska	niżejplywowy szelf klastyczny, przybrzeżny system klastyczno-węglanowy (T); przybrzeżny system klastyczny, system aluwialny (R)	środkowy żywet	?lla
III	„ogniwo” unisławskie (SW), dolna część „formacji” koczańskiej (NE)	niżejplywowy szelf węglanowo-klastyczny (SW), przybrzeżny system węglanowo-klastyczny (NE)	pogranicze żywetu i franu	?llb
IV	dolna część „ogniwa” strzeżewskiego (SW), górna część „formacji” koczańskiej	anaerobowy-dysaerobowy basen szelfowy (SW), platforma węglanowa, przybrzeżny system klastyczny (R) (NE)	wczesny–środkowy fran	?llc
V	górna część „ogniwa” strzeżewskiego (SW), dolna część „ogniwa” gorzysławskiego (NE)	basen szelfowy (SW), niżejplywowy szelf węglanowo-marglisty (NE)	późny fran	?lld
VI	„ogniwo” gorzysławskie (bez dolnej części w regionie SW), „ogniwo” bielickie i gościńskie, „formacja” krojancka i kłanińska (bez najwyższych części)	niżejplywowy szelf węglanowo-marglisty (T); budowle węglanowe, niżejplywowy szelf węglanowo-marglisty, rampa węglanowa, przybrzeżny system klastyczno-węglanowo-ewaporacyjny (NE)	środkowy famen	?lle
VII	„formacja” sapolniańska; NE – górna część „formacji” kłanińskiej	system rampy: SW – ilastej, NE – węglanowo-marglistej	późny famen	?llf

3.3. BIOSTRATYGRAFIA I CHRONOSTRATYGRAFIA

Stan badań bio- i chronostratygraficznych dewonu podsumowano w odniesieniu do kolejnych oddziałów. Pogranicze dewonu dolnego i środkowego omówiono jednak osobno, ze względu na specyficzne problemy datowań i wyznaczania granic pięter. Podział na podpiętra, częściowo zaakceptowany przez Podkomisję ds. Stratygrafii Dewonu, nie został jeszcze formalnie zatwierdzony przez Międzynarodową Komisję Stratygraficzną. Określenia w rodzaju „dolny ems” czy „środkowy fran” należy więc traktować jako orientacyjne.

Chronostratygrafię i podziały biostratygraficzne systemu dewońskiego przedstawiono na podstawie pracy Beckera i in. (2020) wg stanu na koniec drugiej dekady bieżącego wieku. Skupiono się na podziałach kluczowych dla badań krajowych, opartych głównie na konodontach, w mniejszym stopniu na miosporach i graptolitach. Częściowo uwzględniono datowania na podstawie makrofauny, głównie strofoporoidów, koralów, ramienionogów i głowonogów.

Dane zestawiono dla poszczególnych basenów (podrozdz. 3.1) z naciskiem na prace nowsze, nawiązujące do podziałów litostratygraficznych. Opracowania z lat 70. ub. w. i wcześniejsze mają na ogół charakter wyrzykowy i dotyczą wybranych profili lub ich fragmentów, a ponadto opierają się nierzadko na skamieniałościach o ograniczo-

nym znaczeniu biostratygraficznym (por. Pajchłowa i in., 1968, 1980). Zwięźle podsumowanie omawianej problematyki według stanu na koniec ubiegłego stulecia zawierają prace Rackiego i Turnau (2000) oraz Pajchłowej i Miłaczewskiego (2003). Liczba danych biostratygraficznych o poszczególnych basenach jest proporcjonalna do intensywności badań paleontologicznych prowadzonych od początku XIX w. (Pajchłowa i in., 2003). Najważniejsze miejsce zajmują tu Góry Świętokrzyskie, które dostarczały reperów stratygraficznych do szerszej korelacji międzybasenowej (Narkiewicz i in., 2006).

3.3.1. Dewon dolny

GSSP (globalny stratotyp i punkt graniczny) podstawy dewonu wyznaczono w profilu Klonk w basenie praskim w miejscu pierwszego wystąpienia (FAD) graptolita *Uncinagraptus uniformis uniformis* (fig. 30). GSSP dolnej granicy pragu ustalono w profilu Velka Chuchle k. Pragi, głównie na podstawie występowania konodonta *Gondwana irregularis*. Podstawę emsu definiuje GSSP w profilu Zinzil'ban w Uzbekistanie, jako FAD konodonta *Eocostapolygnathus kitabicus*, aczkolwiek proponowane jest przesunięcie granicy do FAD morfotypu M114 konodonta *Eolinguioplygnathus excavatus* (Becker i in., 2020). Z podziałem konodontowym i graptolitowym są w przybliżeniu skorelowane palinozony miosporowe (Richardson, McGregor, 1986; Streel i in., 1987).

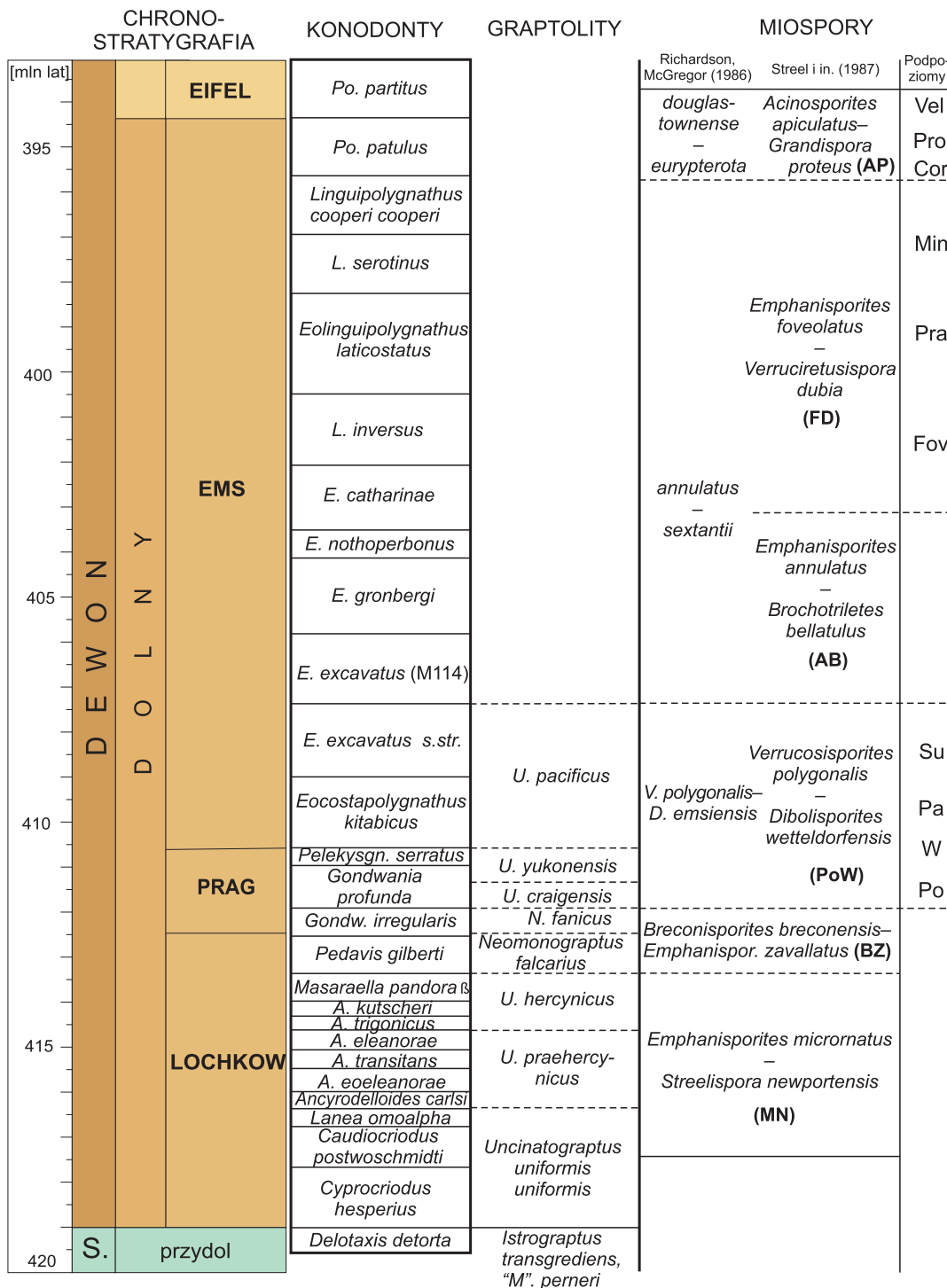


FIG. 30. Podziały biostratygraficzne dewonu dolnego na podstawie konodontów i graptolitów (Becker i in., 2020, zmieniono) oraz miospor (Richardson, McGregor, 1986; Streel i in., 1987). Skala stratygraficzna wg Beckera i in. (2020)

3

Baseny przedpola
orogenu

3

Baseny przedpola
orogenu

W basenach polskich dominują w dewonie dolnym klastyki lądowe i marginalnomorskie, przez co największe znaczenie dla badań biostratygraficznych ma zonacja miosporowa (fig. 30–32). Mniejszą rolę odgrywa makrofauna występująca w niższych, morskich częściach sukcesji dolnodewońskich w basenach łysogórskim i lubelskim (podrozdz. 3.1).

W basenie górnośląskim dolna część klastyków warstw zabierzowskich jest datowana w profilu otworu Trojanowice 2 na poziom *annulatus–sextantii* emsu środkowego–górnego, a górna – na poziom *douglastownense–eurypterota* pogranicza emsu i eiflu (Filipiak, 2014). Podobne dane uzyskano wcześniej z otworu Klucze 1 (Filipiak, 2011). Nieco szerszy wiek, obejmujący również poziom *annulatus–bellatulus* (AB) niższego emsu, sugerują badania formacji andrychowskiej (Turnau, 1974; Racki, Turnau, 2000). Jednostka ta może jednak sięgać miejscami do bliżej nieokreślonego odcinka dewonu środkowego (Narkiewicz, 2005).

Badania osadów dolnodewońskich **basenu małopolskiego** koncentrowały się w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. Dane miosporowe z klastyków górnej części „formacji” z Haliszki wskazują na poziom interwałowy Su palinozony *polygonalis–wetteldorfensis* (PW) pogranicza pragu/emsu oraz poziom AB dolnego emsu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; por. też Turnau, Tarnowska, 1997). Dolny kompleks piaskowcowy „formacji” z Winnej datowano na poziom interwałowy Fov palinozony *foveolatus–dubia* (FD) emsu środkowego, kompleks mułowcowy z wulkanitami na górnoeifelskie poziomy Min (= strop FD) i Cor (= spąg *apiculatus–proteus* – AP), natomiast górny kompleks piaskowcowy na poziom Pro (górna część AP) pogranicza emsu/eiflu. W strefie kostomłockiej Malec (1993b, 2001a) zaliczył zlepienie z Gruchawki do wyższego pragu na podstawie szczątków ryb, natomiast warstwy z Barczy przypisał do pogranicza pragu i emsu. Dane Filipiaka (2011) z otworu wiertniczego RK-7 koło Zawiercia wskazują na poziom *polygonalis–emsiensis* pogranicza pragu/emsu w stropie klastyków (odpowiedników formacji z Winnej?), natomiast ich górna granica z węglanami przebiega w poziomie *annulatus–sextantii* emsu środkowego–górnego.

W profilach **basenu łysogórskiego** granica sylur/dewon biegnie w facjach morskich. W regionie łysogórskim występuje ona zapewne w wyższej części formacji z Rudek, której partie spągowe należą prawdopodobnie do przydolu górnego z liliowcami *Scyphocrinus* (Kozłowski, 2008). Występujące w górnej części formacji graptolity *Uncinatraptus uniformis* wskazują na najniższy lochkow (Porębska, 2003). Wyżej leżąca formacja bostowska należy do lochkowu na podstawie zespołu trylobitów z rodzajów *Acastella* i *Proacanthina* (Tomczykowa, 1991; Kozłowski, 2008) oraz udokumentowanej palinozony MN (Streel i in. 1987; Fijałkowska-Mader, Malec, 2018). Środkowa–górna część warstw barczańskich zawiera miospory poziomu Su palinozony PW pogranicza pragu/emsu oraz poziom AB dolnego emsu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011, 2018). W „formacji” zagórzańskiej zidentyfikowano poziomy AB do Cor (= dolna część AP) emsu środkowego–górnego (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011).

Dane z profilu otworu Pionki 4 na pograniczu **basenu łysogórskiego i lubelskiego** wskazują na przynależność dolnej części formacji sycyńskiej do poziomu R palinozony MN lochkowu dolnego (Turnau, 1985b, 2011; Turnau i in., 2005), natomiast datowania małżoraczek i konodontów – na cały lochkow (Nehring-Lefeld, 1985). W górnej części formacji czarnoleskiej znaleziono spory poziom M palinozony MN środkowej części lochkowu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Dolna część formacji zwoleńskiej należy do nienajwyższego lochkowu (poziom Si – Turnau, 2011), natomiast w części górnej stwierdzono poziom W palinozony PoW pragu, a także poziom Su pogranicza pragu i emsu. Najwyższe poziomy emsu, AB i FD, udokumentowano w otworze Ciepeliów IG 1 (region radomski) oraz w otworach Pionki 1 i 4. W części SE basenu lubelskiego stropowe partie formacji zwoleńskiej należą do poziomu Su palinozony PoW pogranicza pragu i emsu (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011).

W basenie pomorskim, w spągowych partiach „formacji” tucholskiej i jamieńskiej znaleziono miospory nie starsze od najmłodszego emsu, najprawdopodobniej wieku wczesnoeifelskiego (Turnau, Matyja, 2001). Brak wzmianek o miosporach charakterystycznych dla przedziału lochkow–prag może sugerować pierwotny brak osadów tego wieku w basenie pomorskim.

3.3.2. Pogranicze dewonu dolnego i środkowego

Omawiany przedział stratygraficzny charakteryzuje się klastyczno-węglanowymi facjami transgresji morskiej na pograniczu dewonu wczesnego i środkowego. W rejonie Siewierza–Olkusza–Zawiercia **basenu górnośląskiego** porównywalne utwory zaliczono do kompleksu węglanowo-terygenicznego (podrozdz. 3.1.1), datowanego na

eifel na podstawie słabych przesłanek faunistycznych, m.in. obecności tentakulitów z rodzaju *Tentakulites* i *Heteroctenus* (Hajłasz, 1967).

W basenie małopolskim (region kielecki), partie spągowe formacji z Baranjej Góry mogą należeć do górnego emsu, natomiast strop biegnie w dolnym eiflu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; Filipiak, 2011; Wójcik, 2015; fig. 16). Formacji tej odpowiada w przybliżeniu „poziom dąbrowski” charakteryzujący się obecnością ramienionoga *Chimaerothyris dombrowiensis* (Studencka, 1983). Do pogranicza emsu/eiflu należy ogniwo z Porzecza korelowane z poziomami konodontowymi *patulus–partitus* (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011) oraz ogniwo z Dębskiej Woli ze sporami poziomu *douglastownense–eurypterota* (Filipiak, 2011). Ogniwo z Dąbrowy należy do dolno-eifelskich poziomów *partitus–najniższy costatus* (Malec, 2005; Wójcik, 2015). Do dolnego eiflu należy ogniwo z Brzeziny nie starsze od poziomów *partitus–costatus* (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011; Wójcik, 2015), a także ogniwo janczyckie (*partitus–dolny costatus*) i jurkowickie (*costatus*) (Wójcik, 2015).

Odpowiedniki formacji z Baranjej Góry z podłoża niecki Nidy zaliczono do pogranicza emsu/eiflu na podstawie fauny z *Chimaerothyris dombrowiensis* (otwór Jaronowice IG 1; Jaworowski i in., 1967). W otworze tym osady klastyczno-węglanowe oraz spagową część węglanów przypisano do poziomu *protea* palinozony *douglastownense–eurypterota* przejścia ems/eifel (Filipiak, 2011).

W regionie łysogórskim formacja grzegorzowicka jest zaliczana na podstawie konodontów do poziomów *serotinus–costatus* pogranicza ems/eifel (Malec, 2005), a na podstawie miospor do poziomu AP (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Najniższe ogniwa: z Warszówka, z Godowa i z Bukowej Góry należą odpowiednio do poziomów: *serotinus*, pogranicza *serotinus–patulus* oraz ?*serotinus–patulus* górnego emsu. Ogniwo z Bukowej Góry odpowiada palinozonie AP – w części dolnej poziomowi Cor górnego emsu, a w górnej – Pro pogranicza emsu/eiflu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2011). Filipiak (2011) odniósł tę jednostkę do poziomu *protea* palinozony *douglastownense–eurypterota*. Ogniwa wydrzysowskie i kapkackie zaliczono do poziomu *patulus* najwyższego emsu, a rzepińskie – do poziomów *patulus–partitus* pogranicza emsu/eiflu (Malec, 2005). Według Fijałkowskiej-Mader i Malca (2011) oraz Filipiaka (2011) dwa pierwsze ogniwa należą do poziomu Pro pogranicza emsu/eiflu. Ogniwo zachemiańskie Malec (2005) zaliczył w części spągowej do poziomów *patulus–costatus*. W ujęciu palinostratygraficznym dolna część ogniwa należy do poziomu Pro, a górna – Vel (dolny eifel; Fijałkowska-Mader, Malec, 2011), lub w partiach spagowych – *velata–langii* eiflu (Filipiak, 2011). Ogniwo dąbrowskie należy do dolnego eiflu (konodontowe poziomy *partitus–costatus*).

W regionie radomskim serię marglistych węglanów ze stromatoporo-
idami i koralami zaliczono do dolnego eiflu na podstawie małżoraczek i tabulatów (Sarniecka, 1986; Żakowa i in., 1986), jednak Malec (2002) skorygował położenie granicy ems/eifel, przesuwając ją ku górze serii.

W basenie lubelskim podstawowa transgresja dewonu środkowego odpowiada klastykom ogniwa przewodowskiego. Nowsze dane miosporowe wskazują jednak, że lokalnie co najmniej niższa część ogniwa należy do wyższego emsu (poziom FD – Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Wyższa część została zaliczona do poziomu AP najwyższego emsu–dolnego eiflu. Coraz młodszy wiek ogniwa ku brzegowi zbiornika (podrozdz. 3.2.4) potwierdzają dane biostratygraficzne wskazujące na żywecki wiek utworów węglanowych leżących nieco powyżej ogniwa przewodowskiego w profilu Terebin IG 5 (Narkiewicz, 2011), oraz dane z segmentu stężyckiego (por. fig. 24).

3.3.3. Dewon środkowy

GSSP podstawy eiflu zdefiniowano w profilu Wetteldorf w Górach Eifel jako FAD konodonta *Polygnathus partitus*. Górnoeifelski poziom „*ensensis*” jest tu ujęty w cudzysłowie (fig. 33) jako koncepcja prowizoryczna, wymagająca rewizji (Narkiewicz i in., 2023). GSSP spągu żywetu zdefiniowano w marokańskim profilu Jebel Mech Irdane jako FAD konodonta *Polygnathus hemiansatus* (Walliser i in., 1995). Zonacja konodontowa żywetu ma swoją wersję podstawową, głównie dla facji głębokomorskich (Bultynck, 1987; Klapper, Johnson, 1990; Ziegler, Sandberg, 1990; Clausen i in., 1993) oraz alternatywną, dla facji płytkomorskich i (lub) przybrzeżnych (Witzke i in., 1988; Rogers, 1998; Narkiewicz, Bultynck, 2010; fig. 34). Podział miosporowy jest skorelowany z zonacją konodontową jedynie w przybliżeniu.

Omawiane utwory środkowodewońskie są wykształcone na ogół w płytkomorskich facjach platformy węglanowej lub odciętego szelfu. Zespoły organiczne, w większości bentosowe, są często ubogie i niezróżnicowane i (lub) obfitują w skamieniałości o umiarkowanej wartości biostratygraficznej, np. stromatoporoidey, koralce i ramienionogi. Opieranie badań na takich formach prowadziło nieraz do wątpliwych i (lub) mało precyzyjnych datowań. Od lat 80. ub. w.

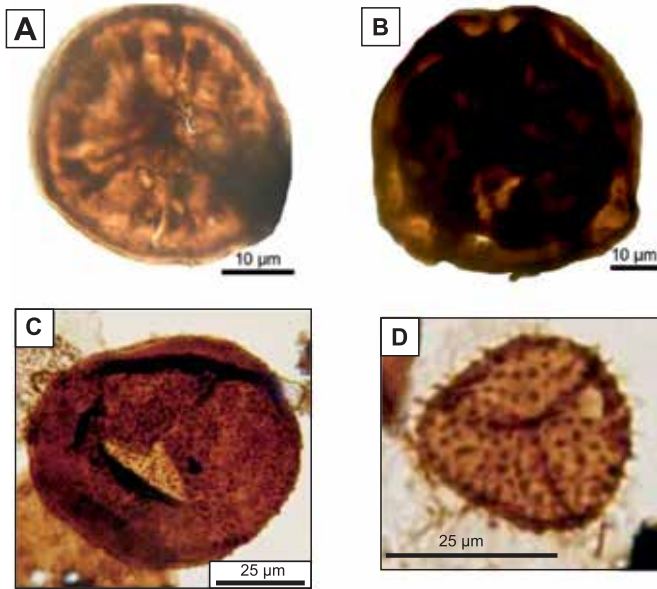


FIG. 31. Przykłady indeksowych taksonów miospor dolnodewońskich z obszaru Polski: A – *Emphanisporites annulatus*; B – *Coronaspora mariae*; C – *Apiculiretusispora brandtii*; D – *Dibolisporites wetteldorfensis*. A, B – poziom miosporowy AB wczesnego emsu (Fijałkowska-Mader, Malec, 2018: ryc. 5 G i L); C, D – poziom *annulatus–sextantii* (?FD), środkowy ems (Filipiak, 2014: C – tabl. IV, D – fig. 6 tabl. II, fig. 1)

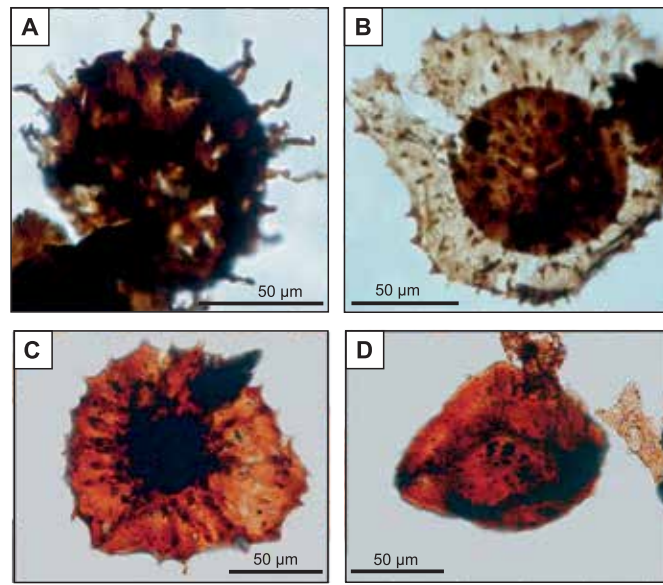


FIG. 32. Przykłady indeksowych taksonów miospor z pogranicza dewonu dolnego i środkowego (ems/eifel) z obszaru Polski: A – *Hystricosporites microancyreus*; B – *Ancyrospora netterscheimensis*; C – *Grandispora douglstownnense*; D – *Ancyrospora eurypteroa*. A, B – poziom *apiculatus–proteus* (Turnau, 2011: tabl. I, fig. 11, 7); C, D – poziom *douglstownnense–eurypteroa* (Filipiak, 2014: C – tabl. V, fig. 1, D – tabl. VI, fig. 6)

3

Baseny przedpola
orogenu

rozwijają się badania konodontów, co umożliwia dokładniejsze ustalenie wieku jednostek litostratygraficznych oraz korelację z globalnym podziałem chronostratygraficznym. Kolejne transgresje eustatyczne sprzyjały rozwojowi, zwłaszcza od żywetu, coraz głębszych facji szelfowych, co zwiększa precyzję datowań opartych na bogatych zespołach konodontowych. W mniejszym stopniu dotyczy to środowisk rafowych i płytkomorskiej platformy węglanowej, gdzie konodonty występują sporadycznie. Znaczny postęp w biostratygrafii osadów lądowych i marginalnomorskich był możliwy dzięki badaniom palinologicznym (Turnau, 1995, 1996, 2007, 2008).

W regionie karpackim **basenu górnośląskiego** pojedyncze konodonty i małżoraczki z ogniwa Uszwicy formacji lachowickiej świadczą o wieku ogólnie środkowodewońskim, natomiast miospory i akritarchy wskazują na pogranicze emsu/eiflu (Matyja i in., 2001). Dolomity ze Zbrzy (fig. 14) były przedmiotem różnych datowań, w tym nawet wyłączających je z dewonu (Narkiewicz, Racki, 1984). Dolną część jednostki zaliczano na ogół do eiflu, a jej partie stropowe do dolnego żywetu na podstawie ramienionoga *Stringocephalus burtini* (Klimek, Koszarski, 1955) lub do górnego żywetu na podstawie *Amphipora* cf. *angusta* (Łaptaś, 1982). Wapień z Siedlca (Gürich, 1903) zawiera żywe formy *Stringocephalus* oraz zespół tabulatów tego wieku, m.in. formę *Caliopora battersbyi* (fig. 10; Nowiński, 1976). Makrofauna w wapieniu z Dzievek, zawierająca m.in. *Stringocephalus*, koralowce, liliowce, w tym przewodni *Noctulicrinus*, świadczy o żyweckim wieku tej jednostki (Baliński, 1971; Racki i in., 1993b). Granicę dewonu środkowego i górnego można w przybliżeniu utożsamiać ze stropową granicą wapieni dębickich na podstawie konodontów dolnego poziomu *asymmetricus* ze spągowej części wapieni gruzłowych (Baliński, 1979).

Region kielecki pozostaje reperowym obszarem dla korelacji bio-chronostratygraficznej **basenu małopolskiego**. Według Wójcika (2015) konodonty z ogniwa Wszachowa i Nowego Stawu formacji wojciechowickiej (fig. 19) wskazują na wiek eifelski lub młodszy, lecz nie starszy niż poziom *costatus*. Granicę eifel/żywet, tradycyjnie stawianą w miejscu pojawiania się gałązkowych stromatoporoidów *Amphipora* (Czarnocki, 1950), umownie wyznacza się w spągu jednostki I formacji z Kowali (Narkiewicz, 1991). Z warstw stringocefalowych opisano stromatoporoidy (Kaźmierczak, 1971), tabulaty (Baliński, 1973) oraz małżoraczki (Olempska, 1979) wskazujące na późny żywet. O wieku wczesnożyweckim świadczyłoby natomiast następstwo zespołów ramienionogów *Rensselandia* i *Stringocephalus* (Racki, 1993; Racki w: Narkiewicz i in., 2006). Wrzolek (1988) wydzielił w odpowiednikach tych utworów poziomy tetrakoralowe *Disphyllia laxa* i *Temnophyllum occidentale*. Z ogniwa z Jazwicy opisano konodonty najwyższego żywetu z pogranicza poziomów *disparilis–asymmetricus*, lokalnie od poziomu *varcus* (Racki, 1993). Granica żywet/fran biegnie w obrębie warstw sitkówczańskich dolnych i warstw checińskich (Narkiewicz i in., 1990; Racki, 1993), jednak jej ustalenie może być utrudnione przez brak fauny przewodniej. Z warstw checińskich opisano poziom acme rodzaju *Disphyllum* (Różkowska, Fedorowski, 1972; Wrzolek, 1988), zespół ramienionogów *Iowatrypea* i *Uchtospirifer* (Racki, 1993) i nielicznych konodontów z pogranicza żywetu/franu (Narkiewicz i in., 1990;

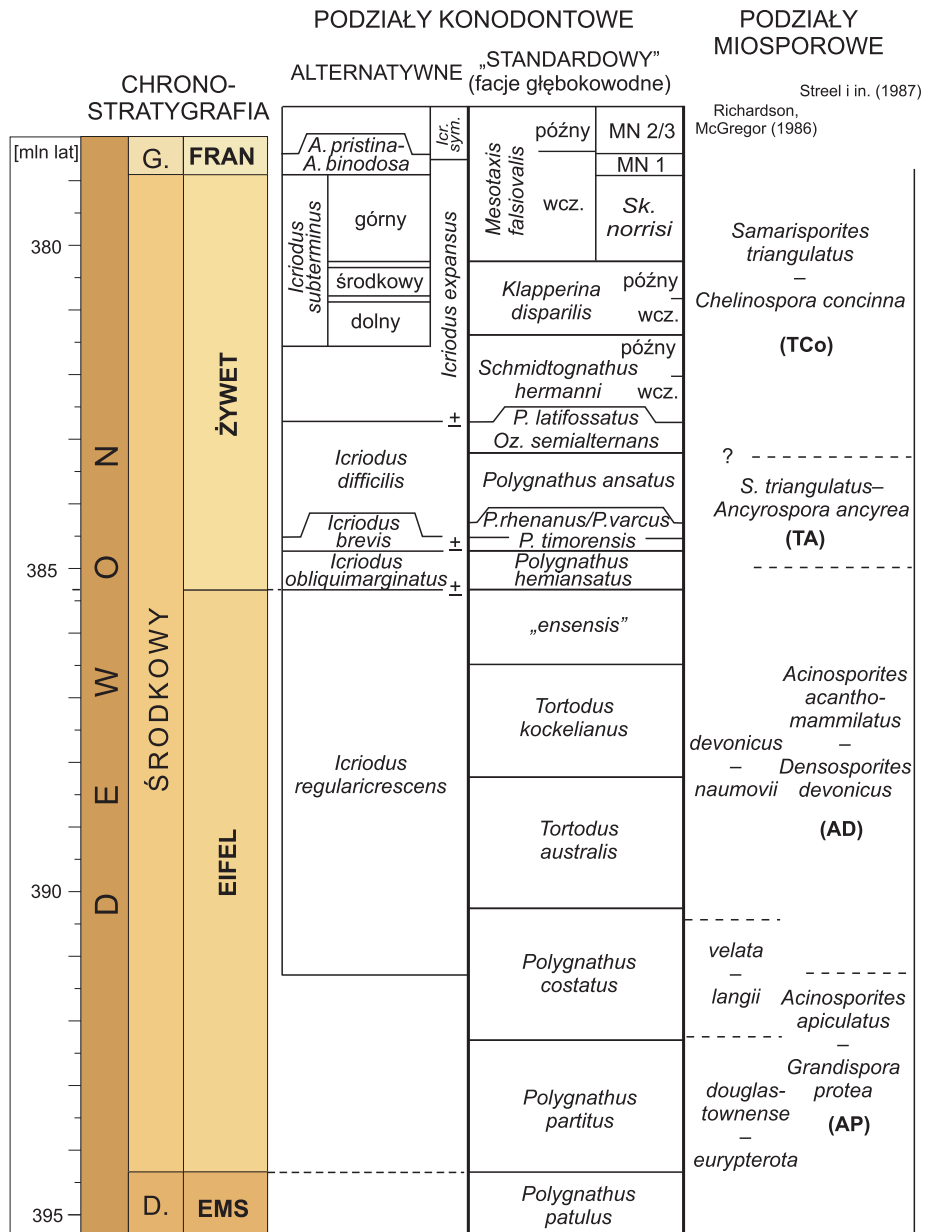


FIG. 33. Podział biostratygraficzny dewonu środkowego na podstawie konodontów i miospor. „Standardowy” podział konodontowy wg: Ziegler, Klapper (1982); Bultynck (1987); Klapper, Johnson (1990); Ziegler, Sandberg (1990). Podziały alternatywne wg: Bultynck (1987); Bultynck, Gouwy (2008); Narkiewicz, Bultynck (2010). Zonacja miosporowa wg: Strel i in. (1987); Playford, McGregor (1993); Maziane-Serraj i in. (1999); Racki, Turnau (2000); Pajchlowa i in. (2003); Turnau i in. (2005)

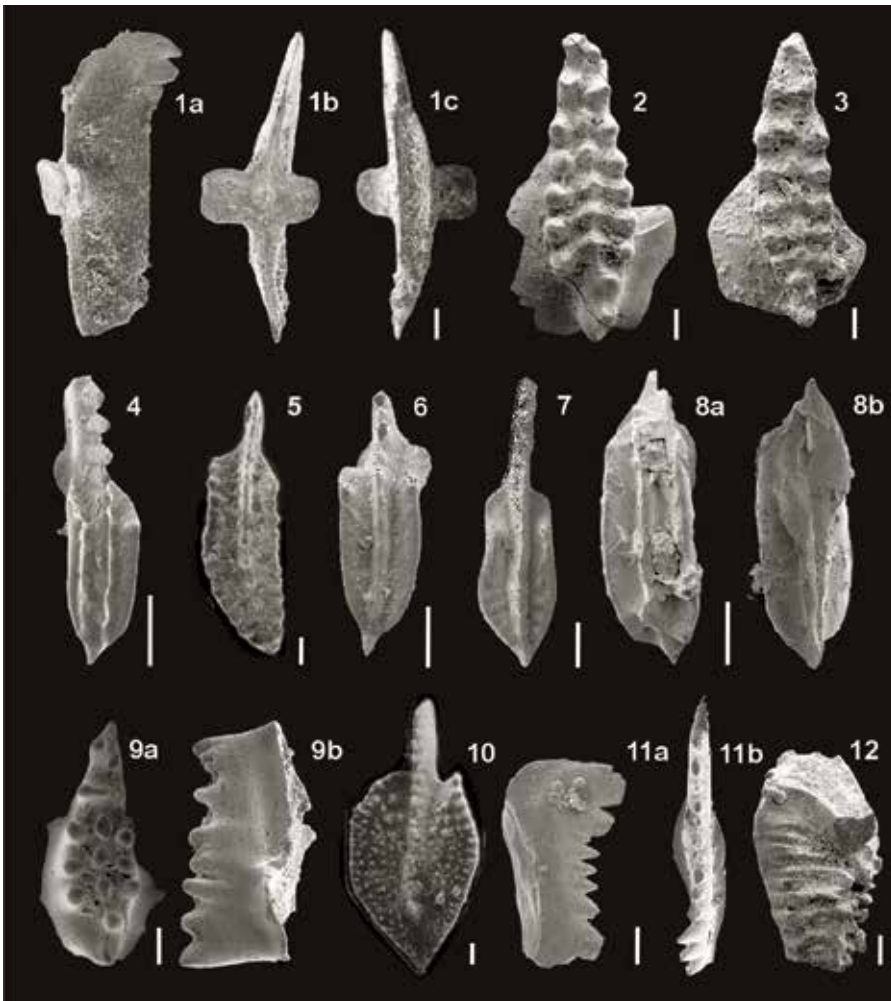


FIG. 34. Przykłady indeksowych taksonów konodontów dewonu środkowego z obszaru Polski: 1 – *Bipennatus bipennatus montensis* (Weddige, 1977), a – widok z boku, b – strona dolna, c – strona górna, kamieniołom Zachemie, eifel, poziom *costatus* (Narkiewicz, 2015: fig. 3A, B, C); 2 – *Icriodus corniger corniger* Wittekindt, 1966, strona górna, otwór Szweiki IG 3, głęb. 5172,5 m, eifel, poziom *costatus* (Narkiewicz, 2011: tabl. I, fig. 8); 3 – *Icriodus rectirostratus* Bultynck, 1970, strona górna, otwór Świdno IG 1, głęb. 1579,0 m, najwyższy ems–najniższy eifel, poziom *patulus–partitus* (Narkiewicz, 2011: tabl. I, fig. 6); 4 – *Polygnathus varcus* Stauffer, 1940, strona górna, profil Świętomarz–Śniadka, żywet, poziom *rhenanus/varcus* (Woroncowa-Marcinowska, 2012: fig. 6O); 5 – *Polygnathus partitus* Klapper, Ziegler, Mashkova, 1978, strona górna, profil Grzegorzowice, najniższy żywet, poziom *partitus* (Malec, 2002: pl. 14, fig. 4); 6 – *Polygnathus rhenanus rhenanus* Klapper, Philip, Jackson, 1970, strona górna, otwór Bąkowa IG 1, głęb. 2248,1 m, żywet, poziom *rhenanus/varcus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 9B); 7 – *Polygnathus ansatus* Ziegler, Klapper, 1976, strona górna, otwór Gielczew PIG 5, głęb. 2017,9 m, żywet, poziom *ansatus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 4C); 8 – *Polygnathus latifossatus* Wirth, 1967, a – strona górna, b – strona dolna, otwór Komarów IG 1, głęb. 2353,5 m, żywet, poziom *latifossatus/semialternans* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 10B, C); 9 – *Icriodus subterminus* Youngquist, 1947, a – strona górna, b – widok z boku, otwór Świdno IG 1, głęb. 1218,8 m, żywet, poziom *Lower subterminus* (Narkiewicz, 2011: tabl. IV, fig. 1a, b); 10 – *Klapperina disparilis* (Ziegler, Klapper, 1976), strona górna, kamieniołom Szydłówek, profil Sz-14, żywet, poziom *disparilis* (Racki, Bultynck, 1993: pl. 6, fig. 6a); 11 – *Pandorinellina insita* (Stauffer, 1940), a – widok z boku, okaz z ułamaną przednią częścią, b – strona górna, otwór Krowie Bagno IG 1, głęb. 1332,2 m, żywet, poziom górny *subterminus* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 5W, 5X); 12 – *Skeletognathus norrisi* Uyeno, 1967 element Pb, strona górna, otwór Bąkowa IG 1, głęb. 1493,4 m, żywet, poziom *norrisi* (Narkiewicz, Bultynck, 2007: fig. 5V). Długość skali = 100 µm

Racki, 1993). W klasycznym profilu Góry Zamkowej w Chęcinach Racki (1993) prowadził granicę żywet/fran na podstawie pojawiania się konodontów *Ancyrodella* w pobliżu spągu charakterystycznego zespołu z rogowcami.

W bogatszych w konodonty profilach strefy kostomłockiej do środkowego–górnego żywetu zaliczono warstwę z Laskowej Góry (fig. 17), z konodontami poziomów *varcus–disparilis* (Racki, 1985a). W warstwach szydlówceckich biegnie granica żywet/fran, o czym świadczy występowanie wskaźnikowych konodontów (Racki, 1985a; Racki, Turnau, 2000) oraz ramienionoga *Phlogoiderhynchus polonicus* i goniatyta *Manticoceras* (Szulczewski, 1971; Sartenauer, Racki, 1992). Z kolei w warstwach z Wietrzni granicę pięter precyzyjnie wyznacza sukcesja wczesnych form *Ancyrodella* (Racki, Bultynck, 1993). We frańskiej części warstw z Wietrzni Pisarzowska i in. (2006) udokumentowali *ancyrodelle* poziomów *transitans–hassi*.

Biostratygrafia dewonu środkowego świętokrzyskiej części **basenu łysogórskiego** opiera się od XIX w. głównie na szczegółowych badaniach profili Grzegorzowice–Skały oraz Świętomarz–Śniadka (Pajchłowa, 1957; Racki i in., 2022b). Formację wojciechowska datowano na podstawie konodontów na niższą część eiflu (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). Do górniefielskiego poziomu „*ensensis*”

należy prawdopodobnie ogniwo z Dobruchny w spągu formacji skalskiej ze wskaźnikowymi tentakuloidami *Nowakia otomari* (Dzik, 1981) oraz licznymi ramienionogami, m.in. z rodzaju *Primiopilaria* i *Isospinatrypa* (Racki i in., 2022b). Granica eifel/żywet biegnie wyżej w formacji skalskiej, której partie stropowe mają przebieg diachroniczny na pograniczu podpoziomów miesporowych Ex1 i Ex2 (Turnau, Racki, 1999; Kondas, Filipiak, 2022; Halamski i in., 2022; fig. 35). Klastyki warstw świętomarskich odpowiadają poziomom *rhenanus/varcus* do ?niższej części *ansatus*, natomiast warstwy pokrzywiańskie mieszczą się w poziomie *ansatus* (Malec, 2012). Warstwy nieczulickie odpowiadają poziomom środkowego–górnego żywetu od *ansatus* (miospory: Ex2/Ex3) do dolnego *falsiovalis* (Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999; Woroncowa-Marcinowska, 2005; Malec, 2012). Granica żywet/fran wypadłaby zatem w pobliżu granicy warstw nieczulickich i kostomłockich.

W radomskiej części basenu łysogórskiego do eiflu i ?niższego żywetu zaliczono, na podstawie skąpych danych konodontowych i przesłanek pośrednich, wapienie z ramienionogami i krynoidami, iłowce dolomityczne i wapienie oraz wapienie dolomityczne (Żakowa i in., 1986; Narkiewicz, 2011). Konodonty z serii margli i iłowców wapnistych wskazują, że część najniższa jednostki należy do pogranicza emsu/eiflu, a środkowa do eiflu środkowego (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011). Małżoraczki sugerują wczesnożywecki wiek górnych partii wydzielenia (Malec i in., 1996).

Nie można wykluczyć, że spągowa część formacji z Bąkowej należy do przedziału *rhenanus/varcus–ansatus* środkowego żywetu (Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011). Implikuje to podobny zakres wiekowy leżącej niżej terygenicznej formacji ostałowskiej, co nie jest sprzeczne z datowaniami małżoraczkowymi (Malec i in., 1996). Dane konodontowe i małżoraczkowe wskazują, że strop formacji bąkowskiej jest diachroniczny (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011) – nie młodszy niż poziom *hermanni* w profilu Szweiki IG 3, a odpowiadający prawdopodobnie poziomowi *disparilis* w profilu Niesiołowice IG 1.

Spągowe partie ogniwa łaziskiego datowano na środkowożywecki poziomy *rhenanus/varcus–ansatus* (Narkiewicz, 2011), a wiek warstw stropowych jest nie młodszy niż późnożywecki poziom *hermanni* (Narkiewicz, 2011). W Niesiołowicach IG 1 najmłodsze osady ogniwa datowano na poziom *disparilis* lub wyższy. Dane konodontowe z otworu Bąkowa IG 1 wskazują, że spąg ogniwa z Kunegundowa nie jest starszy niż poziom *rhenanus/varcus*, a strop jest nie starszy niż górnożywecki poziom *hermanni*.

Z danych konodontowych i małżoraczkowych wynika, że spąg formacji szwejkowskiej przebiega w górnym żywiecie, aczkolwiek jest diachroniczny w zakresie poziomów *hermanni* (lub starszego) do *disparilis* (Malec i in., 1996; Narkiewicz, 2011). Granica górna biegnie w górnym żywiecie, w przedziale poziomów *hermanni–norrisi*, ale lokalnie może sięgać do franu. Dane konodontowe sugerują, że w obrębie formacji Iłżanki biegnie granica żywet/fran (Narkiewicz, 2011). Najniższa część formacji jest lokalnie nie starsza niż poziom *hermanni*, a najwyższa należy do dolnofrańskich poziomów MN 1–MN 2 lub młodszych.

W **basenie lubelskim** wiek formacji telatyńskiej wykracza poza granice dewonu środkowego, bowiem miospory z ogniwa przewodowskiego przynajmniej lokalnie datują wyższy ems (Turnau i in., 2005; Turnau, 2011). Środkowożywecki poziomy *rhenanus/varcus–ansatus* stwierdzono w części stropowej ogniwa machnowskiego i w ogniwie pelczańskim, a górnożywecki dolny poziom *subterminus* – w ogniwie rachańskim (Narkiewicz, Narkiewicz, 1998; Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011).

Powyżej spągu ogniwa gielczewskiego znaleziono spory z poziomu AP pogranicza ems/eifel, prawdopodobnie z najniższego eiflu (Turnau, 2011). W wyższych partiach ogniwa stwierdzono natomiast górnożywecki poziom Aur (fig. 35). W środkowej części ogniwa stwierdzono sukcesję konodontowych poziomów *subterminus* i fauny *insita* najwyższego żywetu, natomiast tuż poniżej stropu występują miospory poziomu Den, odpowiadające poziomowi prawdopodobnie najniższemu franowi (Turnau, 2011). W stropowej części ogniwa w profilu Gielczew PIG 5 zidentyfikowano konodonty należące do dolnofrańskich poziomów MN1/2 (Narkiewicz, Bultynck, 2007; Narkiewicz, 2011).

Badania palinologiczne osadów **basenu pomorskiego** wykazały obecność form o zasięgach od górnego emsu do eiflu w spągowych partiach „formacji” tucholskiej, studnickiej i jamneńskiej. Stropowe części tych jednostek reprezentują środkowy żywet – podpoziomy Ex 1–Ex 3 (Turnau, 1995, 2004, 2008, 2012). „Formacja” z Miastka należy w dolnej części do podpoziomu Ex 1, a w górnej do Ex 2 dolnego–środkowego żywetu, podobnie jak „formacja” silneńska (Turnau, 1995, 2004). Poziom Ex 3 występuje w „formacji” z Sianowa zaliczanej do środkowego żywetu również na podstawie badań konodontowych. Z kolei do środkowego–górnego żywetu (Ex 3) należą „formacje” chojnicka i wyszebońska (Turnau, 1995, 2004, 2008, 2012; Matyja, 2004).

3

Baseny przedpola
orogenu

FIG. 37. Przykłady indeksowych taksonów konodontowych franu z obszaru Polski: **1** – *Ancyrodella pristina* Khalymbadzha and Chernysheva, 1970, widok ukośny kamieniołom Wietrznia II, pr. 22, poziom *soluta* (= *falsiovalis*) (Racki, Bultynck, 1993: pl. 7, fig. 5); **2** – *Polygnathus morgani* Klapper, Lane, 1985, a – strona górna, b – strona dolna, otwór Wilga IG 1, głęb. 3097,8 m, poziom dolny *hassi* (Narkiewicz, Bultynck, 2011, tabl. II, fig. 7a, b); **3** – *Polygnathus krestovnikovi* Ovnatanova, 1969, a – strona górna, b – strona dolna, otwór Gielczew PIG 5, głęb. 1502,3–1502,1 m, poziom górna *rhenana* (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. VIII, fig. 6a, b); **4** – *Palmatolepis transitans* Müller, 1956, strona górna, Śluchowice, pr. S.13, poziom Upper *Polygnathus asymmetricus* (obecnie poziom *transitans* wg Pisarzowskiej i in., 2006) (Szulczewski, 1971: pl. 9, fig. 1); **5** – *Ancyrodella rugosa* Branson i Mehl, 1934, strona górna, Kostomłoty–Mogilki, pr. Kt-V 21, poziom *rugosa* (= dolny *transitans*) (Pisarzowska i in., 2006: fig. 13A); **6** – *Ancyrodella gigas* Youngquist, 1947, forma 1 *sensu* Klapper, 1988, strona górna, Dębniak, pr. Deb 62B, poziom *gigas* form 1 (= poziom *punctata*) (Pisarzowska i in., 2006: fig. 13D); **7** – *Mesotaxis falsiovalis* Sandberg, Ziegler, Bultynck, 1989, strona górna, kamieniołom Wietrznia II, pr. Will/1, poziom *falsiovalis* (Racki, Bultynck, 1993: pl. 6, fig. 5a); **8** – *Palmatolepis linguiformis* Müller, 1956, strona górna, otwór BK-70, głęb. 194,6 m, poziom *linguiformis* (Narkiewicz, 1978a: pl. 3, fig. 7); **9** – *Palmatolepis bogartensis* (Stauffer, 1938), strona górna, otwór Gielczew PIG 5, głęb. 1502,3–1502,1 m, poziom górny *rhenana* (obecnie poziom *bogartensis*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. X, fig. 1); **10** – *Ancyrodella curvata* (Branson i Mehl, 1934), strona górna, otwór BK-70, głęb. 228,9 m; poziom środkowy *gigas* (obecnie poziom *bogartensis*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 1, fig. 5a); **11** – *Palmatolepis ultima* Ziegler, 1959, strona górna, otwór Gielczew PIG 6, głęb. 1552,0 m, poziom *triangularis* (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XI, fig. 14).
Długość skali = 100 µm

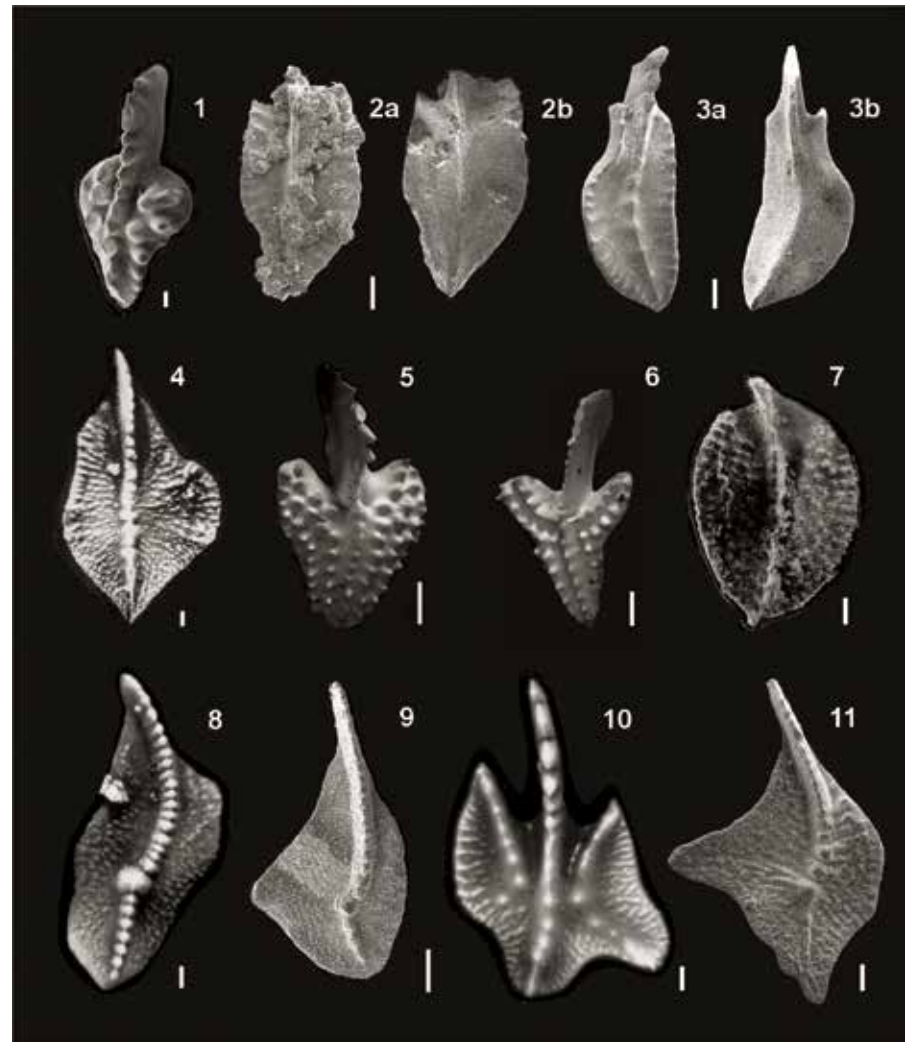
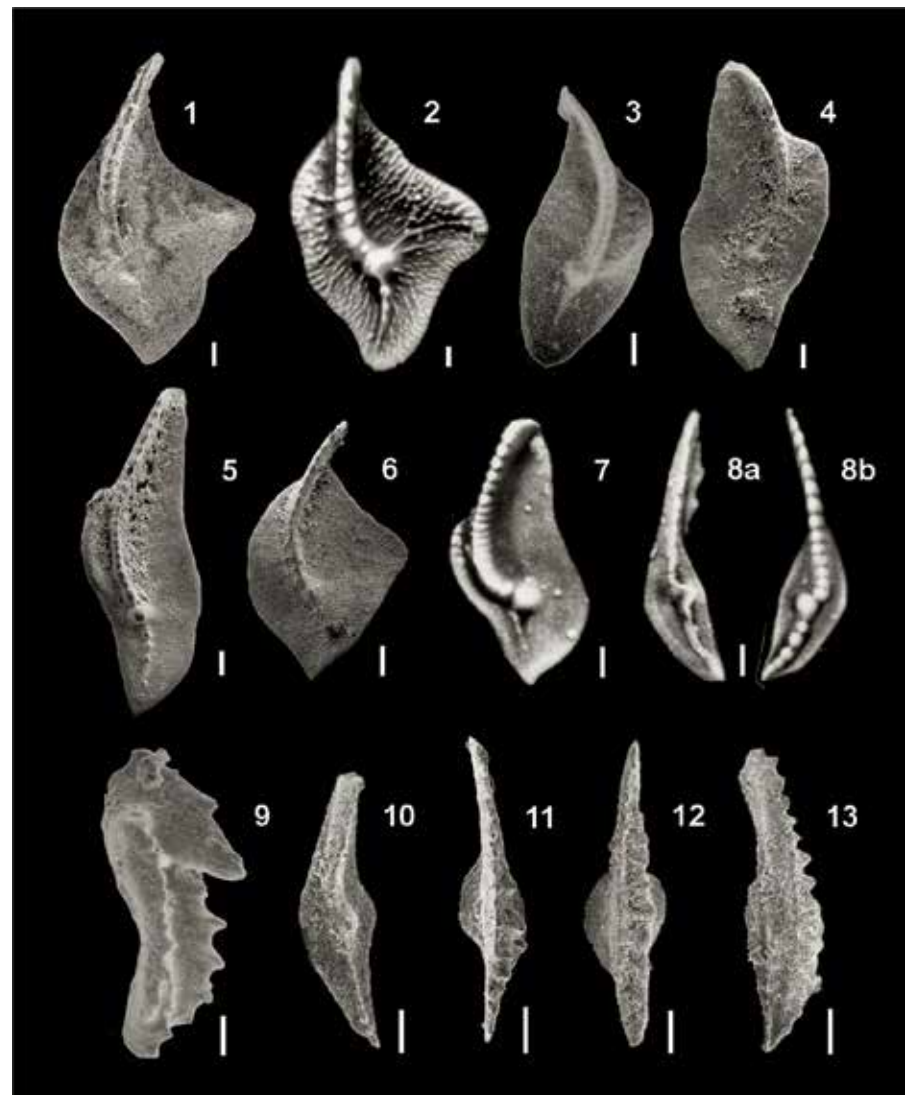


FIG. 38. Przykłady indeksowych taksonów konodontowych famenu z obszaru Polski: **1** – *Palmatolepis subperlobata* Branson i Mehl, 1934, strona górna, otwór Gielczew PIG 5, głęb. 1490,5–1490,8 m, poziom *triangularis* (obecnie poziom *subperlobata*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XI, fig. 6); **2** – *Palmatolepis triangularis* Sannemann, 1955, strona górna, otwór BK-89, głęb. 408,4 m, poziom środkowy *triangularis* (Narkiewicz, 1978a: pl. 3, fig. 2); **3** – *Palmatolepis crepida* Sannemann, 1955, strona górna, otwór RR-34, głęb. 294,6 m, poziom środkowa *crepida* (Narkiewicz, 1978a: pl. 8, fig. 9); **4** – *Palmatolepis glabra prima* Ziegler, Huddle, 1969, strona górna, otwór Izdebnio IG 1, głęb. 3096,9 m, poziom górny *crepida*–dolny *marginifera* (obecnie poziom *Palmatolepis glabra prima*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XII, fig. 10); **5** – *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, 1962, strona górna, otwór Izdebnio IG 1, głęb. 3015,3 m, poziom dolny *rhomboidea*–dolny *marginifera* (obecnie poziom *Palmatolepis rhomboidea*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XII, fig. 14); **6** – *Palmatolepis rhomboidea* Sannemann, 1955, strona górna, otwór Izdebnio IG 1, głęb. 3015,3 m, poziom dolny *rhomboidea*–dolny *marginifera* (obecnie poziom *rhomboidea*) (Narkiewicz, Bultynck, 2011: tabl. XI, fig. 12); **7** – *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms 1959, strona górna, otwór WB-10, głęb. 232,3 m, poziom dolny–środkowy *velifer* (obecnie poziom *Scaphignathus velifer velifer*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 10, fig. 1); **8** – *Palmatolepis gracilis gracilis* Branson, Mehl, 1934, a – strona dolna, b – strona górna, otwór WB-39, głęb. 163,9 m, poziom dolny–środkowy *styriacus* (obecnie poziom *Polygnathus styriacus*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 10, fig. 12a, b); **9** – *Scaphignathus velifer* Helms, 1959, widok skośny, otwór WB-10, głęb. 232,3 m, poziom dolny–środkowy *velifer* (obecnie poziom *Scaphignathus velifer velifer*) (Narkiewicz, 1978a: pl. 11, fig. 1); **10** – *Palmatolepis gracilis expansa* Sandberg, Ziegler, 1979, strona górna, kamieniołom Wapnica k. Dzikowca, pr. 7, poziom *ultimus*–*praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 15d); **11** – *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Branson i Mehl, 1934), strona górna, kamieniołom Kowala, pr. 20, poziom *praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 6d); **12** – *Bispathodus costatus* (Branson, 1934), strona górna, kamieniołom Wapnica k. Dzikowca, pr. 7, poziom *ultimus*–*praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 15j); **13** – *Bispathodus ultimus* (Bischoff, 1957), strona górna, kamieniołom Wapnica k. Dzikowca, pr. 7, poziom *ultimus*–*praesulcata* (Matyja i in., 2021: fig. 15h).
Długość skali = 100 µm



ciągłość sedymentacji na granicy pięter, co umożliwia dokładne jej wyznaczenie na podstawie sukcesji konodontów *Palmatolepis* (Szulczewski, 1971, 1989; Matyja, Narkiewicz, 1995; Racki i in., 2002). Lokalnie granica biegnie w obrębie luk stratygraficznych lub osadów stratygraficznie skondensowanych (Szulczewski, 1989). W stropowej części kompleksu przebiega granica dewon/karbon udokumentowana na podstawie konodontów, głowonogów i miospor w odsłonięciach rejonu Kowali oraz w wierceniach zachodniej i środkowej części regionu kieleckiego (Turnau, 1985a; Czarnocki, 1989; Dzik, 1997; Filipiak, 2004; Malec, 2014; Matyja i in., 2021).

Jednostki litostratygraficzne wyróżnione we wschodniej części regionu kieleckiego (fig. 19) datowano na podstawie konodontów w profilu Janczyce I (Matyja, Narkiewicz, 1995). Ustalono, że jednostka wapieni detrytycznych obejmuje ?dolny–środkowy fran do poziomu *jamieae*, jednostka wapieni gruzłowych poziomy *jamieae*–górny *rhenana* środkowego–górnego franu, jednostka marglistych wapieni laminowanych poziomy górny *rhenana*–środkowy *marginifera* franu górnego–famenu środkowego, jednostka wapieni falistych dolny poziom *marginifera* środkowego famenu, a jednostka czarnych łupków i wapieni poziomy *trachytera*–*expansa* górnego famenu.

Wapienie głowonogowe należące do górnodewońskich osadów skondensowanych stratygraficznie (podrozdz. 3.1.2) występują głównie w górnym franie i famenie, natomiast liliowcowe – w dolnym famenie (Szulczewski, 1989, 1995a). Wapienie mantikocerasowe z rejonu Kielc (fig. 39) są datowane na poziomy dolny–górny *gigas*, natomiast wapienie cheilocerasowe – na środkowy *crepida*–dolny *rhomboides* (Szulczewski, 1981b). Warstwy skondensowane famenu na Ostrówce obejmują poziomy górny *marginifera*–środkowy *costatus*, ale luka stratygraficzna może lokalnie obejmować górny fran i cały famen (Szulczewski, 1978; Szulczewski in., 1996). W rejonie Jabłonnej kondensacja obejmuje na ogół środkowy *triangularis*–środkowy *costatus* (Wolska, 1967; Żakowa i in., 1983). W dewonie górnym na Wietrzn w Kielcach występują kondensacja i luki stratygraficzne franu w zakresie dolny *asymmetricus*–*linguiformis*, a famenu – środkowy *triangularis*–środkowy *crepida* (Szulczewski, 1989). Wapienie głowonogowe z Janczyca datowano na środkowy poziom *crepida* (Matyja, Narkiewicz, 1995).

Biostratygrafię konodontową dewonu górnego w głębokich otworach wiertniczych pozaświątokrzyskiej części basenu małopolskiego analizowano bez nawiązania do regionalnych podziałów litostratygraficznych i przy ograniczonej precyzji datowań (Malec, 2015; tamże przegląd wcześniejszych wyników). W szczególności, granica z karbonem jest słabo udokumentowana i (lub) dyskusyjna (Kicula, Żakowa, 1972; Moryc, 1987; Zajac, 1987).

Dewon górny **basenu łysogórskiego** rozpoznano niedostatecznie z powodu braku odpowiednich odsłonień i wierceń. Warstwy kostomłockie uwzględniono wyżej w omówieniu basenu małopolskiego. Kompleks ilasto-marglisty zaliczono do famenu (Czarnocki, 1950), ale datowania opierają się na wyrwykowych danych (np. Racka i in., 2010). Opisane z regionu radomskiego formacje szwejkowska i Iłzanki, a także seria dolomitów i wapieni (Narkiewicz, 2011), należące w znacznej części do dewonu środkowego, omówiono w podrozdziale 3.3.3.

W **basenie lubelskim** udokumentowano dolnofrańskie położenie spągu formacji modrzyńskiej (podrozdz. 3.3.3), natomiast jej strop biegnie diachronicznie: w poziomie *linguiformis* najwyższego franu (otwór Gielczew PIG 5) lub w środkowofrańskim dolnym poziomie *hassi* w erozyjnie zredukowanym profilu otworu Wilga IG 1 (fig. 24; Narkiewicz, Bultynck, 2011). Wiek włączonych do formacji wapieni

głowonogowych z Opola Lubelskiego IG 1 sięga aż po fameńskie poziomy dolny *crepida*–dolny *rhomboides* (Szulczewski, 1972; Narkiewicz, Bultynck, 2011).

Dane konodontowe z ognia krzewickiego sugerują, że jednostka jest nie młodsza od dolnofrańskiego poziomu *transitans* (Narkiewicz, Bultynck, 2011), z czym zgodne są mniej dokładne datowania miosporowe (Turnau, 2011). W segmencie komarowskim spągowe partie ognia lipowieckiego należą do poziomu *transitans*, a strop biegnie w dolnym poziomie *hassi* lub poniżej (Narkiewicz, Bultynck, 2011). W segmencie lubelskim granica dolna jest nie starsza od górnej części zony MN 1 najniższego franu, a górna przebiega w środkowofrańskich poziomach dolny *hassi*–*jamieae*. W segmencie komarowskim ognio z Łosienia należy do części franu środkowego nie niższej niż poziom *punctata*, a nie wyższej niż dolny *hassi*. W segmencie lubelskim wiek ognia mieści się w szerszym przedziale dolny *hassi*–*jamieae* (Narkiewicz, Bultynck, 2011). W segmencie komarowskim w dolnej części ognia zubowickiego stwierdzono dolny poziom *hassi*, natomiast górna jest nie młodsza niż górny poziom *rhenana*. W segmencie lubelskim dolna granica ognia biegnie w środkowofrańskich poziomach *hassi*–*jamieae*, a górna w górnofrańskim dolnym–górnym poziomie *rhenana*. W tym samym przedziale mieści się wiek ognia mełgiewskiego (Narkiewicz, Bultynck, 2011).

Dolna granica formacji bychawskiej przebiega nieco powyżej lub poniżej granicy fran/famenu, a górna prawdopodobnie w pobliżu granicy dolnego–środkowego famenu (Narkiewicz, Bultynck, 2011). Wcześniejsze datowania makrofaunistyczne odpowiedników formacji firlejskiej i warstw niedrzwickich (Kaliś, 1969) mają wartość problematyczną (Narkiewicz, 2011b). Konodontowy wiek formacji firlejskiej odpowiada w segmencie komarowskim dolnemu famenowi i dolnej części środkowego famenu, natomiast w pozostałej części basenu obejmuje dolny famen środkowy (Narkiewicz, Bultynck, 2011). Wiek spągu warstw niedrzwickich w Opolu Lubelskim IG 1 ustalił Szulczewski (1972) na poziom *quadrantinodosa*, natomiast w wyższej części jednostki występują głowonogi wyższego famenu środkowego (Miłaczewski, 1972).

W **basenie pomorskim** datowany za pośrednictwem konodontów spąg „formacji” z Koczwały biegnie w najwyższym żywecie lub na pograniczu żywetu/franu, natomiast strop sięga do górnofrańskiego dolnego poziomu *rhenana* (Matyja, 1993). „Ogniwo” unisławskie należy do dolnego franu (Matyja, 2006), a strzeżewskie – do dolnego poziomu *rhenana*–środkowego *triangularis* franu górnego–najniższego famenu (Matyja, 1993, 2006). „Ogniwo” gorzysławskie datowano na środkowy poziom *triangularis*–najwyższy *marginifera* (lub najniższy *trachytera*) famenu dolnego–środkowego, natomiast gościńskie i bielickie – na środkowo-fameńskie poziomy dolny–górny *marginifera*. „Formacja” krojancka odpowiada najwyższemu poziomowi *marginifera*–środkowemu *expansa* famenu środkowego–górnego, kłanińska dolnemu–środkowemu *expansa* famenu górnego, natomiast sąpolniańska obejmuje w części spągowej najwyższy famen – poziom górny *expansa* lub dolny *praesulcata*, a w górnej należy do missisipu (Matyja, 1993).

Badania miospor wykazały istnienie ciągłości skondensowanych stratygraficznie osadów pogranicza dewonu z karbonem, z kompletnym następstwem poziomów *raritytuberculata* i *lepidophyta-nitidus*, po *vallatus-incohatus* (Matyja i in., 2015, 2021). Poziomy *raritytuberculata* i *lepidophyta-nitidus* odpowiadają w podziale konodontowym przedziałowi górny *expansa*–*kockeli* najwyższego famenu, a *vallatus-incohatus* poziomom *sulcata*/kuehni–*sandbergi* (dolny turnej).

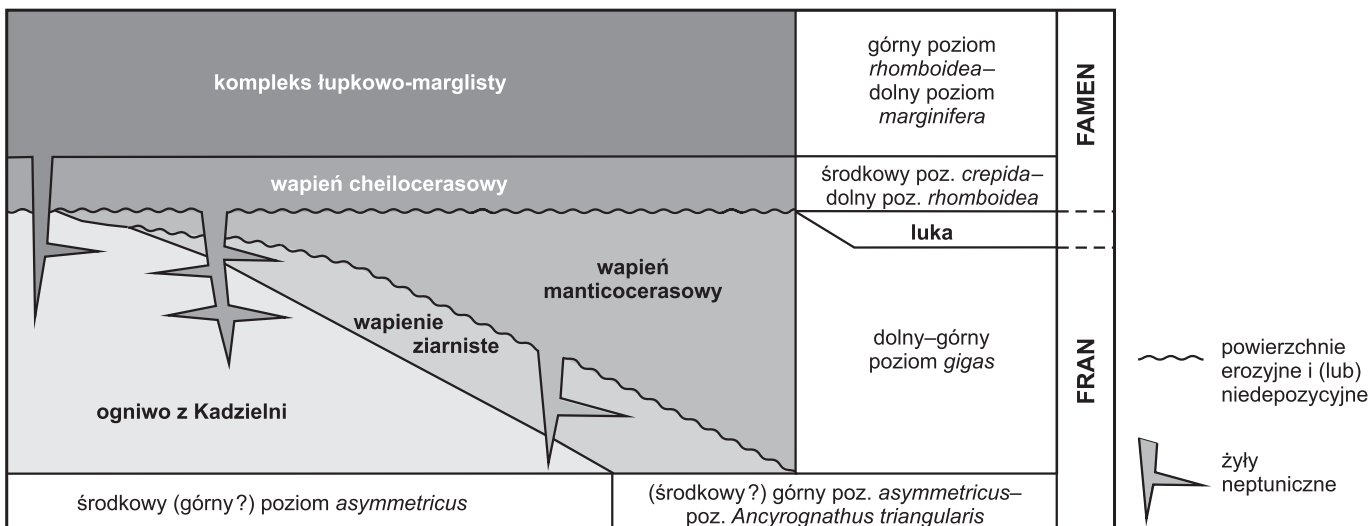


FIG. 39. Schemat stratygraficzny obrazujący układ i datowanie jednostek litostratygraficznych na Kadzielni w Kielcach (wg Szulczewskiego, 1981a, zmieniono): wapień ziarniste są wydzieleniem nieformalnym, przypuszczalnie odpowiadającym warstwom z Wietrzn (fig. 15), poziomy konodontowe – por. fig. 36

3

Baseny przedpola
orogenu

FIG. 40. Zdarzenia globalne późnego emsu i dewonu środkowego w basenach przedpola orogenu waryscyjskiego. Zdarzenia eustatyczne Ic do IIa na podstawie Johnsona i in. (1985, 1996); Johnsona, Sandberga (1988); zdarzenie z Choteć wg Wallisera (1996; por. też House, 2002); epizod z Kačak wg House'a (1985, 1996) i Wallisera (1996)

3.4. STRATYGRAFIA ZDARZENIOWA

Dewońskie zdarzenia globalne są przedmiotem badań od lat 80. ubiegłego stulecia (House, 1983, 1985; Johnson i in., 1985). Syntetyczne opracowania z naciskiem na zdarzenia biotyczne przedstawili Walliser (1996) i House (2002). Zwięzłe podsumowanie tej problematyki znalazło się w kolejnych edycjach „Global Time Scale” (m.in. House, Gradstein, 2004; Becker i in., 2012).

Równolegle badania nad zdarzeniami dewońskimi prowadzono również w Polsce (Racki, 1986; Szulczewski, 1986; Narkiewicz, 1987, 1988). Ważnym wątkiem ich wczesnego etapu, podsumowanego przez Rackiego (1997), była dyskusja nad rolą eustatyki i tektoniki w kształtowaniu zapisu osadowego (Szulczewski, 1989, 1990; Narkiewicz, 1990; Racki, 1991; Szulczewski i in., 1996; Skompski, Szulczewski, 2000). Od końca lat 90. XX w. pojawiły się liczne nowe opracowania problematyki zdarzeń dewońskich, głównie dla kluczowego obszaru Gór Świętokrzyskich. Znaczna część tych prac porusza zagadnienia stratygrafii/korelacji zdarzeniowej lub też ma dla niej istotne implikacje.

Następstwo zdarzeń globalnych w przedziale późny ems–famen przedstawiono poniżej, na tle zonacji konodontowej, na podstawie prac publikowanych oraz własnych badań autorów. Wystąpienia zdarzeń określone jako „pewne” są dobrze udokumentowane sedymentologicznie i paleontologicznie, w niektórych przypadkach również geochemicznie, a także wyróżniają się precyzyjnym datowaniem, głównie konodontowym. Wystąpienia „prawdopodobne” dotyczą zazwyczaj zdarzeń o charakterystycznym zapisie w profilach, ale zarazem mniej dokładnie datowanych. Wreszcie kategoria wystąpień „możliwych” obejmuje najslabiej udokumentowane poziomy zdarzeniowe, zarówno w odniesieniu do ich zapisu osadowego, jak i wieku.

Najrzadsze wystąpienia w badanym interwale wiekowym dotyczą zdarzeń późnego emsu i eiflu, dla których dane biostratygraficzne są najbardziej skąpe (podrozdz. 3.3.2, 3.3.3). Od środkowego żywetu, w warunkach nasilającej się transgresji, bardziej rozpowszechnione stały się facje głębszego szelfu o największym potencjale zachowania zapisu różnorodnych epizodów eustatycznych, anoksycznych czy biotycznych. Rośnie też precyzja ich datowania w związku z licznie występującą fauną pelagiczną, w tym zwłaszcza konodontów.

3.4.1. Dewon wczesny i środkowy

Znaczna część dewonu wczesnego odpowiada luce sedymencie, a istniejący zapis osadowy ma na ogół charakter terygeniczny. Dlatego też wczesnodewońskie zdarzenia globalne interpretowano jedynie w nielicznych przypadkach dotyczących głównie pogranicza emsu/eiflu (fig. 40).

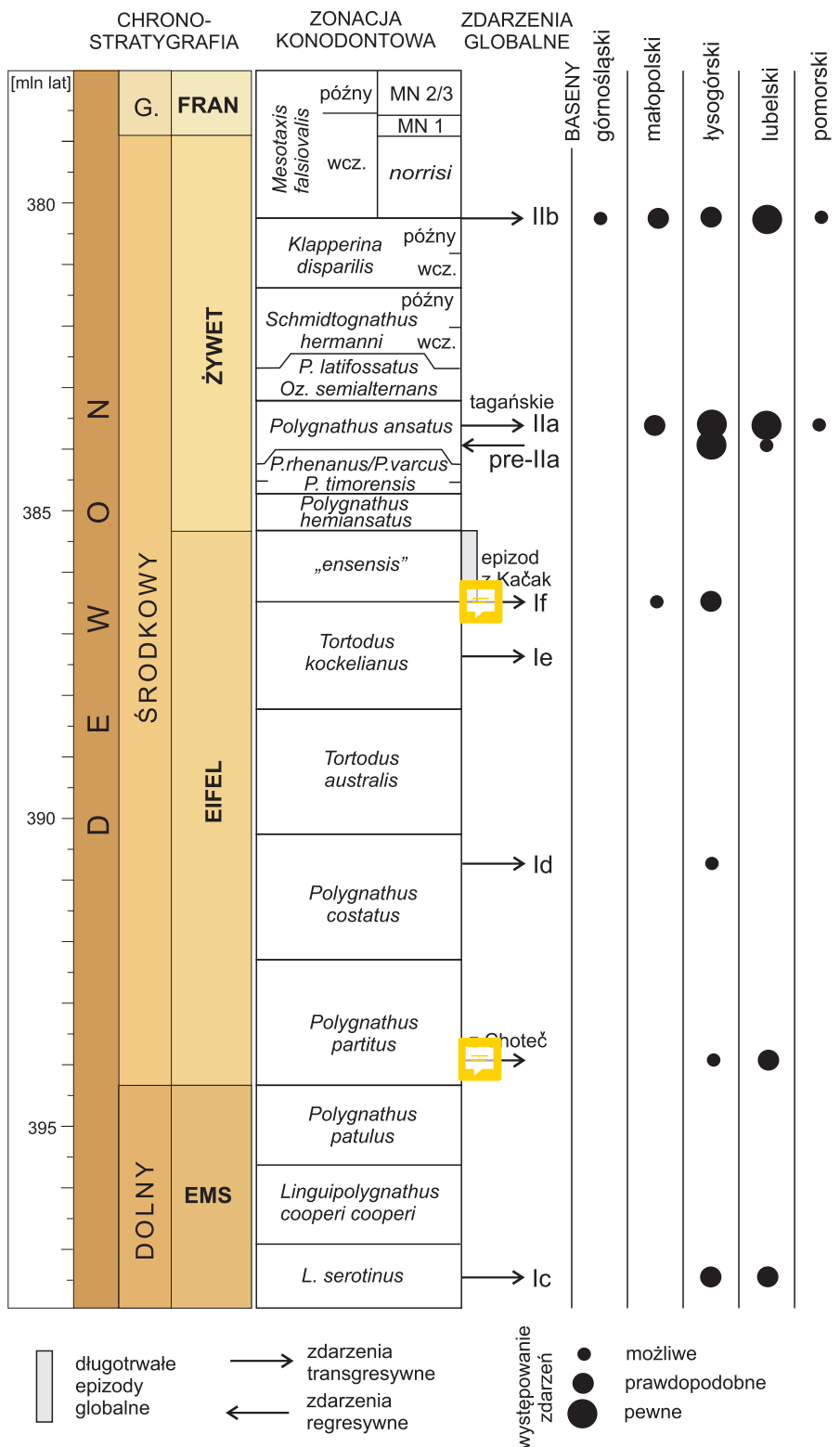
W **basenie małopolskim** wyraźny przełomem w charakterze sedymencie był początek cyklu G-I (podrozdz. 3.2), przypisywany na podstawie pośrednich przesłanek transgresji Ic (Racki, 1993) lub If (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010). Transgresyjne osady ogniwa jażwickiego (cykl G-II) mogą odpowiadać transgresji eustatycznej IIb (Racki, 1993), podobnie jak pakiet osadów otwartomorskich (zespół B₁) w otworze Mzurów 49-BN koło Zawiercia (Sobstel, 2003). W strefie kostomłockiej spąg warstw z Laskowej Góry jest przypisywany transgresji IIa, a spąg warstw szydlówce – transgresji IIb (Racki, 1985a; Racki i in., 1985). Sąsiedztwo synsedymencie uskoku świętokrzyskiego (Narkiewicz, 1991) nie wyklucza jednak wpływu tektoniki na wahania względnego poziomu morza.

W części świętokrzyskiej **basenu łysogórskiego** transgresyjne osady formacji grzegorzowickiej (fig. 41) odpowiadają wg Malca (2001b, 2002) pulsowi cyklu Ic, aczkolwiek dane konodontowe nie są tu dość precyzyjne. Osady ogniwa dąbrowskiego zapisują puls transgresji eustatycznej sugerowanej dla zdarzenia z Choteć (Malec, 2001b, 2002) lub transgresji Id wg Skompskiego i Szulczewskiego (1994). Spąg formacji z Kowali w profilu Zachełmia odpowiada poziomowi *costatus*, co może wskazywać na związek z transgresją Id (Narkiewicz, Narkiewicz, 2010; fig. 42), a raczej nie Ic lub If (Skompski, Szulczewski, 1994). Wkroczenie facji głębszego szelfu formacji skalskiej reprezentuje wg Malca i Turnau (1997) transgresję Ic, na podstawie problematycznego datowania za pośrednictwem konodontów i małżoraczek. Bardziej uzasadniona jest interpretacja zdarzenia *otomari* (= puls If) udokumentowanego obecnością formy *Nowakia otomari* (Dzik, 1981) obok eifelskiego koralu *Calceola sandalina* (Racki, 1997).

Sedymencja terygeniczna warstw świętomarskich jest przypisywana globalnej regresji przed zdarzeniem transgresyjnym IIa (fig. 42; Malec, Turnau, 1997). Pogłębienie środowiska z początkiem sedymencie warstw pokrzywiańskich i nieczulickich sugeruje początek cyklu IIa (Malec, Turnau, 1997), co potwierdzają konodontowe i głowonogowe dane biostratygraficzne (Turnau, Racki, 1999; Woroncowa-Marcinowska, 2005).

W regionie radomskim puls transgresyjny czytelny w spągu serii wapieni z ramienionogami i krynoidami, a także w dolnej części serii margli i iłowców wapienistych można wstępnie wiązać ze zdarzeniem z Choteć, na podstawie danych z otworu Szwajki IG 3 (Narkiewicz, 2011) oraz Ostalów IG 1 (Malec, 2002; Narkiewicz i in., 2011). Regresja pre-IIa i transgresja IIa mogą natomiast odpowiadać początkowi i zakończeniu sedymencie klastyków formacji ostalowskiej. Spąg formacji Iłzanki odpowiadałby transgresji IIb, na co wskazuje występowanie konodontów z poziomu *norrisi* (Narkiewicz, 2011). Ogólnie w profilach dewonu regionu radomskiego mniej czytelny niż w regionie łysogórskim jest związek zdarzeń i cykli T-R z eustatyką, przy większym wpływie tektoniki na architekturę depozycyjną (Narkiewicz i in., 2011).

Początek cyklu T-1 w **basenie lubelskim** (podrozdz. 3.2.4) odpowiada prawdopodobnie transgresji Ic późnego emsu (Turnau i in., 2005; Narkiewicz i in., 2011). Dane konodontowe i miosporowe przemawiają za korelacją transgresji T-2 ze zdarzeniem z Choteć (Narkiewicz, 2011; por. też Turnau i in., 2005), któremu mogą też odpowiadać facje niskotlenowe w niższych partiach T-2 (Narkiewicz,



2011b). Początek cyklu T-4 można przekonująco powiązać ze zdarzeniem tagańskim (Narkiewicz, Narkiewicz, 1998), a partie stropowe cyklu T-3 prawdopodobnie korelują się z regresją pre-IIa. Transgresja T-5 odpowiada najprawdopodobniej pulsowi eustatycznemu IIb, co potwierdzają dane konodontowe (Narkiewicz, 2011; Narkiewicz i in., 2011).

Według Matyi (1998, 2009) większość cykli T-R wyróżnionych w **basenie pomorskim** (podrozdz. 3.2.5) odpowiada cyklom eustatycznym (podział wg Johnsona i in., 1985 i późniejsze modyfikacje). Ogniwa transgresyjne regionalnych cykli środkowodewońskich II i III można hipotetycznie łączyć z transgresjami cykli IIa i IIb (tab. 6).

3.4.2. Dewon późny – fran

W profilach **basenu górnośląskiego** wczesnofrańskie zdarzenie transgresyjne u podstawy wapieni gruzłowych można odnosić do transgresji IIc (Narkiewicz, 1987, 1988; Pisarzowska i in., 2006). Początek lokalnego cyklu VII (podrozdz. 3.2.1) odpowiada przypuszczalnie pulsowi IIb lub IIc pogranicza żywełu/franu. Spąg wapieni płytowych i jednostki wapieni laminowanych i kalcyrudytów może odpowiadać transgresji *semichatovae*. Poprzedzające go zdarzenie regresywne pre-*semichatovae* było odpowiedzialne za sedimentację kalcyrudytów w rejonie Dębника i Siewierza-Zawiercia (Narkiewicz, 1987, 1988) i być może za regresywną część cyklu VII w podłożu Karpat. Początek sedimentacji ciemnych łupków w rejonie Siewierza-Zawiercia oraz charakterystyczny zapis konodontowy sugerują związek z górnym zdarzeniem z Kellwasser (Narkiewicz, 1978; Matyi, Narkiewicz, 1992). Podobne zjawiska stwierdzono w pobliżu granicy fran/famen w profilu Dębника (Racki i in., 2002). Górnemu zdarzeniu z Kellwasser mogą też odpowiadać czarne margle i wapień marglisty w podłożu Karpat (cykl IX).

Wyjątkowo bogata jest problematyka zdarzeń frańskich w regionie kieleckim **basenu małopolskiego**. Podstawową transgresję frańską początkowo traktowano jako zdarzenie izochroniczne we wczesnej dobie *asymmetricus* (Narkiewicz, 1988). Obecnie wydaje się, że ma ona przebieg diachroniczny, tylko miejscami związany z transgresją IIc (sedimentacja poziomu z *Phlogoiderhynchus* – podrozdz. 3.3.4), a lokalnie, w rejonie Kielc, z tektoniką synsedymenacyjną (Pisarzowska i in., 2006; Sobstel i in., 2006). Charakterystyczny poziom goniatytowy poniżej stropu warstw szydlówcekich (Racki i in., 1985) może reprezentować epizod anoksyczny zdarzenia *Timanites* (transgresja IIc) (Racki i in., 2004; por. też Pisarzowska i in., 2006), podobnie jak „poziom marglisty ze Śluchowic” (Pisarzowska i in., 2006).

Spośród czterech wyróżnionych w ramach perturbacji *punctata* zdarzeń izotopowych węgla najbardziej klarowne są anomalie ujemna (II) i dodatnia (III) na pograniczu poziomów *transitans-punctata* (Pisarzowska i in., 2006; Pisarzowska, Racki, 2012). Zdarzenie II może odpowiadać transgresji eustatycznej IIc, aczkolwiek w profilach strefy kostomłockiej i Wietrzni nie można wykluczyć roli tektoniki. Analizy strontu oraz palinofacji i biomarkerów sugerują zwiększony dopływ terygenów i wzrost poziomu anoksji (John i in., 2008; Marynowski i in., 2008), natomiast badania



FIG. 41. Kamieniołom Bukowa Góra. Dół – „formacja” zagórzańska, wyżej ciemne łupki ogniwa z Bukowej Góry w spagu fm. grzegorzowickiej – zapis eustatycznej transgresji Ic w późnym eiflu (Malec, 2001b, 2002); nad nimi, w najwyższej części ściany kamieniołomu, jasne klastyki ogniwa z Kapkazów

izotopów tlenu w apatycie konodontowym wskazują na ochłodzenie w przedziale od doby *transitans* do *punctata* (Pisarzowska, Racki, 2012).

Z regionu kieleckiego przytoczono wiele przykładów spłylenia przypisywanego regresji pre-*semichatovae* (Narkiewicz, 1988; por. dyskusja – Szulczewski, 1989, 1990; Racki, 1991). Zapis regresji jest na ogół nieczytelny i (lub) trudny do datowania w środowiskach płytkowodnych. Na Kadzielni (fig. 39) może mu odpowiadać wyraźna granica facjalna poniżej wapieni mantikocerasowych. Sedymologiczne przejawy regresji we wczesnej dobie *rhenana* zaobserwowano też na Wietrzni oraz w rejonie Kowali – w przekopie kolejowym i drogowym (Sartenaer i in., 1998; Racki i in., 1993a; jednostka H-1). Transgresja *semichatovae* (IIc) została dobrze udokumentowana w klasycznych profilach Kadzielni, Wietrzni i Kowali (Narkiewicz, 1988). Istnienie pulsu eustatycznego w rejonie Wietrzni potwierdza rozkład luk stratygraficznych i osadów skondensowanych (Szulczewski, 1989, 1995b).

Dolne zdarzenie z Kellwasser w profilu Kowali jest czytelne jako anomalia izotopów węgla, tlenu, osmu oraz wzbogacenie w TOC (Joachimski i in., 2001; De Vleeschouwer i in., 2013; Percival i in., 2019). W Płuckach koło Łagowa zaznacza się jako warstwa czarnego muszłowca głowonogowego o grubości 7 cm datowanego na górny poziom *rhenana*, z charakterystyczną anomalią izotopową węgla i tlenu oraz pozytywną anomalią U/Th (Rakociński i in., 2016).

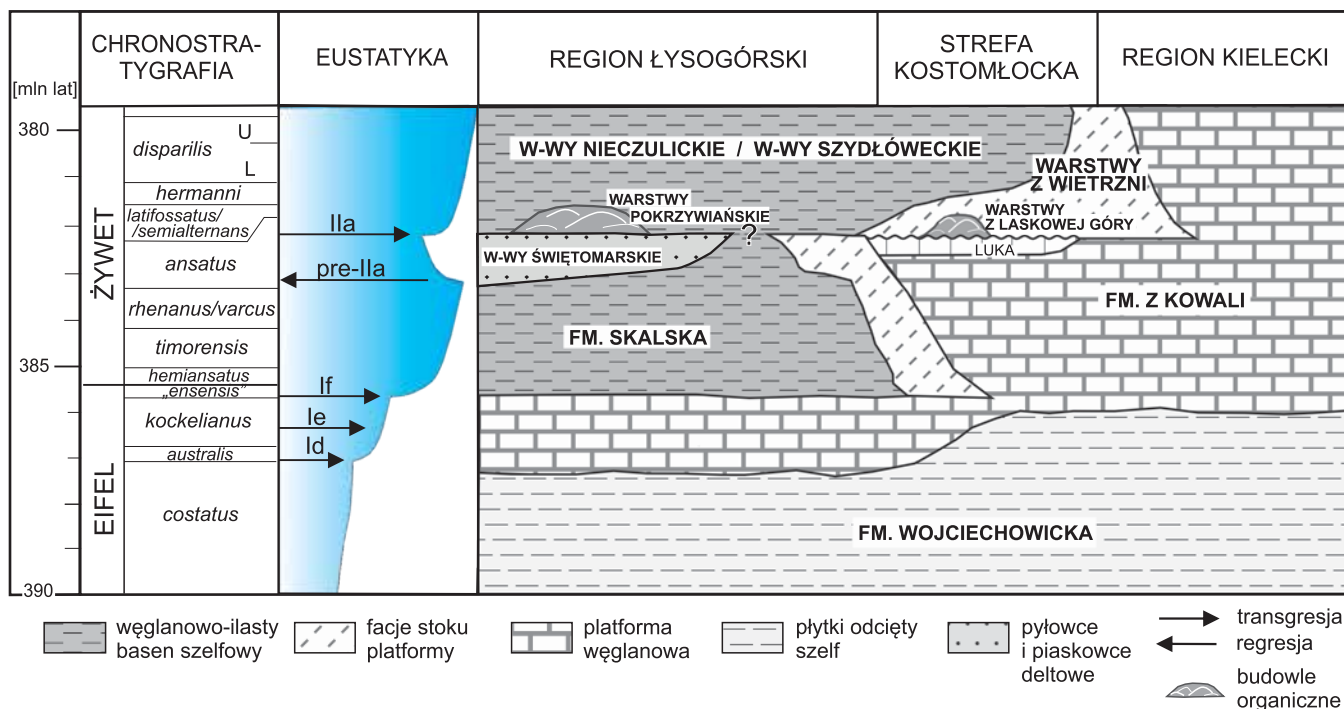


FIG. 42. Przekrój chronostratygraficzny przez pogranicze regionu kieleckiego i łysogórskiego Gór Świętokrzyskich ukazujący interpretowany wpływ zdarzeń eustatycznych na architekturę depozycyjną (wg Narkiewicz, Narkiewicz, 2010, modyfikacja w pracy Racki i in., 2022b)



FIG. 44. Dolny (D) i górny (G) poziom czarnych łupków *annulata* w kamieniołomie Kowala

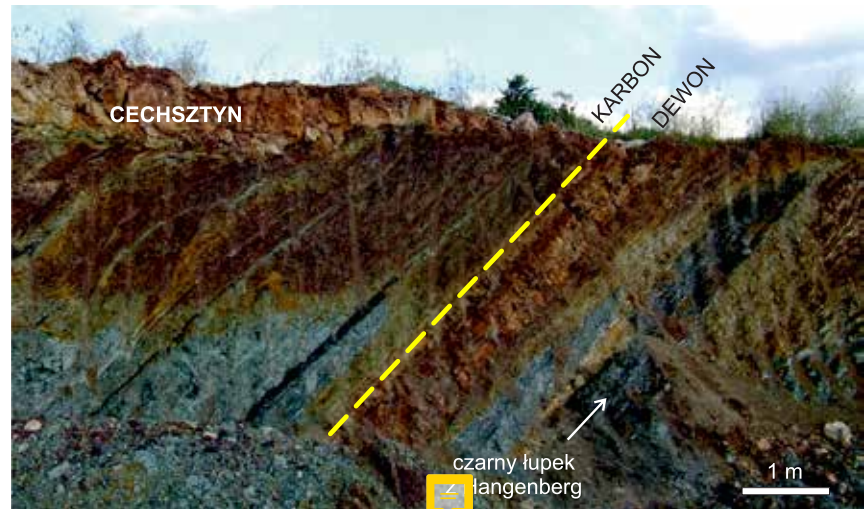


FIG. 45. Granica dewon/karbon i poziom czarnego łupku z Hangenberg w kamieniołomie Kowala (brązowe barwy osadów poniżej erozyjnego stropu dewonu i karbonu są wynikiem procesów wietrzeniowych)

W świętokrzyskiej części **basenu łysogórskiego** odpowiednikiem zdarzenie *annulata* jest cienka warstwa bitumicznych łupków o podobnej charakterystyce jak w Kowali (Racka i in., 2010). W **basenie pomorskim** datowania fameńskich cykli regionalnych VI i VIII (Matyja, 1993, 2009; podrozdz. 3.2.5) wskazują na ich związek z eustatycznymi cyklami Ile i Ilf. Granica dewon/karbon biegnie w obrębie ciągłych, chociaż skondensowanych stratygraficznie osadów „formacji” sąpolniańskiej (podrozdz. 3.3.4; Matyja i in., 2015, 2021). Nie stwierdzono sedimentologicznych atrybutów kryzysu z-Hangenberg, w tym poziomu czarnego łupku; przejawem zdarzeń pogranicza dewon/karbon mogą być anomalie izotopów węgla, wahania zawartości węglanów i podatności magnetycznej.

3.5. WIEK MAGMATYZMU I TEFROSTRATYGRAFIA

3.5.1. Skały magmowe

Dewońskie skały magmowe są znane z nielicznych wystąpień skoncentrowanych w większości w regionie kieleckim basenu małopolskiego. Niewielkie intruzje w formie sill i dajek były dawniej zaliczane do magmatyzmu przed- i podewońskiego (Kardymowicz, 1967; Kowalczewski, 1974; Migaszewski, 2002). Nieliczne uzyskane w obecnym stuleciu datowania radiometryczne (tab. 7) sugerują, że część intruzji może należeć do dewonu, aczkolwiek mała precyzja datowań nie pozwala na ostateczne wnioski.

Wiek diabazu bardziańskiego, znanego m.in. z wąwozu Prągowiec k. Barda oraz z otworu Zarobiny PIG 1, mieści się w przedziale najpóźniejszy ludlow–najwcześniejszy lochkow (Nawrocki i in., 2013). Dawniej jego wystąpienie w Zalesiu było datowane mniej precyzyjnie na wczesny eifel (Migaszewski, 2002). Wiek lamprofiru z Wszachowa we wschodniej części regionu kieleckiego może obejmować niemal cały dewon środkowy i późny (Migaszewski, 2002).

3.5.2. Skały piroklastyczne i tefrostratygrafia

Z pogranicza basenu górnośląskiego i małopolskiego k. Ogródzieńca opisano warstwę proksymalnego tufitu trachitowego datowaną na środkowy famen (Narkiewicz, 1978a). W profilu Czatkowic k. Dębniaka tufity występują w odpowiednikach fameńskiej jednostki wapieni mikrytowych i ziarnistych (fig. 14). Datowania metodą U-Pb (cyrkon i monacyt) wskazują na wiek 363–366 mln lat (środkowy–późny famen; Pisarzowska i in., 2022).

Z dewonu świętokrzyskiej części **basenu małopolskiego** od dawna opisywano wystąpienia skał piroklastycznych oraz domieszki materiału piroklastycznego (Kowalczewski, 1974), związane z wulkanizmem kwaśnym we wczesnym dewonie (Tarnowska, 1971) i w późnym famenie (Czarnocki, 1933; Żakowa, Pawłowska, 1966), rzadziej w dewonie środkowym (Czermański, Ryka, 1962).

Na podstawie występowania osadów piroklastycznych w dewonie świętokrzyskim opracowano schemat tefrostratygraficzny (fig. 46) głównie dla przedziału ems–eifel (Tarnowska, 1999). Warstwa T 2,

o miąższości 30–50 cm ma charakter tufu lub tufitu złożonego z przeobrażonego szkliwa wulkanicznego z domieszką materiału terygenicznego, interpretowanego jako opad piroklastyczny, a jej wiek mieści się w palinozonie AB dolnego–środkowego emsu (fig. 30). Tefrohoryzont T 3 charakteryzuje się znaczną miąższością i występowaniem lapilli, co sugeruje bliskość centrum erupcji. Został datowany przez Fijałkowską-Mader (*fide* Tarnowska, 1999) na palinozonę FD górnego emsu. Jeszcze grubsza (do 2 m) jest warstwa T 4 występująca na pograniczu „formacji” z Winnej i formacji z Baraniej Góry, datowana na pogranicze emsu/eiflu. Ten najbardziej charakterystyczny tefrohoryzont ma cechy proksymalnego tufu subaeralnego, a tylko lokalnie tufitu. Cienkie poziomy bentonitowe T 6 do T 9 występują w węglanowo-ilastych osadach eiflu. Jednostka T 6 została pierwotnie opisana ze wschodniej części regionu kieleckiego (Czermański, Ryka, 1962).

Spośród czterech tefrohoryzontów w profilach famenu (Tarnowska, 1999) największe znaczenie ma T 13 opisany z szurfu w Kowali (Malec, 1995), złożony z trzech kilkucentymetrowych warstewek tufitów (T 13 a–c), występujących blisko stropu dewonu. Te lub inne warstewki o zbliżonym położeniu w profilu kamieniołomu Kowala

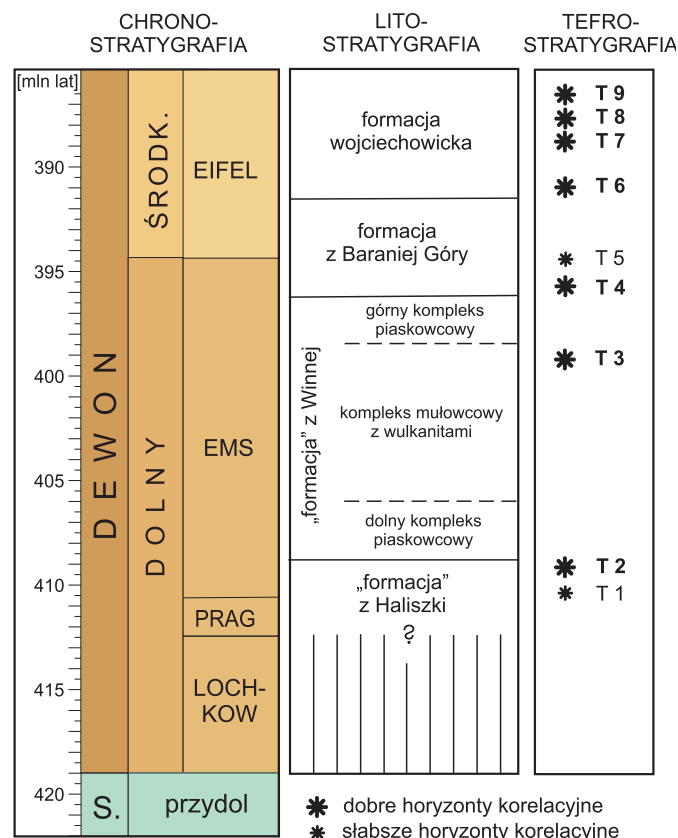


FIG. 46. Poziomy tefrokorelacyjne T 1–T 9 na tle chrono- i litostratygrafii dewonu dolnego i eiflu regionu kieleckiego Gór Świętokrzyskich (na podstawie Tarnowskiej, 1999, zmieniono)

TAB. 7. Wiek radiometryczny skał magmowych i piroklastycznych z regionu kieleckiego (basen małopolski)

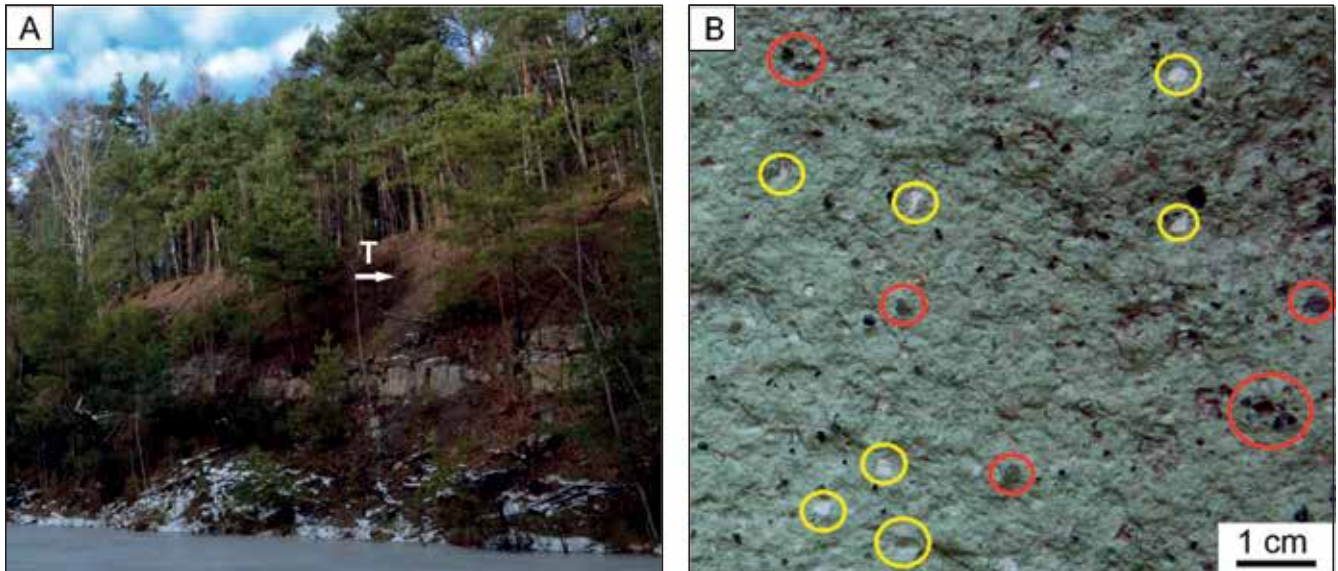
Lokalizacja	Litologia	Materiał analizowany	Metoda	Wiek [mln lat]	Jednostka geochronologiczna	Źródło danych
Kamieniolom Kowala	tufity	cyrkon	U-Pb	358,89 ±0,20 358,97 ±0,11 359,97 ±0,46	najpóźniejszy famen	Myrow i in. (2014)
Kamieniolom Kowala	tufity	monacyt	U-Pb	363,1 ±4,8	środkowy–późny famen	Pisarzowska i in. (2022)
Wszachów-4 (81,0 m)	lamprofir	biotyt	K-Ar	374,4 ±15	fran środkowy	Migaszewski (2002)
Zalesie	diabaz	plagioklaz	K-Ar	391,7 ±19	eifel wczesny	Migaszewski (2002)
Zarobiny PIG 1 (84,8 m)	diabaz	cała skała	Ar/Ar plateau	412,0 ±2	lochkow/prag	Nawrocki i in. (2013)
Zarobiny PIG 1 (84,8 m)	diabaz	cała skała	Ar/Ar plateau	415,0 ±2	lochkow	Nawrocki i in. (2013)
Kielce (warstwy kieleckie)*	tuf	cyrkon	U-Pb	414,5 ±6,6	lochkow (?)	Krzemińska, Krzemiński (2019)

* warstwy kieleckie są zaliczane do górnego syluru przez Malca (1993b, 2001a)

zostały datowane metodą U-Pb przez Myrowa i in. (2014). Wyniki mają duże znaczenie stratygraficzne, bowiem dotyczą tufitów zlokalizowanych tuż poniżej i powyżej czarnego łupku **z**-Hangenberg w Kowali (podrozdz. 3.4.3). Datowanie radiometryczne (tab. 7) pozwoliło na najbardziej jak dotąd precyzyjne ustalenie wieku i czasu trwania globalnego zdarzenia **z**-Hangenberg. Materiał piroklastyczny w tufitach można powiązać z rozwojem wulkanizmu zasadowego typu grzbietów śródoceanicznych (Myrow i in., 2014). Dla warstewki tufitu zlokalizowanej tuż poniżej czarnego łupku **z**-Hangenberg (= środkowy poziom Myrowa i in., 2014) mniej precyzyjne datowanie uzyskali Pisarzowska i in. (2022; tab. 7).

Ze świętokrzyskiej części **basenu łysogórskiego** opisano poziomy tufitu i bentonity w warstwach barczańskich (fig. 47; Czarnocki, 1936; tamże charakterystyka petrologiczna opracowana przez Sujkowskiego). Ich wiek, odnoszony ostatnio do miosporowego poziomu AB dolnego–środkowego emsu, sugeruje korelację z tefrohoryzontem T 2 (Fijałkowska-Mader, Malec, 2018). Poziomy tufitowe występują też w ogniwie łupku z Dobruchny na pograniczu eifel/żywet w regionie łysogórskim (Racki i in., 2022b). Podobną pozycję stratygraficzną mają warstwy bentonitów w serii iłowców dolomitycznych górnych w regionie radomskim basenu łysogórskiego (podrozdz. 3.1.3).

FIG. 47. **A** – północna ściana wschodniego kamieniolomu w Barczy z lokalizacją poziomu tufitowego (T) w warstwach barczańskich dolnego–środkowego emsu; **B** – warstwa tufitu z okruskami kwarcu (czerwone kółka) i zwięzłych skaleni (żółte kółka) (Fijałkowska-Mader, Malec, 2018: ryc. 4)



Podziękowania. Za udostępnienie ilustracji wykorzystanych w tej pracy dziękujemy Annie Fijałkowskiej-Mader, Jindřichowi Hladilowi, Janowi Malcowi, Stanisławowi Mazurowi, Grzegorzowi Rackiemu, Michałowi Rakocińskiemu i Tatianie Woroncowej-Marcinowskiej. Część ilustracji wykonano na podstawie wcześniejszych wersji, które zawdzięczamy naszemu nieżyjącemu koledze Janowi Turczynowiczowi.

Literatura

- Aleksandrowski P., Mazur S., 2002. Collage tectonics in the northeasternmost part of the Variscan Belt: the Sudetes, Bohemian Massif. Geological Society Special Publications, 201: 237–277.
- Aleksandrowski P., Mazur S., 2017. O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski”. Przegląd Geologiczny, 65: 1499–1510.
- Aleksandrowski P., Kryza R., Mazur S., Pin C., Zalasiewicz J.A., 2000. The Polish Sudetes: Caledonian or Variscan? Transactions of the Royal Society, Edinburgh, 90: 127–146.
- Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Burchart J., Cieśliński S., Dadlez R., Kutek J., Nowak W., Orłowski S., Szulczewski M., Teller L., 1975. Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 33.
- Alexandrowicz S.W., 1970. Osady dolnego dewonu w Kluczach koło Olkusza. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 40: 151–165.
- 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.
- Baliński A., 1971. *Stringocephalus burtini* Defrance from the environs of Siewierz, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 16: 461–469.
- Baliński A., 1973. Morphology and paleoecology of Givetian brachiopods from Jurkowice-Budy, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 18: 269–297.
- Baliński A., 1979. Brachiopods and conodonts from the Frasnian of the Dębnik Anticline, southern Poland. Palaeontologia Polonica, 39: 3–95.
- Baliński A., 1995. Brachiopods and conodont biostratigraphy of the Famennian from the Dębnik Anticline, southern Poland. Palaeontologia Polonica, 54: 3–88.
- Baliński A., Olempska E., Racki G. (red.), 2002. Biotic responses to the Late Devonian global events. Acta Palaeontologica Polonica, 47: 186–404.
- Baliński A., Olempska E., Racki G., 2006. Early-Middle Frasnian transition: Biotic response to a major perturbation of the global carbon budget. Acta Palaeontologica Polonica, 51: 606–608.
- Baran U., Jawor E., Jawor W., 1997. Rozpoznanie geologiczne i wyniki prac poszukiwawczych za węglowodorami w zachodniej części polskich Karpat. Przegląd Geologiczny, 45: 66–75.
- 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.
- Becker R.T., House M.R., Klapper G., 1997. Event sequence and sea level-changes in the Upper Givetian and Frasnian of the Tafilalet (Southern Morocco). The Amadeus Grabau Symposium, International Meeting on Cyclicity and Bioevents in the Devonian System, Programme and Abstracts, July 20–27, 1997. University of Rochester, Rochester.
- Becker R.T., Gradstein, F.M., Hammer O., 2012. The Devonian Period. W: The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 559–601. Elsevier B.V., Amsterdam.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.C., 2020. The Devonian Period. W: The Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 733–810. Vol. 2. Elsevier, Amsterdam.
- Bederke, E., 1924. Das Devon in Schlesien und das Alter der Sudeten-faltung: Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 1–55.
- Bederke E., 1929. Die varistische Tektonik der mittleren Sudeten. Fortschritte der Geologie und Paläontologie, 7: 429–523.
- Belka Z., Narkiewicz M., 2008. Devonian. W: The geology of Central Europe. Vol. 1: Precambrian and Palaeozoic (red. T. McCann): 383–410. The Geological Society, London.
- Belka Z., 1985. Lower Carboniferous conodont biostratigraphy In the northeastern part of the Moravia-Silesia Basin. Acta Geologica Polonica, 35: 33–60.
- Berkowski B., 2001. Astogeny of amural colonial Rugosa from the Famennian of the Sudetes – a palaeoenvironmental study. Acta Geologica Polonica, 51: 109–120.
- Berkowski B., 2002. Famennian Rugosa and Heterocorallia from southern Poland. Palaeontologia Polonica, 61: 1–87.
- Biernat G., Baliński A., 1973. Fauna z otworów wiertniczych Sosnowiec IG-1 i Goczałkowice IG-1 (Stromatoporoidea, Tabulata, Brachiopoda i Trilobita). Kwartalnik Geologiczny, 17: 629–630.
- Biernat G., Szulczewski M., 1975. The Devonian brachiopod *Phlogoiderhynchus polonicus* (Roemer, 1866) from the Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 20: 199–221.
- Bond D., Zatoń M., 2003. Gamma-ray spectrometry across the Upper Devonian basin succession at Kowala in the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Geologica Polonica, 53: 93–99.
- Bond D., Wignall P.B., Racki G., 2004. Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. Geological Magazine, 41: 173–193.
- Bond D.P.G., Wignall P.B., 2008. The role of sea-level change and marine anoxia in the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 263: 107–118.
- Buch L., von, 1839. Über Goniatiten und Clymenien in Schlesien. Physikalische Abhandlungen der Königl. Akademie der Wissenschaften, Berlin: 149–169. Druckerei der Königl. Akademie der Wissenschaften.
- Buggisch W., 1972. Zur Geologie und Geochemie der Kellwasserkalke und ihrer begleitenden Sedimente (Unteres Oberdevon). Abhandlungen Hessischen Landesamt für Bodenforschung, 62: 1–68.
- Bultynck P., 1987. Pelagic and neritic conodont successions from the Givetian of pre-Sahara Morocco and the Ardennes. Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 57: 149–181.
- Bultynck P., 2007. Limitations on the application of the Devonian standard conodont zonation. Geological Quarterly, 51: 339–344.
- Bultynck P., Dejonghe L., 2001. Devonian lithostratigraphic units (Belgium). Geologica Belgica, 4: 39–69.
- Bultynck P., Gouwy S., 2008. Reference sections for the Middle Givetian substage. Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter, 23: 21–26.
- Buła Z., Habryn R., 2010. Budowa geologiczna prekambriu i paleozoiku regionu krakowskiego. W: Prekambrium i paleozoik regionu krakowskiego: 7–39.
- Buła Z., Byś I., Florek R., Habryn R., Jachowicz M., Kwarciński J., Laskowicz R., Liszka B., Madej K., Maksym A., Markowiak M., Pietusiak M., Probulski J., Rytko W., Salwa S., Sikora R., Staryszak G., Tabol-Wójcik P., Tomasz A., Zacharski J., 2008. Atlas geologiczno-strukturalny paleozoicznego podłoża Karpat Zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego. Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Casier J.-G., Devleeschouwer X., Lethiers F., Preat A., Racki G., 2000. Ostracods and sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in the Kostomłoty section (Holy Cross Mountains, Poland). Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 70: 53–74.
- Casier J.-G., Devleeschouwer X., Lethiers F., Preat A., Racki G., 2002. Ostracods and fore-reef sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in Kielce (Holy Cross Mountains, Poland). Acta Palaeontologica Polonica, 47: 227–246.
- Chlupáč I., Galle A., Hladil J., Kalvoda J., 2000. Series and stage boundaries in the Devonian of the Czech Republic. Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 225: 159–172.
- Chorowska M., 1979. Nowe wyniki badań stratygraficznych dewonu okolic Kłodzka i problem granicy dewon/karbon. W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, petrografii i tektoniki wschodniego obrzeżenia gnejsów siewierskich i metamorfiku kłodzkiego: 143–152.
- Chorowska M., 1980. Problem granicy sylur–dewon w profilu w Zdanowie w świetle badań konodontowych. W: Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedymentologicznych i tektonicznych: 42–46.
- Chorowska M., 1982. Badania stratygraficzne formacji metamorficznych Sudetów. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 341: 117–139.
- Chorowska M., Ober J., 1980. The stratigraphy and tectonics of the Uppermost Silurian and Lower Devonian of the Zdanów Section (Góry Bardzkie Mts, Sudety Mts) in the light of conodont studies. Kwartalnik Geologiczny, 24: 193–207.
- Chorowska M., Radlicz K., 1984. Karbońskie wapienie i zlepienie zachodniej części struktury bardzkiej. Kwartalnik Geologiczny, 28: 251–290.
- Chorowska M., Sawicki, L., 1975. O występowaniu zmetamorfizowanych utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w Górach Kaczawskich. Kwartalnik Geologiczny, 19: 261–276.
- Chorowska M., Wajsprych B., 1995. Góry Bardzkie Mts. Unit. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 148: 137–139.
- Chorowska M., Radlicz K., Tomczyk H., 1981. Utwory ordowiku, syluru i dewonu w Lubaniu (Sudety, Góry Kaczawskie). Kwartalnik Geologiczny, 25: 243–264.
- Chorowska M., Milewicz J., Radlicz K., 1987. Wstępne wyniki otworu wiertniczego Boguszyn IG-1 (Sudety). Przegląd Geologiczny, 35: 344–347.
- Chorowska M., Fedorowski J., Radlicz K., 1992. Famennian and Tournaisian deposits from the Zdanów IG 1 borehole (Sudetes). Geological Quarterly, 36: 1–32.
- Clausen C.-D., Weddige K., Ziegler W., 1993. Devonian of the Rhenish Massif. Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter, 10: 18–19.
- Cymerman Z., Piasecki M. A., Seston R., 1997. Terranes and terrane boundaries in the Sudetes, northeastern Bohemian Massif. Geological Magazine, 134: 717–725.
- Czarnocki J., 1927. Sprawozdanie z badań, dokonanych w r. 1926, w związku z ogólnym poglądem na budowę mas mezozoicznych regionu checińskiego. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 17.
- Czarnocki J., 1933. Stratygrafia warstw granicznych między dewonem i karbonem w okolicy Kowali. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 35: 32–33.
- Czarnocki J., 1936. Przegląd stratygrafii i paleogeografii dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 129–200.
- Czarnocki J., 1948. Przewodnik 20. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 17: 237–299.
- Czarnocki J., 1950. Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Literatura

- Czarnocki J., 1951. Złoże rud żelaza w Dąbrowie pod Kielcami w związku z zagadnieniem rud dewońskich w świętokrzyskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 7: 95–114.
- Czarnocki J., 1989. Klimenie Gór Świętokrzyskich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 127: 1–92.
- Czermański J., Ryka W., 1962. Bentonit w dolomitach eiflu w Jurkowicach koło Klimontowa. *Kwartalnik Geologiczny*, 6: 8–22.
- Dadlez R., 1978. Podpermskie kompleksy skalne w strefie Koszalin–Chojnice. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 269–302.
- Dahlgrün F., Finckh L., 1924. Ein Silurprofil aus dem Warthaer Schiefergebirge in Schlesien. *Jahrbuch der Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 44.
- Dathe E., 1904. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Neurode. Königlich Preussischen Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, Lieferung 115.
- De Vleeschouwer D., Rakociński M., Racki G., Bond D.P.G., Sobiech K., Claeys P., 2013. The astronomical rhythm of Late–Devonian climate change (Kowala section, Holy Cross Mountains, Poland). *Earth and Planetary Science Letters*, 365: 25–37.
- Devleeschouwer X., Herbosch A., Prétat A., 2002. Microfacies, sequence stratigraphy and clay mineralogy of a condensed deep-water section around the Frasnian/Famennian boundary (Steinbruch Schmidt, Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 171–193.
- Dopieralska J., Belka Z., Haack U., 2006. Geochemical decoupling of water masses in the Variscan oceanic system during Late Devonian times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 108–119.
- Dzik J., 1981. Wiek formacji skalskiej dewonu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, 29: 125–129.
- Dzik J., 1997. Emergence and succession of Carboniferous conodont and ammonoid communities in the Polish part of the Variscan sea. *Acta Palaeontologica Polonica*, 42: 57–170.
- Dzik J., 2002. Emergence and collapse of the Frasnian conodont and ammonoid communities in the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47: 565–650.
- Ekiert F., 1971. Budowa geologiczna podpermskiego podłoża północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 66: 5–77.
- Embry A.F., 1995. Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. *W: Sequence stratigraphy on the northwest European margin* (red. R.J. Steel i in.): 1–11. Elsevier.
- 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., Malec J., 2018. Wiek dolnodewońskiego poziomu tufitowego z Barczy (Góry Świętokrzyskie) na podstawie miospor. *Przegląd Geologiczny*, 66: 578–584.
- Filipiak P., 2002. Palynofacies around the Frasnian/Famennian boundary in the Holy Cross Mountains, southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 313–324.
- Filipiak P., 2004. Miospore stratigraphy of Upper Famennian and Lower Carboniferous deposits of the Holy Cross Mountains (central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 128: 291–322.
- Filipiak P., 2011. Palynology of the Lower and Middle Devonian deposits in southern and central Poland. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 166: 213–252.
- Filipiak P., 2014. Palynologia dolnodewońskich i środkowodewońskich osadów klastycznych z otworu wiertniczego Trojanowice 2. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 459: 7–32.
- Filipiak P., Racki G., 2005. Unikatowy zapis dewońskich zdarzeń beztlenowych w profilu kamieniołomu Kowala k. Kielc. *Przegląd Geologiczny*, 53: 846–847.
- Finckh L., 1932. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Frenkenstein. Königlich Preussischen Geologischen Landes-anstalt und Bergakademie, Lieferung 273.
- Franko W., Żelaźniewicz A., 2000. The eastern termination of the Variscides: terrane correlation and kinematic evolution. *Geological Society Special Publications*, 179: 23–86.
- Freyer G., 1968. Conodontenfundes aus dem Oberdevon und Unterkarbon von Dzikowiec Kłodzki (Ebersdorf) und Gologłowy (Hollenau) in Dolny Śląsk (Niederschlesien). *Geologie*, 17: 60–67.
- Galloway W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73: 125–142.
- Girard C., Lecuyer Ch., 2002. Variations in Ce anomalies of conodonts through the Frasnian/Famennian boundary of Poland (Kowala – Holy Cross Mountains): implications for the redox state of seawater and biodiversity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 299–311.
- Głazek J., Karwowski L., Racki G., Wrzolek T., 1981. The early Devonian continental/marine succession at Chęciny in the Holy Cross Mts, and its paleogeographic and tectonic significance. *Acta Geologica Polonica*, 31: 233–250.
- Gouwy S., Bultynck P., 2000. Graphic correlation of Frasnian sections (Upper Devonian) in the Ardennes, Belgium. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 7: 25–52.
- Gunia T., 1968. On the fauna, stratigraphy and conditions of sedimentation of the Upper Devonian in the Świebodzice Depression (Middle Sudetes). *Geologia Sudetica*, 4: 115–220.
- Gunia T., Wojciechowska I., 1971. Zagadnienia wieku wapieni i fylitów z Małego Bożkowa (Sudety Środkowe). *Geologia Sudetica*, 5: 137–164.
- Gürich G., 1896. Das Paläozoicum im Polnischen Mittelgebirge. *Verhandlungen Russisch-Kaiserlichen Mineralogischen Gesellschaft*, 2: 1–539.
- Gürich G., 1902. Zur Diskussion über das Profil von Ebersdorf. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 54: 57–65.
- Gürich G., 1903. Das Devon von Debnik bei Krakau. *Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich–Ungarns und des Orients*, 15: 127–164.
- Gürich G., 1904. Eine Stromatoporida aus dem Kohlenkalke Galiziens. *Beiträge zur Palaeontologie und Geologie Österreich–Ungarns und des Orients*, 17: 1–5.
- Gürich G., 1909. Clymenienkalk von der Conradmühle in Polsnitz bei Freiburg in Schlesien. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 30: 341–344.
- Hajłasz B., 1967. O eifelskich tentakulitach z Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 549–556.
- Halamski A.T., 2013. Frasnian Atrypida (Brachiopoda) from Silesia (Poland) and the age of the eo-Variscan collision in the Sudetes. *Geodiversitas*, 35: 289–308.
- Halamski A.T., Baliński A., Racki G., Amler M.R.W., Basse M., Denayer J., Dubicka Z., Filipiak P., Kondas M., Krawczyński W., Mieszkowski R., Narkiewicz K., Olempska E., Wrzolek T., Wyse Jackson P.N., Zapalski M.K., Zatoń M., Kozłowski W., 2022. The pre-Taghanic (Givetian, Middle Devonian) ecosystems of Miłoszew near Nowa Słupia (Holy Cross Mts). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 92: 323–379.
- Hallam A., Wignall P.B., 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, 48: 217–250.
- Haydukiewicz A., 1977. Litostratygrafia i rozwój strukturalny kompleksu kaczawskiego w zachodniej części jednostki Jakuszowej i w jednostce Rzeszówka (Góry Kaczawskie). *Geologia Sudetica*, 12: 7–68.
- Haydukiewicz A., 1987. Sekwencja stratygraficzna w kompleksie kaczawskim. *W: Przewodnik 58. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 95–102.
- Haydukiewicz A., Urbanek Z., 1986. Zmetamorfizowane skały dewońskie we wschodniej części jednostki Bolkowa (Góry Kaczawskie). *Geologia Sudetica*, 21: 185–196.
- Haydukiewicz J., 1974. Upper Devonian conodonts from Mikołajów shales, Bardo Mts, Sudetes. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 21: 233–236.
- Haydukiewicz J., 1979. Stratigraphy of the Zdanów series in the northern part of the Bardo unit on the basis of conodonts. *Geologia Sudetica*, 14: 77–99.
- Haydukiewicz J., 1980. Stratygrafia serii zdanowskiej. *W: Rozwój struktury bardziej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych*: 49–52.
- Haydukiewicz J., 1981. Pelagiczne utwory turneju w południowo-zachodniej części Gór Bardzkich. *Geologia Sudetica*, 16: 219–226.
- Haydukiewicz J., 1990. Stratigraphy of Paleozoic rocks of the Góry Bardzkie and some remarks on their sedimentation (Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 179: 275–284.
- Haydukiewicz J., 1998. Latest Devonian conodonts from an olistolith in the northern part of the Góry Bardzkie, West Sudetes. *Geologia Sudetica*, 31: 61–68.
- Haydukiewicz J., Muszer J., Kłapiński J., 1999. Dokumentacja paleontologiczna osadów podpermskich w rejonie Zbąszynia (monoklina przedsudecka). *W: Wybrane zagadnienia stratygrafii, tektoniki i okruszczowania Dolnego Śląska*: 7–17.
- Hedberg H. (red.), 1976. *International Stratigraphic Guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. John Wiley and Sons.
- Heller S., 1995. Lithologie und Fazies der devonischen Sedimente im Grundgebirge des Oberschlesischen Kohlenbeckens (Bohrung Goczalkowice IG 1) Polen. Uniwersytet w Tybindze, Niemcy [pr. magister.].
- Hladil J., 1988. Structure and microfacies of middle and upper Devonian carbonate buildups in Moravia, Czechoslovakia. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14: 607–618.
- Hladil J., 1992. Zonality in the Devonian carbonate sediments in Moravia (CSFR). *W: Proceedings of the 1st International Conference on the Bohemian Massif*. Prague, Czechoslovakia, Sept. 26–Oct. 3, 1988: 121–126.
- Hladil J., 1994. Moravian Middle and Late Devonian buildups: evolution in time and space with respect to Laurussian shelf. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 172: 111–125.
- Hladil J., Mazur S., Galle A., Ebert J., 1999a. 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.
- Hladil J., Melichar L., Otava J., Galle A., Krs M., Man O., Pruner P., Čejchan P., Orel P., 1999b. The Devonian in the easternmost Variscides, Moravia: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 54: 27–47.
- House M.R., 1983. Devonian eustatic events. *Proceedings of the Ussher Society*, 5: 396–405.
- House M.R., 1985. Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. *Nature*, 313: 17–22.
- House M.R., 1996. The Middle Devonian Kačák Event. *Proceedings of the Ussher Society*, 9: 79–84.
- House M.R., 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 5–25.
- House M.R., Gradstein F.M., 2004. The Devonian Period. *W: Geological Time Scale 2004* (red. F. Gradstein i in.): 202–221. Cambridge University Press, Cambridge.

- House M.R., Menner V.V., Becker R.T., Klapper G., Ovnatanova N.S., Kuzmin V., 2000. Reef episodes, anoxia and sea-level changes in the Frasnian of the southern Timan (NE Russian Platform). Geological Society Special Publications, 178: 147–176.
- Jaeger H., 1959. Graptolithen und Stratigraphie des jüngsten Thüringer Silur. Abhandlungen der deutschen Akademie der Wissenschaften, 2: 1–197.
- Jaeger H., 1963. *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Berichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 8: 649–652.
- Jaeger H., 1964. *Monograptus hercynicus* in den Westsudeten und das Alter der Westsudeten-Hauptfaltung. Geologie, 13: 249–273.
- Jaeger H., 1976. Das Silur und Unterdevon vom Thüringischen Typ in Sardinien und seine regionale geologische Bedeutung. Nova Acta Leopoldina. Neue Folge, 45 (224): 263–299.
- 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 multi-disciplinary study of the Devonian Vrbno Group (Hrubý Jeseník Mts., Czech Republic). International Journal of Earth Sciences, 103: 455–483.
- Jawor E., 1970. Wgłębna budowa geologiczna na wschód od Krakowa. Acta Geologica Polonica, 20: 709–769.
- Jawor E., Baran U., 2004. Budowa geologiczna i charakterystyka utworów karbonu w południowej części bloku małopolskiego. W: Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego (red. M.J. Kotarba): 25–48. Wydaw. TBPS „Geosfera”, Kraków.
- Jaworowski K., Jurkiewicz H., Kowalczewski Z., 1967. Sinian i paleozoik z otworu wiertniczego Jaronowice IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 11: 21–38.
- Jerzmański J., 1970. Neue Ergebnisse im westlichen Teil des Blok przedsudecki. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften A, Geologie und Paläontologie, 15: 305–313.
- Joachimski M.M., Ostertag-Henning C., Pancost R.D., Strauss H., Freeman K.H., Littke R., Damste J.S., Racki G., 2001. Water column anoxia, enhanced productivity and concomitant changes in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ across the Frasnian-Famennian boundary (Kowala, Holy Cross Mountains/Poland). Chemical Geology, 175: 109–131.
- John E.H., Cliff R., Wignall P.B., 2008. A positive trend in seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values over the Early–Middle Frasnian boundary (Late Devonian) recorded in well-preserved conodont elements from the Holy Cross Mountains, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 269: 166–175.
- Johnson J.G., Sandberg A.C., 1988. Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 171–178.
- Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A., 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. GSA Bulletin, 96: 567–587.
- Johnson J.G., Klapper G., Elrick M., 1996. Devonian transgressive-regressive cycles and biostratigraphy, northern Antelope Range, Nevada: establishment of reference horizons for global cycles. Palaios, 11: 3–14.
- Jurkiewicz H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 283: 5–100.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Spaletta C., Steuber T., 2009. High resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinctions around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy, and France. Palaeontographica Americana, 63: 99–143.
- Kaiser S.I., Becker R.T., Steuber T., Aboussalam S.Z., 2011. Climate-controlled mass extinctions, facies, and sea-level changes around the Devonian–Carboniferous boundary in the eastern Anti-Atlas (SE Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310: 340–364.
- Kaliś J., 1969. Wstępna charakterystyka serii górnodewońskiej z niektórych wierzeń zachodniej części niecki lubelskiej. Acta Geologica Polonica, 19: 805–821.
- Kardymowicz I., 1967. Intruzje mniejsze Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 197: 329–410.
- Kazmierczak J., Kremer B., Racki G., 2012. Late Devonian marine anoxia challenged by benthic cyanobacterial mats. Geobiology, 10: 371–383.
- Kazmierczak J., 1971. Morphogenesis and systematics of the Devonian Stromatoporoidea from the Holy Cross Mountains, Poland. Palaeontologica Polonica, 26: 1–150.
- Kazmierczak J., Goldring R., 1978. Subtidal flat-pebble conglomerate from the Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. Geological Magazine, 115: 359–366.
- Kicula J., Zakowa H., 1972. Dewon i karbon w podłożu południowej części niecki miechowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 42: 165–228.
- Klapper G., 1988. The Montagne Noire Frasnian (Upper Devonian) conodont succession. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 14: 449–468.
- Klapper G., 1997. Graphic correlation of Frasnian (Upper Devonian) sequences in Montagne Noire, France, and Western Canada. GSA Special Paper, 321: 113–129.
- Klapper G., Becker R.T., 1999. Comparison of Frasnian (Upper Devonian) conodont zonations. Bolletino della Societa Paleontologica Italiana, 37: 339–348.
- Klapper G., Foster C.T.Jr., 1993. Shape analysis of Frasnian species of the Late Devonian conodont genus *Palmatolepis*. Paleontological Society Memoir, 32: 1–35, Supplement to Journal Paleontology, 67.
- Klapper G., Johnson J.G., 1980. Endemism and dispersal of Devonian conodonts. Journal of Paleontology, 59: 904–951.
- Klapper G., Johnson J.G., 1990. Revisions of Middle Devonian conodont zones. Journal of Paleontology, 64: 934–941.
- Klapper G., Kirchgasser W.T., 2016. Frasnian Late Devonian conodont biostratigraphy in New York: graphic correlation and taxonomy. Journal of Paleontology, 90: 525–554.
- Klapper G., Feist R., House M.R., 1987. Decision on the Boundary Stratotype for the Middle/Upper Devonian Series Boundary. Episodes, 10: 97–101.
- Klapper G., Feist R., Becker T.T., House M.R., 1993. Definition of the Frasnian/Famennian Stage boundary. Episodes, 16: 433–441.
- Klimek S., Koszarski L., 1955. Stratygrafia Dębika w porównaniu z dewonem obszarów sąsiednich. Przegląd Geologiczny, 3: 388.
- Klossowski J., 1976. Sedymetacja i stratygrafia konodontowa dewonu okolic Świętomarza i Śniadki w Górach Świętokrzyskich. Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa [pr. magister.].
- Klossowski J., 1985. Sedymetacja dewonu środkowego w regionie łysogórskim (profil Świętomarz/Śniadka). Przegląd Geologiczny, 33: 264–267.
- Kondas M., Filipiak P., 2022. Middle Devonian (Givetian) palynology of the northern Holy Cross Mountains (Miłoszów, south-central Poland). Review of Palaeobotany and Palynology, 301, 104629.
- Konior K., Tokarski A., 1959. Nowy wgłębny reper na południe od Cieszyna. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 140: 1–79.
- Korn D., 1993. The ammonoid faunal change near the Devonian–Carboniferous boundary. Annales de la Société Géologique de Belgique, 117: 205–212.
- Kotas A. (red.), 1973. Dokumentacja geologiczno-wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Goczałkowice IG 1. CAG, Warszawa.
- Kowalczewski Z., 1971. Podstawowe problemy geologiczne dewonu dolnego Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 15: 263–283.
- Kowalczewski Z., 1974. Pozycja geologiczno-strukturalna magmatyzmu świętokrzyskiego w świetle wyników ostatnich badań geologicznych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 275: 11–62.
- Kozłowski W., 2008. Lithostratigraphy and regional significance of the Nowa Stupia Group (Upper Silurian) of the Łysogóry Region (Holy Cross Mountains, Central Poland). Acta Geologica Polonica, 58: 43–74.
- Kryza R., Pin C., 2010. The Central-Sudetic ophiolites (SW Poland): petrogenetic issues, geochronology and palaeotectonic implications. Gondwana Research, 17: 292–305.
- Kryza R., Mazur S., Aleksandrowski P., 1999. Pre-Late Devonian unconformity in the Kłodzko area: a record of Eo-Variscan metamorphism and exhumation in the Sudetes. Geologia Sudetica, 32: 127–137.
- Krzemińska E., Krzemiński L., 2019. Magmatic episodes in the Holy Cross Mountains, Poland—a new contribution from multi-age zircon populations. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 474: 43–58.
- Krzywiec P., Narkiewicz M., 1998. Devonian depositional architecture in central segment of the Lublin trough: preliminary results of integrated seismic and borehole study. Geological Quarterly, 42: 131–140.
- Kuchciński J., 1964. Wstępne wiadomości o psylofitowej florz warstw z Wilczy w Sudetach Środkowych. Kwartalnik Geologiczny, 8: 232–240.
- Kurałowicz E., 1976. Lower Devonian graptolite fauna from the Bardo Mts (Sudetes). Acta Geologica Polonica, 26: 485–488.
- Lewowicki S., 1959. Fauna wapieni klimeniowych z Dzikowca Kłodzkiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 146: 73–119.
- Łapot W., 1982. Petrografia dolnego i najniższych poziomów środkowego dewonu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 519: 34–68.
- Łapot W., 1988. Petrografia utworów górnego dewonu z Goległówna i Łącznej (dewon kłodzki, Sudety). Geologia Sudetica, 23: 155–187.
- Łaptaś A., 1982. Sedymetacja utworów węglanowych dewonu środkowego rejonu Dębika. Studia Geologica Polonica, 75: 59–100.
- Łobanowski H., 1971. The Lower Devonian in the western part of the Klonów Belt (Holy Cross Mts). Part I – Upper Emsian. Acta Geologica Polonica, 21: 629–687.
- Łobanowski H., 1981. Bukowa Góra, kamieniołom; piaskowce dewonu dolnego. W: Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 249–255.
- Łobanowski H., 1990. Lower Devonian terrains of clastic deposition in Poland and their affinities to other European Devonian palaeogeographic-facial provinces. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, (7): 404–420.
- Makowski H., 1971. A contribution to the knowledge of Upper Devonian ammonoids from the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 131–136.
- Malec J., 1993a. Stop 1A: Devonian – Carboniferous boundary at Kowala. W: Global Boundary Events: An Interdisciplinary Conference (red. M. Narkiewicz). Excursion guidebook: 10–11.
- Malec J., 1993b. Upper Silurian and Lower Devonian in the western Holy Cross Mts. Kwartalnik Geologiczny, 37: 501–536.
- Malec J., 1995. Stop 1. Kowala. Devonian/Carboniferous boundary. W: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków, Guide to Excursion A2: 20–21.
- Malec J., 2001a. A sedimentological study of deposits from around the Late Caledonian unconformity in the western part of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 45: 397–415.
- Malec J., 2001b. Stratygrafia zdarzeniowa w profilu późnego emsu i wczesnego eiflu w regionie łysogórskim. Posiedzenie Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 57: 120–122.
- Malec J., 2005. Litostratygrafia pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 415: 5–58.

Literatura

- Malec J., 2012. Warstwy świętomarskie dewonu środkowego w Górach Świętokrzyskich w świetle badań sedymentologicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 452: 131–166.
- 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.
- Malec J., 2002. Stratygrafia utworów z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [rozpr. doktor.].
- Malec J., Racki G., 1992. Givetian and Frasnian ostracod associations from the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37: 359–384.
- Malec J., Turnau, E., 1997. Middle Devonian conodont, ostracod and miopore stratigraphy of the Grzegorzowice – Skaly section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 45: 67–86.
- Malec J., Miłaczewski L., Narkiewicz K., Narkiewicz M., 1996. Stratigraphy of the Devonian in the Szwejk IG 3 deep well, Central Poland. *Geological Quarterly*, 40: 367–392.
- Malinowska L., 1955. Stratygrafia gotlandu Gór Bardzkich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 95: 5–80.
- Marynowski L., Filipiak P., 2007. Water column euxinia and wildfire evidence during deposition of the Upper Famennian Hangenberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, 144: 569–595.
- Marynowski L., Filipiak P., Pisarzowska A., 2008. Organic geochemistry and palynofacies of the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) of the Holy Cross Mountains, Southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 269: 152–165.
- Marynowski L., Filipiak P., Zatoń M., 2010. Geochemical and palynological study of the Upper Famennian Dasberg event horizon from the Holy Cross Mountains (central Poland). *Geological Magazine*, 147: 527–550.
- Marynowski L., Zatoń M., Rakociński M., Filipiak P., Kurkiewicz S., Pearce T.J., 2012. Deciphering the upper Famennian Hangenberg Black Shale depositional environments based on multi-proxy record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 346: 66–86.
- Matyja H., 1993. Upper Devonian of Western Pomerania. *Acta Geologica Polonica*, 43: 27–94.
- Matyja H., 1998. Architektura depozycyjna basenu dewońskiego na obszarze pomorsko-kujawskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 73–88.
- Matyja H., 2004. Stratygrafia, węglanowe systemy depozycyjne dewonu środkowego i franu, architektura fałdowa. W: *Rozwój transgresji środkowo-dewońskiej i wczesnofrańskiej i jej zapis w mieszanych, klastycznie-węglanowych środowiskach marginalnomorskich (modele fałdowe, stratygrafia sekwencji)* (kier. H. Matyja, J. Paczeńska). CAG, Warszawa [nr inw. 752/2005].
- Matyja H., 2006. Stratygrafia i rozwój fałdowy osadów dewonu i karbonu w basenie pomorskim i w zachodniej części basenu bałtyckiego a paleogeografia północnej części TESZ w późnym paleozoiku. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186: 79–122.
- Matyja H., 2009. Depositional history of the Devonian succession in the Pomeranian Basin, NW Poland. *Geological Quarterly*, 53: 63–92.
- Matyja H., Narkiewicz M., 1992. Conodont biofacies succession near the Frasnian/Famennian boundary – some Polish examples. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 154: 125–147.
- Matyja H., Narkiewicz M., 1995. Conodont stratigraphy of the Upper Devonian in the Janczyce I borehole section, eastern Holy Cross Mts. *Geological Quarterly*, 39: 177–206.
- Matyja H., Stempień-Sałek M., 1994. Devonian/Carboniferous boundary and the associated phenomena in western Pomerania (NW Poland). *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 116: 249–263.
- Matyja H., Turnau, E., 2008. Integrated analysis of miopores and conodonts: a tool for correlation of shallow-water, mixed siliciclastic-carbonate succession of Lower? and Middle Devonian (Pomeranian basin, NW Poland). W: *Global Alignments of the Lower Devonian Carbonate and Clastic Sequences*: 67–71.
- Matyja H., Tomasz A., Lipiec M., Turnau E., 2001. Stratygrafia dewońsko-karbońskiej serii węglanowej w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 33–60.
- Matyja H., Sobień K., Marynowski L., Stempień-Sałek M., Małkowski K., 2015. The expression of the Hangenberg Event (latest Devonian) in a relatively shallow-marine succession (Pomeranian Basin, Poland): the results of a multi-proxy investigation. *Geological Magazine*, 52: 400–428.
- Matyja H., Woroncowa-Marcinowska T., Filipiak P., Brański P., Sobień K., 2021. The Devonian/Carboniferous boundary interval in Poland: multidisciplinary studies in pelagic (Holy Cross Mountains and Sudetes) and ramp (Western Pomerania) successions. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 101: 421–472.
- Maziane-Serraj N., Higgs K.T., Streel M., 1999. Revision of the late Famennian miopore zonation scheme in eastern Belgium. *Journal of Micro-palaeontology*, 18: 17–25.
- Mazur S., 1987. Tektonika utworów górnego dewonu i dolnego karbonu w kamieniołomie w Dzikowcu (Góry Bardzkie). *Przegląd Geologiczny*, 35: 327–332.
- Mazur S., 2003. Ewolucja strukturalna metamorfizmu kłodzkiego i jej znaczenie dla tektoniki piętra wartyjskiego Sudetów. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 2581, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 74.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly*, 50: 89–118.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej wartyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny*, 58: 133–145.
- Migaszewski Z.M., 2002. Datowanie diabazów i lamprofirów świętokrzyskich metodą K-Ar i Ar-Ar. *Przegląd Geologiczny*, 50: 227–229.
- Miłaczewski L., 1966. Utwory dewońskie w wierceniach Niedzwica IG 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 1098–1099.
- Miłaczewski L., 1972. Kryteria podziału stratygraficznego dewonu. *Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 3: 18–31, 37–45.
- Miłaczewski L., 1981. Dewon południowo-wschodniej Lubelszczyzny. *Prace Instytutu Geologicznego*, 101.
- Miłaczewski L., 2004. Akwatorium Bałtyku i republiki nadbałtyckie. W: *Paleozoiczna akrecja Polski. Osady facji „old red” w Polsce – systemy depozycyjne, źródła materiału klastycznego i tektoniczne uwarunkowania depocentrowe*. CAG, Warszawa [nr inw. 4182/2016 A].
- Miłaczewski L., Niemczycka T., 1967. Budowa geologiczna rejonu Niedzwicy. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 557–571.
- Miłaczewski L., Żelichowski A.M., 1970. Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. W: *Przewodnik 42. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 7–32.
- Miłaczewski L., Radlicz K., Nehring M., Hajłasz B., 1983. Osady dewonu w podłożu północno-zachodniej części lubelskiego odcinka niecki brzeźnej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 344: 23–56.
- Mišař Z., Poubá Z., Skácel J., 1963. Geologická mapa ČSSR. Mapa předtverohorních útvarů, měřítko 1:200 000; sheet Jeseník. Ústředního ústavu geologického, Praha.
- Morrow J.R., Sandberg C.A., Malkowski K., Joachimski M.M., 2009. Carbon isotope chemostratigraphy and precise dating of middle Frasnian (lower Upper Devonian) Alamo Breccia, Nevada, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 282: 105–118.
- Moryc W., 1987. Stratygrafia i rozwój fałdowy dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpacciego (Dyskusja). *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 357–364.
- Moryc W., 1996. Budowa geologiczna utworów podłoża miocenu w rejonie Sędziszów Młp. – Rzeszów i ich perspektywiczność. *Nafta-Gaz*, 48: 205–223.
- Murchison R.I., Verneuil É., Keyserling A., 1845. The geology of Russia in Europe and the Ural Mountains. John Murray, London.
- Muszer J., 2020. First discovery of Mississippian trace fossils in the Świebodzice Unit from the Witoszów region (SW Poland). *Geological Quarterly*, 64: 838–860.
- Muszer J., Haydukiewicz J., 2011. The quarry in Dzikowiec as a geotouristic site and its importance for studies on the Upper Paleozoic in the Sudetes. W: *Geotourism: a variety of aspects*: 243–257.
- Myrow P.M., Ramezani J., Hanson A.E., Bowring S.A., Racki G., Rakociński M., 2014. High-precision U–Pb age and duration of the latest Devonian (Famennian) Hangenberg event, and its implications. *Terra Nova*, 26: 222–229.
- Narkiewicz K., 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu środkowego obszaru radomsko-lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 147–192.
- Narkiewicz K., 2015. Taxonomic revision and phylogenetic affinities of the conodont *Bipennatus montensis* (Weddige 1977) from the Eifelian (Middle Devonian) of Poland. *Paläontologische Zeitschrift*, 89: 125–132.
- Narkiewicz K., Bultynck P., 2007. Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom–Lublin area, SE Poland. *Geological Quarterly*, 51: 419–442.
- Narkiewicz K., Bultynck P., 2010. The Upper Givetian (Middle Devonian) *subterminus* conodont Zone in North America, Europe and North Africa. *Journal of Paleontology*, 84: 588–625.
- Narkiewicz K., Bultynck P., 2011. Biostratygrafia konodontowa dewonu górnego Lubelszczyzny. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 193–254.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., 1992. Transgressive pulse in the Upper Frasnian of the Janczyce I section (Holy Cross Mts.): sedimentology and conodont biofacies. *Geological Quarterly*, 36: 281–304.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., 1998. Conodont evidence for the mid-Givetian Taghanic Event in south-eastern Poland. *Palaeontologia Polonica*, 58: 213–223.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2008. The mid-Frasnian subsidence pulse in the Lublin Basin (SE Poland): sedimentary record, conodont biostratigraphy and regional significance. *Acta Geologica Polonica*, 58: 287–301.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2010. Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. area (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 255: 287–300.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., 2015. The age of the oldest tetrapod tracks from Zachełmie, Poland. *Lethaia*, 48: 10–12.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., Wudarska A., 2010. Significance of conodont data for explaining geosystem perturbations during the Middle Devonian Kačák Episode. *Marine Micropaleontology*, 185: 102307.
- Narkiewicz K., Narkiewicz M., Bultynck P., 2016. Conodont biofacies of the Taghanic transgressive interval (middle Givetian): Polish record and global comparisons. *Geological Society Special Publications*, 423: 201–222.

- Narkiewicz K., Narkiewicz M., Bultynck P., Königshof P., 2017. The past, present and future of the upper Eifelian conodont zonation. *Cuadernos del Museo Geominero*, 22: 137–140.
- Narkiewicz M., 1973. Dewon pasma Góry Zamkowej w Chęcinach. Instytut Geologii Podstawowej UW, Warszawa [pr. magister.].
- Narkiewicz M., 1978a. Stratygrafia i rozwój facjalny górnego dewonu między Olkuszem a Zawierciem. *Acta Geologica Polonica*, 28: 415–470.
- Narkiewicz M., 1978b. Geneza struktury gruzłowej w górnodewońskich wapieniach okolic Olkusza i Zawiercia. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 693–706.
- Narkiewicz M., 1985. Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. *Przegląd Geologiczny*, 33: 253–258.
- Narkiewicz M., 1987. Zdarzenia na późnodewońskim szelfie południowej Polski i ich znaczenie stratygraficzne. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 581–598.
- Narkiewicz M., 1988. Turning points in sedimentary development in the Late Devonian in southern Poland. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14: 619–636.
- Narkiewicz M., 1990. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 38: 327–330.
- Narkiewicz M., 1991. Procesy dolomitizacji mezogenetycznej na przykładzie żywetu i franu Gór Świętokrzyskich. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 132: 1–54.
- Narkiewicz M., 1996. Devonian stratigraphy and depositional environments in proximity of the Sub-Carpathian Arch: Lachowice 7 well, southern Poland. *Geological Quarterly*, 40: 65–88.
- Narkiewicz M., 2001. Litostratygrafia, środowiska sedimentacji i zarys diagenety węglanów dewonu i karbonu w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 174: 9–32.
- Narkiewicz M., 2002. Ordovician through earliest Devonian development of the Holy Cross Mts. (Poland): constraints from subsidence analysis and thermal maturity data. *Geological Quarterly*, 46: 255–266.
- Narkiewicz M., 2005. Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 182.
- 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., 2009. Late burial dolomitization of the Devonian carbonates and a tectonothermal evolution of the Holy Cross Mts area (Central Poland). *Mineralogia – Special Papers*, 35: 51–59.
- Narkiewicz M., 2011a. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu środkowego i franu basenu łysogórsko-radomskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 7–52.
- Narkiewicz M., 2011b. Litostratygrafia, systemy depozycyjne i cykle transgresywno-regresywne dewonu basenu lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 53–146.
- Narkiewicz M., 2020. The Variscan foreland in Poland revisited: new data and new concepts. *Geological Quarterly*, 64: 377–401.
- Narkiewicz M., Hoffman A., 1989. The Frasnian/Famennian transition: the sequence of events in southern Poland and its implications. *Acta Geologica Polonica*, 39: 13–28.
- Narkiewicz M., Olkiewicz-Paprocka I., 1983. Stratygrafia dewońskich utworów węglanowych wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 225–256.
- Narkiewicz M., Racki G., 1984. Stratygrafia dewonu antykliny Dębника. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 513–546.
- Narkiewicz M., Racki G., 1987. Korelacja i rozwój sedimentacji górnego dewonu między Dębnikiem a Zawierciem. *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 341–356.
- Narkiewicz M., Racki G., Wrzolek T., 1990. Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporooidowo-koralowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 433–456.
- Narkiewicz M., Miłaczewski L., Krzywiec P., Szewczyk J., 1998. Zarys architektury depozycyjnej basenu dewońskiego na obszarze radomsko-lubelskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165: 57–72.
- Narkiewicz M., Racki G., Skompski S., Szulczewski M., 2006. Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. *W: 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 51–77.
- Narkiewicz M., Narkiewicz K., Turnau E., 2011. Rozwój sedimentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 289–318.
- Narkiewicz M., Krzywiec P., Diemer J., 2012. Geologia Gór Świętokrzyskich oczami Rodericka Murchisona – wizyta w czerwcu 1843 roku i jej echa. *Przegląd Geologiczny*, 60: 220–225.
- Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedimentacyjnych Polski. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207.
- Nawrocki J., Becker A. (red.), 2017. Atlas geologiczny Polski. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Nawrocki J., Salwa S., Pańczyk M., 2013. New ⁴⁰Ar–³⁹Ar age constrains for magmatic and hydrothermal activity in the Holy Cross Mts. (southern Poland). *Geological Quarterly*, 57: 551–560.
- Nehring-Lefeld M., 1985. Biostratygrafia osadów dewonu dolnego obszaru radomsko-lubelskiego na podstawie małżoraczków i konodontów. *Prace Instytutu Geologicznego*, 112.
- Nowiński A., 1976. Tabulata and Chaetetida from the Devonian and Carboniferous of southern Poland. *Palaeontologia Polonica*, 35.
- Oberc J., 1957. Region Gór Bardzkich (Sudety). *Przewodnik dla geologów*. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Oberc J., 1966. Ewolucja Sudetów w świetle teorii geosynklin. *Prace Instytutu Geologicznego*, 47.
- Oberc J., 1987. Struktura bardzka jako reper rozwoju waryscydów wschodniej części Sudetów Zachodnich i ich przedpola. *W: Przewodnik 58. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 165–180.
- Oberc J., 1998. Budowa płaszczowinowa zachodniej części struktury bardzkiej; przemieszczenia poziome bloku sowiogórskiego. *Przegląd Geologiczny*, 46: 80–86.
- Olempska E., 1979. Middle to Upper Devonian ostracoda from the southern Holy Cross Mountains, Poland. *Palaeontologia Polonica*, 40: 57–162.
- Over D.J., Hopkins T.H., Brill A., Spaziani A.L., 2003. Age of the Middlesex Shale (upper Devonian, Frasnian) in New York State. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 242: 217–223.
- Pajchłowa M., 1957. Dewon w profilu Grzegorzowice-Skały. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 122: 145–254.
- Pajchłowa M., Miłaczewski L., 2003. Korelacja biostratygraficzna dewonu Polski z innymi obszarami. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych*, część 1b, zeszyt 1/2. Dewon (red. M. Pajchłowa i in.): 20–26. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Pajchłowa M., Kardymowicz I., Bukowy S., Cebulak S., Sawicki L., Oberc J., Gunia T., 1968. Dewon. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1 Stratygrafia*, część 1. Prekambr i paleozoik (red. S. Sokołowski): 313–362. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Pajchłowa M., Miłaczewski L., Dadlez J., Radlicz K., 1980. Zarys badań dewonu w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 141–153.
- Pajchłowa M., Malinowska L., Miłaczewski L., Sarnecka E., Woroncowa-Marcinowska T. (red.), 2003. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 1b, zeszyt 1/2. Dewon. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Paproth E., Feist R., Flajs G., 1991. Decision on the Devonian–Carboniferous boundary stratotype. *Episodes*, 14: 331–336.
- Percival L.M.E., Selby D., Bond D.P.G., Rakociński M., Racki G., Marynowski L., Adatte T., Spangenberg J.E., Föllmi K.B., 2019. Pulses of enhanced continental weathering associated with multiple Late Devonian climate perturbations: Evidence from osmium-isotope compositions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 524: 240–249.
- Percival L.M.E., Marynowski L., Baudin F., Goderis S., De Vleeschouwer D., Rakociński M., Narkiewicz K., Corradini C., Da Silva A.-C., Claeys P., 2022. Combined Nitrogen-Isotope and Cyclostratigraphy Evidence for Temporal and Spatial Variability in Frasnian–Famennian Environmental Change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 23, e2021GC010308.
- Pisarzowska A., Racki G., 2012. Isotopic chemostratigraphy across the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian) on the South Polish carbonate shelf: A reference for the global punctata Event. *Chemical Geology*, 334: 199–220.
- Pisarzowska A., Sobstel M., Racki G., 2006. Conodont-based event stratigraphy of the Early–Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeontologica Polonica*, 51: 609–646.
- Pisarzowska A., Paszkowski M., Kołtonik K., Budzyń B., Szczerba M., Rakociński M., Sląma J., Zagórska A., Łaptaś A., 2022. Geotectonic settings of Variscan explosive volcanism in the light of Famennian tuffites provenance from southern Poland. *Earth-Science Reviews*, 234, 104218.
- Playford G., McGregor D.C., 1993. Miospores and organic-walled microphytoplankton of Devonian–Carboniferous boundary beds (Bakken Formation), southern Saskatchewan: a systematic and stratigraphic appraisal. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 445: 1–107.
- Pluta K., Górecka-Nowak A., 2018. Miospore evidence for the Carboniferous age of rocks from the Świebodzice Unit (Sudetes, SW Poland). *Geological Quarterly*, 62: 120–133.
- Porębska E., 1980. Granica sylur–dewon w profilu Zdanowa wyznaczona na podstawie graptolitów. *W: Rozwój struktury bardzkiej w świetle nowych badań stratygraficznych, sedimentologicznych i tektonicznych*: 35–41.
- Porębska E., 1982. Latest Silurian and Early Devonian graptolites from the Zdanow section, Bardo Mts (Sudetes). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 52: 89–209.
- Porębska E., 2003. Gromada Graptolithina Bronn, 1846. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości*, część 1b/1. Dewon (red. L. Malinowska): 519–530. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Porębska E., Sawłowski Z., 1997. Palaeoceanographic linkage of geochemical and graptolite events across the Silurian–Devonian boundary in Bardzkie Mountains (Southwest Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132: 343–354.
- Porębski S.J., 1981. Świebodzice succession (Upper Devonian–lowermost Carboniferous): a prograding, mass flow dominated fan-delta complex. *Geologica 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.
- Požaryski W., Dembowski Z. (red.), 1984. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich 1:1 000 000. Inst. Geol., Warszawa.
- Pujol F., Berner Z., Stüben D., 2006. Palaeoenvironmental changes at the Frasnian/Famennian boundary in key European sections: Chemostratigraphic constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 120–145.
- Pusch G.G., 1833–1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder (I + II). Stuttgart, Cotta'schen Buchhandlung, 338 + 695 str. Stuttgart und Tübingen.

Literatura

- Racka M., Marynowski L., Filipiak P., Sobstel M., Pisarzowska A., Bond D.P., 2010. Anoxic Annulata events in the Late Famennian of the Holy Cross Mountains (Southern Poland): geochemical and palaeontological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297: 549–575.
- Racki G., 1985a. Conodont biostratigraphy of the Givetian/Frasnian boundary beds at Kostomłoty in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 35: 265–275.
- Racki G., 1985b. Cykliczność sedymentacji a podział stratygraficzny dewońskiej serii stromatopoidowo-koralowcowej Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 33: 267–270.
- Racki G., 1986. Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mts: brachiopod responses to eustatic events. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 8: 203–212.
- Racki G., 1988. Middle to Upper Devonian boundary beds of the Holy Cross Mountains, Central Poland: introduction to ecostratigraphy. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14: 119–131.
- Racki G., 1990. Frasnian/Famennian event in the Holy Cross Mts, Central Poland: stratigraphic and ecologic aspects. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 30: 169–181.
- Racki G., 1991. O eustatyce, tektonice i innych zdarzeniach w późnym dewonie Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 39: 193–198.
- 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., 1995. Co dalej z dewońska krzywą eustatyczną? *Przegląd Geologiczny*, 43: 632–636.
- Racki G., 1997. Devonian eustatic fluctuations in Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 199: 1–12.
- Racki G., 2005. Toward understanding Late Devonian global events: few answers, many questions. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 20: 5–36.
- Racki G., Bultynck P., 1993. Conodont biostratigraphy of the Middle to Upper Devonian boundary beds in the Kielce area of the Holy Cross Mountains. *Acta Geologica Polonica*, 43: 1–26.
- Racki G., Narkiewicz M., 2000. Tektoniczne a eustatyczne uwarunkowania rozwoju sedymentacji dewonu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny*, 48: 65–76.
- Racki G., Narkiewicz M. (red.), 2006. Polskie zasady stratygrafii. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Racki G., Soboń-Podgórska J., 1993. Givetian and Frasnian calcareous microbios of the Holy Cross Mountains. *Acta Palaeontologica Polonica*, 37: 255–289.
- Racki G., Turnau E., 2000. Devonian series and stage boundaries in Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225: 145–158.
- Racki G., Gluchowski E., Malec J., 1985. The Givetian to Frasnian succession at Kostomłoty in the Holy Cross Mts, and its regional significance. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33: 158–171.
- Racki G., Gluchowski E., Wrzolek T., 1989. Zdarzenie na granicy fran–famen w regionie świętokrzyskim a najważniejsze grupy bentosu. *Przegląd Geologiczny*, 37: 546–551.
- Racki G., Makowski I., Miklas J., Gawlik S., 1993a. Brachiopod biofacies in the Frasnian reef-complexes: an example from the Holy Cross Mts, Poland. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, 1331, *Geologia*, 12/13: 64–109.
- Racki G., Wrzolek T., Słupik A., Nowak B., 1993b. Nowe dane o dewonie antykliny Siewierza na podstawie wiercenia WB-12. *Prace Uniwersytetu Śląskiego. Geologia*, 12/13: 110–125.
- Racki G., Racka M., Matyja H., Devleeschouwer X., 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the South Polish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181: 251–297.
- Racki G., Piechota A., Bond D., Wignall P., 2004. Geochemical and ecological aspects of lower Frasnian pyrite-ammonoid level at Kostomłoty (Holy Cross Mountains, Poland). *Geological Quarterly*, 48: 267–282.
- Racki G., Joachimski M.M., Morrow J.R., 2008. A major perturbation of the global carbon budget in the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 269: 127–129.
- Racki G., Mazur S., Narkiewicz K., Pisarzowska A., Bardziński W., Kołtonik K., Szymanowski D., Filipiak P., Kremer B., 2022a. A waning Saxothuringian Ocean evidenced in the Famennian tephra-bearing siliceous succession of the Bardo Unit (Central Sudetes, SW Poland). *Geologica Society of America Bulletin*, 134: 2373–2398.
- Racki G., Wójcik K., Halamski A.T., Narkiewicz M., 2022b. Middle Devonian Skąły Formation in the Holy Cross Mountains (Poland) – formal description and subdivision based on new field data. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 92: 425–444.
- Rakociński M., Pisarzowska A., Janiszewska K., Szrek P., 2016. Depositional conditions during the Lower Kellwasser Event (Late Frasnian) in the deep-shelf Łysogóry Basin of the Holy Cross Mountains Poland. *Lethaia*, 49: 571–590.
- Richardson J.B., McGregor D.C., 1986. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Sandstone Continent and adjacent regions. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 364: 1–79.
- Rogers F.S., 1998. Conodont biostratigraphy of the Little Cedar and Lower Coralville formations of the Cedar Valley Group (Middle Devonian) of Iowa and significance of a new species of *Polygnathus*. *Journal of Paleontology*, 72: 726–737.
- Romanek A., Rup M., 1990. Podział litostratygraficzny dewonu w profilu otworu wiertniczego Kowala 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 34: 221–242.
- Römer F., 1863. Die Altersbestimmung des schwarzen Marmors von Dembnik im Gebiete von Krakau. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 15: 708–713.
- Römer F., 1866a. Geologische Beobachtungen im Polnischen Mittelgebirge. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 18: 667–690.
- Römer F., 1866b. Über die Auffindung devonischer Kalksteinschichten bei Siewierz im Königsreiche Polen. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 18: 433–438.
- Roszek H., Siedlecki S., 1963. On the presumably Late Silurian and Early Devonian sediments in the environs of Cracow. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 11: 15–22.
- Różkowska M., Fedorowski J., 1972. Genus *Disphyllum* de Fromentel (Rugosa) in the Devonian of Poland and its distribution. *Acta Palaeontologica Polonica*, 18: 265–340.
- Samsonowicz J., 1917. Utwory dewońskie wschodniej części gór Świętokrzyskich: materiały do geologii Gór Świętokrzyskich. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, Wydział III Nauk Matematycznych i Przyrodniczych*, 20: 1–69.
- Samsonowicz J., 1934. Objaśnienie arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1:100 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L., 1992. Conodont biochronology, biofacies, taxonomy, and event stratigraphy around Middle Frasnian Lion Mudmound (F2h), Frasnian, Belgium. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 150: 1–87.
- Sandberg C.A., Morrow J.R., Ziegler W., 2002. Late Devonian sea-level changes, catastrophic events, and mass extinctions. *GSA Special Paper*, 356: 473–487.
- Sarnecka E., 1986. Tabulata i Chaetetida z otworu wiertniczego Ostalów 1. *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 49–62.
- Sartenaer P., Racki G., 1992. A new Late Givetian rhynchonellid species from the Holy Cross Mountains, Poland, and its relevance to stratigraphical and ecological problems near the Givetian/Frasnian boundary. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 62: 61–73.
- Sartenaer P., Racki G., Szulczewski M., 1998. The late Frasnian rhynchonellid genus *Pammegetherhynchus* (Brachiopoda) in Poland, and its relevance to the Kellwasser Crisis. *Acta Palaeontologica Polonica*, 43: 379–394.
- Sawicki L., 1968. Okolice Głucholazów. W: *Dewon, Sudety. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia. Paleozoik* (red. S. Sokółowski): 342–345. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Schindewolf O.H., 1937. Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 178: 1–132.
- Schindler E., 1990. The Late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser Crisis. *Lecture Notes in Earth Sciences*, 30: 151–159.
- Schindler E., 1993. Event-stratigraphic markers within the Kellwasser Crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104: 115–125.
- 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., Szulczewski M., 2000. Lofer-type cyclothems in the Upper Devonian of the Holy Cross Mts. (central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 50: 393–406.
- Sobolev D., 1909. Srednij dewon Kielecko-Sandomirskowo Kriaża. *Materiały dla Geologii Rossii*, 24: 4–536.
- Sobolev D., 1911. O famenskom jaruse Kielecko-Sandomirskowo Krjaża. *Jeżegodnik Geol. Mineral. Ross.*, 13: 34–41.
- Sobolev D., 1912. O verkhnem neodevone Łagowa. *Izvestiya Varshavskogo Politehnicheskogo Instituta*, 3: 1–32.
- Sobstel M., 2003. Sedimentary record of eustatic changes on the Givetian (Devonian) carbonate platform of Małopolska Massif, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 53: 189–200.
- Sobstel M., Makowska-Haftka M., Racki G., 2006. Conodont ecology in the Early–Middle Frasnian transition on the South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeontologica Polonica*, 51: 719–746.
- Spalletta C., Perri M.C., Over D.J., Corradini C., 2017. Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. *Bulletin of Geosciences*, 92: 31–57.
- Stoakes F.A., 1980. Nature and control of shale basin fill and its effect on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton formations of Alberta, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 28: 234–410.
- Streel M., Higgs K., Loboziak S., Riegel W., Steemans P., 1987. Spore stratigraphy and correlation with faunas and floras in the type marine Devonian of the Ardenne–Rhenish regions. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 50: 211–229.
- Streel M., Belka Z., Dreesen R., Durkina A. V., Groos-Uffenorde H., Hance L., Hartkopf-Fröder C., Haydukiewicz J., Korn D., Perri M.C., Piecha M., Spalletta C., 2004. Relation of the neritic microfaunas and continental microfloras with the conodont and other pelagic faunas within the latest part of the Famennian. W: *SDS Annual Meeting Rabat, March 1 and 2, 2004*: 67–73.
- Studencka J., 1983. *Chimaerothyris dombrowiensis* (Gürich) z dolnego eiflu Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 471–490.
- Szczepański J., 2007. A vestige of an early Devonian active continental margin in the East Sudetes (SW Poland) – evidence from geochemistry of the Jęglowa Beds, Strzelin Massif. *Geological Quarterly*, 51: 271–284.

- Szczepański J., Jóźefiak D., 1999. Jęglowa beds-record of polyphase deformation and metamorphism in the Strzelin Crystalline Massif (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Mineralogical Society of Poland Special Papers*, 14: 33–37.
- Szrek P., Ginter M., 2007. Poziomy wapieni typu Kellwasserkalk w Pluckach koło Łagowa. W: 20 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 157–161.
- Szrek P., Salwa S., 2020. High-energy events in the Frasnian-Famennian boundary interval of the Plucki section in the Holy Cross Mountains, Poland. *Facies*, 66, 9.
- Szulczewski M., 1971. Upper Devonian conodonts, stratigraphy and facial development in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 21: 1–129.
- Szulczewski M., 1972. Konodonty górnoweńskie i ich znaczenie stratygraficzne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 3: 32–37.
- Szulczewski M., 1973. Famennian – Tournaisian neptunian dykes and their conodont fauna from Dalnia in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 23: 15–59.
- Szulczewski M., 1978. The nature of unconformities in the Upper Devonian–Lower Carboniferous condensed sequence in the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 28: 283–298.
- Szulczewski M., 1981a. Dewon środkowy i górny zachodniej części Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 68–82.
- Szulczewski M., 1981b. Kadzielnia. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 110–115.
- Szulczewski M., 1981c. Stratygrafia franu wzgórz kostomłockich. W: Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 222–225.
- Szulczewski M., 1986. Late Devonian events in Poland. *Annales de la Societe geologique de Belgique*, 109: 263–265.
- Szulczewski M., 1989. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu z famenem Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 37: 551–557.
- Szulczewski M., 1990. Światowe i regionalne zdarzenia w zapisie stratygraficznym pogranicza franu i famenu Gór Świętokrzyskich – odpowiedź. *Przegląd Geologiczny*, 38: 330–334.
- Szulczewski M., 1992. Ekologiczne uwarunkowania zespołów faunistycznych w śródszelfowych basenach fameńskich Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 40: 610.
- Szulczewski M., 1995a. Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geological Quarterly*, 39: 471–488.
- Szulczewski M., 1995b. The Holy Cross Mountains – Devonian to Carboniferous. Stop 3. Kostomłoty and Laskowa Quarries; Stop 4. Wietrznia. W: Guide to Excursion A2, XIII International Congress on Carboniferous-Permian.
- Szulczewski M., Porębski S., 2008. Stop 1 – Bukowa Góra, Lower Devonian. W: *Ichnological sites of Poland. The Pre-Congress and Post-Congress Field Trip Guidebook*: 18–37.
- Szulczewski M., Racki G., 1981. Early Frasnian bioherms in the Holy Cross Mts. *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.
- Tarnowska M., 1971. Dolnoweńskie skały polimiktyczne i tufogeniczne w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 15: 569–588.
- Tarnowska M., 1976. Korelacja litologiczna dewonu dolnego we wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 296: 75–128.
- Tarnowska M., 1981. Dewon dolny w centralnej części Gór Świętokrzyskich. W: Przewodnik 53 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 57–68.
- Tarnowska M., 1983. Litostratygrafia niższego dewonu w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. CAG, Oddział Świętokrzyski, Kielce [rozpr. doktor.].
- Tarnowska M., 1999. Schemat dewońskiego wulkanizmu piroklastycznego w Górach Świętokrzyskich. W: *Geologia i sozologia w regionie świętokrzyskim u schyłku XX wieku*: 43–54.
- Teller L., 1959. Problem warstw żdanowskich oraz granica sylur–dewon w Górach Bardzkich. *Przegląd Geologiczny*, 7: 21–23.
- Teller L., 1960. Poziom monograpthus hercynicus z warstw żdanowskich w Górach Bardzkich. *Acta Geologica Polonica*, 10: 325–338.
- Teller L., 1969. The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. *Acta Geologica Polonica*, 19: 393–502.
- Tietze E., 1870. Über die devonischen Schichten von Ebersdorf umweit Neurode in der Grafschaft Glatz. *Palaeontographica*, 19: 108–158.
- Tomczykowa E., 1991. Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 134: 1–62.
- Trela W., Malec J., 2007. Zapis $\delta^{13}\text{C}$ w osadach pogranicza dewonu i karbonu w południowej części Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 55: 411–415.
- Turnau E., 1974. Microflora from core samples of some palaeozoic sediments from beneath the Flysch Carpathians (Bielsko–Wadowice area, southern Poland). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 44: 143–169.
- Turnau E., 1985a. Devonian–Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland); Spores. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33: 1–5.
- Turnau E., 1985b. Zony sporowe w formacjach dewońskich okolicy Pionek (Polska centralna). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55: 355–374.
- Turnau E., 1986. Lower to Middle Devonian spores from vicinity of Pionki (central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 46: 311–354.
- Turnau E., 1995. Stratygrafia i korelacja utworów środkowego dewonu Pomorza Zachodniego na podstawie analizy palinologicznej. *Przegląd Geologiczny*, 43: 211–214.
- Turnau E., 1996. Miospore stratigraphy of Middle Devonian deposits from Western Pomerania. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 93: 107–125.
- Turnau E., 2004. Korelacja klastyczno-węglanowych utworów dewonu środkowego i franu na obszarze Pomorza Zachodniego na podstawie analizy palinologicznej. W: *Rozwój transgresji środkowodewońskiej i wczesnofrańskiej i jej zapis w środowiskach marginalnomorskich obszaru północno-zachodniej Polski* (kier. H. Matyja, J. Pacześna). CAG, Warszawa [nr inw. 752/2005].
- Turnau E., 2007. Palinostratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 122: 62–69.
- Turnau E., 2008. Wyniki badań palinostratygraficznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 124: 125–135.
- Turnau E., 2011. Palinostratygrafia dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196: 255–288.
- Turnau E., 2012. Wyniki badań palinostratygraficznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 135: 52–58.
- Turnau E., Jakubowska L., 1989. Early Devonian miospores and age of the Zwoleń Formation (Old Red Sandstone facies) from Ciepeliów IG-1 borehole. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 391–416.
- Turnau E., Matyja H., 2001. Timing of the onset of Devonian sedimentation in northwestern Poland: palynological evidence. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 67–74.
- Turnau E., Miłaczewski L., Wood G.D., 2005. Spore stratigraphy of Lower Devonian and Eifelian (?), alluvial and marginal marine deposits of the Radom–Lublin area (Central Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 121–137.
- Turnau E., Racki G., 1999. Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106: 237–271.
- Turnau E., Tarnowska M., 1997. Obecność zigeny (pragu) i emsu koło Kielc. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 53: 154–155.
- Urban J., Kasza A., Ochman K., Malec J., 2011. Jaskinie Kadzielni. Geopark Kielce.
- Urbanek Z., 1975. On the occurrence of Upper Devonian rocks in the epimetamorphic complex of the Kaczawa Mts. (Western Sudetes). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Science, Série des Sciences de la Terre*, 22: 167–172.
- Urbanek Z., 1978. The significance of Devonian conodont faunas for the stratigraphy of epimetamorphic rocks of north-eastern part of the Góry Kaczawskie. *Geologia Sudetica*, 13: 7–30.
- Urbanek Z., Baranowski Z., Haydukiewicz A., 1975. Geologiczne konsekwencje występowania dewońskich konodontów w metamorfiku północnej części Gór Kaczawskich. *Geologia Sudetica*, 10: 155–169.
- Urbanek Z., Żelaźniewicz A., Kemnitz H., Hermsdorf N., Linnemann U., 1995. Stratigraphy. W: *Pre-Permian geology of central and eastern Europe* (red. R.D. Dallmeyer i in.): 315–327. Springer, Berlin.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubba J.N., Hailid W.G., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. *AAPG Memoir*, 26: 49–212.
- Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Wajsprych B., 1986. Sedimentary record of tectonic activity on a Devonian – Carboniferous continental margin (Sudetes). W: *IAS 7th European Meeting. Kraków – Poland. Excursion Guide Book*: 141–164.
- Wajsprych B., 1995. The Bardo Mts. rock complex: the Famennian – Lower Carboniferous preflysch (platform)-to-flysch (foreland) basin succession, the Sudetes. W: *XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Kraków – Poland. Guide to Excursion*, B2: 23–42.
- Wajsprych B., 2008. The Bardo Mts. Rock Complex (BMRC) as a core of a concept of the Central Sudetes Geopark (SW Poland). W: *Geoeducational potential of the Sudety Mts.* (red. A.T. Solecki): 101–112. Fundacja Ostoja, Wrocław.
- Walliser O.H., 1985. Natural boundaries and Commission boundaries in the Devonian. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 75: 401–408.
- Walliser O.H., 1996. Global events in the Devonian and Carboniferous. W: *Global Events and Event Stratigraphy in the Phanerozoic* (red. O.H. Walliser): 225–250. Springer, Berlin.
- Walliser O.H., 2000. The Eifelian-Givetian Stage boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225: 37–47.
- Walliser O.H., Bultynck P., Weddige K., Becker, R.T., House, M.R., 1995. Definition of the Eifelian-Givetian stage boundary. *Episodes*, 18: 107–115.
- Weddige K., 1977. Die Conodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. *Senckenbergiana Lethaea*, 58: 271–419.
- Wendt J., Belka Z., 1991. Age and depositional environment of Upper Devonian (early Frasnian to early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser facies) in the Eastern Anti-Atlas. *Facies*, 25: 51–90.
- Wendte J., Stoakes F.A., Campbell C.V., 1992. Devonian-Early Mississippian carbonates of the Western Canada Sedimentary Basin: a sequence-stratigraphic framework. *SEPM Short Course*, 28: 1–255.
- Wendte J.C., Uyeno T.T., Abrahamson B., 1995. Physical stratigraphy and conodont biostratigraphy of the Beaverhill Lake Group, late Middle to early Late Devonian, east-central Alberta. *Geological Survey of Canada, Open File 3058*.

Literatura

- Weyer D., 1965. Zur Ammonoiten-Fauna der Gattendorfia-Stufe von Dzikowiec (Ebersdorf) in Dolny Śląsk (Niederschlesien), Polen. *Berichte der Geologischen Gesellschaft in der DDR*, 10: 443–464.
- Witzke B.J., Bunker B.J., Rogers F.S., 1988. Eifelian through lower Frasnian stratigraphy and deposition in the Iowa area, central midcontinent, U.S.A. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14: 221–250.
- Wojewoda J., 2016. Basen świebodzi – granice, architektura osadów i ewolucja strukturalna. W: 6. Polska Konferencja Sedymologiczna POKOS 6 „Granice sedymologii”: 142–144.
- Wolska Z., 1967. Górnodewońskie konodonty z południowo-zachodniego regionu Gór Świętokrzyskich. *Acta Palaeontologica Polonica*, 12: 363–465.
- Woroncowa-Marcinowska T., 2005. Middle Devonian conodonts from black shales of the Ściegna section, Góry Świętokrzyskie Mountains, central Poland. *Studia Geologica Polonica*, 124: 159–170.
- Woroncowa-Marcinowska T., 2012. Middle Devonian conodonts and structural implications for Świętomarz-Śniadka section (Holy Cross Mountains). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82: 349–360.
- Wójcik K., 2015. The uppermost Emsian and lower Eifelian in the Kielce Region of the Holy Cross Mts. Part I: Lithostratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 65: 141–179.
- Wrzolek T., 1988. Tetracoral zonation of the stromatoporoid-coral limestones, southwestern Holy Cross Mts, Poland. *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 14: 413–423.
- Wyżga, B., 1987. Lower Palaeozoic of Bardo Mountains (Sudetes): a sequence of deep sea pelagic sediments. *Geologia Sudetica*, 22: 119–145.
- Yans J., Corfield R.M., Racki G., Prétat A., 2007. Evidence for perturbation of the carbon cycle in the Middle Frasnian *punctata* Zone (Late Devonian). *Geological Magazine*, 144: 263–270.
- Zając R., 1981. Korelacja utworów dewonu i karbonu dolnego podłoża środkowej części zapadliska przedkarpackiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 331: 39–56.
- Zając R., 1984. Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 28: 291–316.
- Zając R., 1987. Stratygrafia i rozwój facjalny dewonu i dolnego karbonu południowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego (Odpowiedź). *Kwartalnik Geologiczny*, 31: 599–608.
- Zaręczny S., 1888. Über das Krakauer Devon. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 38: 47–68.
- Zaręczny S., 1889. Studyja geologiczne w Krakowskim okręgu, cz. I. Dewon. *Sprawozdanie Komisji Fizyograficznej*, 23: 1–35.
- Ziegler W., 1962. Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. *Abhandlungen Hessischen Landesamt für Bodenforschung*, 38: 1–166.
- Ziegler W., 1969. Eine neue Conodonten-Fauna aus dem höchsten Oberdevon. *Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen*, 17: 343–360.
- Ziegler W., 1971. Conodont stratigraphy of the European Devonian. *GSA Memoir*, 127: 227–284.
- Ziegler W., Klapper G., 1982. The *disparilis* Conodont Zone, the proposed level for the Middle-Upper Devonian boundary. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 55: 463–491.
- Ziegler W., Sandberg C.A., 1990. The Late Devonian Standard Conodont Zonation. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 121: 1–115.
- 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*: 116–127.
- Żakowa H., 1963. Stratygrafia i zasięgi facjalne karbonu dolnego w Sudetach. *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 73–94.
- Żakowa H., Pawłowska J., 1966. Karbon synkliny miedzianogórskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 195: 5–64.
- Żakowa H., Szulczewski M., Chlebowski R., 1983. Górny dewon i karbon synkliny borkowskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 345: 5–134.
- Żakowa H., Nehring-Lefeld M., Malec J., 1985. Devonian-Carboniferous boundary in the borehole Kowala 1 (southern Holy Cross Mts, Poland). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 33: 87–95.
- Żakowa H., Radlicz K., Malec J., 1986. Podłoże permu w okolicy Szydłowca. *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 23–48.
- Żelichowski A.M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 263: 7–97.