

JURA

ANNA FELDMAN-OLSZEWSKA, JACEK GRABOWSKI,
JOLANTA IWAŃCZUK, TOMASZ MALATA, GRZEGORZ PIEŃKOWSKI,
ANDRZEJ WIERZBOWSKI, HUBERT WIERZBOWSKI

Wstęp

Anna Feldman-Olszewska

Nazwa „jura” pochodzi od gór Jura położonych na pograniczu Francji i Szwajcarii. Po raz pierwszy użył jej w 1799 r. Alexander von Humboldt do opisu utworów węglanowych występujących w tym rejonie (Pieńkowski i in., 2008), następnie Alexander Brongniart (1829) zastosował ten termin dla środkowego systemu w obrębie mezozoiku, a Leopold von Buch (1839) ustanowił jego trójdzielny podział. W XIX i XX w. wprowadzano szereg podziałów jury na mniejsze jednostki, które zostały ostatecznie uporządkowane przez Williama J. Arkella (1956). Szczególne znaczenie miały tu poziomy amonitowe stanowiące do dzisiaj podstawę stratygrafii poszczególnych pięter jury. Do nich dowiązywane są inne podziały opierające się na rozpoznaniu mikrofauny, nanoplanktonu, palinomorf, a w ostatnich latach – również chemo- i magnetostratygrafia, stratygrafia sekwencji oraz badania wieku bezwzględne skał.

System jurajski obejmuje przedział wiekowy 143,1 (±0,6)–201,4 (±0,2) mln lat. Wiek granicy trias/jura określono na podstawie badań radiometrycznych U-Pb pyłów wulkanicznych z formacji Aramachay w Peru, a wiek granicy jura/kreda przyjęto w środku zony magnetycznej M19n.2n i określono na podstawie oszacowania czasu trwania poszczególnych pięter kredy dolnej, liczonych od datowanego radiometrycznie spągu aptu (Hesselbo i in., 2020). Granica ta jest obecnie przedmiotem badań oraz kontrowersji i nie wyznaczono jeszcze dla niej globalnego profilu stratotypowego GSSP (tzw. „złotego gwoźdźca”).

Jura dzieli się na trzy oddziały – dolny, środkowy i górny, obejmujące w sumie 11 pięter. Granicę jura dolna/jura środkowa wyznaczono na 174,7 (±0,8) mln lat i wyliczono na podstawie czasu trwania toarku obliczonego z wykorzystaniem cyklostratygrafii od spągu toarku pomierzonego w Peru metodą radiometryczną. Granicę jura środkowa/jura górna wyliczono na 161,5 (±1,0) mln lat na podstawie analizy danych magnetostratygraficznych skalibrowanych tempem spredu grzbietów oceanicznych; wyznaczono ją w obrębie magnetozony M36Br (Hesselbo i in., 2020; Cohen i in., 2025).

Dla wszystkich pięter jury dolnej (hetang–toark), większości pięter jury środkowej (aalen–baton) oraz dla kimerydu wyznaczono globalne profile i punkty stratotypowe GSSP (<https://stratigraphy.org/gssps> [dostęp: 5.05.2025]). Dla kelowej, oksfordu i tytonu prace te nie zostały jeszcze zakończone.

Utwory jurajskie występują na obszarze Polski w obrębie dwóch odrębnych nadrzędnych jednostek tektonicznych: obszarów platformowych Niżu Polskiego i pasa wyżyn oraz orogenu karpackiego; z tego też względu zostaną one omówione osobno. Utwory jury platformowej są autochtoniczne i reprezentują lądowe i morskie osady rozległego basenu epikontynentalnego, który był położony na północ od oceanu Tetydy. Utwory jurajskie występujące w obrębie orogenu karpackiego są allochtoniczne, powstały w obrębie basenów północnej Tetydy i zostały sfaldowane oraz nasunięte na osady autochtoniczne południowej Polski podczas orogenezy alpejskiej na przełomie kredy i paleogenu.

Początek badań utworów jury sięga lat 20. XIX w., kiedy Pusch prowadził prace geologiczne na obszarze obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej oraz Kujaw (rejon Ciechocinka), a których wyniki opublikował w latach 1833 i 1836. Prekursorami nowoczesnych badań stratygraficznych na podstawie

fauny amonitowej byli Zejszner (1869) i Roemer (1870). Podsumowanie wyników przeprowadzonych w ciągu półtora wieku badań litologicznych, stratygraficznych i paleontologicznych na obszarze całej Polski zawarto w „Budowie geologicznej Polski” cz. 2 (Sokołowski, 1973) oraz w „Atlasie skamieniałości przewodnich i charakterystycznych” cz. 2b (Malinowska, 1980).

Kolejną syntezą – dotyczącą obszaru Niżu Polski – była monografia pt. „Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce” (Marek, Pajchłowa, 1997), która zawiera bogaty zestaw najważniejszych taksonów diagnostycznych makro- i mikrofauny jury (Kopik, Marcinkiewicz, 1997a, b; Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz, 1997; Malinowska i in., 1997). Podsumowaniem wiedzy na temat rozwoju basenu epikontynentalnego jury na Niżu Polskim był zestaw map paleogeograficznych (Deczkowski, Franczyk, 1988; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988) oraz map zawartych w „Atlasie paleogeograficznym epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce” (Dadlez i in., 1998), a także w opracowaniach dotyczących centralnej Europy (Pieńkowski i in., 2008; Lott i in., 2010).

Wynikiem wieloletnich prac były modyfikacje odnoszące się do stosowanych w Polsce podziałów stratygraficznych jury. Podział litostratygraficzny jury dolnej nie ulegał większym zmianom od końca lat 50. XX w. (zob. Dadlez, 1973, 1978; Deczkowski, 1977; i literatura tam cytowana); został on zmieniony przez Pieńkowskiego (2004), który zrewidował dotychczasowe podziały i wprowadził formalne jednostki litostratygraficzne (formacje).

Stosowany w Polsce do końca lat 90. XX w. podział biostratygraficzny jury środkowej odbiegał od podziałów standardowych; jego uaktualnienie i przyjęcie podziału europejskiego zaproponował Kopik (1998). Główne różnice dotyczyły odstąpienia od terminu „kujaw” oraz ujednolicenia ze standardowym podziałem europejskim (por. tab. 1) nazewnictwa wydzielanych poziomów amonitowych i położenia granic bajos/baton i jura środkowa/jura górna.

Oddzielną kwestią pozostaje przyjęcie w 2021 r. nowego wzorca granicy pięter oksfordu i kimerydu przez Międzynarodową Komisję Stratygrafii Międzynarodowej Unii Nauk Geologicznych, która jest umiejscowiona niżej niż wcześniej stosowana granica obu pięter dla prowincji (sub)medyterańskiej (Wierzbowski i in., 2023). Jest to konsekwencją błędnej korelacji granicy oksfordu i kimerydu pomiędzy podziałami borealnymi a submedyterańskimi w przeszłości, co wobec przyjęcia obecnie jako wzorca granicy w podziale borealnym narzuca konieczność przesunięcia dwóch dotychczasowych podpoziomów (*bimammatum* i *hauffianum*) poziomu amonitowego *bimammatum* i całego poziomu amonitowego *planula* do niższej części dolnego kimerydu. Fakt ten ma szczególne znaczenie dla obszaru Polski pozakarpackiej ze względu na znaczną miąższość osadów tego wieku (Matyja, Wierzbowski, 1997; Wierzbowski i in., 2010, 2016a; Wierzbowski, Matyja, 2014).

W okresie przedwojennym prowadzono również badania jury w Pieninach, Tatrach oraz jurajskich egzotyków w Karpatkach fliszowych (zob. Nowak, 1973a; Birkenmajer, 1973a; Lefeld, 1973; i literatura tam cytowana). Historię badań utworów jurajskich pienińskiego pasa skałkowego w Polsce po II wojnie światowej podsumował Birkenmajer

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
JURA	górna	tyton	143,1 ±0,6
		kimeryd	149,2 ±0,7
		oksford	154,8 ±0,8
	środkowa	kelowej	161,5 ±1,0
		baton	165,3 ±1,1
		bajos	168,2 ±1,2
		aalen	170,9 ±0,8
	dolna	toark	174,7 ±0,8
		pliensbach	184,2 ±0,3
		synemur	192,9 ±0,3
		hetang	199,5 ±0,3
			201,4 ±0,2

TAB. 1. Korelacja poziomów amonitowych jury środkowej Polski i regionów Europy

		EUROPA – podział standardowy				POLSKA				
		Prowincja tetydzka/submedyterańska (aalen – Cresta i in., 2001; bajos – Pavia, Enay, 1997; Sandoval, 2016; Dietze i in., 2022; baton – Fernández-López i in., 2009; kelowej – Sandoval, 2016)		Prowincja borealna (Cox, Sumbler, 2002 w: Barron i in., 2012; Hesselbo i in., 2020) w nawiasach odmiennie niż u Hesselbo i in. (2020)		Kopik (1998, 2006)		Barski (2003); Zatoń (2010a, b)		
		poziomy amonitowe	podpoziomy amonitowe	–	poziomy amonitowe	–	poziomy amonitowe	–	poziomy amonitowe	
KELOWEJ	górnym	Quenstedtoceras lamberti	lamberti proculum	Quenstedtoceras lamberti	lamberti henrici	Quenstedtoceras lamberti				
		Peltoceras athleta	callotiformis trezense	Peltoceras athleta	proniae phaeinum	Peltoceras athleta				
	środkowym	Erymnoceras coronatum	rota leuthardi bayley	Erymnoceras coronatum	grossouvrei obductum	Erymnoceras coronatum				
		Reineckeia anceps	tyraniformis stuebeli	Kosmoceras jason	jason medea	Kosmoceras jason				
		dolnym	Macrocephalites gracilis	palina michalskii voultense grossouvrei prahecuense	Sigaloceras calloviense Propranolites koenigi	enodatum calloviense gallei curtilobus gowerianus	Sigaloceras calloviense Propranolites koenigi	Sigaloceras calloviense		
	Bullatoceras bullatus		–	Macrocephalites herveyi	kamptus terebratus keppleri	Macrocephalites herveyi	Macrocephalites herveyi			
	górnym		Clydoniceras discus	discus hollandi	Clydoniceras discus	discus hollandi	Clydoniceras discus	Clydoniceras discus		
			Hecticoceras retrocostatum	retrocostatum histicoides blanazense	Oxycerites orbis (= H. retrocostatum)	hannoveranus blanazense	Oxycerites orbis Paroceraustes heterocostatus	Oxycerites orbis orbis blanazense		
	BATON	środkowym	Cadomites bremeri	fortecostatum bullatimorphus	Procerites hodsoni (= C. bremeri)	(fortescostatum) (bullatimorphus)	Cadomites bremeri	Procerites hodsoni		
			Morrisiceras morrisoni Tullites subcontractus	–	Morrisiceras morrisoni Tullites subcontractus	–	Morrisiceras morrisoni Tullites subcontractus	Morrisiceras morrisoni Tullites subcontractus		
dolnym		Procerites progradialis	progradialis orbigny	Procerites progradialis	progradialis orbigny	Tullites subcontractus + Procerites progradialis	Procerites progradialis			
		Asphinctes tenuiplicatus	tenuiplicatus	Asphinctes tenuiplicatus		Asphinctes tenuiplicatus	Asphinctes tenuiplicatus			
		Procerites aurigerus	recinctus macrescens		yeovilensis macrescens	Oxycerites yeovilensis Morphoceras macrescens	yeovilensis macrescens			
		Zigzagoceras zigzag	parvum	Zigzagoceras zigzag	convergens	Parkinsonia convergens	Zigzagoceras zigzag convergens			
BAJOS	górnym	Parkinsonia parkinsoni		Parkinsonia parkinsoni	bomfordi truellei	Parkinsonia parkinsoni	Parkinsonia parkinsoni	bomfordi parkinsoni		
		Garantiana garantiana		Garantiana garantiana	acris tetragona dichotoma	Parkinsonia acris Garantiana garantiana	acris tetragona dichotoma			
		Strenoceras niortense		Strenoceras niortense (= subfurcatum)	baculata polygyralis banksi	Strenoceras subfurcatum				
	dolnym	Stephanoceras humphriesianum		Stephanoceras humphriesianum	blagdeni humphriesianum cycloides (= romani)	Stephanoceras humphriesianum	blagdeni humphriesianum romani			
		Otoites sauzei (= propinquans)		Otoites sauzei		Otoites sauzei				
		Witchellia laeviuscula		Witchellia laeviuscula	laeviuscula trigonalis sayni	(Witchellia laeviuscula)				
		Hyperlioceras discites		Hyperlioceras discites		(Hyperlioceras discites)				
	AALEN	górnym	Graphoceras concavum	Graphoceras limitatum Graphoceras concavum	Graphoceras concavum	fomosum concavum	(Graphoceras concavum)			
			Brasilia bradfordensis	Brasilia gigantea Brasilia bradfordensis	Brasilia bradfordensis	gigantea bradfordensis	(Ludwigia munchisonae)			
		dolnym	Ludwigia munchisonae	Ludwigia munchisonae Ludwigia haugi	Ludwigia munchisonae	murchisonae obtusiformis haugi				
Leioceras opalinum			Leioceras comptum Leioceras opalinum	Leioceras opalinum		(Leioceras opalinum)				

(2017 i literatura tam cytowana). Podsumowanie wiedzy dotyczącej pokrywy osadowej Tatr zawiera monografia wydana pod redakcją Jach i in. (2014b). Historię badań stratygraficznych jurajskich utworów

Karpat zewnętrznych omówili Olszewska i in. (2008) i Golonka i in. (2008; zob. literatura tam cytowana).

Niż Polski i pas wyżyn

Anna Feldman-Olszewska, Grzegorz Pieńkowski, Hubert Wierzbowski, Andrzej Wierzbowski, Jacek Grabowski

1.1. PALEOGEOGRAFIA I HISTORIA TEKTONODEPOZYCYJNA

Wczesna jura to czas ważnych wydarzeń tektoniczno-oceanograficznych, paleośrodowiskowych i paleoklimatycznych. Ryft północnego Atlantyku stopniowo się rozszerzał, dając początek proto-Atlantykowi, powstały nowe korytarze oceaniczne, mające duży wpływ na globalną cyrkulację wód oceanicznych, a także na globalny klimat (Pieńkowski i in., 2008; Van de Schootbrugge i in., 2019; Hesselbo i in., 2020). Na przełomie triasu i jury rozwinęła się wielka prowincja wulkaniczna centralnego Atlantyku (CAMP – Central Atlantic Magmatic Province). Związana z nią silna aktywność wulkaniczna spowodowała zaburzenia cyklu węglowego, wzrost stężenia CO₂, emisję SO₂ i znaczne wahania klimatyczne. Następna prowincja magmatyczna, zwana Karoo-Ferrar (dzisiejsza południowa Afryka i Antarktyda), rozwinęła się we wczesnym toarku.

Basen jurajski Niżu Polskiego był częścią epikontynentalnego basenu europejskiego obrzeżającego od NW obszar Oceanu Tetydy. Najważniejszym elementem paleotektonicznym basenu była bruzda śródpolska (Pożaryski, 1957; Dadlez, 1980), biegnąca w przybliżeniu od Pomorza Zachodniego (NW) do Gór Świętokrzyskich (SE) a geologicznie zlokalizowana wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista, pomiędzy krawędzią platformy wschodnioeuropejskiej a frontem fałdowań waryscyjskich (Pożaryski, Brochwicz-Lewiński, 1979; Dadlez, 1997). Od początku wczesnej jury wzdłuż bruzdy umiejscowiła się strefa osiowa basenu polskiego, charakteryzująca się silną subsydencją kompensowaną przez sedymentację, maksymalną miąższością utworów jury oraz pełnym profilem stratygraficznym (Deczkowski, Franczyk, 1988; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Niemczycka, Brochwicz-Lewiński, 1988; Feldman-Olszewska, 1998d, e; Gaździcka, 1998e). Oś ta pokrywa się z osią dzisiejszego wału (= antyklinorium) śródpolskiego (Narkiewicz, Dadlez, 2008; Żelazniak i in., 2011).

Wczesnojurajski basen polski, stanowiący wschodnią odnogę epikontynentalnego basenu europejskiego, był rozległym obszarem nizin nadmorskich, w którego centrum rozwijał się w wielu fazach płytki, brackiczny (okresowo morski) zbiornik, mający połączenie na NW (Pomorzu) z borealnym basenem europejskim. W czasie maksymalnych zalewów morskich okresowo otwierały się bezpośrednie połączenia z basenem Tetydy na południu i SE przez bramy (cieśniny): śląsko-morawską i karpacką (fig. 1A, B). Zwraca uwagę znaczna miąższość utworów jury dolnej w Polsce, sięgająca ok. 1200 m w centrum bruzdy śródpolskiej, zwłaszcza hetangu (ok. 300 m) – co jest wynikiem ożywionej subsydenacji, kompensowanej przez sedymentację. Subsycjencja zmieniła się w czasie wzdłuż bruzdy śródpolskiej – w hetangu i późnym synemurze tempo subsydenacji było wyższe w Górach Świętokrzyskich i niższe na Pomorzu, natomiast w czasie wczesnego synemuru i wczesnego pliembachu sytuacja była odwrotna (Pieńkowski, 2004). Tempo subsydenacji było najwyższe w hetangu (Pieńkowski, 2004; Brański, 2006). Dodatkowo istniały strefy zwiększonej subsydenacji, które są prostopadłe do bruzdy śródpolskiej (np. strefa biegnąca w kierunku NE, tzw. droga mazurska – Pieńkowski, 2004; fig. 1A, B). Epoka wczesnej jury na terenie Polski była generalnie czasem stosunkowo nieznacznej aktywności tektonicznej, wpływającej modyfikująco na rozwój sedymentacji głównie wzdłuż uskoku obramowujących bruzdę śródpolską (fig. 1A). Modyfikujący wpływ na lokalną miąższość osadów i ich rozwój facjalny miały też ruchy mas solnych w rejonach poduszki solnych (Pieńkowski i in., 2020). Rozwój sedymentacji był głównie warunkowany ponadregionalnymi zmianami poziomu morza (Pieńkowski, 2004) oraz fluktuacjami tempa erozji i dostawy materiału okruhowego z łądów, wynikającymi ze zmian klimatycznych (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2020; Ruebsam i in., 2020a – fig. 1B). W centrum basenu zaznaczał się garb wielkopolski (Dadlez, Franczyk, 1976, 1977; Feldman-Olszewska, 1998a), struktura o predyspozycji do ruchów wynoszących, jednak i ona była okresowo przykrywana osadami w czasie wysokiego stanu poziomu morza, na co wskazuje analiza facjalna osadów zachowanych na skłonach tej struktury (fig. 1A; Pieńkowski, 2004; Barth i in., 2018).

W początkowym okresie jury środkowej (aalen–wczesny bajos), basen polski został częściowo odizolowany od basenów zachodniej Europy (Dadlez, 1998a). Było to wynikiem zdarzeń tektonicznych

znaczących pierwsze stadia rozwierania Atlantyku, które spowodowały pod koniec wczesnej jury wycofanie się morza z wielu regionów Europy (Niemiec, Skandynawii). Jednocześnie zostało otwarte połączenie z Oceanem Tetydy od SE. W początkowym okresie jury środkowej stanowiło ono prawdopodobnie jedyną drogę transgresji na obszar Niżu Polskiego (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998c), chociaż Świdrowska (1994) przedstawiła również odmienną koncepcję transgresji inicjalnej od zachodu, wzdłuż krawędzi Masywu Czeskiego. Basen sedymentacyjny jury środkowej był ograniczony od NE rozległym łądem obejmującym peneplene fennoskandzko-białoruską, a od wschodu – łądem lubelskim, będącym fragmentem masywu ukraińskiego (Ziegler, 1990). Od SW rozciągał się łąd sudecko-śląski wchodzący w skład Masywu Czeskiego (choć być może łąd sudecki mógł zostać przykryty przez morze w późnym keloweju; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Obszary łądowe podlegały erozji i dostarczały do basenu materiału klastycznego, który wypełniał stopniowo przestrzeń akomodacyjną basenu, tworzącą się w wyniku subsydenacji i podnoszenia się poziomu morza.

Największą miąższość utworów jury środkowej zaobserwowano w segmencie kutnowskim bruzdy śródpolskiej (ponad 1000 m), nieco mniejszą (500–700 m) w innych segmentach, natomiast poza bruzdą na większości obszaru wynosi ona zazwyczaj do 150 m, maksymalnie nie przekracza 300 m (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998d, e).

W basenie jury środkowej jedynie w dwóch rejonach obserwuje się kontrasty miąższości wskazujące na aktywność stref tektonicznych w tym czasie: w zachodniej części strefy Koszalin–Chojnice (Dadlez, 2001) i na odcinku kujawskim (Dayczak-Calikowska, 1977a; Feldman-Olszewska, 2012d). Pozostałe odcinki bruzdy śródpolskiej są zdefiniowane przez szybki przyrost miąższości od strefy brzeżnej w kierunku osi bruzdy, przy jednoczesnym braku osadów aalenu-bajosu na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej. Tego typu obraz został prawdopodobnie spowodowany aktywnością wgłębną, podcechsztyńskich uskoku (Krzywiec, 2002, 2006a, b; Dadlez, 2005). Na odcinku świętokrzyskim oś maksymalnej subsydenacji uległa rozwidleniu na dwie odnogi i w jurze środkowej biegła na NE i SW od trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Złonkiewicz, 2004, 2006a, b, 2011).

W jurze środkowej obserwuje się też synsedymentacyjny wzrost poduszki solnych (por. Dadlez, 1998b; Feldman-Olszewska, 2008c, 2012e).

Późnojurajski basen sedymentacyjny objął prawie cały Niż Polski i Wyżyny Południowopolskie (poza częściami Lubelszczyzny i Pomorza). Miał on szerokie, szczególnie w części przedziałach stratygraficznych, połączenie z Oceanem Tetydy (poprzez obszar meta-karpacki) i morzami borealnymi (poprzez obszar syneklizy perybaltyckiej; por. Matyja, 2009; Wierzbowski i in., 2015). Basen cechował się największą subsydencją w części centralnej bruzdy śródpolskiej oraz w rejonie jej skłonu i połączenia z Oceanem Tetydy ciągnącym się przez obszar dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego (Niemczycka i in., 1997; Matyja, 2009). Granice basenu sedymentacyjnego kurczyły się stopniowo pod koniec jury, gdy uległ on transformacji w izolowany zbiornik o zmiennym zasoleniu, w którym osadzały się facje brakiczno-morskie, a na przełomie jury i kredy doszło do sedymentacji utworów ewaporatowych (por. Marek i in., 1969, 1989; Dembowska, 1973; Dziadzio i in., 2004; Wierzbowski i in., 2016b).

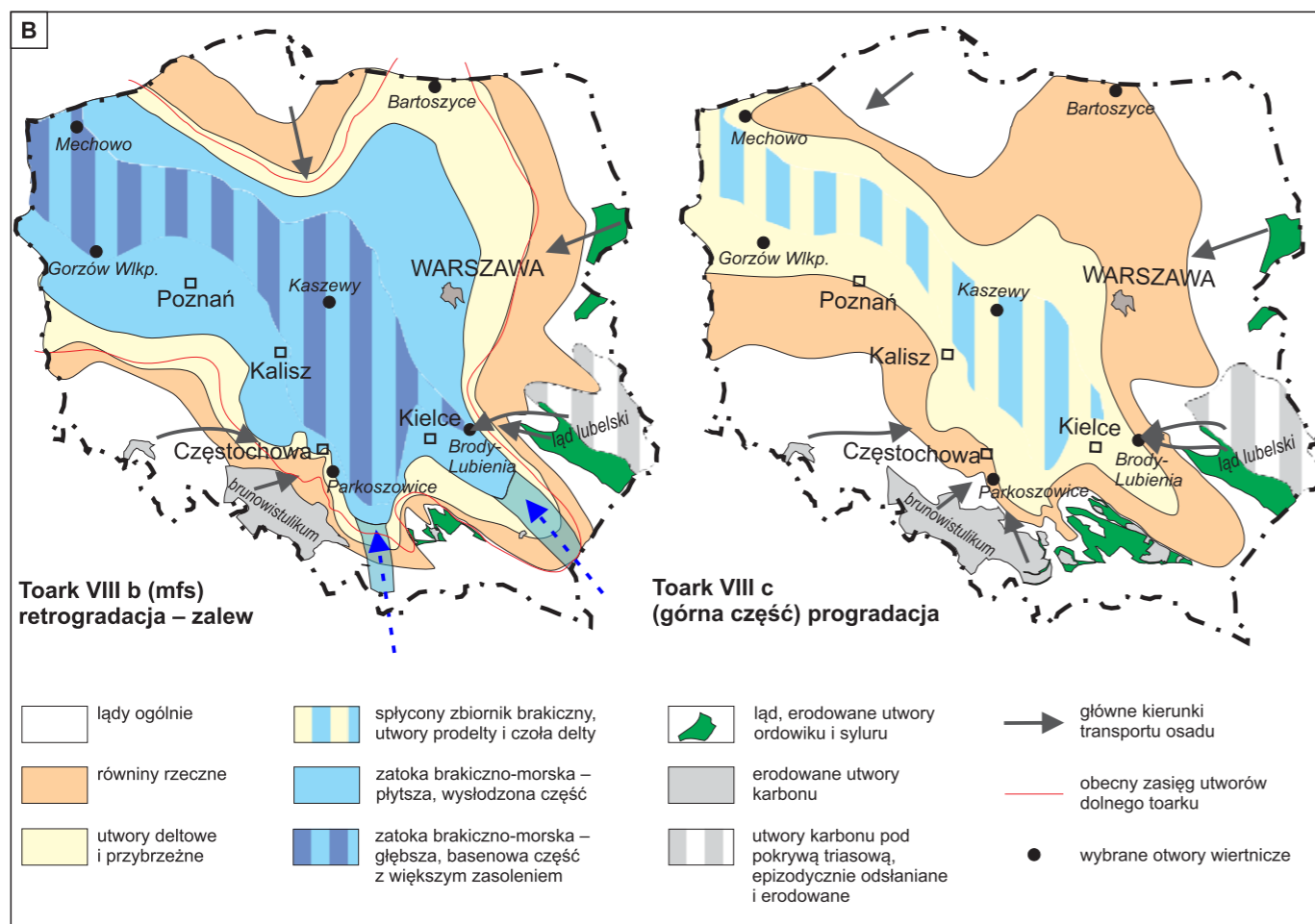
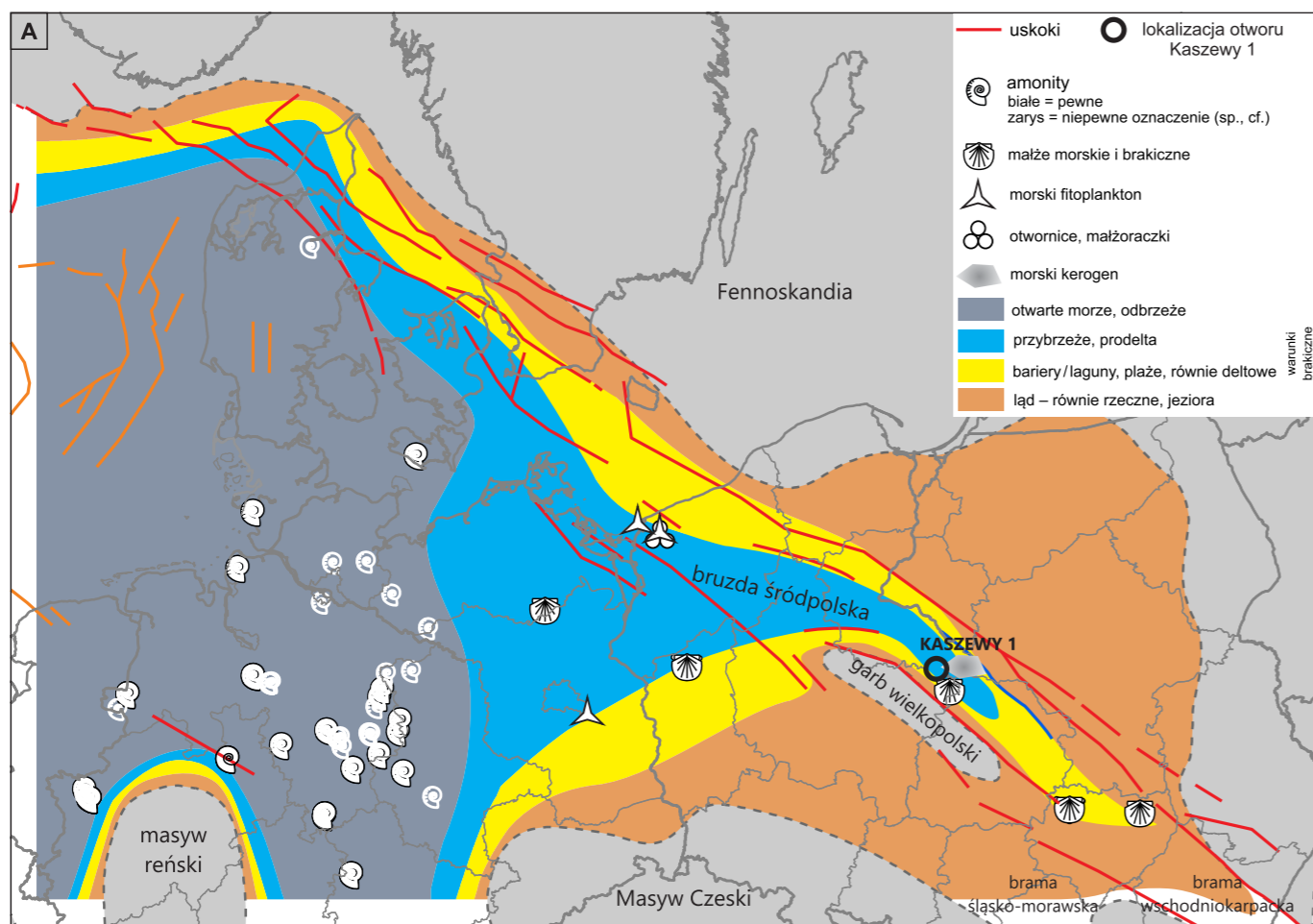
Wczesnokredowe (berias–wczesny cenoman) ruchy neokimeryjskie spowodowały wyniesienie i erozję skał podłoża, w wyniku których utwory jury górnej zostały całkowicie usunięte z obszaru Sudetów i ze znacznej SW i południowej części Niżu Polskiego, a także częściowo z obszaru NE Polski i Lubelszczyzny; przy czym najbardziej kompletny profil jury obejmujący osady dolnego i górnego tytonu występuje w strefach niecek sąsiadujących z wałem śródpolskim (por. Dembowska, 1973; Niemczycka i in., 1997). Późnokredowo-paleogeńska (turon–paleocen) inwersja bruzdy śródpolskiej (por. Świdrowska, Hakenberg, 1999; Krzywiec, 2006b) doprowadziła z kolei do erozji utworów górnourajskich na wyniesionym, centralnym obszarze wału śródpolskiego, przy czym prawie całkowite ich usunięcie miało miejsce w segmentach pomorskim (gdzie częściowej erozji uległy również utwory jury środkowej) i świętokrzyskim wału.

1
Niż Polski i pas wyżyn

1
Niż Polski i pas wyżyn

FIG. 1. A – paleogeografia wczesnej jury w środkowej Europie (hetang, transgresja poziomu *planorbis*) z brakiczno-morską zatoką rozciągającą się wzdłuż bruzdy śródpolskiej, z zaznaczeniem lokalizacji profilu Kaszewy 1 (na podstawie Bartha i in., 2018, zmieniono);

B – paleogeografia wysokiej rozdzielczości czasowej (w odstępach ok. 200 000 lat) wczesnego toarku, na podstawie chemostratygrafii $\delta^{13}C_{org}$, korelacji globalnej, szczegółowych analiz sedimentologicznych i stratygraficzno-sekwencyjnych. Po lewej – faza maksymalnego zalewu parasekwencji VIIIb, widoczny szeroki zasięg zbiornika/zatoki brakicznej oraz połączenia z otwartym morzem borealnym na NW oraz z Tetydą poprzez dwie cieśniny (śląsko-morawska i karpacka) na południu. Po prawej – faza maksymalnej progradacji utworów przybrzeżnych i deltowych parasekwencji VIIIc, wywołana skrajnie gorącym i wilgotnym klimatem, nasilonym cyklem hydrologicznym, silną erozją na lądach i gwałtowną dostawą osadów do basenu w czasie zdarzenia Jenkynsa (toarckiego anoksydacyjnego wydarzenia oceanicznego). Na podstawie analizy materii organicznej możliwe było ustalenie proveniencji osadów: część z nich pochodziła z erodowanych, bogatych w organikę utworów węglonośnych karbonu i utworów morskich ordowiku-syluru (na podstawie Pieńkowskiego, 2004; Ruebsama i in., 2020)



1.2. LITOSTRATYGRAFIA

Podział litostratygraficzny jury dolnej wprowadzony przez Pieńkowskiego (2004) obejmuje grupę Kamiennej (wraz z najwyższym retykiem), w obrębie której wyróżniono 12 formalnie zdefiniowanych formacji (fig. 2; tab. 2). Przy nowo zdefiniowanych litologiach i granicach, połączeniu i likwidacji większości nieformalnych jednostek litostratygraficznych zachowano jednocześnie ich tradycyjne nazwy wprowadzone wiele lat temu przez Karaszewskiego (1960) i Dadleza (1969, 1971).

Jura środkowa nie ma formalnych jednostek litostratygraficznych; nieliczne stosowane wydzielenia obejmują jednostki nieformalne (Kopik, Marcinkiewicz, 1997b; Kopik, 1998; Dadlez i in., 2008), które zostały utworzone dla obszarów Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Wyżyny Wieluńskiej, Niecki Nidziańskiej oraz obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w latach 50. i 60. XX w. (Różycki, 1953, 1955; Znosko, 1957; Deczkowski, 1963; fig. 3; tab. 3).

Na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich wydzielono wiele formalnych i nieformalnych jednostek litostratygraficznych jury górnej (tab. 4 i literatura tam cytowana; fig. 4–8).

1.3. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

W jurze dolnej basenu polskiego znacząca rola przypada korelacji stratygraficzno-sekwencyjnej (Pieńkowski 2004; fig. 9), w której na podstawie szczegółowej analizy sedimentologicznej ciągłych profili, zostały wyznaczone powierzchnie korelacyjne (takie jak granice sekwencji, parasekwencji, powierzchni transgresji i maksymalnego zalewu) oraz odgraniczone tymi powierzchniami ciągi systemowe (transgresyjne i wysokiego stanu). Powierzchnie te zostały następnie skorelowane z wydatowanymi biostratygraficznie, równoczesnymi powierzchniami i ciągami systemowymi w Europie (Pieńkowski, 2004; Barth i in., 2018; Pieńkowski i in., 2020). Korelacja stratygraficzno-sekwencyjna (przy wykorzystaniu innych dostępnych metod, takich jak biostratygrafia i ostatnio chemostratygrafia; fig. 10) pozwoliła ustalić ramy czasowe rozwoju i warunków sedimentacji we wczesnej jurze. W basenie polskim wyróżniono 11 sekwencji depozycyjnych (I–XI; fig. 9; tab. 2) podzielonych na regionalnie korelowalne parasekwencje.

W profilu jury środkowej na obszarze Niżu Polskiego wydzielono początkowo 6 cykli transgresyjno-regresyjnych, a następnie ich liczbę skorygowano na 7 (Feldman-Olszewska, 1997, 2006a; Feldman-Olszewska w: Pieńkowski i in., 2008; fig. 11). Pierwszy cykl, obejmujący aalen–dolny bajos, w całości stwierdzono tylko na obszarze wału śródpolskiego. Rozpoczynają go utwory estuariowe znaczące początkową fazę wkroczenia morza na utwory lądowe górnego toarku, przykryte następnie przez transgresyjne czarne łupki i mułowce górnego aalenu–niższego dolnego bajosu (fig. 12A, B).

Sukcesję regresyjną tworzą utwory mułowcowo-piaskowcowe wyższego dolnego bajosu (Feldman-Olszewska, 1997; fig. 12C). Cykl 2, obejmujący górny bajos, również jest w pełni wykształcony tylko na obszarze wału śródpolskiego (fig. 3, 12D–E), gdzie fazę transgresyjną tworzą czarne łupki osadzone w strefie obrzeża morza epejrogenicznego, a regresyjną sukcesję progradacyjną budują mułowce, heterolity i piaskowce. W trakcie rozwoju transgresji utwory górnego bajosu stopniowo wkroczyły na obszary przyległych niecek (Feldman-Olszewska, 2007a, 2008a, b, 2012a–c). Podobnie jest wykształcony cykl 3 – dolnobatoński (fig. 3, 12F), przy czym został on stwierdzony na nieco szerszym obszarze południowej i NE Polski. Trzy następne cykle (4–6) – środkowego i górnego batonu, udokumentowane w centralnej Polsce, rozpoczynają się zlepieńcami, a ich górne części są zbudowane z piaskowców i wapieni reprezentujących środowiska płytkomorskie. Zasięgi cykli batonu wskazują na stopniowe wkroczenie morza środkowojurajskiego na obszar platformy wschodnioeuropejskiej (Feldman-Olszewska, 1997, 1998c; fig. 12G, H). Na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej w górnym bajosie i batonie dominują czarne łupki, w których cykliczność jest bardzo słabo zaznaczona i jest możliwa do stwierdzenia jedynie na podstawie precyzyjnych badań składu mikrofauny, palinofacji, skamieniałości śladowych, a także badań geochemicznych i sedimentologicznych (Matyja i in., 2006b; Gedl, Ziąja, 2012; Gedl, 2012; Gedl i in., 2012; Leonowicz, 2013, 2015, 2016b). Transgresyjna część ostatniego cyklu środkowojurajskiego obejmująca najwyższy baton i kelowej objęła swym zasięgiem prawie cały obszar Niżu Polskiego. W centralnej, południowej i wschodniej Polsce są to utwory piaskowcowo-węglanowe, które przechodzą w wapień oksfordu. Na granicy jury środkowej i górnej występuje warstwa bulasta reprezentująca kondensację stratygraficzną, odpowiadającą maksymalnemu poziomowi morza (fig. 12I). W tym czasie w zachodniej Polsce dominuje sedimentacja klastyczna.

Ewolucja basenu sedimentacyjnego Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich w późnej jurze i zmiany charakteru jego osadów były wynikiem zmian poziomu morza uwarunkowanych globalnymi cyklami eustatycznymi i lokalnymi zjawiskami tektonicznymi (np. Kutek, 1994a; Matyszkiewicz, 1996; Krajewski i in., 2014) oraz zmianami tempa dostawy materiału detrytycznego i powstawania autogenicznych osadów węglanowych, a na przełomie jury i kredy – także ewaporatowych. Odzwierciedleniem późnojurajskiej tektoniki synsedymantacyjnej są osady spływów grawitacyjnych (np. Bukowy, 1960; Marciniowski, 1972; KoszarSKI, 1995; Matyszkiewicz, Olszewska, 2007) i dajki neptuniczne (np. Brachaniec i in., 2016; Matyszkiewicz i in., 2016)

W wyniku silnej transgresji morskiej u schyłku jury środkowej rozwinął się głębokowodny basen, w którego części południowej i środkowej w późnej jurze dominowały wapienie gąbkowo-mikrobialne, a w północnej – osady mułowcowo-margliste. Osady tego cyklu są zaliczane do megasekwencji I (wg Gutowskiego i in., 2005; Gutowskiego, 2006a), będącej odpowiednikiem sekwencji

CHRONOSTRATYGRAFIA	LITOSTRATYGRAFIA	AMONITY		DINO-CYSTY	PALINOSTRATYGRAFIA		
		AMONITY	DINO-CYSTY		POZIOMY I PODPOZIOMY MEGASPOROWE (Marcinkiewicz i in., 2014)	POZIOMY MIOSPOROWE (Orłowska-Zwolińska, 1985; Pieńkowski i in., 2012) PÓŁNOCNA EUROPA (Dybkaer, 1991; Koppelhus, Batten, 1996)	
JURA DOLNA	GRUPA KAMIENNEJ	AALEN	SE	<i>Hypnoceras sphenotum</i> (Monke) <i>Platypleuroceras aureum</i> (Simpson) <i>Tropidoceras</i> sp. <i>Uptonia cf. distans</i> Tatcher & Trueman <i>Acanthopleuroceras magueneri</i> (d'Orbigny) <i>Acanthopleuroceras valdani</i> (d'Orbigny) <i>Beauceras ex gr. luridum</i> (Simpson)	<i>Luehdendia spinosa</i> Mergenthal <i>Dagoodinium priscu</i> Evtit	zespół z <i>Horstisporites harrisi</i>	<i>Perinopollenites elatoides</i>
		TOARK	fm. boruckicka			<i>Paxillitriteles phyllicus</i> (Ph)	<i>Spheripollenites leptolepides</i> / <i>Callialisporites-Perinopollenites</i>
			fm. ciechocińska			<i>Horstisporites planatus</i> (PI)	<i>Cerebropollenites macroverrucosus</i>
		PLIENSCHACH	fm. komorowska				
			fm. tobieska			fm. drzewicka	fm. gielniowska
SYNJEMUR	HETANG	fm. ostrowiecka	p.f.r.	<i>Trileites pinguis</i> (PIPI)	<i>Riccisporites tuberculatus</i>	Cm-Dm-Ct	
		fm. skłobiska					fm. zagajska
TRIAS GÓRNY	RETYK	warstwy wielichowskie	warstwy zbąszyneckie	<i>Trileites pinguis</i> (PI)	<i>Corollina meyeriana</i>	Cr-LI	
		warstwy zbąszyneckie					

FIG. 2. Schemat chrono-bio- i litostratygraficzny utworów jury dolnej w Polsce, wraz z utworami starszymi i młodszymi. Skróty w kolumnie litostratygraficznej: p.f.r. – przysuska formacja rudonośna (N obrzeżenie Gór Świętokrzyskich); f.ol. – formacja olsztyńska (Mazury); f.bl. – formacja białowicka (Śląsk). Biochronozony amonitowe pliensbachu: j – *Jamesoni*; i – *ibex*; d – *davoei*; m – *margaritatus*; s – *spinatum*; pionowe kreski – zasięgi poszczególnych gatunków/rodzajów. Poziomy miosporowe wyznaczone w utworach retyku i hetangu Pomorza (Pieńkowski i in., 2012): Cr-LI – poziom *Cingulizonites rhaeticus-Limbosporites lundblandi*; Cm-Dm-Ct – poziom *Conbaculatisporites mesozoicus-Dictyophyllidites mortoni-Cerebropollenites thiergartii*

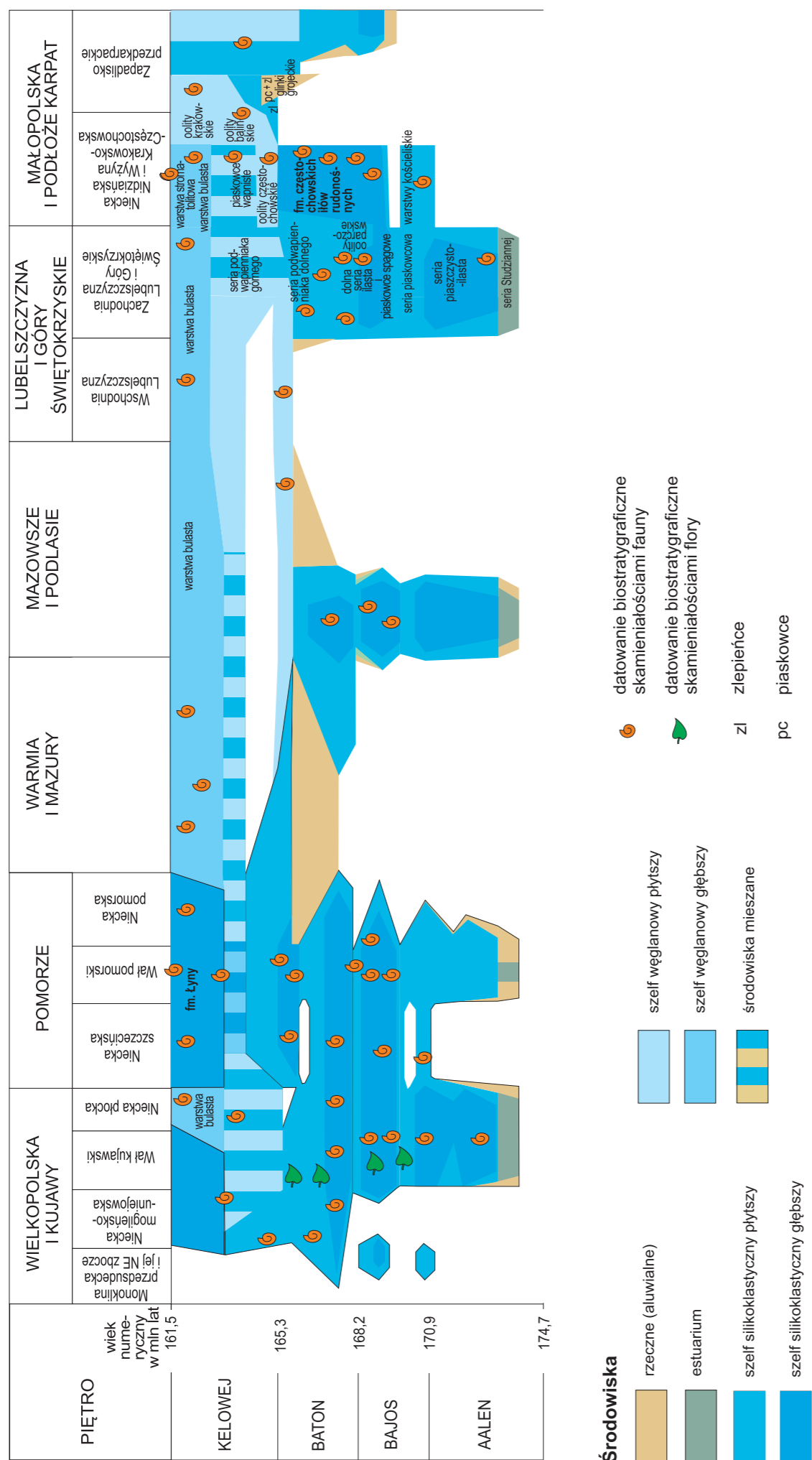


FIG. 3. Tabela stratygraficzna jury środkowej (Feldman-Olszewska w: Dadlez i in., 2008, zmieniono): wiek jednostek stratygraficznych wg Hesselbo i in. (2020); wytłuszczeniem zaznaczono formalne jednostki litostratygraficzne

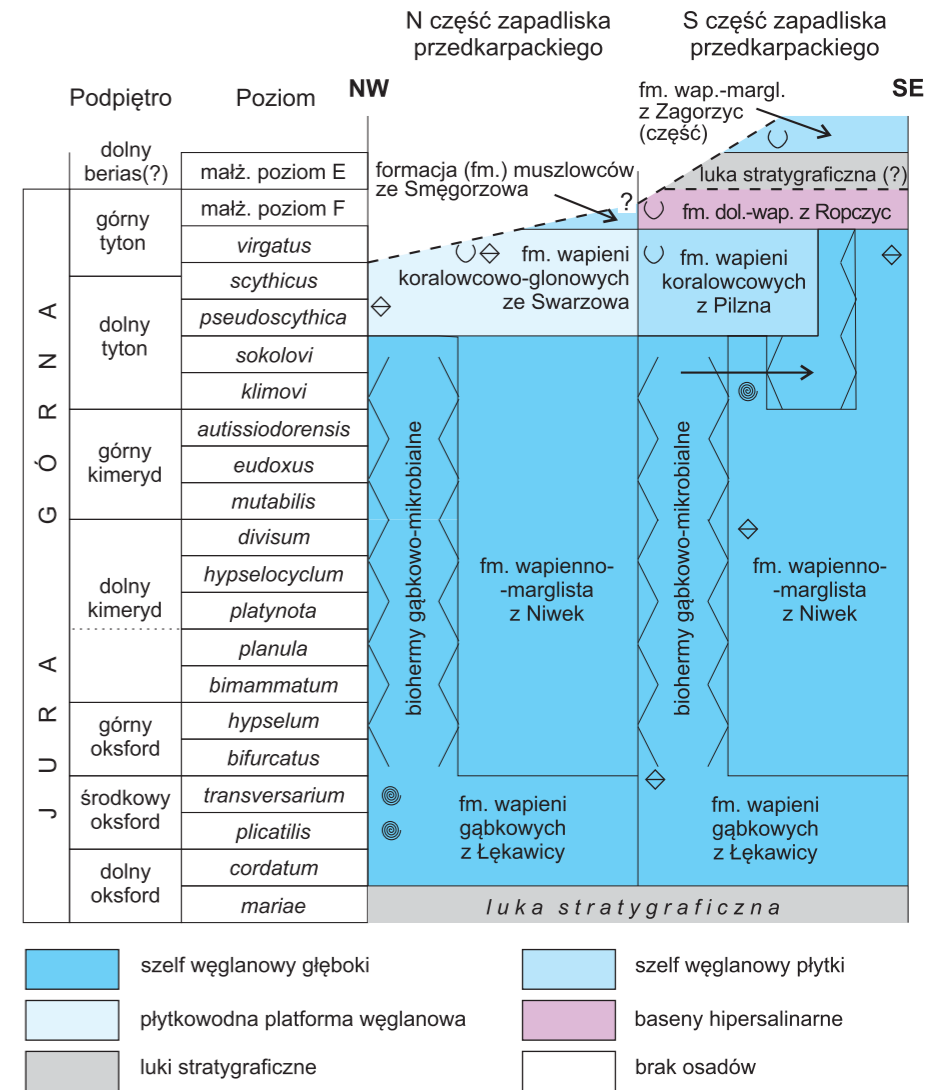
COK (*Callovian–Oxfordian–Kimmeridgian*; wg Kutka, 1994a). Na przelomie keloweju i oksfordu w większej części basenu występowały skondensowane warstwy bulaste i stromatolitowe oraz luki stratygraficzne, obejmujące co najmniej poziom *mariae* dolnego oksfordu, związane z powierzchnią maksymalnego zalewu (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski i in., 2009b). Powolna regresja morska w tym samym cyklu miała miejsce w oksfordzie i we wczesnym kimerydzie; w jej trakcie rosła produkcja węglańca, a głębokomorskie osady wapieni gąbkowo-mikrobiałnych były na większości obszarów południowej i środkowej części Polski pozakarpacciej (z wyjątkiem obszaru zapadliska przedkarpacciego i NW części Niżu Polskiego) zastępowane kolejno przez miększe osady wapienno-margliste przedpola progradującej platformy węglanowej oraz związane z nią płytkowodne wapienie koralowcowe, kredowate i organodetrytyczne, a także wybitnie płytkowodne wapienie oolitowe, onkolitowe i margle, osadzające się w trakcie maksimum regresji (por. Matyja, Wierzbowski, 1996; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019). Powierzchnie transgresji i przejście do kolejnego cyklu transgresywno-regresyjnego nie są w pełni równoczesne, pojawiają się one wraz z końcem sedymentacji wybitnie płytkowodnych wapieni kredowatych, oolitowych i margli, występujących w środkowej części poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu na Wyżynie Wieluńskiej (Wierzbowski, 2017) lub nieco wyżej, w pobliżu granicy poziomów *hypselocyclum* i *divisum* dolnego kimerydu, w SW i NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Matyja, Wierzbowski, 2006a; Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020).

Osady megasekwencji II (wg Gutowskiego i in., 2005; Gutowskiego, 2006a) będącej odpowiednikiem sekwencji LUK (*Lower–Upper Kimmeridgian*; wg Kutka 1994a) rozpoczynają się od wyraźnie bardziej głębokowodnych warstwianych wapieni i margli zawierających, szczególnie w spągu, muszlowce ostrygowe (por. Matyja, Wierzbowski, 2006a; Matyja, 2011; Wierzbowski, 2017). Do osadów transgresywnych zaliczają się też wyżej leżące warstwy ilasto-margliste (fig. 13), a górna regresywna granica megasekwencji II jest wyznaczona przez osady płytkowodne zawierające grubookruchowy materiał detrytyczny (poziom z Maleni), które występują na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 2006b; Gutowski i in., 2005). Datowane są one na poziom *eudoxus* górnego kimerydu na podstawie fauny amonitów (Wierzbowski, 2023).

Powyżej występuje megasekwencja III (wg Gutowskiego i in., 2005; Gutowskiego, 2006a), będąca odpowiednikiem sekwencji KVB (*Kimmeridgian–Volgian–Berriasian*; wg Kutka, 1994a), która zaczyna się od przypadającej na wyższą część poziomu *eudoxus* górnego kimerydu transgresji morskiej, związanej z początkiem depozycji wapieni nerineowych z Krzyżanowic w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oraz formacji pałuckiej w środkowej części Niżu Polskiego (fig. 5, 6). W górnej części megasekwencji III pojawiają się osady regresywne (w tym lagunowo-brakiczne facje purbeckich) najwyższej jury przechodzące stopniowo w osady wybitnie regresywne (w tym ewaporaty przelomu jury i kredy). Wydzielenie drugiego rzędu cykli transgresywno-regresyjnych na obszarze Niżu Polskiego nie jest obecnie możliwe ze względu na brak danych. Wiąże się to m.in. z niejasną genezą wystąpień poziomów marglistych dolnego kimerydu, które mogą być uwarunkowane zmianami poziomu morza (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a) lub cyklami klimatyczno-orbitalnymi (por. Wierzbowski, 2017, 2020, 2023). Dodatkowym problemem w interpretacji zmian poziomu morza jest usunięcie większości osadów płytkowodnych stref basenu najwyższej jury przez późniejszą erozję.

1.4. CHEMOSTRATYGRAFIA

Najnowszym i niezależnym narzędziem korelacji stratygraficznej jury dolnej w Polsce jest chemostratygrafia, oparta na porównaniu krzywych stosunku izotopów trwałego węgla – $\delta^{13}C$ (fig. 9, 10). Rozwój wielkich prowincji magmowych i związane z tym procesy są obecnie uważane za podstawowy czynnik głównych epizodów destabilizacji cyklu węglowego w hydrosferze, biosferze i atmosferze (m.in. Hesselbo i in., 2002; McElwain i in., 2005; Pieńkowski i in., 2020). W profilach wielu basenów sedymentacyjnych zaobserwowano wyraźne negatywne (czyli przesunięte w stronę zwiększonej zawartości lekkiego izotopu ^{12}C) anomalie na krzywych izotopów węgla (*Carbon Isotope Excursions* – CIE). Magmatyzmowi CAMP towarzyszyły kolejno cztery takie CIE od szczyku retyku do hetangu (fig. 9). Odcinek synemur–pliensbach to ogólnie stabilizacja i stopniowy trend wzrostu wartości $\delta^{13}C$, przerwany kilkoma CIE (dwie w synemurze, pięć w pliensbachu), z trendem w stronę bardziej negatywnych wartości $\delta^{13}C$ zaznaczającym się we wczesnym pliensbachu, a bardziej pozytywnych – w późnym pliensbachu. Z kolei na przelomie pliensbachu i toarku pojawia się anomalia negatywna na granicy pliensbach–toark (PI-To CIE), a po interwale najniższego toarku z cięższymi war-



Datowania biostratygraficzne: ● amonity ◊ dinocysty ○ kalpionellidy
- - - - - granice erozyjne

FIG. 4. Schemat litostratygraficzny zapadliska przedkarpacciego

tościami $\delta^{13}C$ następuje (w pięciu wyraźnych, identyfikowalnych w Polsce stopniach T.1-5; fig. 9, 10) gwałtowne wychylenie krzywej $\delta^{13}C$ ku wartościom bardzo lekkim (zdarzenie Jenkynsa). Wspomniane zaburzenia cyklu węglowego mogą być korelowane w skali globalnej (retyk, wczesny hetang, wczesny pliensbach, wczesny toark), mniejsze zaburzenia między nimi mogą być korelowane regionalnie, z krzywymi z Niemiec, Wielkiej Brytanii, Portugalii i Hiszpanii (Pieńkowski i in., 2020). Pozwala to transponować wysokorozdzielczą biostratygrafię amonitową na profile marginalno-morskie i kontynentalne, np. basenu polskiego (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2020). Istotne znaczenie mają też ograniczenia wynikające z porównywalności krzywych izotopowych pozyskanych z różnych materiałów – pomiary w węglanach ($\delta^{13}C_{carb}$) mogą być obciążone błędem wynikającym z wpływu diagenety. Pewniejsze są pomiary w materii organicznej ($\delta^{13}C_{TOC} = \delta^{13}C_{org}$), a najbardziej wiarygodne są pomiary w wyseparowanym homogenicznym materiale, np. drewnie ($\delta^{13}C_{wood}$), i takie krzywe były porównywane między basenem brytyjskim a polskim (fig. 9). Pozwoliło to uzyskać wiarygodne rozpozniowanie stratygraficzne badanych profili, potwierdzające w ogólnym zarysie wcześniej uzyskane korelacje stratygraficzno-sekwencyjne (fig. 9, 10).

Węglowa stratygrafia izotopowa skał i skamieniałości wapiennych jury górnej Polski środkowej została przedstawiona przez Wierzbowskiego (2002, 2015, 2019) oraz Wierzbowskiego i in. (2009b). Obejmuje ona dane uzyskane dla oksfordu–najniższego kimerydu na podstawie analiz rostrów belemnitów oraz oksfordu–pogranicza dolnego i górnego kimerydu na podstawie analiz całych skał wapiennych (ang. *bulk samples*). Ponadto przedstawiono zapis izotopowy pogranicza dolnego i górnego tytonu (Wierzbowski i in., 2016b).

Dane wskazują na dwa wydarzenia wzrostu wartości $\delta^{13}C$ węglanów będące zjawiskami globalnymi: (1) w najwyższym keloweju i na pograniczu keloweju i oksfordu oraz (2) w niższym środkowym oksfordzie (fig. 14; por. Wierzbowski, 2002, 2015; Wierzbowski

TAB. 2. Tabela jednostek litostratigraficznych jury dolnej

Nazwa	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Profil referencyjny	Litologia / facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja borucicka	8–120	cały basen jury dolnej w Polsce	kreator – Pieńkowski (2004) Kujawy – warstwy borucickie (Różycki, 1958); obrzeżenie Gór Świętokrzyskich – seria borucicka (Karaszewski, 1960, 1962); Pomorze – warstwy kamińskie (Dadlez, 1969); Jura Wieluńsko-Częstochowska – górne warstwy lysieckie (Znosko, 1959), warstwy lysieckie (Mossoczy, 1961)	Brody-Lubienia, głęb. 6,7–101,5 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, centralna Polska, Pomorze	Mechowo IG 1, głęb. 228,0–291,2 m; Gorzów Wielkopolski IG 1, głęb. 756,5–767,2 m; Kaszewy 1, głęb. 1083–1169 m; Suliszowice 38BN, głęb. 290,8–313,5 m; odslonięcie Dąbie, gmina Żarnów, powiat Opoczno	piaskowce genezy rzecznej, niekiedy deltowej, podrzędnie mulowce i heterolity	flora, skamieniałości śladowe, tropy dinozaurów	górną i środkową toark oraz górna część dolnego toarku (wyższa część poziomu <i>falciferum</i>); wiek najwyższej części formacji trudny do ustalenia, może częściowo reprezentować także jurę środkową	górną część poziomu <i>Paxilliriletes phyllicus</i>	sekwencje IX–XI
Formacja ciechocińska	25–120	cały basen jury dolnej w Polsce oraz NE Niemcy, sięga regionu królewieckiego i fragmentu Litwy	kreator – Pieńkowski (2004) Kujawy – warstwy ciechocińskie (Różycki, 1958); Pomorze – warstwy gryfickie (Dadlez, 1969; Dadlez, Kopik, 1972); Jura Wieluńsko-Częstochowska – dolne warstwy lysieckie (Znosko, 1959); obrzeżenie Gór Świętokrzyskich – seria esterowa (Karaszewski, 1960, 1962) chemostratygrafia: Hesselbo, Pieńkowski (2011), Pieńkowski i in. (2020); sedimentologia: Leonowicz (2011)	Mechowo IG 1, głęb. 291,2–408,5 m typowy obszar – Pomorze, centralna Polska	Brody-Lubienia, głęb. 101,5–181,5 m; Gorzów Wielkopolski IG 1, głęb. 767,2–848,2 m; Kaszewy 1, głęb. 1169,0–1254,4 m; Parkosowice 58 BN, głęb. 138,2–161,3 m; odslonięcie Kozłowice	zielenoszarze mulowce i heterolity genezy brakiczno-morskiej, na Pomorzu także morskiej, piaskowce genezy brakiczno-morskiej i deltowej (na terenie Pomorza i centralnej Polski obecne w postaci wyraźnego pakietu w środkowej części formacji)	małże morskie i brakiczne, otwornice aglutynujące i wapienne, dinocysty, flora	niższa część dolnego toarku (poziom <i>tenuicostatum</i> i dolna część poziomu <i>falciferum</i>)	dolną część poziomu <i>Paxilliriletes phyllicus</i> ; górna część poziomu z <i>Luehndea spinosa</i> (tylko najniższa część formacji)	najbardziej rozprzestrzeniona formacja serii jury dolnej w Polsce, charakteryzująca się izochronicznością i stosunkowo stałą litologią na dużym obszarze sekwencja VIII, charakterystyczne zaburzenia cyklu węglowego korelowane globalnie
Formacja olsztyńska	do 180	synekliza perybaltycka (Mazury), sięga regionu królewieckiego i fragmentu Litwy	kreator – Pieńkowski (2004) warstwy olsztyńskie (Dadlez, 1968)	Bartoszyce IG 1, głęb. 735,5–821,0 m typowy obszar – Mazury	–	piaskowce, facje łądowe (rieczne)	szczątki flory, w dolnej części plankton brakiczno-morski	pliensbach	górną część poziomu <i>Horstisporites planatus</i> , <i>Erlansonisporites reticulatus</i>	–
Formacja komorowska	do 165	Pomorze Zachodnie, blok Gorzowa	kreator – Pieńkowski (2004) warstwy komorowskie (Dadlez, 1969; Dadlez, Kopik, 1972)	Mechowo IG 1, głęb. 408,5–573,0 m (Dadlez, Franczyk, 1979; Franczyk, 1987) typowy obszar – Pomorze Zachodnie	Kamień Pomorski IG 1, głęb. 42,0–135,0 m; Gorzów Wielkopolski IG 1, głęb. 848,2–914,0 m	piaskowce, heterolity, mulowce; facje przybrzeżne i morskie – najbardziej zróżnicowana genetyczno-facjalnie formacja serii jury dolnej; zalew morski poziomu <i>margaritatus</i> (podpoziom <i>subnodosus</i>) sięgnął do centralnej Polski	amonity <i>Amaltheus</i> , <i>Pleuroceras</i> , <i>Amauroceras</i> , otwornice, dinocysty, miejscami liczna flora	górną pliensbach; w stropie tzw. Pl-To CIE zaburzenie cyklu węglowego na granicy pliensbach/toark (reper chemostratigraficzny)	górną część poziomu <i>Horstisporites planatus</i>	sekwencje VI–VII, najniższa część sekwencji VIII
Formacja blanowicka	11–42	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska – rejon Zawiercia, Częstochowy i Wielunia	kreator – Pieńkowski (2004) warstwy blanowickie (Znosko, 1959; Mossoczy, 1961)	Parkosowice 58 BN, głęb. 159,0–172,2 m typowy obszar – rejon Zawiercia i Częstochowy	Jaworzniak 132 Ż, głęb. 136,3–152,0 m; Wręczyca 3/81, głęb. 124,0–146,5 m	piaskowce, podrzędnie mulowce; facje łądowe i przybrzeżne	flora, małże brakiczne, dinocysty	pliensbach	górną część poziomu <i>Horstisporites planatus</i> ; dolną część poziomu z <i>Luehndea spinosa</i>	sekwencje IV–VII (połączone)
Formacja drzewicka	80–106	basen jury dolnej w Polsce z utworami pliensbachu górnego z wyjątkiem Pomorza Zachodniego i bloku Gorzowa	kreator – Pieńkowski (2004) seria drzewicka (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pienkowski i in. (2020)	Brody-Lubienia, głęb. 181,2–270,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Kaszewy 1, głęb. 1254,4–1360,2 m; Pobiedziska IGH-1, głęb. 1310,0–1398,5 m; odslonięcia w rejonie Szydłowca (Szydłówek, Śmiłów)	przewaga piaskowców, heterolity, podrzędnie mulowce; facje przybrzeżne i płytkomorskie	amonit <i>Tragophylloceras cf. loscombi</i> (otwór Kaszewy 1), małże brakiczne, skrzypłocze, skamieniałości śladowe, flora, poziomy z tropami dinozaurów	górną pliensbach	górną część poziomu <i>Horstisporites planatus</i>	sekwencja V (górną część), VI i VII
Formacja łobeska	do 160	Pomorze Zachodnie	kreator – Pieńkowski (2004) seria łobeska (Dadlez, 1969; Dadlez, Kopik, 1972)	Mechowo IG 1, głęb. 573,0–710,0 m typowy obszar – Pomorze Zachodnie	Kamień Pomorski IG 1, głęb. 135,0–291,0 m	mulowce, heterolity, podrzędnie piaskowce; facje morskie	amonity, belemnity, szkarłupnie, małże morskie, otwornice aglutynujące i wapienne, liczne skamieniałości śladowe	dolną pliensbach	biochronozon <i>jamesoni</i> oraz <i>ibex</i> , dolną część biochronozonu <i>davoei</i>	wraz z odpowiednikami wyznacza najszerzy zasięg wpływów pełnomorskich w basenie polskim sekwencja IV i dolną część sekwencji V
Formacja gielniowska	20–104	basen jury dolnej w Polsce z wyjątkiem NW Pomorza, rejonu Częstochowy i syneklizy perybaltyckiej, przechodzi na obszar Brandenburgii, a także Skanii	kreator – Pieńkowski (2004) seria gielniowska (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pienkowski i in. (2020)	Jagodne 1, głęb. 14,0–87,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Pomorze (otwór Mechowo IG 1), centralna Polska (otwór Kaszewy 1)	Kaszewy 1, głęb. 1360,2–1464,3 m; Budki 1, głęb. 14,5–90,0 m; Szydłowiec N-1, głęb. 17,5–77,0 m; Pobiedziska IGH-1, głęb. 1398,5–1444,5 m; Gorzów Wielkopolski IG 1, głęb. 914,2–980,2 m; odslonięcie Bielowice	piaskowce, heterolity, mulowce; facje przybrzeżne i płytkomorskie; w dolnej części wyróżniono ogniwo z Woli Korzeniowej (piaskowce)	małże morskie i brakiczne, otwornice aglutynujące, dinocysty, liczne skamieniałości śladowe – warunki morskie sięgają północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	dolną pliensbach	górną część poziomu <i>Horstisporites planatus</i>	wraz z odpowiednikami wyznacza najszerzy zasięg wpływów pełnomorskich w basenie polskim sekwencje IV i V
Formacja ostrowiecka	30–240	cały basen jury dolnej w Polsce z utworami synemuru, przechodzi na obszar Meklemburgii i Brandenburgii	kreator – Pieńkowski (2004) seria ostrowiecka, seria koszorowska (odpowiednik górnej części formacji ostrowieckiej) (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pienkowski i in. (2020)	Szydłowiec N-1, głęb. 74,0–227,0 m + 12 m profilu Broniów-Krawara głęb. 40–52 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, Pomorze (otwór Mechowo IG 1), centralna Polska (otwór Kaszewy 1)	Skalki Piekło k. Nieklania; Kaszewy 1, głęb. 1464,3–1646,6 m; Pobiedziska IGH-1, głęb. 1463,5–1517,0 m	piaskowce, heterolity; facje przybrzeżne i płytkomorskie	małże brakiczne, na Pomorzu i w rejonie Gorzowa także małże morskie, otwornice aglutynujące, skamieniałości śladowe, w spagu tropy dinozaurów	synemur	dolną część poziomu <i>Horstisporites planatus</i> ; regulame występowanie <i>Lycopodiumsporites semimuris</i>	sekwencje II i III
Przysuska formacja rudonośna	30–80	świętokrzyski segment bruzdy śródpolskiej – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	kreator – Pieńkowski (2004) seria rudonośna, seria zarzecka (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pienkowski i in. (2020)	Gródek OP-2, głęb. 138,0–204,5 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	odslonięcie Borkowice; Podole OS-3, głęb. 27,0–57,0 m; Mirzec MKR, głęb. 25,5–84,5 m; Głębocka Droga 2, głęb. 20,0–73,2 m	mulowce i ilowce syderytyczne; facje pochodzenia barierowo-lagunowego, podrzędnie deltowego	małże brakiczne, otwornice aglutynujące, skamieniałości śladowe, liczne tropy dinozaurów	górną hetang	górną część poziomu <i>Nathorstisporites hopliticus</i>	sekwencja I g–k (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich)
Formacja skłobska	20–190	cały basen jury dolnej w Polsce z utworami hetangu, przechodzi na obszar Meklemburgii i Brandenburgii	kreator – Pieńkowski (2004) seria skłobska (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pienkowski i in. (2020)	Gliniany Las-2, głęb. 11,0–51,0 m; Gliniany Las-1, głęb. 50,0–90,0 m – złożony profil dwóch otworów, ogółem 90,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Kaszewy 1, głęb. 1646,6–1836,2 m	piaskowce i heterolity, podrzędnie mulowce zbiornika brakiczno-morskiego oraz facje przybrzeżne (plaże, delty, laguny i bariery)	małże brakiczno-morskie, ślimaki, dinocysty, otwornice aglutynujące, liczne skamieniałości śladowe	środkową hetang	środkową część poziomu <i>Nathorstisporites hopliticus</i>	sekwencja I c–f, (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich), sekwencja I c–k (pozostały obszar bruzdy śródpolskiej), kontynuacja „main” CIE
Formacja zagajska	3,0–157,5	cały basen jury dolnej w Polsce, przechodzi na obszar Meklemburgii i Brandenburgii	kreator – Pieńkowski (2004) seria zagajska (Karaszewski, 1962) chemostratygrafia: Pienkowski i in. (2020)	Milków-Szewna, głęb. 69,0–123,0 m typowy obszar – północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Huta, głęb. 32,5–190,0 m; Kaszewy 1, głęb. 1836,2–1960,4 m	w dolnej części piaskowce i mulowce genezy rzecznej, w wyższej części mulowce i ilowce limniczno-bagiennie (ogniwo mulowców z Huty), na Pomorzu i w centralnej Polsce przewaga piaskowców w dwóch pakietach rozdzielonych cienką warstwą mulowców	liczna flora, małże słodkowodne, liścionogi, małżoraczki, owady, ryby słodkowodne, liczne tropy kręgowców, najczęściej dinozaurów, koprolity, gniazda, jaja dinozaurów	dolną hetang i późny retyk; „initial CIE” i „main CIE”, zaburzenia cyklu węglowego (repery chemostratigraficzne)	dolną część poziomu <i>Nathorstisporites hopliticus</i> ; pierwsze pojawienie się <i>Cerebropollenites thiergartii</i> wyznacza w przybliżeniu początek jury	najniższa część formacji może reprezentować najwyższy retyk sekwencja I a, b (Pienkowski, 2004)

TAB. 3. Tabela nieformalnych jednostek litostratigraficznych jury środkowej

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny	Biostratigrafia	Uwagi
Warstwy kościeliskie	20–130	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska	Rehbinder (1912); Różycki (1953); Deczkowski (1977); Kopik (1998)	–	część dolna – piaskowce kościeliskie, piaskowce drobno- do gruboziarnistych, z liczną gliną kaolinową w spoiwie, przewarstwienia ilów i łupków z muskowitem oraz konglomeratami syderytowymi; przewarstwienia piaskowców syderytowych i szamozytowych oraz syderytów; część górna – heterolity piaszczysto-łasto-mulowcowe laminowane poziomo	szczątki zwęglonej flory, liczne małże gruboskorupowe, amonity i otwornice	dolny bajos	poziomy <i>sauzei-humphresianum</i> (Kopik, 1998)	–
Formacja częstochowskich ilów rudonośnych	37–150	północna część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i niecki miechowskiej	Różycki (1953); Znosko (1954); Kopik (1998); Matyja, Wierzbowski (2003); Zatoń (2007, 2008, 2010a, b, 2011); Gedl, Kaim (2012); Gedl i in. (2012 i literatura tam cytowana)	rejon Częstochowy	ilty i łupki ilaste z przewarstwieńmi mulowców konglomeratami syderytowymi oraz syderytów i muszłowców; w regionie częstochowskim w dolnej części występuje tzw. piaskowiec spagowy – kilkumetrowej miąższości piaskowce drobno- i średnioziarniste szamozytowe lokalnie zsyderytowane	liczne amonity, małże, ślimaki, łódkonogi, szkarłupnie, otwornice, zęby ryb	górný bajos–górný baton	poziom <i>garantiana</i> górnego bajosu–podpoziom <i>blanazense</i> poziomu <i>orbis</i> (<i>retrocostatum</i>) górnego batonu (Kopik 1998; Matyja Wierzbowski, 2003)	–
Glinki grojeckie	15–24	rejon krakowski, okolice Krzeszowic	Raciborski (1889); Reymanówna (1963, 1968); Marcinkiewicz (1980); Ichaś (1986); Jarzynka, Pacyna (2015)	Grojec k. Alwerni woj. małopolskie	ilty o szarym lub ciemnoszarym zabarwieniu, niekiedy jednolicie białe, warstwowane piaski pylaste; odmiany szare z obfitym detrytem i większymi fragmentami flory odmiany białe, zazwyczaj bez szczytków roślinnych (Jurkiewiczowa, 1974)	flora	baton	megaspory: <i>Horstisporites casses</i> (Harris) Marcinkiewicz i <i>Erlansonisporites cerebratus</i> Marcinkiewicz (Marcinkiewicz, 1980)	ich wiek był szeroko dyskutowany, były uważane za retyckie, dolnojurańskie i środkowojurańskie (zob. Marcinkiewicz, 1980)
Zlepieniec parczowski	0,1–15	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, okolice Olkusza	Pusch (1836); Różycki (1953)	wieś Parcze Górne (powiat olkuski)	czerwone zlepińce słabo scementowane złożone z otoczków kwarcu piaskowców dolomitów wapieni oraz czerwonych ilów kajpru; spoiwo łąsto-węglanowo-piaszczyste (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	nieliczne ramienionogi i głowonogi	górný baton	poziomy amonitowe <i>orbis-discus</i> (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	–
Oolity częstochowskie	0,25–70	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska (od Zawiercia po Wieluń)	Michalski (1885); Różycki (1953); Dayczak-Calikowska, Kopik (1973); Kopik (1998)	Jasna Góra rejon Częstochowy	ilowce ciemnobrązowe miejscami oolitowe piaszczyste z konglomeratami marglisto-fosforytowymi oraz przewarstwieńmi margli i wapieni oolitowych często żelazistych	liczne amonity	górný baton	poziom <i>orbis</i> podpoziom <i>orbis</i> (Kopik, 1998)	synonim: oolity rudnickie (rejon Zawiercia)
Oolity balińskie	ok. 0,3	rejon krakowski, okolice Trzebini	Zejszner (1869); Siemiradzki (1922); Różycki (1953)	Balin k. Trzebini woj. małopolskie	wapień i margle oolitowe z liczną fauną	amonity, małże, ramienionogi, ślimaki	górný baton–kelowej	poziom <i>orbis</i> –poziom <i>calloviense</i> (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	synonim: ikrowiec baliński
Oolity krakowskie	0,3–15	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, obszar krzeszowicko-krakowski	Teisseyre (1888); Różycki (1953)	okolice Krzeszowic	wapień i margle oolitowe z ooidami żelazistymi i liczną dobrze zachowaną fauną amonitową	amonity	dolny–górný kelowej	poziom <i>herveyi</i> –poziom <i>lamberti</i> (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973)	–
Warstwa bulasta	kilkanaście do 30 cm	centralna, południowa i wschodnia Polska	Michalski (1885); Różycki (1953); Znosko (1957); Siemiątkowska-Giżejewska (1974); Niemczycka (1976a, 1979a, b); Kopik (1979b, 1998); Dembicz, Praszkiec (2003)	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska	warstwa złożona z otoczków i nieregularnych litoklastów wapieni piaszczystych, margli, kongrekcji fosforanowo-wapiennych i limonitowych z ooidami żelazistymi i kwarcem oraz dużej ilości częściowo obtoczonej fauny; tkwią one w spoiwie marglisto-glaukonitowym, niekiedy zbioturbowanym; osad typu skondensowanego, w stropie często przykryty przez warstwę stromatolitu	liczne amonity, belemnity, łódzki, szkarłupnie, ramienionogi i małże (Kopik, 1979b)	najwyższa część dolnego keloweju, środkowy i górný kelowej	poziomy amonitowe keloweju – spąg od podpoziomu <i>enodatum</i> poziomu <i>calloviense</i> , strop diachroniczny w poziomie <i>athleta</i> lub <i>lamberti</i> (Kopik, 1979)	–
Seria Studziannej	kilka – ok. 100	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Karaszewski (1962); Daniec (1963, 1970)	otwór wiertniczy Studzianna 1	piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste, rzadko średnio- i gruboziarniste szare z przewarstwieńmi ilowców i mulowców ciemnoszarych i czarnych z detrytem flory i bioturbacjami	detryt flory, bioturbacje <i>Diplocraterion</i> isp. (Karaszewski, 1967)	dolny aalen	–	synonim: seria dolna – piaszczysta (Daniec, 1963)
Seria piaszczysto-łasta	od kilkunastu do 150	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Cieśla (1957); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	otwory wiertnicze Ortów 4 i Pogroszyn Xi/5	część niższa łąsta – ilty i łupki prawie czarne węgliste z nielicznym muskowitem i kulistymi konglomeratami syderytowo-marglistymi ku górze z coraz liczniejszymi smugami łąstymi; Część wyższa – łąsto-piaszczysta – heterolity w dole zdominowane przez skały łąstowo-mulowcowe wyżej przez skały piaskowcowe	małże, otwornice <i>Reinholdella dreheri</i> (Barteinstein), <i>Lenticulina varians</i> f. <i>recta</i> (Franke) (Cieśla, 1957)	górný aalen	–	–
Seria piaskowców i piaskowców spagowych	kilkanaście do kilkudziesięciu	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Szydłowca	drobnoziarniste piaskowce i piaski kwarcowe białe i żółtawe z cienkimi przewarstwieńmi białych glinek; w górnej części średnio- i gruboziarniste czasem o spoiwie limonitowym często z liczną fauną małżową	małże, amonity	dolny–górný bajos	poziom <i>subfurcatum</i> –podpoziom <i>trauthi</i> poziomu <i>garantiana</i> górnego bajosu (Różycki, 1953); wg Daniec (1963, 1970) od dolnego bajosu	–
Dolna seria łąsta	150–180	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Szydłowca	część dolna – heterolity łąsto-piaszczyste z liczną fauną małży (ok. 80–90 m); część środkowa – piaskowce (30–40 m); część górna – ilowce i ilty ciemnoszare, nieliczne przewarstwieńia piaszczyste	małże amonity	górný bajos	podpoziom <i>tetragona</i> poziomu <i>garantiana</i> –poziom <i>parkinsoni</i> (Różycki, 1953)	–
Oolity parczowskie	0–2,5	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Kuźniar (1928)	Parczów k. Opoczna	nuda oolitowa, zbudowana z ooidów kaolinowych (powstałych z kaolinizacji ooidów szamozytowych) oraz ooidów syderytowych, spoiwo jest zazwyczaj syderytowe, grubokryształiczne, jasne miejscami syderytowo-węglanowe; warstwa rudy oolitowej w spagu ma ok. 65 cm miąższości, ponad nią występują na przemian kilku-kilkunastocentymetrowej grubości warstewki oolitu i żelaziaka łąstego, zbudowanego z kryształów syderytu oraz substancji łąstej i często zawierającego szczątki fauny	amonity, ramienionogi, małże, liliowce, mszywioly, ślimaki, jezowce	górný bajos	poziomy <i>arcis-parkinsoni</i>	–
Seria podwapieniaka dolnego	20–30	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Inowłódza	zoogeniczne piaszczyste wapień i piaskowce wapińskie często ankerytowe barwy brunatnawo-żółtej; w dolnej części cienkie przewarstwieńia ilowców i piaskowców, w górnej – muszłowców	małże, amonity	dolny baton	–	–
Seria podwapieniaka górnego	100	północne i NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	Różycki (1955); Daniec (1963, 1970); Kozłowska i in. (2021)	rejon Omięcina i Ćmielowa	NE obrzeżenie – piaskowce wapińskie, często ankerytowe barwy brunatnawo-żółtej, z rzadkimi przewarstwieńiami muszłowców; północne obrzeżenie – piaski i kruche piaskowce z przewarstwieńiami piaskowców łąstych i mulowców piaszczystych, często zbioturbowanych	małże	środkowy baton–dolny kelowej	–	–
Formacja Łyny część dolna	13–92	Pomorze Zachodnie – wał pomorski, północna część niecki szecińskiej, centralna część niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1977b)	Dembowska (1979a)	otwór wiertniczy Oświno IG 1 (Feldman-Olszewska, 2021)	łupki łąste i łąsto-mulowcowe ciemnoszare niekiedy dolomityczne z fauną i spinytowaną florą	amonity, belemnity, małże	środkowy i górný kelowej (Dayczak-Calikowska, 1977b)	poziomy amonitowe <i>jason-lamberti</i>	pierwotnie formacja obejmowała osady jury górnę, została rozszerzona na utwory keloweju Pomorza Zachodniego (Dadlez i in., 2008)

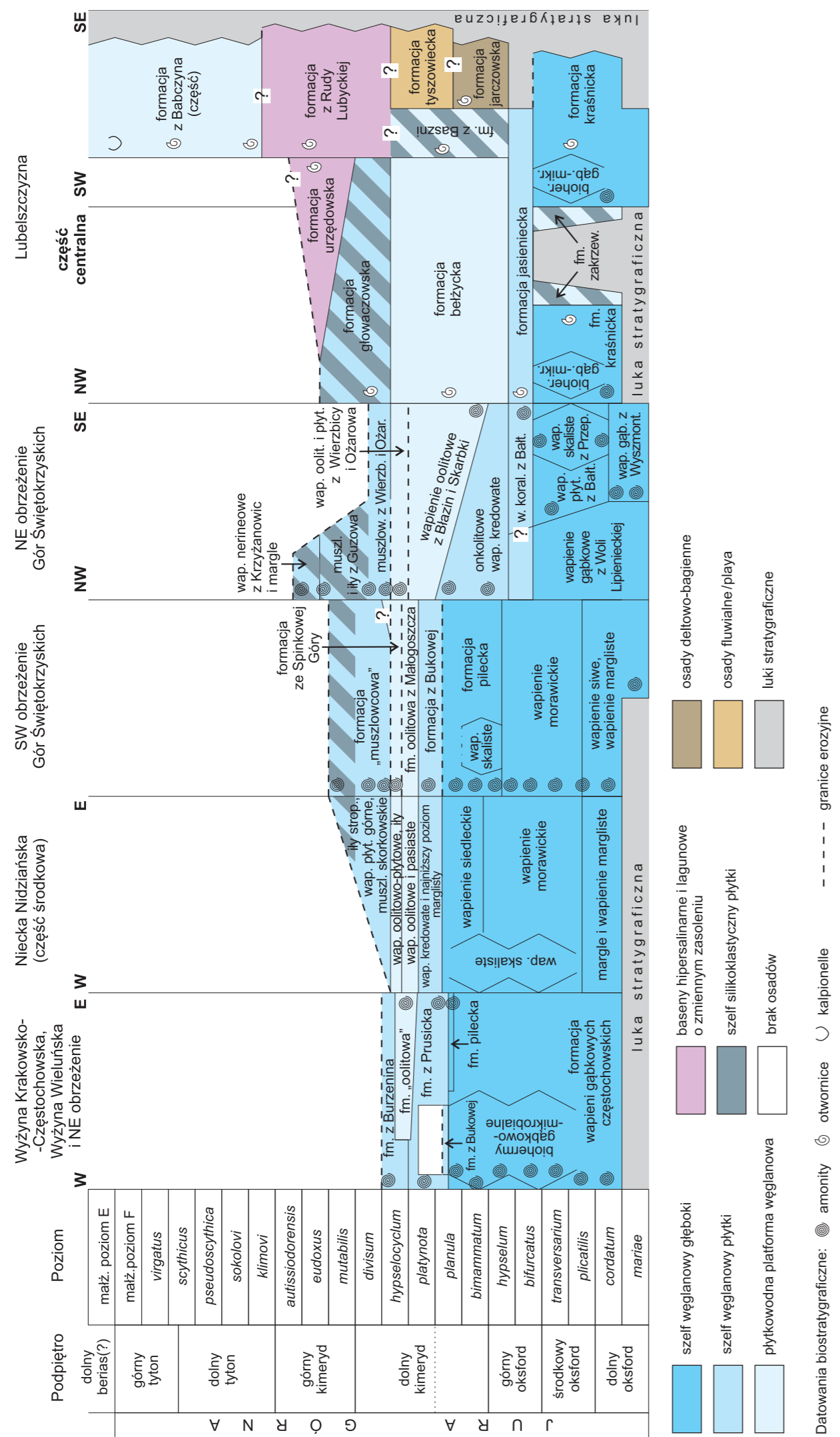


FIG. 5. Schemat litostratigraficzny Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Niecki Nidziańskiej, obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz Lubelszczyzny

i in., 2009b). W zapisie izotopowym skał po okresie środkowo-oksfordzkiego wzrostu wartości $\delta^{13}C$ nie obserwuje się powrotu do niskich wartości sprzed tego wydarzenia, co można wiązać ze stopniową zmianą chemizmu mułu węglanowego wraz ze zwiększającą się jego produkcją w płytszych strefach zbiornika (Wierzbowski, 2015). Wartości $\delta^{13}C$ skał spadają powoli od wyższego środkowego oksfordu do dolnego kimerydu (fig. 14). Jedyne w wyższej części dolnego kimerydu, gdzie występują osady płytkowodnej platformy węglanowej, obserwuje się przejściowe obniżenie i silny rozrzut wartości $\delta^{13}C$ skał, co można wiązać z okresowym zmniejszeniem zasolenia i efektem tzw. *water-mass ageing* (Wierzbowski, 2019). W najniższym górnym tytonie, tj. strefie spągowej utworów lagunowych formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej), obserwuje się silne spadki wartości $\delta^{13}C$ skał związane z przejściowym dopływem wód słodkich (Wierzbowski i in., 2016b). Dane porównawcze z Tatr i Plenin wskazują na występowanie długiego okresu podniesienia wartości $\delta^{13}C$ skał węglanowych (górnym kelowej–środkowym oksford), po którym następuje stopniowy spadek wartości izotopowych, kontynuujący się aż do dolnego tytonu (Jach i in., 2014a; Arabas, 2016). Względnie niska rozdzielczość biostratigrafii utrudnia jednak precyzyjne datowanie karpaccich krzywych izotopowych.

Strontowa stratygrafia izotopowa basenów morskich późnej jury ma charakter globalny, z wyłączeniem osadów brakicznych formujących się przy niskim zasoleniu wody, poniżej 16 ppm (por. Wierzbowski, 2013). Przebieg strontowej krzywej izotopowej osadów morskich jury górnej przeanalizowano na podstawie próbek pochodzących z oksfordu z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej (por. Wierzbowski i in., 2017). Począwszy od minimum stosunku $^{87}Sr/^{86}Sr$ przypadającego na przełom wczesnego i środkowego oksfordu, obserwuje się stały jego wzrost do przełomu jury i kredy (Wierzbowski i in., 2017). Młodsze utwory górnego tytonu należące do formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) nie nadają się najprawdopodobniej do

datowań metodą izotopowej stratygrafii strontowej z uwagi na silne wahania zasolenia wód izolowanego basenu polskiego.

1.5. BIOSTRATYGRAFIA

Z uwagi na głównie marginalno-morski i kontynentalny charakter sedimentacji w basenie polskim, biostratygrafia jury dolnej charakteryzuje się stosunkowo niską rozdzielczością (fig. 2). Amonity, stanowiące podstawę biostratigrafii jury, występują tylko w pliensbachu, głównie na Pomorzu Zachodnim (Dadlez, Kopik, 1972; Kopik, Marcinkiewicz, 1997a). Są to rodzaje takie jak: *Hypoxynoticeras*, *Tropidoceras*, *Liparoceras*, *Platypleuroceras*, *Uptonia*, *Acanthopleuroceras*, *Beaniceras* (dolny pliensbach), oraz *Amaltheus*, *Pleuroceras*, *Amauroceras* (górnym pliensbach). Ostatnio opisano występowanie pojedynczego amonita z rodzaju *Tragophylloceras* w górnym pliensbachu w otworze Kaszowy 1 w centralnej Polsce (Pieńkowski, 2014). Na obszarze całego basenu polskiego najpowszechniej stosowana (choć o stosunkowo niskiej rozdzielczości) jest biostratygrafia oparta na palinomorfach, głównie megasporach, która pozwala na wyróżnienie trzech poziomów: zespołu *Nathorstisporites hopliticus* (hetang), zespołu *Horstisporites planatus* (synemur i pliensbach) oraz *Paxillitrites phyllicus* (toark; Marcinkiewicz, 1971; Marcinkiewicz i in., 2014). Należy zaznaczyć, że megaspora *Nathorstisporites hopliticus* może miejscami, w nielicznych wystąpieniach, przechodzić do dolnego synemuru. Występowanie mikrospory *Aratrisporites minimus*, zespołu *Pinuspollenites-Trachysporites* oraz innych spor (Krupnik i in., 2014) pozwalają zawęzić datowania do hetangu. Istotne znaczenie ma pierwsze pojawienie się ziarna pyłku *Cerebropollenites thiergartii*, gdyż początek występowania tej palinomorfy jest związany z granicą trias/jura.

Pewne znaczenie ma plankton morski. Dla hetangu i dolnego synemuru przewodnia jest dinocysta *Dapcodinium priscum* (Pieńkowski,

FIG. 6. Schemat litostratigraficzny południowej i środkowej niecki łódzkiej, niecki płockiej i obniżenia podlaskiego

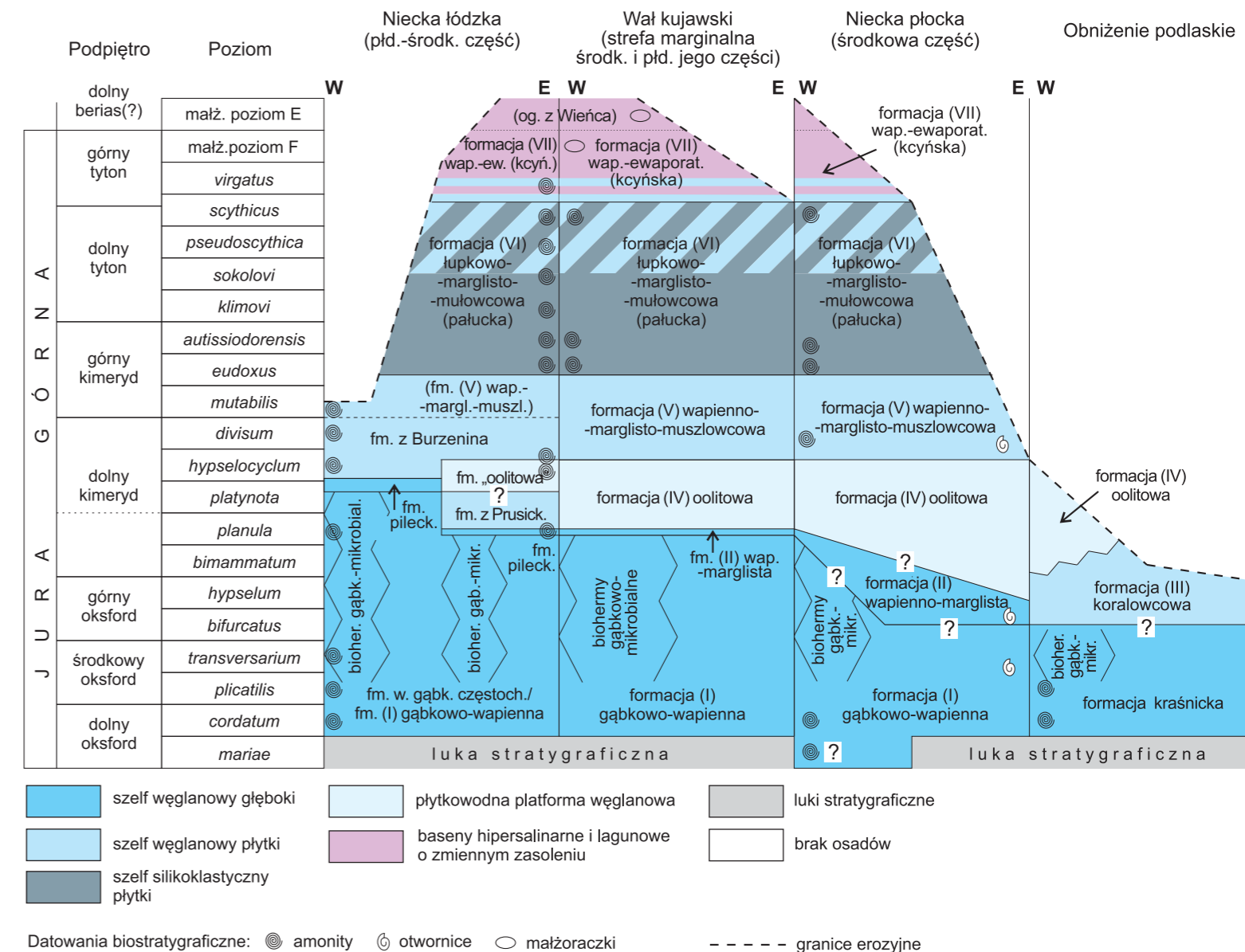


FIG. 6. Schemat litostratigraficzny południowej i środkowej niecki łódzkiej, niecki płockiej i obniżenia podlaskiego

TAB. 4. Tabela jednostek litostratigraficznych jury górnej

A) północna Polska (NW część niecki łódzkiej, niecka szczecińska, wał pomorski, niecka pomorska, wyniesienie Leby, synekliza perybaltycka, NW część wyniesienia mazursko-suwalskiego)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	
Formacja (X) oolitowo-mulowcowa (Brdy)	98 (Dembowska, 1979a)	NE część niecki szczecińskiej, brzeźna strefa północnej części wału pomorskiego, północna i środkowa część niecki pomorskiej, wyniesienie Leby oraz najbardziej NW część syneklizy perybaltyckiej (Dembowska, 1979a; Niemczycka i in., 1997)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a)	otwór wiertniczy Oświno IG 1 typowy obszar – rejon Brdy	wapienie oolitowe, onkolitowe, organodetrytyczne, margle mulowcowe z oolitami wapiennymi, lokalnie domieszki piaszczyste bądź wapienie gąbkowe, częściowa dolomityzacja. W północnej części niecki pomorskiej i na wyniesieniu Leby w dolnej części formacji występują piaszkowce wapieniste z oolitami wapiennymi i żelazistymi wyróżnione jako ogniwo hełskie; w zachodniej i środkowej części niecki pomorskiej wśród wapieni oolitowych występuje pakiet mulowców wyróżniony jako ogniwo babilońskie; w górnej części formacji na pograniczu z formacją (VI) łupkowo-marglisto-muszłowcową występują wapienie piaszczyste, mulowce z glaukonitem, piaszkowce wapieniste, wapienie margliste z oolitami wyróżnione jako ogniwo oświńskie (Dembowska, 1979a)	nieliczne amonity i dinocysty (niecka szczecińska; Matyja, 2010)	maksymalny zasięg czasowy: 153,99–150,01 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja jest datowana na terenie niecki szczecińskiej na górnym kimerydu (Matyja, 2010); brak datowań biostratigraficznych utworów formacji z pozostałych regionów; kondensacje i powierzchni erozyjne na spagu pozwalają jednak sądzić, że pomiędzy utworami formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej (z Chociwła) a utworami formacji (X) oolitowo-mulowcowej (Brdy) występuje mniejsza lub większa luka stratygraficzna	
Formacja (IX) piaszczysto-chlorytowa (z Chociwła)	13–60 (niecka pomorska; Dadlez, 1976), 93 (niecka szczecińska; Dembowska, 1979a)	NE część niecki szczecińskiej, brzeźna strefa północnej części wału pomorskiego, północna i środkowa część niecki pomorskiej, wyniesienie Leby oraz najbardziej NW część syneklizy perybaltyckiej (Dembowska, 1979a; Niemczycka i in., 1997)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) seria żelazista (Dadlez, 1976)	otwory wiertnicze: Koszalin IG 1, Jastarnia IG 1, Chociwiel IG 1 (Dembowska, 1979a)	piaskowce drobno- i średnioziarniste z przewarstwieniami piaskowca gruboziarnistego i zlepierca zawierającego otoczki piaskowca, wapieniste i margliste z ziarnami chlorytu (szamozytu) i ooidami żelazistymi (getytowymi); w wielu miejscach polewy i spoiwo chlorytowo-limonitowe; w przyspagowej części formacji stanowiącej przejście od formacji (VIII) mulowcowej (Lyny) utwory zawierają przewarstwienia mulowców. Podobny typ osadów wyróżniony jako ogniwo koszańskie występuje w wyższej części formacji w NE części niecki szczecińskiej i zachodniej części wału pomorskiego (Dembowska, 1979a)	nieliczne amonity, otwornice i dinocysty (Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977; Matyja, 2010; Wierzbowski i in., 2015)	maksymalny zasięg czasowy: 160,89–155,10 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana jest na dolny–górnym oksford, przy czym jej spąg i strop są diachroniczne; na obszarze NE części niecki szczecińskiej jest datowana na wyższą część poziomu <i>mariae</i> dolnego oksfordu, a wyżej ponad luką stratygraficzną – na górną część na poziom <i>transversarium</i> środkowego oksfordu i najniższą część poziomu <i>bifurcatus</i> (?) górnego oksfordu (Matyja, 2010); na obszarze niecki pomorskiej jej dolna część jest datowana na poziom <i>cordatum</i> dolnego oksfordu (Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977), natomiast na obszarze wschodniej części wyniesienia Leby – na interwał od wyższej części poziomu <i>transversarium</i> środkowego oksfordu do wyższej części poziomu <i>hypsulum</i> (?) górnego oksfordu (Wierzbowski i in., 2015)	
Formacja (VII) wapienno-ewaporatowa (kcyńska)		patrz opis dla obszaru środkowej i środkowo-wschodniej Polski (tab. 5B)							
Formacja (VI) łupkowo-marglisto-mulowcowa (pałucka)									
Formacja (V) wapienno-marglisto-muszłowcowa									
Formacja (VIII) mulowcowa (Lyny)	6–140 (Wierzbowski i in., 2015)	NE część wału pomorskiego i NW część niecki łódzkiej, NE część niecki szczecińskiej, wał pomorski, niecka pomorska, wyniesienie Leby, synekliza perybaltycka i NW część wyniesienia mazursko-suwalskiego (Dembowska, 1979a; Niemczycka i in., 1997)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a)	otwory wiertnicze: Oświno IG 1, Pasłęk IG 1 (Dembowska, 1979a)	mulowce margliste, iłowce marglisto-mulowcowe, mulowce wapieniste i marglisto-piaszczyste oraz wapienie piaszczysto-mulowcowe. W SE części wału pomorskiego i wschodniej części syneklizy perybaltyckiej osady formacji zawierają liczne kongregacje fosforanowe, igły gąbek, a w dolnej części gąbki. W obrębie formacji (VIII) mulowcowej (Lyny) syneklizy perybaltyckiej występuje ogniwo żnińskie przechodzące obocznie w formację (VI) łupkowo-marglisto-mulowcową (pałucka), a w jego NW części w rejonie Krynicy Morskiej ogniwo krynickie zbudowane z piaszczystych wapieni i wapieni piaszczysto-mulowcowych z oolitami i glaukonitem (Dembowska, 1979a)	miejscami liczne amonity (Matyja, 2010; Wierzbowski i in., 2015)	ze względu na znaczną diachroniczność formacji, nie można podać jej precyzyjnych ram czasowych	na obszarze syneklizy perybaltyckiej datowana na oksford-kimeryd (Wierzbowski i in., 2015), a w południowo-środkowej jej części także na górnym kimeryd-dolny tyton (Dembowska, 1973), na obszarze wyniesienia Leby na wyższą część poziomu <i>plicatilis</i> i poziom <i>transversarium</i> środkowego oksfordu (Wierzbowski i in., 2015), na obszarze północnej części niecki pomorskiej jej strop przypada prawdopodobnie na najniższy oksford (poziom <i>mariae</i> ; Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977), w NE części niecki szczecińskiej jej strop datowany jest na najniższą część poziomu <i>mariae</i> dolnego oksfordu (Matyja, 2010)	

B) środkowa i środkowo-wschodnia Polska (NE część monokliny przedsudeckiej, środkowa część niecki łódzkiej, środkowa i S część wału kujawskiego, niecka płocka, obniżenie podlaskie oraz SE część wyniesienia mazursko-suwalskiego)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/ facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja (VII) wapienno-ewaporatowa (kcyńska)	dolna część formacji poniżej ogniwa z Wieńca: 30–50; ogniwo z Wieńca: 21–100 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej Polski (niecka łódzka, wał kujawski, niecka płocka) z wyłączeniem wyniesionej strefy wału kujawskiego, przy czym zasięg młodszych utworów formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) jest ograniczony do centralnej części basenu w sąsiedztwie wału śródpolskiego (Dembowska, 1973, 1979a; Niemczycka i in., 1997); formacja występuje również na obszarze NW Polski (NE część niecki szczecińskiej, brzeźna strefa północnej części wału pomorskiego, niecka pomorska; SE część niecki pomorskiej i wału pomorskiego; Dembowska, 1973, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) górnym bonon, dolny, środkowy i górny purbek (Pawlowska, 1958; Marek, 1961), grupa anhydrytowo-węglanowa (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – rejon Kcyni, niecka tomaszowska (Dembowska, 1979a)	w dolnej (jurajskiej) części formacji występują wapienie margliste, pelitowe, miejscami piaszczyste i margle, w części najniższej z fauną morską, wyżej utwory brakiczno-lagunowe (wapienie korbulimimowe i facje purbeckie; Dembowska, 1979a; Matyja, Wierzbowski, 2016); w wyższej części formacji występuje charakterystyczna warstwa ramienionogowa z małżami i serpulami (serpilit); wyżej: ogniwo z Wieńca (utwory anhydrytowo-gipsowe) oraz ogniwo skotnickie (iłowce margliste z przewarstwieniami muszłowców cyrenowych) są zaliczane do kredy dolnej (dolny berias) (Leszczyński, 2002; Grabowski i in., 2021)	amonity występują w dolnej morskiej części formacji, w części brakiczno-lagunowej – małżoraczki (Pawlowska, 1958; Dembowska, 1965; Bielecka, Szejn, 1966; Marek i in., 1969, 1989; Bielecka, 1978; Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 2016; Szejn, 1991), małże, serpule	145,24–140 (por. Wierzbowski i in., 2017; Gale i in., 2020; Hesselbo i in., 2020)	pozątek sedimentacji formacji jest datowany na podstawie fauny amonitów na najwyższą część poziomu <i>scythicus</i> (panderi), którą zalicza się do najniższego górnego tytonu, wyższa natomiast brakiczno-lagunowa część do poziomów małżoraczkowych F–A (Pawlowska, 1958; Dembowska, 1965; Bielecka, Szejn, 1966; Marek i in., 1969, 1989; Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985, 2016; Szejn, 1991), z których poziom F znajdujący się poniżej ogniwa z Wieńca jest obecnie zaliczany do najwyższej jury (por. Leszczyński, 2002; Dziedzic i in., 2004; Grabowski i in., 2021)	utwory formacji zaliczają się do wyższej regresywnej części megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja (VI) łupkowo-marglisto-mulowcowa (pałucka)	100–220 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej Polski (niecka łódzka, wał kujawski, niecka płocka) z wyłączeniem wyniesionej strefy wału kujawskiego; formacja występuje również na obszarze NW Polski (NE część niecki szczecińskiej, brzeźna strefa północnej części wału pomorskiego, niecka pomorska; SE część wału pomorskiego; Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) górnym kimeryd, dolny i środkowy bonon (Pawlowska, 1958; Marek, 1961), górna część formacji mulowcowo-marglistej (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – Pałuki (rejon Kcyni), obszar Kujaw (rejon Gostynin–Żychlin; Dembowska, 1979a)	w dole margle i łupki margliste, wyżej margle mulowcowe, mulowce margliste i łupki margliste z domieszką piasku, udział mulowców wzrasta ku wschodowi i północy; w środkowej części formacji, z wyłączeniem wału kujawskiego i przyległej części niecki łódzkiej, występuje pakiet piaszczysto-oolitowy z glaukonitem lub piaszczysto-mulowcowa-wapienny wyróżniony jako ogniwo żnińskie; ku stropowi formacji wzrasta zawartość węgla wapnia (Dembowska, 1979a; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019)	liczne amonity (Pawlowska, 1958; Dembowska, 1965, 1983; Wierzbowski, 1981, 1985; Dembowska, Malinowska, 1985; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019; Grabowski i in., 2021)	151,07–145,24 lub 153,99–145,24 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	formacja jest datowana na podstawie fauny amonitów na wyższą część poziomu <i>eudoxus</i> górnego kimerydu–wyższą część poziomu <i>scythicus</i> (panderi), którą zalicza się do najniższego górnego tytonu (Pawlowska, 1958; Dembowska, 1965, 1983; Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985; Dembowska, Malinowska, 1985; Wierzbowski, Wierzbowski, 2019; Grabowski i in., 2021); spąg formacji na obszarze NE części niecki szczecińskiej jest datowany nieco wyżej, na poziom <i>autisiodorensis</i> górnego kimerydu (Matyja, 2010)	utwory formacji zaliczają się do niższej regresywnej części megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja (V) wapienno-marglisto-muszłowcowa	60–260 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski z wyłączeniem obniżenia podlaskiego i przyległej części wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz najbardziej wyniesionej strefy wału kujawskiego; formacja występuje również na obszarze SE części wału pomorskiego i przyległych części niecek (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) dolny kimeryd (Marek, 1961), dolna część formacji mulowcowo-marglistej (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – rejon Środy Wielkopolskiej (Dembowska, 1979a)	naprzemianległe wapienie pelitowe, margliste i margle z przewarstwieniami muszłowców małżowych; w niecce płockiej i SE części wału kujawskiego w części spagowej formacji występują wapienie oolitowe z przewarstwieniami muszłowców i margli, przechodzące ku wschodowi w wapienie margliste, margle i wapienie piaszczyste z oolitami i glaukonitem, które zostały wyróżnione jako ogniwo raduckie (Dembowska, 1979a)	nieliczne amonity (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985), małże	152,42–151,07 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja jest datowana na podstawie fauny amonitów na wyższy dolny kimeryd (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985); początek jej sedimentacji może być określony na wyższą część poziomu <i>hypsocyclum</i> dolnego kimerydu na podstawie korelacji z początkiem sedimentacji podobnych utworów (formacja z Burzenina) z Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia (por. Wierzbowski, 2017); miejscami na obszarze północno-środkowej Polski (np. nad strefami biohermalnymi SE części wału pomorskiego) jej sedimentacja zaczyna się nieco wcześniej, tj. w poziomie <i>platynota</i> (?) górnego kimerydu (Matyja, Wierzbowski, 1981, 1985)	utwory formacji obejmują całą transgresywną-regresywną megasekwencję II (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja (IV) oolitowa	140 (Marek, 1961; Dembowska, 1979a), ok. 180 (Kutek i in., 1973)	obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski z wyjątkiem wschodniej części obniżenia podlaskiego i najbardziej wyniesionej strefy wału kujawskiego (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) astart (Marek, 1961); formacja koralowo-oolitowa (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – obszar radomsko-lubelski (Dembowska, 1979a)	jasne wapienie oolitowo-onkolitowe z przewarstwieniami wapieni pelitowych, niekiedy kredowatych, oraz wapienie organodetrytyczne z bogatą fauną (Dembowska, 1979a)	ślímaki, małże, ramienionogi, koralowce, glony	obocznie 153,83–152,42, 156,23 i 152,42 (por. Hesselbo i in., 2020)	utwory formacji (IV) oolitowej mogą być datowane na podstawie korelacji z podobnymi utworami (formacja z Prusicka i formacja „oolitowa”) z Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia na wyższą część poziomu <i>planula</i> –niższą część poziomu <i>platynota</i> dolnego kimerydu; na wschodzie niecki płockiej i zachodzie obniżenia podlaskiego osady formacji (IV) oolitowej mogą być nieco starsze, lecz brak precyzyjnych datowań	utwory formacji zaliczają się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja (III) koralowcowa	80–90 (Dembowska, 1979a)	obniżenie podlaskie i SE część wyniesienia mazursko-suwalskiego (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a)	typowy profil – brak typowy obszar – obniżenie podlaskie (Dembowska, 1979a)	wapienie o charakterze rafowym (biohermalnym) i przyrafowym z liczną fauną i onkoidami (Dembowska, 1979a)	koralowce, ramienionogi, ślímaki, małże	157,25–154,23 (por. Hesselbo i in., 2020)	brak datowań biostratigraficznych; na podstawie korelacji litologicznych z sąsiednimi obszarami może być uznana za odpowiednik formacji (II) wapienno-marglistej i niższej części formacji (IV) oolitowej (tj. najniższy górny? oksford–niższy dolny kimeryd; por. Dembowska, 1979a)	utwory formacji zaliczają się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja (II) wapienno-marglista	12–171 (Marek, 1961); 20–25 (Kutek i in., 1973); 118–208 (Dembowska, 1979a)	obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski z wyjątkiem obniżenia podlaskiego i SE części wyniesienia mazursko-suwalskiego oraz najbardziej wyniesionej strefy wału kujawskiego (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) górnym raurak (Marek, 1961); najwyższa część formacji wapienno-gąbkowej z przelawieniami marglisto-mulowcowymi (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – Kujawy (Dembowska, 1979a)	wapienie litograficzne i wapienie sine, margliste; oboczne w NE części monokliny przedsudeckiej wapienie pelitowe i organodetrytyczne (Dembowska, 1979a)	otwornice (Smoleń, 2019)	obocznie 153,99–153,83, 157,25–153,83 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na terenie niecki płockiej na środkowo–najniższy górny oksford (por. Smoleń, Iwańczuk, 2018; Smoleń, 2019); prawdopodobnie jest ona młodsza na obszarach położonych bardziej na południe, gdyż na sąsiadującym obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia, jej pojawienie jest datowane na środkową część poziomu <i>planula</i> dolnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2017); poprzedza ona pojawienie się płytkowodnej formacji (IV) oolitowej w dolnym kimerydzie	utwory formacji zaliczają się do regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja (I) gąbkowo-wapienna	171–260 (Marek, 1961); ok. 155 (Kutek i in., 1973); 172–262 (Dembowska, 1979a)	cały obszar środkowej i środkowo-wschodniej Polski (Dembowska, 1979a)	formacja ustanowiona przez Dembowską (1979a) newiz, argow–dolny raurak, raurak środkowy z obszaru wału kujawskiego (Marek, 1961); formacja wapienno-marglista i formacja wapienno-gąbkowa, bez najwyższej części z przelawieniami marglisto-mulowcowymi z rejonu Lipna w niecce płockiej (Kutek i in., 1973)	typowy profil – brak typowy obszar – południowe Kujawy (Dembowska, 1979a)	w dolnej części wapienie gąbkowe, wapienie i margle z przewarstwieniami mulowca marglistego z glaukonitem, wyżej wapienie gąbkowe z tuberoidami, onkoidami, strukturami mikrobialnymi i bioklastami, w dole z krzemieniami, w górze z koralowcami i liliowcami, obocznie wapienie biohermalne gąbkowo-mikrobialne (Marek, 1961; Kutek i in., 1973; Dembowska, 1979a)	nieliczne amonity, otwornice (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985; Smoleń, 2019), gąbki, koralowce, liliowce	obocznie 159,66–153,13, 159,66–153,99, 161,53–157,25 lub 159,66–157,25 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie amonitów i otwornic na dolny (<i>mariae?</i> , <i>cordatum</i>) i środkowy oksford (Kutek i in., 1973; Dembowska, Malinowska, 1985; Smoleń, 2019); korelacja z formacją wapieni gąbkowych częstochowskich z południowej części niecki łódzkiej wskazuje, że na zachodnim obszarze środkowej Polski formacja wapienno-gąbkowa kontynuowała się w profilu wiekowym aż do poziomów <i>planula</i> lub <i>platynota</i> dolnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2017); na obszarze wschodniej Polski może sięgać tylko do środkowego oksfordu (por. Smoleń, 2019)	utwory formacji zaliczają się do początku regresywnej części megasekwencji I (Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

TAB. 4 cd.

C) Lubelszczyzna (część środkowa i SE niecki puławskiej i jej NE obrzeżenie)

Nazwa	Miażdżość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Babczyna	0–160 (Niemczycka, 1976b)	południowy kraniec Lubelszczyzny i jej część SE z wyłączeniem jej najbardziej wschodniego obszaru, gdzie ma nieco mniejszy zasięg niż formacja z Rudy Lubyckiej (Niemczycka, 1976b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); seria wapienna Babczyna (Niemczycka, 1964, 1976a)	otwory wiertnicze: Cieszanów 1, Tomaszów Lubelski IG 1	białe lub beżowe wapienie detrytyczne z bio- i intraklastami oraz oolitowo-onkolitowe i glonowe; podzębnie warstewki margli (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice i kalpionelle (Gutowski i in., 2005; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	148,75–137,05 (por. Wierzbowski i in., 2017; Gale i in., 2020; Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic i kalpionelli na wyższy dolny tyton-berias (Gutowski i in., 2005; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); brak precyzyjnych danych odnośnie do jej zasięgu	–
Formacja z Rudy Lubyckiej	kilka–140 (Niemczycka, 1976b)	południowy kraniec Lubelszczyzny i jej część SE z wyłączeniem jej najbardziej wschodniego krańca (Niemczycka, 1976b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); seria dolomitowo-anhydrytowa (Niemczycka, 1964, 1976a)	otwory wiertnicze: Jarczów IG 2, Tomaszów Lubelski IG 1	szare, beżowe i szarobrunatne dolomity krystaliczne, wapniste, wapnisto-ilaste, margliste, mulcowe, mulcowo-iliste i piaszczyste, porowate i z żyłkami anhydrytu, które są przewarstwione szarobiałymi i ciemnoszarymi anhydrytami lub plamistymi anhydrytami z przerostami dolomitów o miażdżości od kilkudziesięciu centymetrów do ok. 3 m; podzębnie jasne wapienie dolomityczne i wapienie ooidowo-detrytyczne (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	152,98–148,75 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na górny kimeryd–najniższy tyton (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); brak precyzyjnych danych odnośnie do jej zasięgu	utwory formacji tworzyły się warunkach morsko-ewaporacyjnych częściowo izolowanych lagun w pobliżu obszarów lądowych (Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
Formacja urzędowska	kilka–100	środkowa Lubelszczyzna; ku SE przechodzi w wyższą część formacji z Rudy Lubyckiej, ku NW – w wyższą część formacji głowaczowskiej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b)	otwory wiertnicze: Zakrzew IG 1, Bystrzyca IG 1 (Niemczycka, 1976b)	szare, ciemnoszare i plamiste dolomity, dolomity margliste i wapniste oraz wapienie dolomityczne; pory wypełnione często związkami żelaza, spirytyzowane szczątki fauny, głównie małży, podzębnie ziarna kwarcu i glaukonitu (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), małże	151,75–150,01 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na górny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z najwyższą regresywną częścią muszłowców i ilów z Guzowa (tj. wyższą częścią megasekwencji II) i ewentualnie niższą częścią wapieni nerineowych z Krzyżanowic (obejmującą najniższą część megasekwencji III) z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, może być datowana na poziomy <i>mutabilis</i> i <i>eudoxus</i> kimerydu górnego lub ewentualnie sięgać nieco wyżej w profilu (por. Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)	formacja może być korelowana z wyższą regresywną częścią megasekwencji II (= LOK) i najniższą transgresywną częścią megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja głowaczowska	kilka–160 (Niemczycka, 1976b)	NW i środkowa część Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b)	otwory wiertnicze: Żyrzyn IG 1, Ciepiałów IG 1, Bystrzyca IG 1	szare pelitowe margle i wapienie margliste, wapienie margliste i margle detrytyczne oraz zlepieńcowate, mulcowe; utwory formacji są partiami dolomityczne, zawierają liczne powierzchnie rozmycia i zlepieńce śródformacyjne oraz stylolity, liczne małże i zlepły muszlowe (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), małże	152,27–151,07 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na wyższy dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z muszłowcami i ilami z Guzowa oraz muszłowcami (ostrzygowymi) z Wierzbicy i Ożarowa z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich może być datowana na interwał od wyższej części poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu do najniższej części poziomu <i>eudoxus</i> górnego kimerydu, przy czym jej górna granica z formacją urzędowską jest diachroniczna (por. Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005)	formacja obejmuje transgresywno-regresywną megasekwencję II (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja tyszowiecka	kilka–100 (Niemczycka, 1976b)	SE część Lubelszczyzny między Zamościem a Tomaszowem Lubelskim, ma ona nieco większy zasięg ku wschodowi niż formacja jarczowska (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); pstra seria tyszowiecka (Niemczycka, 1976a)	otwory wiertnicze: Jarczów IG 2, Tomaszów Lubelski IG 1 (Niemczycka, 1976b)	psre, wiśniowo-szare piaskowce, mulowce i ilowce z przewarstwieniami zlepieńców ilowcowo-piaskowcowych zawierających okruchy skal metamorficznych, magmowych i piaskowców paleozoicznych oraz podzębnie margle dolomityczne; w osadach występują cykle sedimentacyjne od zlepieńców do ilowców (Niemczycka, 1976a, b)	brak	153,97–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	brak datowań biostratygraficznych, jest jednak uznawana za odpowiadającą wiekowi wyższej części formacji z Baszni (Niemczycka, 1976b)	utwory formacji tworzyły się warunkach fluwialnych i plał, w lokalnych strefach akumulacji na obszarach lądowych (Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
Formacja jarczowska	do 15 (Niemczycka, 1976b)	SE część Lubelszczyzny między Zamościem a Tomaszowem Lubelskim (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); utwory bagienne serii jarczowskiej (Niemczycka 1976a)	otwory wiertnicze: Jarczów IG 2, Tomaszów Lubelski IG 1 (Niemczycka, 1976b)	ciemnoszare i szarobrunatne mulowce i ilowce bezwapienne z przewarstwieniami piaskowców mulowcowych o spoiwie ilastym ze zwęglona flora, substancją węglistą, strukturami rizoalnymi oraz okruchami porfirów kwarcowych, gnejsów i kwarcytów (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), zwęglona flora, korzenie roślin	156,30–153,97 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na najwyższy oksford–dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); wraz z formacją tyszowiecką uznawana za odpowiednik wiekowy formacji z Baszni (Niemczycka, 1976b)	utwory formacji tworzyły się warunkach delto-bagiennych, w lokalnych strefach akumulacji na obszarach lądowych (Niemczycka, 1976b; Gutowski i in., 2005), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
Formacja z Baszni	48–70 (Niemczycka, 1976)	pas ciągnący się od rejonu Dolin i Cieszanowa, na północ od Zamościa, do Bugu w południowej części Lubelszczyzny; oddziela on obszar występowania facji morskich formacji bełżyckiej od obszaru pstrych osadów terygenicznych formacji tyszowieckiej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); zielone margle z Babczyna (Żelichowski, 1961; Niemczycka, 1964, 1976a)	otwory wiertnicze: Cieszanów 1, Doliny 1	zielone glaukonitowo-chlorytowe margle i wapienie margliste z wtrąceniami wapnistych mulowców, ilowców oraz zlepieńców; skały zawierają okruchy czarnego litytu i skal dolomitycznych, podzębnie wtrącenia anhydrytów (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice i małżoraczki (Niemczycka, 1976a; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	156,30–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); uznawana za odpowiednik wiekowy formacji bełżyckiej (Niemczycka, 1976b)	utwory formacji zostały zaliczone do najwyższej regresywniej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja bełżycka	kilka–200 (Niemczycka, 1976b)	większość Lubelszczyzny, oprócz jej południowego krańca i części SE (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); kompleks oolitowo-pelitowy (Niemczycka, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Ciepiałów IG 1, Żyrzyn IG 1	przewarstwiającej się białe wapienie pelitowe, wapienie oolitowe i detrytyczne z bio- i intraklastami oraz onkoidami (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	156,30–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na dolny kimeryd (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z wapieniami oolitowymi i płytowymi z Wierzbicy i Ożarowa, wapieniami oolitowymi z Blazin i Skarbi oraz onkolitowymi wapieniami kredowatymi z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, może być datowana na wyższą część poziomu <i>hypselum</i> górnego oksfordu–niższą część poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu (por. Gutowski i in., 2005)	utwory formacji zostały zaliczone do najwyższej regresywniej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja jasieniecka	kilka–40 (Niemczycka, 1976)	NE, środkowa i SW część Lubelszczyzny (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); kompleks wapieni krainodowo-oolitowych (Niemczycka, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Ciepiałów IG 1, Żyrzyn IG 1	organodetrytyczne wapienie liliowcowe barwy szarobiałej z fauną jeżowców, glonów, mszywiolów, małży, ślimaków, koralu i ramienionogów, podzębnie onkoidy, ooidy, intraklasty wapienne i ziarna kwarcu (Niemczycka, 1976b); w najbardziej wschodniej części Lubelszczyzny utwory tej formacji przechodzą obocznie w ciemnoszare margle organodetrytyczne kontaktujące z wapieniami koralowcowymi, które można zaliczyć do formacji (III) koralowcowej środkowej Polski (Niemczycka, 1976a, b)	otwornice (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012), jeżowce, glony, mszywioly, małże, ślimaki, ramienionogi	157,40–156,30 (por. Hesselbo i in., 2020)	formacja datowana na podstawie otwornic na środkowy–górny oksford (Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012); na podstawie korelacji z wapieniami koralowcowymi z Bałtowa z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich może być datowana na wyższą część poziomu <i>bifurcatus</i> i niższą część poziomu <i>hypselum</i> górnego oksfordu (por. Gutowski i in., 2005)	utwory formacji zostały zaliczone do wyższej regresywniej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja zakrzewska	2,5–15,0 (Niemczycka, 1976b)	środkowa część Lubelszczyzny wokół obszarów wyniesionych dawnych wysp, gdzie brak jest osadów niższej części jury górnej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); terygeniczne utwory dolomityczno-piaszczyste dolnego i niższej części środkowego oksfordu (Niemczycka, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Rudniki IG 1, Zakrzew IG 1 (Niemczycka, 1976b); typowy obszar – centralna Lubelszczyzna (Niemczycka, 1976b)	dolomity piaszczyste barwy szarej i brunatnej z licznymi szczątkami zwęglonej i spirytyzowanej flory, okruchami węgla i czerstów, podzębnie warstewki brunatnego piaskowca ze zwęgloną florą, nieliczne szczątki szkarłupni; miejscami wapienie piaszczyste organodetrytyczne i dolomityczno-mulowcowe ze szczątkami flory oraz piaskowce wapieniste (Niemczycka, 1976a, b)	zwęglona flora, nieliczne szczątki szkarłupni	159,66–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	na podstawie pozycji w profilu, w szczególności do obocznej formacji krańcickiej, może być datowana na wyższy dolny–górny oksford (poziom <i>cordatum</i> do niższej części poziomu <i>bifurcatus</i> ; por. Niemczycka, 1976b)	utwory formacji tworzyły się w lokalnych strefach akumulacji obok obszarów lądowych (Niemczycka, 1976b), nie odzwierciedlają więc regionalnych cykli transgresywno-regresywnych występujących w środkowej Polsce
Formacja krańcicka	kilka–110 (Niemczycka, 1976b)	większość obszaru Lubelszczyzny, oprócz jej SE krańca i części strefy środkowej, gdzie brak było depozycji lub występują obocznie dolomityczno-piaszczyste osady formacji zakrzewskiej (Niemczycka, 1976a, b)	formacja ustanowiona przez Niemczycką (1976b); kompleks wapieni gąbkowych zdolomitizowanych i kompleks wapieni gąbkowych z czerstami (Niemczycka, 1965, 1970, 1976a)	otwory wiertnicze: Ciepiałów IG 1, Żyrzyn IG 1	białe organodetrytyczne wapienie gąbkowe z ramienionogami, małżami i ślimakami, w dolnej części lokalnie zdolomitizowane, a w wyższej części z czerstami, miejscami w wyższej części wapienie skaliste; w części SE obszaru Lubelszczyzny wapienie lekko piaszczyste ze szczątkami koralowców (Niemczycka, 1976a, b)	nieliczne amonity, otwornice, gąbki, ramienionogi, małże, ślimaki, koralowce	161,53–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	obecność warstwy bulastej może wskazywać na kondensację w najniższym oksfordzie; dolna część formacji datowana na podstawie fauny amonitowej na poziom <i>cordatum</i> dolnego oksfordu (miejscami być może poziom <i>mariae</i>); wiek stropu formacji może być przyjmowany na niższą część poziomu <i>bifurcatus</i> górnego oksfordu na podstawie korelacji ze stropem podobnych utworów (tj. wapieni gąbkowych z Wyszmontowa i Woli Lipienieckiej, wapieni skalistych z Przepaści oraz wapieni płytowych z Bałtowa) z NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; formacja krańcicka jest też datowana na dolny–górny oksford na podstawie otwornic (Niemczycka, 1976a, b; Gutowski i in., 2005; Olszewska, 2010; Olszewska i in., 2012)	formacja jest również wyróżniana na obszarze obniżenia podlaskiego w zastępstwie formacji (I) gąbkowo-wapiennej (Niemczycka, 1976a; 1979); utwory formacji krańcickiej zostały zaliczone do początku regresywniej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

TAB. 4 cd.

D) NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
Wapień nerineowe z Krzyżanowic	6–8 (Gutowski, 1992, 1998)	część NW obrzeżenia, w rejonie Krzyżanowice–Malenia–Krogulca i antyklinie Annopola; w kierunku bardziej na NW, w rejonie Przytyka, utwory te są zastępowane przez facje margliste (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); warstwa wapieni nerineowych z Krzyżanowic wyróżniona w najwyższej części formacji iłżeckiej (por. Dąbrowska, 1983)	wiercenie w Krogulczej, odsłonięcia w Krzyżanowicach i Maleniach (Gutowski, 1992, 1998)	żółtawe wapień organodetrytyczne przelawicone marglami o tej samej barwie (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity	151,07–150,93 (por. Hesselbo i in., 2020)	w obrębie osadów znaleziono faunę amonitową charakterystyczną dla przelomu poziomów <i>eudoxus</i> i <i>autissiodorensis</i> górnego kimerydu (Dąbrowska, 1957; Gutowski, 1992, 1998)	utwory zaliczone do najwyższej części formacji iłżeckiej przez Dąbrowską (1983), jednak jej definicja jest niejasna; wapień nerineowe z Krzyżanowic należą do najniższej, transgresywnej części megasekwencji III (= KVB; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Muszlówce i ily z Guzowa, muszłowce (ostrzygowe) z Wierzbicy i Ożarowa	muszłowce i ily z Guzowa – 15–20, muszłowce (ostrzygowe) z Wierzbicy – 31–33, muszłowce (ostrzygowe) z Ożarowa – 30 (Gutowski, 1992, 1998)	muszłowce (ostrzygowe) z Wierzbicy i Ożarowa występują na całym obszarze NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; muszłowce i ily z Guzowa jedynie na NW części tego obszaru, gdyż bardziej na południe zostały usunięte przez erozję (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); kimeryd (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1976), ogniwo iłowców ostrzygowych z Kotłarki i ogniwo zlepowo-muszłowcowe z Maleni wyróżnione w obrębie formacji iłżeckiej (por. Dąbrowska, 1983)	muszłowce i ily z Guzowa: odsłonięcia w Wierzbicy i w Maleniach, wiercenia w Krogulczej i Guzowie; muszłowce (ostrzygowe) z Wierzbicy i Ożarowa: odsłonięcia w Wierzbicy, Iłży i Ożarowie (Gutowski, 1992, 1998)	od dołu: 1. Muszłowce (ostrzygowe) z Wierzbicy i Ożarowa złożone z naprzemianległych warstw muszłowców, margli i wapieni mikrytowych, w dolnej części lawica z małżami z rodzaju <i>Actinostreon</i> lub ramienionogami, 2. Iły z Guzowa złożone z szaropielatych iłw marglistych z cienkimi przewarstwieniami muszłowców, w najwyższej części organodetrytyczne muszłowce z kwarcem i okrucami krzemieni (poziom z Maleni) stanowiący granicę megasekwencji II i III (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), małże, ramienionogi	152,27–151,07 (por. Hesselbo i in., 2020)	w najniższej części muszłowców (ostrzygowych) z Wierzbicy i Ożarowa udokumentowano górną część poziomu <i>hypselocyclum</i> , tj. horyzont <i>semistriatum</i> podpoziomu <i>lothari</i> dolnego kimerydu; w ich wyższej części występuje fauna charakterystyczna dla niższej części poziomu <i>divisum</i> dolnego kimerydu, a w stropie iłw z Guzowa (poziom z Maleni) fauna poziomu <i>eudoxus</i> górnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b; Wierzbowski, 2023)	utwory zaliczone do formacji iłżeckiej przez Dąbrowską (1983), jednak jej definicja jest niejasna; muszłowce (ostrzygowe) z Wierzbicy i Ożarowa oraz muszłowce i ily z Guzowa obejmują całość transgresywno-regresywnej megasekwencji II (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapień oolitowe i płytowe z Wierzbicy i Ożarowa	ok. 60 (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); kimeryd (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1976), ogniwo z Góry Zamkowej wyróżnione w obrębie formacji iłżeckiej (por. Dąbrowska, 1983)	typowy obszar – rejon Wierzbicy–Iłży i Bałtowa–Ożarowa (Gutowski, 1992, 1998)	w spągu wapień organodetrytyczne z małżami, wyżej wapień mikrytowe, margle i skośnie warstwowane wapień oolitowo-organodetrytyczne; profil kończą drobnoulawicone wapień mikrytowe z florą, nad którymi w przypadku wapieni oolitowych z Wierzbicy występuje powierzchnia nieciągłości (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity	152,98–152,27 (por. Hesselbo i in., 2020)	w wapieniach oolitowych i płytowych z Wierzbicy i Ożarowa udokumentowano poziom <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu	utwory zaliczone do formacji iłżeckiej przez Dąbrowską (1983), jednak jej definicja jest niejasna; wapień oolitowe i płytowe z Wierzbicy i Ożarowa zaliczone do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapień oolitowe z Błazyn i Skarbki	wapień oolitowe z Błazyn – 35–40, wapień oolitowe ze Skarbki – 90–110 m (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); częściowo astart (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	wapień oolitowe z Błazyn – odsłonięcia w Błazynach i Iłży; wapień oolitowe ze Skarbki – odsłonięcia w Skarbcu, Glinianach i Krzemionkach Opatowskich (Gutowski, 1992, 1998)	wapień oolitowe z Błazyn składają się ze skośnie warstwowanych wapieni oolitowych bez fauny, w górnej części występują też wapień organodetrytyczne i mikrytowe z fauną ślimaków, małży i ramienionogów, a na ich stropie rozwinięta jest powierzchnia nieciągłości (twarde dno); wapień oolitowe ze Skarbki (oboczny odpowiednik wapieni oolitowych z Błazyn) składają się w dolnej i górnej części z wapieni oolitowych, organodetrytycznych i mikrytowych ze szczątkami flory (w spągu jednostki) oraz fauną ślimaków, małży i ramienionogów, a w środkowej części – ze skośnie warstwowanych wapieni oolitowych; na stropie jednostki rozwinięta jest powierzchnia nieciągłości (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity, ślimaki, małże, ramienionogi	154,78–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	dolna część wapieni oolitowych ze Skarbki datowana na podstawie fauny amonitów na poziom <i>bimammatum</i> dolnego kimerydu; na podstawie datowania utworów nadległych mogą być przypisane do poziomów <i>bimammatum</i> , <i>planula</i> i <i>platynota</i> dolnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	wapień oolitowe z Błazyn i Skarbki zaliczone do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Onkolitowe wapień kredowate	30–35 w rejonie Bałtowa, >50 w rejonie Wierzbicy (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); częściowo astart (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	odsłonięcia w Błazynach i Marylinie–Śniadkowie (Gutowski, 1992); typowy obszar – rejon Bałtowa–Ożarowa i Wierzbicy–Iłży (Gutowski, 1992, 1998)	slabo ulawicone onkolitowe wapień kredowate, podrzędnie wapień organodetrytyczne z bioklastami, rzadziej ooidami; grube przewarstwienia wapieni mikrytowych, liczna fauna ślimaków, sporadyczne kolonie koralowców, poziomy krzemieni pasiastych (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), ślimaki, nieliczne koralowce	156,30–153,42 (por. Hesselbo i in., 2020)	w onkolitowych wapieniach kredowatych udokumentowano poziom <i>hypselum</i> górnego oksfordu, a w wyższej ich części poziom <i>planula</i> dolnego kimerydu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	onkolitowe wapień kredowate zaliczone do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapień koralowców z Bałtowa	do 25 (Gutowski, 1992, 1998)	obszar środkowej i SE części obrzeżenia, na innych obszarach nie są odsłonięte (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); raurak (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	odsłonięcia w Bałtowie, Zarzeczu, Lemieszach i Stokach (Gutowski, 1992, 1998); typowy obszar – dolina rzeki Kamiennej (Gutowski, 1998)	gruboulawicone i masywne wapień koralowcowe, organodetrytyczne i onkolitowe; liczna fauna ostryg, ramienionogów, ślimaków, gąbek wapiennych, szkarłupni, serpul (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), koralowce, ostrygi, ramienionogi, ślimaki, gąbki, serpule, szkarłupnie	157,40–156,30 (por. Hesselbo i in., 2020)	w wapieniach koralowcowych z Bałtowa udokumentowano poziom <i>bifurcatus</i> górnego oksfordu; mogą one sięgać jednak trochę wyżej w profilu (Gutowski, 1992, 1998)	wapień koralowcowe z Bałtowa zaliczone do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapień płytowe z Bałtowa	ok. 100 (Gutowski, 1998)	część środkowa i SE obrzeżenia (Gutowski, 1992, 1998)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Gutowskiego (1992, 1998); częściowo argow (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	wiercenia Magonie i Bałtów, odsłonięcia w rejonie Bałtowa i Stoków (Gutowski, 1992, 1998)	średnio- i gruboulawicone, lekko margliste wapień mikrytowe z nieliczną fauną małży występującą jedynie na powierzchni niektórych warstw (Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998)	159,38–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	w obrębie wapieni płytowych z Bałtowa udokumentowano wyższą część poziomu <i>transversarium</i> środkowego oksfordu; na podstawie pozycji w profilu można wnioskować, że obejmują one dłuższy interwał od najwyższej części (?) poziomu <i>cordatum</i> dolnego oksfordu do niższej części poziomu <i>bifurcatus</i> górnego oksfordu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	wapień płytowe z Bałtowa zaliczone do niższej, regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapień skaliste z Przepaści, wapień gąbkowe z Wyszmontowa i Woli Lipienieckiej	wapień skaliste z Przepaści – 70, wapień gąbkowe z Wyszmontowa – 30, wapień gąbkowe z Przepaści i wapień gąbkowe z Woli Lipienieckiej – 170–200 (Gutowski, 1992, 1998)	cały obszar NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, przy czym wapień gąbkowe z Woli Lipienieckiej zastępują obocznie wapień skaliste z Przepaści i wapień gąbkowe z Wyszmontowa w NW części obrzeżenia (Gutowski, 1992, 1998)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Gutowskiego (1992, 1998); newiz i częściowo argow (por. Malinowska, 1967a, 1970; Liszkowski, 1962, 1976)	wapień skaliste z Przepaści i wapień gąbkowe z Wyszmontowa – profile dróg Wyszmontów–Ożarów i Podgrodzie–Przepaść, wapień gąbkowe z Woli Lipienieckiej znane z wierceń np. Tychów Nowy, Wymysłów (Gutowski, 1992, 1998); typowy obszar – wapień skaliste z Przepaści i wapień gąbkowe z Wyszmontowa – region Bałtów–Ożarów, wapień gąbkowe z Woli Lipienieckiej – NW część obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Gutowski, 1992, 1998)	od dołu: 1. Wapień gąbkowe z Wyszmontowa składające się ze średniolawicowych wapieni mikrytowych z gąbkami, ramienionogami, belemnitami, amonitami, trochitami liliowców i pojedynczymi małżami, 2. Wapień skaliste z Przepaści – masywne wapień dawnych bioherm gąbkowo-mikrobiałnych z gąbkami i serpulami, 3. Wapień gąbkowe z Przepaści z występujące obocznie zbudowane ze średniolawicowych wapieni mikrytowych z gąbkami, małżami, trochitami liliowców i amonitami (te ostatnie utwory nie są jednak w pełni odsłonięte; Gutowski, 1992, 1998)	nieliczne amonity (Gutowski, 1992, 1998), gąbki, ramienionogi, belemnity, serpule, małże	161,53–157,40 (por. Hesselbo i in., 2020)	poziomy <i>mariae</i> i <i>cordatum</i> dolnego oksfordu udokumentowano w wapieniach gąbkowych z Wyszmontowa; a w najniższej i najwyższej części wapieni skalistych z Przepaści odpowiednio udokumentowano górną część poziomu <i>cordatum</i> dolnego oksfordu i niższą część poziomu <i>bifurcatus</i> górnego oksfordu (Gutowski, 1992, 1998, 2006b)	wapień skaliste z Przepaści, wapień gąbkowe z Wyszmontowa i Woli Lipienieckiej zaliczone do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

E) SW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja „muszłowcowa”	70–120 (Kutek, 1994a)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Kutek, 1994a)	nie w pełni formalna jednostka ustanowiona przez Kutka (1994a); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami: (od dołu) muszłowce skorkowskie, górne wapień płytowe, ily stropowe, muszłowce stropowe (obocznie muszłowce brzeskie i staniewickie; Kutek, 1968; Matyja i in., 2006; Matyja, 2011); muszłowce małżowe i wapień (Kutek, 1994a)	kamieniołom w Małogoszczu, okolice Staniewic i Giuchowa (Kutek, 1968, 1994a; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	od dołu: 1. Muszłowce skorkowskie obejmujące gruboulawicone muszłowce z małżami z rodz. <i>Actinostreon</i> i <i>Nanogyra</i> oraz wapień onkolitowe, 2. Górne wapień płytowe składające się z ulawionych wapieni mikrytowych i margli z nielicznymi lawicami muszłowców, 3. Iły stropowe obejmujące ciemne margle i podrzędnie wapień margliste z rzadkimi lawicami muszłowców, 4. Gruboulawicone muszłowce stropowe z małżami z rodz. <i>Nanogyra</i> (obocznie również muszłowce brzeskie i staniewickie; Kutek, 1968, 1995; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	dość liczne amonity (Kutek, 1994a; Matyja, 2011), małże	152,46–151,22 (por. Hesselbo i in., 2020)	pojawienie się muszłowców skorkowskich, stanowiących najniższą część formacji „muszłowcowej”, datowane na horyzont semistriatum leżący w wyższej części podpoziomu <i>lothari</i> , poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu (Matyja, 2011); ily stropowe są datowane na najwyższą część poziomu <i>mutabilis</i> górnego kimerydu (Matyja, 2011)	utwory formacji rozpoczynają transgresywną część megasekwencji I (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja ze Spinkowej Góry	40–50 (Wierzbowski, 2020)	środkowa część SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, w kierunku południowym i północnym zastępowana obocznie przez wapień oolitowe (Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami: (od dołu) kompleks oolitowo-płytowy, wapień płytowe i ily podścielające (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	kamieniołom w Małogoszczu (Wierzbowski, 2020); typowy obszar – między miejscowościami Lipie, Gruszczyń, Skorków a Mieronice (Wierzbowski, 2020)	od dołu: 1. Ogniwo margli z Kielczygłowa zbudowane z margli z cienkimi przelawieniami wapieni mikrytowych, 2. Ogniwo wapieni z Grabek składające się z wapieni mikrytowych z podrzędnie przewarstwieniami wapieni organodetrytyczno-oolitowo-onkolitowych, 3. Ogniwo margli z Dobromierza zbudowane z szarych margli z przewarstwieniami wapieni mikrytowych, 4. Ogniwo wapieni z Buczniny składające się z drobnoulawionych wapieni mikrytowych z przemazami marglistymi (Wierzbowski, 2020)	brak	153,15–152,77 (por. Hesselbo i in., 2020)	datowana na poziom <i>hypselocyclum</i> (bez spagowej i stropowej części) górnego kimerydu na podstawie datowań utworów pod- i nadległych (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

TAB. 4 cd.

E) cd.

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja oolitowa z Malogoszcza	60–70	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami – od dołu formacja obejmuje: podścielające wapienie płytowe, dolny oolit, wapienie pasiaste, górny oolit, horyzont onkolitowy (Kutek, 1968; Matyja i in., 2006a; Matyja, 2011)	kamieniołom w Malogoszczu (Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020); typowy obszar – okolice Skorkowa, Sobkowa i Malogoszcza (Wierzbowski, 2020)	od dołu: 1. Ogniwio wapieni z Rogalowa składające się z wapieni mikrytowych z bioklastami i przewarstwieniami marglistymi, 2. Ogniwio wapieni oolitowych z Gluchowca składające się z grubolawicowych wapieni oolitowych, 3. Ogniwio wapieni pasiastych z Mieronic składające się z naprzemianległych warstw wapieni mikrytowych i detrytycznych, 4. Ogniwio wapieni oolitowych z Sobkowa składające się z wapieni oolitowych z przewarstwieniami wapieni mikrytowych i detrytycznych z fauną, 5. Warstwa onkolitu z Celin zbudowana z wapieni onkolitowych z dużymi pizoonkoidami (Wierzbowski, 2020)	liczne amonity (Wierzbowski, 2020)	153,15–152,77 (por. Hesselbo i in., 2020)	amonity pochodzące z formacji oolitowej z Malogoszcza datują jej utwory na wyższą część poziomu <i>planula</i> i niższą część poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja z Bukowej	55–75 (Wierzbowski, 2020)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020); wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami – od dołu formacja obejmuje: wapienie kredowate, utwory znad wapieni kredowatych i najniższy poziom marglisty (Kutek, 1968; Matyja 1977, 2011; Matyja i in., 2006a)	kamieniołom w Bukowej (Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020); typowy obszar – Gruszczyn–Żerniki–Sobków (Wierzbowski, 2020)	od dołu: 1. Ogniwio wapieni koralowcowych z Piekielnicy składającego się z jednostki spagowej (<i>basal unit</i>) zawierającej wapienie organodetrytyczne, mikrytowe i margle oraz w wyższej części wapienie kredowate z liczną fauną, 2. Ogniwio wapieni z Leśnicy składające się z wapieni mikrytowych i organodetrytyczno-oolitowych, 3. Ogniwio margli z Gór zbudowane z margli i wapieni marglistych (Wierzbowski, 2020)	liczne amonity (Wierzbowski, 2020)	153,64–153,15 (por. Hesselbo i in., 2020)	amonity pochodzące z utworów formacji z Bukowej datują ją na najwyższą część poziomu <i>planula</i> i poziom <i>platynota</i> dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Formacja pilecka	450–535 (Matyja i in., 1989; Wierzbowski, 2020)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977; Matyja i in., 1989; Wierzbowski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2020) w nawiązaniu do Matyi, Wierzbowskiego (1994b, 2004); utwory tej formacji były znane pod nazwami „wapienie siedleckie” (Matyja, 1977, 2011) lub „ogniwio wapieni siedleckich” (Matyja i in., 1989); zostały zaliczone do formacji pileckiej, znanej z Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej przez Wierzbowskiego (2020)	odsłonięcia Wierzbica–Siedlce i Wolica–Sobków; typowy obszar – środkowa część obrzeżenia w dolinie Nidy–Czarnej Nidy	grubolawicowe wapienie mikrytowe z bardzo ubogą fauną, lokalnie w dolnej części warstwy margliste (warstwa z Wolicy), w górnej części lokalnie przewarstwienia wapieni detrytycznych z ooidami, onkoidami i bioklastami (Matyja, Wierzbowski, 2014; Wierzbowski, 2020)	w niektórych poziomach liczne amonity (Matyja, 2011, Wierzbowski, 2020)	155,79–153,64 (por. Hesselbo i in., 2020)	amonity pochodzące z dolnej części formacji pileckiej (tj. warstwa z Wolicy) datują ją na poziom <i>hypselum</i> górnego oksfordu, górna część formacji datowana na podstawie amonitów na poziom <i>planula</i> (Wierzbowski, 2020)	formacja zalicza się do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapienie skaliste	0–250 (Matyja, 1977)	wapienie skaliste występują obocznie z niższą częścią ulawionych wapieni formacji pileckiej (por. Matyja, 1977; Wierzbowski, 2020)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Matyję (1977)	brak	masywne wapienie skaliste dzielą się na 3 typy litofalacje: A – beżowe wapienie z gąbkami, serpulami i mszywiolami, B – jasne wapienie mikrytowe z licznymi skamieniałościami, C – sparytowe wapienie organodetrytyczne występujące w stropie jednostki (Matyja, 1977)	gąbki, serpule, mszywioly	155,79–154,23 (por. Hesselbo i in., 2020)	na podstawie korelacji z współwystępującymi wapieniami ulawicowymi formacji pileckiej datowane na wyższą część poziomu <i>hypselum</i> i poziom <i>bimammatum</i> przelomu oksfordu i kimerydu (por. Matyja, 1977)	wapienie skaliste zaliczone do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapienie morawickie	110–150 (Matyja, 1977)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977)	jednostka nieformalna wprowadzona przez Matyję (1977), od jednostki o tej samej nazwie używanej przez Zlonkiewicza (2009) na obszarze Niecki Nidziańskiej różni się nieco inną litologią, tj. brakiem udziału biohermalnych wapieni skalistych	brak	grubo- i średniolawicowe jasnoszare wapienie mikrytowe z gąbkami, tuberoidami i licznymi skamieniałościami, w tym ramienionogami, amonitami, belemnitami i lilowcami (Matyja, 1977)	liczne amonity środkowego i górnego oksfordu (Matyja, 1977), gąbki, ramienionogi, belemnity, lilowce	158,73–155,79 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie morawickie datowane na interwał od wyższej części poziomu <i>plicatilis</i> środkowego oksfordu do niższej części poziomu <i>hypselum</i> górnego oksfordu (Matyja, 1977)	wapienie morawickie zaliczają się do regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)
Wapienie siwe, wapienie margliste	wapienie margliste – 5,5–6,5, wapienie siwe – 5,3–8,5 (Matyja, 1977)	cały obszar SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Matyję (1977)	odsłonięcia w Tokami, Mieczynie, Woli Morawickiej, Wielebnowie i Brzezinach (Matyja, 1977); typowy obszar – brak	od dołu: 1. Wapienie margliste składające się z występujących na przemian wapieni mikrytowych i marglistych oraz margli z fauną amonitów, belemnitów, ramienionogów, lilowcami, serpulami, mszywiolami i igłami gąbek, 2. Wapienie siwe składają się z ciemnoszarych ulawionych wapieni peloidowych z igłami gąbek i otwornicami oraz nielicznymi przelawieniami marglistymi (por. Matyja, 1977)	liczne amonity poziomów <i>mariae</i> i <i>cordatum</i> dolnego oksfordu oraz <i>plicatilis</i> środkowego oksfordu (Matyja, 1977), belemnity, ramienionogi, lilowce, serpule, mszywioly, igły gąbek, otwornice	161,53–158,73 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie margliste datowane na podstawie fauny amonitów na poziomy <i>mariae</i> i <i>cordatum</i> dolnego oksfordu, a wapienie siwe na poziom <i>plicatilis</i> środkowego oksfordu; nie obejmują jednak zapewne całości tego poziomu (Matyja, 1977)	wapienie siwe i wapienie margliste zaliczają się do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a)

F) Niecka Nidziańska

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia
Iły stropowe, wapienie płytowe górne, muszlowce skorkowskie	ily stropowe – brak danych, wapienie płytowe górne ok. 34, muszlowce skorkowskie ok. 50	jednostka częściowo lub całkowicie usunięta erozyjnie na terenie Niecki Nidziańskiej, przy czym jej erozja pogłębia się w stronę SW; ily stropowe, których nie stwierdzono w profilach otworów wiertniczych, są przypuszczalnie zachowane jedynie szczątkowo (por. Zlonkiewicz, 2009)		typowy profil – brak danych; typowy obszar – muszlowce skorkowskie – NW część Niecki Nidziańskiej i rejon Włoszczywy w centralnej części niecki; pozostałe jednostki – brak danych (por. Zlonkiewicz, 2009)	jednostki od dołu: 1. Muszlowce skorkowskie składające się z wapieni detrytycznych z małżami, onkoidami, ramienionogami i lilowcami oraz wapieni marglistych, 2. Wapienie płytowe górne składające się z margli, wapieni marglistych, wapieni detrytycznych z bioklastami, onkoidami i ooidami, 3. Iły stropowe zachowane szczątkowo (por. Zlonkiewicz, 2009)	małże, ramienionogi, szkarłupnie	152,46–151,22 (por. Hesselbo i in., 2020)	ily stropowe, wapienie płytowe górne, muszlowce skorkowskie na podstawie korelacji z formacją „muszlowcową” z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 2011; Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na interwał od wyższej części poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu do poziomu <i>mutabilis</i> górnego kimerydu
Wapienie płytowe i ily podścielające, płytowe wapienie detrytyczne, kompleks oolitowo-płytowy (w skrócie: wapienie oolitowo-płytowe i ily)	kompleks oolitowo-płytowy 10–111, płytowy wapieni detrytyczny do 74, wapienie płytowe i ily podścielające 78 (Zlonkiewicz, 2009)	obszar Niecki Nidziańskiej z wyjątkiem jej najbardziej SW części, gdzie utwory jednostki zostały usunięte erozyjnie (por. Zlonkiewicz, 2009)		liczne otwory wiertnicze z całej Niecki Nidziańskiej (Zlonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak	jednostki od dołu: 1. Kompleks oolitowo-płytowy składające się z wapieni pelityczno-marglistych z bioklastami, ooidami, onkoidami i peloidami ząbający się z 2. Płytowym wapieniem detrytycznym składającym się z wapieni detrytycznych z małżami, koralami, ślimakami i stromatolitami. 3. Wapienie płytowe i ily podścielające składające się z szarozółtych bezwapniastych ilyw przechodzących w wapienie pelityczne z ooidami i lilowcami (por. Zlonkiewicz, 2009)	małże, ślimaki, koralce, lilowce	152,77–152,46 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie płytowe i ily podścielające, płytowe wapienie detrytyczne, kompleks oolitowo-płytowy na podstawie korelacji z formacją ze Spinkowej Góry z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na interwał od środkowej części poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu
Góry i dolny oolit i kompleks wapieni pasiastych (w skrócie: wapienie oolitowe i pasiaste)	11–73 (Zlonkiewicz, 2009)	wapienie oolitowe występują na całym obszarze Niecki Nidziańskiej; kompleks wapieni pasiastych jedynie w części NE w rejonie Włoszczywy (por. Zlonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Kostki Małe 2, Działoszyce, Potok Mały IG 1 (Zlonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak	wapienie oolitowe nierozdzielone lub rozdzielone (górny i dolny oolit) pakietem wapieni pasiastych; ku krawędziom Niecki Nidziańskiej wzrasta udział materiału detrytycznego (bioklasty, onkoidy i peloidy) oraz udział materiału marglistego (por. Zlonkiewicz, 2009)	brak	153,15–152,77 (por. Hesselbo i in., 2020)	górny i dolny oolit i kompleks wapieni pasiastych na podstawie korelacji z formacją oolitową z Malogoszcza z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na wyższą część poziomu <i>platynota</i> i niższą część poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu
Najniższy poziom marglisty i wapienie kredowate	wapienie kredowate 50–150; najniższy poziom marglisty 10–20 (Zlonkiewicz, 2009)	wapienie kredowate występują w centralnej części Niecki Nidziańskiej i lokalnie w jej SE części, najniższy poziom marglisty występuje na całym obszarze niecki (Zlonkiewicz, 2009)	jednostki nieformalne wprowadzone przez Zlonkiewicza (2009)	otwory wiertnicze Biała Wielka IG 1, Węgrzynów IG 1, Włoszczoza IG 1, Brzegi IG 1, Secemim IG 1, Jędrzejów IG 1 (Zlonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak	białe kruche wapienie kredowate bez fauny z przewarstwieniami zawierającymi biodetyry koralowców, glonów, małży, ślimaków i lilowców, a także onkoidy i ooidy, lokalnie przechodzą w wapienie koralowcowe, wapienie margliste i margle masywne z przewarstwieniami ilyw (Zlonkiewicz, 2009)	koralowce, glony, małże, ślimaki, lilowce	153,64–153,15 (por. Hesselbo i in., 2020)	najniższy poziom marglisty i wapienie kredowate na podstawie korelacji z formacją z Bukowej z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Wierzbowski, 2020) mogą być datowane na wyższą część poziomu <i>planula</i> i niższą część poziomu <i>platynota</i> dolnego kimerydu
Wapienie siedleckie	300–625 (Zlonkiewicz, 2009)	cały obszar Niecki Nidziańskiej		otwory wiertnicze Jaronowice, Potok Mały IG 1, Włoszczoza IG 1, Zagość 2 (Zlonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak	dominują pelityczne wapienie szare, kremowe, szarozółte i niebieskawe, lokalnie występują pakiety ciemnoszarych margli (poziomy margliste), w niektórych miejscach występuje facja pelityczno-gąbkowa z domieszką biodetyrytu, a w stropie pojawia się facja pelityczno-koralowcowa będąca obocznym odpowiednikiem wapieni kredowatych (Zlonkiewicz, 2009)	brak	154,68–153,64 (por. Hesselbo i in., 2020)	wapienie siedleckie na podstawie korelacji z formacją pilecką z obszaru SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej (Wierzbowski, 2017, 2020) mogą być datowane na przybliżony przedział obejmujący większą część poziomów <i>bimammatum</i> i <i>planula</i> dolnego kimerydu
Wapienie skaliste i wapienie morawickie	wapienie skaliste do 120, wapienie morawickie 50–200, (Zlonkiewicz, 2009)	cały obszar Niecki Nidziańskiej (Zlonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Kostki Małe 2, Milianów IG 1 (Zlonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak	jasnoszare, kremowoszare i beżowoszare, płytowe wapienie tuberoidowe z fragmentami gąbek, lokalnie przewarstwione tuberoidowymi wapieniami marglistymi oraz wapienie skaliste bioherm gąbkowo-mikrobiałnych (Zlonkiewicz, 2009)	gąbki	158,736–153,730 (por. Hesselbo i in., 2020)	na podstawie częściowej korelacji z wapieniami morawickimi i masywnymi wapieniami bioherm gąbkowo-mikrobiałnych towarzyszących formacji pileckiej z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977) mogą być datowane na interwał od środka poziomu <i>plicatilis</i> środkowego oksfordu do środka poziomu <i>planula</i> dolnego kimerydu
Margle i wapienie margliste	10–20 (Zlonkiewicz, 2009)	cały obszar Niecki Nidziańskiej (Zlonkiewicz, 2009)		otwory wiertnicze Potok Mały IG 1, Kostki Małe 2 i Jędrzejów IG 1 (Zlonkiewicz, 2009); typowy obszar – brak	margle i wapienie margliste występujące w różnych proporcjach. W strefie osiowej Niecki Nidziańskiej spagowe i stropowe pakiety margli są przedzielone pakietem bardziej wapniastym z tuberoidami (Zlonkiewicz, 2009)	otwornice (Zlonkiewicz, 2009)	159,66–158,73 (por. Hesselbo i in., 2020)	otwornice datują margle i wapienie margliste na dolny i środkowy oksford (por. Zlonkiewicz, 2009); na podstawie korelacji z wapieniami siwymi, marglami i wapieniami marglistymi z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (por. Matyja, 1977; Zlonkiewicz, 2009) mogą być datowane na poziom <i>cordatum</i> dolnego oksfordu i niższą część poziomu <i>plicatilis</i> środkowego oksfordu

TAB. 4 cd.

G) Wyżyna Krakowsko-Częstochowska i Wyżyna Wieluńska (= monoklina śląsko-krakowska i SE część monokliny przedsudeckiej) oraz południowa część niecki łódzkiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Burzenina	do 30–110, na części obszaru wyższa część formacji z Burzenina jest usunięta erozyjnie (Wierzbowski, 2017)	północna część Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia (pełna miąższość formacji jest zachowana jedynie na części obszaru – Wierzbowski, 2017), pogranicze niecki łódzkiej i Niecki Nidziańskiej (Olchowy i in., 2019; Olchowy, Krajewski, 2020)	formacja ustanowiona przez Wierzbowskiego (2017), wcześniej utwory były znane pod innymi nazwami; formacja ta obejmuje szereg nieformalnych jednostek wyróżnianych na terenie Wyżyny Wieluńskiej i jej północnego obrzeżenia, tj. (od dołu) górny zespół marglisty, mikrytowe wapienie, margle i muszłowce, warstwy zlepińcowe, wapienie ze ślimakami (Kowalski, 1958; Wierzbowski i in., 1983; Wierzbowski, 2017)	profile otworów wiertniczych i odsłoneń w okolicy Kielczygłowa, Belchatowa i Szczercowa (Wierzbowski 2017); typowy obszar – NE obrzeżenie Wyżyny Wieluńskiej – okolice Burzenina, Dubidz, Belchatowa i Szczercowa (Wierzbowski, 2017)	formacja dzieli się na (od dołu): 1. Ogniwio margli z Kielczygłowa składające się z ciemnoszarych margli i wapieni marglistych z ubogą fauną, 2. Ogniwio z Majaczewic składające się z wapieni mikrytowych lokalnie z liczną fauną małży oraz wapieni marglistych i margli zawierające u spągu poziom onkolitowy i 3. Ogniwio wapieni ślimakowych z Sarnowa (składające się z margli i wapieni marglistych z małżami i warstwami zawierającymi liczne skorupki małych ślimaków; na stropie ognia występują wapienie z małżami i bioklastami; Wierzbowski, 2017)	liczne amonity poziomów <i>hypselocyclum</i> i <i>divisum</i> (por. Wierzbowski, 2017), małże, ślimaki	152,57–151,75 (por. Hesselbo i in., 2020)	poziomy <i>hypselocyclum</i> i <i>divisum</i> dolnego kimerydu datowane na podstawie amonitów (Wierzbowski, 2017)	utwory formacji rozpoczynają transgresywną część megasekwencji II (= LOK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja „oolitowa”	do 220, minimalna miąższość nie jest znana (Wierzbowski, 2017)	północna część Wyżyny Wieluńskiej i jej NE obrzeżenia z wyjątkiem strefy zachodniej (Wierzbowski, 2017), pogranicze niecki łódzkiej i Niecki Nidziańskiej (Olchowy i in., 2019; Olchowy, Krajewski, 2020)	utwory zbliżone do opisu formacji (IV) oolitowej (wg Dembowskiej, 1979a) zostały zaliczone do nieformalnej jednostki, tj. formacji „oolitowej” wg Wierzbowskiego (2017) ze względu na niejasność jej pierwotnej definicji i niejasne korelacje lateralne utworów oolitowych z Wyżyny Wieluńskiej i jej obrzeżenia, gdzie nie są one w pełni odsłonięte	odkrywa Szczerców, odsłonięcia w rejonie Kielczygłowa (Wierzbowski, 2017); typowy obszar – północna część Wyżyny Wieluńskiej (Wierzbowski, 2017)	poziomy wapieni kredowatych z koralami i ooidami, wapieni oolitowych i onkolitowych (A, C, F liczone od dołu) przedzielone poziomami margli i wapieni marglistych (B, D, E; Wierzbowski, 2017)	nieliczne amonity poziomu <i>hypselocyclum</i> (Wierzbowski, 2017), koralce	153,13–152,57 (por. Hesselbo i in., 2020)	wyższa część formacji „oolitowej” datowana na niższą część i środek poziomu <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu (por. Wierzbowski, 2017)	utwory formacji zalicza się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja z Prusicka	do ok. 150–200 (Wierzbowski, 2017)	Wyżyna Wieluńska i jej NE obrzeżenie, północna część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Wierzbowski, 2017)	formacja ustanowiona przez Matyję i Wierzbowskiego (1994b), jej opis i definicja uzupełnione w pracy Wierzbowskiego (2017); wcześniej te same utwory znane były pod innymi nazwami; formacja obejmuje szereg nieformalnych jednostek wyróżnianych na terenie Wyżyny Wieluńskiej i jej obrzeżenia, tj. (od dołu): dolny zespół marglisty, środkowe wapienie płytowe, środkowe wapienie kredowate, wapienie kredowate z Kuchar, wapienie kredowate z Prusicka, wapienie kredowate z Pajęczna, środkowy zespół marglisty, górne wapienie kredowate, wapienie kredowate z Kul (Wierzbowski, 1966; Kutek i in., 1973; Wierzbowski i in., 1983; Wierzbowski, 2017).	profile we wsi Kule na północ od Kielczygłowa, profile pomiędzy Łatosówką a Kucharami, profile w pobliżu wsi Mokrzysz i rejonie Skowronów–Piaski, na wschód od Częstochowy (Wierzbowski, 2017); typowy obszar – NE część Wyżyny Wieluńskiej i jej obrzeżenie	formacja dzieli się na (od dołu): 1. Ogniwio wapieni kredowatych z Kuchar (składające się z miękkich wapieni kredowatych z liczną fauną gąbek, ramienionogów, serpulidów, mszywiolów i rzadszych koralowców), które zajął się z 2. Ogniwem wapieni z Mstowa (składającym się z szarobieloskich i żółtych cienkolawicowych wapieni i wapieni marglistych z przelawicami margli i ubogą fauną), 3. Ogniwio wapieni ze Skowronowa (składające się z cienkolawicowych wapieni mikrytowych z przelawicami margli i ubogą fauną), 4. Ogniwio margli z Gór (składające się z, od dołu, szarobieloskich margli z ubogą fauną, wapieni mikrytowych z małżami i ramienionogami) oraz 5. Ogniwio wapieni kredowatych z Kul (składające się z ulawionych wapieni kredowatych z liczną fauną gąbek, serpulidów, ramienionogów, mszywiolów, małży, a także rzadszymi ślimakami, lilowcami i koralowcami oraz czertami; Wierzbowski, 2017)	liczne amonity poziomu <i>planula</i> i <i>platynota</i> (Wierzbowski, 2017), gąbki, ramienionogi, serpule, mszywioly, rzadkie koralowce, lilowce, ślimaki	153,85–152,98 (por. Hesselbo i in., 2020)	wyższa część poziomu <i>planula</i> (podpoziom <i>galar</i>) i poziom <i>platynota</i> dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017)	utwory formacji zalicza się do najwyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; z podrzędnymi cyklami o niejasnej genezie transgresywno-regresywnej lub klimatycznej; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja wapieni koralowców z Bukowej	ok. 20 (Wierzbowski i in., 1992)	lokalnie na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Matyja, Wierzbowski 1994b)	formacja wyróżniona przez Matyję i Wierzbowskiego (1994b) przez analogię do podobnego typu skał z SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich; wapienie koralowe (Różycki, 1953), wapienie koralowcowe z Julianki (Wierzbowski i in., 1992; Matyja, Wierzbowski, 2004)	odsłonięcie Julianka, wiercenie Janina (Matyja, Wierzbowski, 1994b); typowy obszar – między Julianką a Dzibicami na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej (Matyja, Wierzbowski 1994b)	masywne wapienie organodetrytyczne z koralowcami kolonijnymi i ich detrytusem tworzące izolowane ciała na szczytach starszych bioherm gąbkowo-mikrobiałnych (por. Wierzbowski i in., 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994b)	koralowce kolonijne (Roniewicz, 2004)	153,83–153,64	na podstawie fauny amonitów pochodzących z niżej i wyżej leżących utworów może być datowana na wyższą część poziomu <i>planula</i> dolnego kimerydu (por. Wierzbowski i in., 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994b)	utwory formacji zalicza się do wyższej regresywnej części megasekwencji I (COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja pilecka	0–250 (Wierzbowski, 2017)	NE część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, gdzie występują młodsze utwory górnej jury, Wyżyna Wieluńska i południowa część niecki łódzkiej (Wierzbowski, 2017), pogranicze niecki łódzkiej i Niecki Nidziańskiej (Olchowy i in., 2019; Olchowy, Krajewski, 2020)	formacja ustanowiona przez Matyję i Wierzbowskiego (1994b); wapienie płytowe litograficzne i wapienie kredowate (najwyższy raurak; Różycki, 1953)	brak	formacja dzieli się na (od dołu): grubolawicowe wapienie mikrytowe pylaste zaliczane do ognia wapieni z Wolbromia oraz ich odmiany lateralne (wyróżnione jako niezależne ognia) oraz ogniwio margli z Łatosówki (Matyja, Wierzbowski, 1994b, 2004; Wierzbowski, 2017)	niezbyt liczne amonity poziomu <i>planula</i> (Wierzbowski, 2017)	153,99–153,83 lub obocznie 152,52–152,91 (por. Hesselbo i in., 2020)	całość formacji o znacznej miąższości na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, Wyżyny Wieluńskiej i ich wschodniego obrzeżenia datowana na poziom <i>planula</i> (podpoziom <i>planula</i>) dolnego kimerydu, a na obszarze SW części niecki łódzkiej na wyższą część poziomu <i>platynota</i> i przełom poziomów <i>platynota</i> i <i>hypselocyclum</i> dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017)	utwory formacji zostały zaliczone do regresywnej części megasekwencji I (= COK; por. Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019)
Formacja wapieni gąbkowych częstochowskich	od dołu: ogniwio wapieni i margli jasnogórskich – do kilku metrów, ogniwio margli grójeckich – od kilku do kilkunastu metrów, ogniwio wapieni z Jaworzniaka – do kilku metrów, ogniwio wapieni zawodziańskich – od kilkudziesięciu do ok. 200, ogniwio wapieni skalistych – do ok. 400 (Matyja, Wierzbowski, 1994b; Wierzbowski, 2017)	cały obszar Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej oraz południowej i środkowej części niecki łódzkiej; na obszarach ww. wyżyn w pasie SW występuje erozyjne usunięcie młodszych utworów formacji wapieni gąbkowych częstochowskich	nazwę wprowadzili Matyja i Wierzbowski (1994b, 2004); wcześniej utwory znane pod innymi nazwami (por. Różycki, 1953; Wierzbowski, 1966); od dołu: margle grójeckie i warstwy jasnogórskie (najwyższy dywek i newiz), warstwy zawodziańskie (argow), dolne i górne wapienie skaliste (najwyższy argow i raurak; wg Różyckiego, 1953); utwory z okolic Krakowa szczegółowo scharakteryzowane przez Matyszkiewicz (1996, 1997, 2001) i Krajewskiego (2001; Krajewski, Olchowy, 2023)	brak	w spągu formacji występują margle (ogniwio margli grójeckich) i cienkolawicowe wapienie i margle z gąbkami i amonitami (ogniwio wapieni i margli jasnogórskich) oraz średniolawicowe wapienie z cienkimi poziomami margli (ogniwio wapieni z Jaworzniaka), wyżej mniejsze (tzw. dolne wapienie skaliste) i większe (tzw. górne wapienie skaliste) wapienie masywne bioherm gąbkowo-mikrobiałnych tworzących lokalne kompleksy (ogniwa: Prędziszewa, Wysokiej, Niegowonic, Łońcic, Rębielec, Zelic, Kamyka, Złochowickie, zalesiackie, niwskie, Rudnik, Mirowa, Kobylczyc, Olsztyna, Sierakowa, Gorzkowa, Niegowej, Kroczy, Podzamcza, Smolenia, Głanowa i Ojowa), a między nimi średnio- i grubolawicowe wapienie z gąbkami i amonitami (zaliczane do ognia wapieni zawodziańskich; Różycki, 1953; Matyja, Wierzbowski 1994b, 2004; Matyszkiewicz i in., 2006a; Ziolkowski, 2007)	bardzo liczne amonity datujące cały profil formacji (por. Matyja, Wierzbowski, 1994b, 2004), gąbki (Trammer, 1982, 1989); w rejonie Krakowa opisano również ramienionogi, mszywioly, szkarłupnie, wieloszczety, a także planktoniczne lilowce <i>Saccocoma</i> (Matyszkiewicz, 1996), planktoniczne otwornice, kokkolity, promienice, nanoplankton	159,66–153,99 lub obocznie 159,66–152,52 (por. Hesselbo i in., 2020)	wyższy dolny oksford (od poziomu <i>cordatum</i>) do niższej części dolnego kimerydu (poziom <i>planula</i>) na obszarze Wyżyny i ich wschodniego obrzeżenia (Matyja, 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994a, b, 1997; Głowniak, 2000, 2006a, b, c; 2002; Matyja, Głowniak, 2003; Wierzbowski i in., 2010; Wierzbowski, Matyja, 2014), a na obszarze SW części niecki łódzkiej formacja ciągnie się aż do wyższej części poziomu <i>platynota</i> dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017)	całość utworów formacji zaliczono do początku regresywnej części megasekwencji I (COK; z podrzędnymi cyklami o niejasnej genezie transgresywno-regresywnej lub klimatycznej; Kutek, 1994a; Gutowski i in., 2005; Gutowski, 2006a; Wierzbowski, 2019); głównym składnikiem skały są mikrobiałty (np. Matyszkiewicz, 1989, 1997; Matyszkiewicz, Felisiak, 1992; Krajewski, 2000, 2001; Matyszkiewicz i in., 2006a, b)

H) zapadlicko przedkarpackie i jego część pod nasunięciami Karpat fliszowych

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia
Formacja dolomityczno-wapienna z Ropczyc	92–319 (Matyja, 2009)	południowa część zapadlicka przedkarpackiego (Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007) oraz Matyja (2009); wcześniej skały tej formacji były opisywane pod nieco innymi nazwami; Golonka (1978) niższą część serii dolomityczno-wapiennej wydzielił jako serię z Ropczyc, a Gutowski i in. (2007) jako część serii muszłowcowo-oolitowej dolnej, pierwotnie formacja była wydzielaną jako wapienno-dolomityczne ogniwio formacji z Ropczyc (wg Maty i Barskiego, 2007 oraz Maty, 2009); Urbaniec i in. (2010) wydzielił z formacji z Ropczyc górne ogniwio wapienno-margliste, które zaliczyli do nowo utworzonej formacji z Zagorzyc	brak referencyjnego profilu w pracach Maty i Barskiego (2007) oraz Maty (2009); wcześniej Golonka (1978) dla formacji dolomityczno-wapiennej z Ropczyc podał referencyjny profil Ropczyce-3; typowy obszar – brak	wapienie różnego typu (peloidowe, mikrytowe, organodetrytyczne, ooidowe oraz koralowcowo-glonowe) bez przewarstwień marglistych oraz dolomity zawierające pseudomorfozy po gipsie (Matyja, 2009; Urbaniec i in., 2010)	kalpionelle	144,61–144,18 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	obecność kalpionellidów datuje formację na „środkowy”-górny tyton (Urbaniec i in., 2010); z uwagi na następstwo litologiczne i faunę może być datowana na wyższy górny tyton (Matyja, 2009; Urbaniec i in., 2010)
Formacja muszłowców ze Smęgorzowa	0–100 (Matyja, 2009)	północna część zapadlicka przedkarpackiego (utwory formacji są najbardziej kompletne bliżej środka zapadlicka, gdzie erozja sięgnęła najpłycej; Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009)	nazwę wprowadził Matyja (2009); wcześniej skały tej formacji opisywano pod nieco innymi nazwami: formacja wapienno-dolomityczna, muszłowcowa (D) podzielona na ognia a, b, c (wg Morycowej i Moryca, 1976); wapienno-marglisty seria muszłowcowa (seria muszłowców skorkowskich) na przedpolu Karpat (wg Golonki, 1978); w części seria muszłowcowa-oolitowa dolna (wg Gutowskiego i in., 2007)	brak referencyjnego profilu w pracy Maty (2009), wcześniej Golonka (1978) dla wapienno-marglistej serii muszłowcowej (serii muszłowców skorkowskich) przedpola Karpat podał referencyjny profil otworu Niwki 3; a Gutowski i in. (2007) dla serii muszłowcowa-oolitowej dolnej profilu otworu Nieczajna 4; typowy obszar – rejon Dabrowy Tarnowskiej (Morycowa, Moryc, 1976; Matyja, 2009)	w najniższej części poziom szarozielonych margli, wyżej wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami oolitów przechodzące w muszłowce z przewarstwieniami margli oraz lokalnie dolomity i wapienie dolomityczne ze skupieniami gipsu (Morycowa, Moryc, 1976, 2011; Matyja, 2009)	brak skamieniałości datujących	144,61–144,18 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	z uwagi na następstwo litologiczne należy przyjąć, że reprezentuje ona wyższą część górnego tytonu, ale jej górny zasięg stratygraficzny jest niejasny – może sięgać do dolnej kredy (Matyja, 2009; Morycowa, Moryc, 2011)
Formacja wapieni koralowców z Pilzna	0–466 (Matyja, 2009)	środek południowej części zapadlicka przedkarpackiego (rejon Dębicy i Tarnowa), na wschodzie i zachodzie południowej części zapadlicka jest częściowo usunięta erozyjnie (por. Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007), która została potwierdzona przez Matyję (2009); we wcześniejszych pracach nie wyróżniano koralowców wapieni rafowych jako odrębnej formacji; w części odpowiada serii koralowcowo-onkolitowej Gutowskiego i in., (2007)	otwory wiertnicze Pilzno 40 i Nawsie 1 (Matyja, Barski, 2007); typowy obszar – brak	rafowe wapienie koralowcowe o zmiennej miąższości	kalpionellidy, koralowce	147,74–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	obecność kalionellidów w wyższej części formacji wapieni koralowców z Pilzna wskazuje na górny tyton (Morycowa, Moryc, 1976; Golonka, 1978; Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009); z uwagi na następstwo litologiczne, korelację z sąsiednią formacją wapieni koralowcowo-glonowych ze Swarżowa i faunę kalpionellidów, może być datowana na wyższy dolny-niższy górny tyton (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009; Morycowa, Moryc, 2011)

TAB. 4 cd.

H) cd.

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil/typowy obszar	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny [mln lat]	Biostratygrafia
Formacja wapieni koralowcowo-glonowych ze Swarzowa	118–177 (Matyja, 2009)	północna część zapadliska przedkarpackiego (Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007) oraz Matyja (2009), a wcześniej skały tej formacji były opisywane pod nieco innymi nazwami; formacja wapieni koralowcowo-glonowych (C) podzielona na ogniwa a, b, c, d (wg Morycovej i Moryca, 1976); seria glonowo-oolitowa (seria z Sobkowa; Golonka, 1978); w części seria koralowcowo-onkolitowa (Gutowski i in., 2007)	brak referencyjnego profilu w pracy Maty (2009); wcześniej Golonka (1978) dla serii glonowo-oolitowej (serii z Sobkowa) podał jako referencyjne profile otworów Ropczyce 3 i Niwki 3; a Gutowski i in. (2007) dla serii koralowcowo-onkolitowej – profil otworu Przybysławice 2; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej	jasne wapienie (kremowe, beżowe, szare), mikrytowe i detrytyczne (bioinramikryty, biointrasparty) z licznymi koralami i glonami, wapienie oolitowe, onkolitowe, miejscami wapienie dolomityczne oraz margle i wapienie margliste (Morycowa, Moryc, 2011)	dinocysty i kalpionellidy, korale i glony	147,74–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	dinocysty i kalpionellidy wskazują na dolny i niższy (?) górny tyton (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009; Morycowa, Moryc, 2011)
Formacja wapienno-marglista z Niwek	0–587 (Matyja, 2009)	cały obszar zapadliska przedkarpackiego (także części znajdującej się pod nasunięciami Karpat – Matyja, 2009)	nazwę wprowadzili Matyja i Barski (2007) oraz Matyja (2009), a wcześniej skały tej formacji były opisywane pod nieco innymi nazwami: formacja wapienno-marglista (B; wg Morycovej i Moryca, 1976); seria wapienno-marglista z Niwek (wg Golonki, 1978); seria wapienno-marglista i seria detrytycznych wapieni gąbkowych (wg Gutowskiego i in., 2007)	brak referencyjnego profilu w pracy Maty (2009); wcześniej Golonka (1978) dla serii wapienno-marglistej z Niwek podał referencyjny profil otworu Niwki 3; Gutowski i in. (2007) podał z kolei dla serii marglisto-wapiennej referencyjny profil otworu Oleśnica 3, a dla serii detrytycznych wapieni gąbkowych – referencyjny profil otworu Bolesław 1; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej	margle, wapienie margliste z rzadkimi szczątkami organicznymi, wapienie mikrytowe występujące w postaci przewarstwień (Golonka, 1978; Matyja, 2009)	fauna amonitowa, dinocysty (Matyja, Barski, 2007)	157,70–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	fauna amonitowa charakterystyczna dla interwału od poziomu <i>autissiodorensis</i> górnego kimerydu do dolnego tytonu (Matyja, 2009); dinocysty interwału obejmującego poziom <i>divisum</i> (dolny kimeryd) – poziom <i>klimovi</i> (dolny tyton) oraz dinocysty górnego tytonu; z uwagi na następstwo litologiczne i faunę, formacja może być datowana na górny oksford–dolny tyton na większości obszaru zapadliska, poza częścią SE, gdzie sięga do górnego tytonu (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009)
Formacja wapieni gąbkowych z Łękawicy	68–570 (Matyja, 2009)	cały obszar zapadliska przedkarpackiego (także części znajdującej się pod nasunięciami Karpat – Matyja, 2009)	nazwę wprowadził Matyja (2009); wcześniej skały tej formacji były szczegółowo opisywane pod innymi nazwami: formacja wapieni gąbkowych (A), podzielona na ogniwa a,b,c,d (wg Morycovej i Moryca, 1976); od dołu wapienna seria planktoniczna (seria z Borzęt) i wapienna seria gąbkowa (seria z Chęciny; wg Golonki, 1978); od dołu seria gąbkowo-globugerinowa i seria wielkich bioherm gąbkowo-mikrobiałnych (wg Gutowskiego i in., 2007); wapienie gąbkowe z okolic Krakowa szczegółowo scharakteryzowali Matyszkiewicz (1996, 1997, 2001 i literatura tam cytowana), Krajewski (2001) oraz Krajewski, Olchowy (2023)	brak referencyjnego profilu w pracach Maty i Barskiego (2007) oraz Maty (2009); wcześniej Morycowa i Moryc (1976) dla formacji wapieni gąbkowych (A) podali profile otworów Dąbrowa Tarnowska 4, Swarzów 4 i Otmęt 1; Golonka (1978) dla wapiennej serii gąbkowej (serii z Chęciny) z obszaru zapadliska podał referencyjny profil otworu Ropczyce 3; Gutowski i in. (2007) podał z kolei dla serii gąbkowo-globugerinowej i wielkich bioherm gąbkowo-mikrobiałnych referencyjny profil otworu Prendolówka 2; typowy obszar – rejon Dąbrowy Tarnowskiej	ulawicone i biohermalne wapienie gąbkowe; depozycja ulawionych wapieni pelityczno-gąbkowych (seria gąbkowo-globugerinowa wg Gutowskiego i in., 2007) poprzedza rozwój masywnych bioherm; w wielu profilach obserwuje się zaciebianie się formacji wapieni gąbkowych z Łękawicy z formacją wapienno-marglistą z Niwek; dla części formacji występującej pod formacją z Niwek wyróżniono ogniwo wapieni gąbkowych dolnych, a ponad tą formacją – ogniwo wapieni gąbkowych górnych (Matyja, Barski, 2007; Matyja, 2009); w obrębie wapieni gąbkowych z okolic Krakowa stwierdzono liczne poziomy spływy grawitacyjnych (kalculitów i spływów rumoszowych) (Matyszkiewicz, 1997, 2001 i literatura tam cytowana)	amonity środkowego oksfordu (poziomy <i>plicatilis</i> i <i>transversarium</i> ; por. Matyja, 2009); dinocysty z interwału dolny oksford–najniższy kimeryd (Matyja, Barski, 2007); gąbki, w rejonie Krakowa opisano również ramienionogi, mszywoły, szkartupnie, wieloszczety i struktury mikrobiałne (cyjanobakterie) (Matyszkiewicz, 1989), a także planktoniczne lilowce <i>Saccocoma</i> (Matyszkiewicz, 1996), planktoniczne otwornice, kokkolity, radiolarie, nanoplankton	159,66–144,61 (por. Wierzbowski i in., 2017; Hesselbo i in., 2020)	przyjmuje się, że spąg formacji wapieni gąbkowych z Łękawicy jest podobnego wieku jak spąg formacji wapieni gąbkowych częstochowski, tj. jej sedimentacja rozpoczęła się w dobie <i>cordatum</i> wczesnego oksfordu – datowana dopiero od środkowego oksfordu i trwała do końca dolnego kimerydu lub dolnego tytonu w zależności od stopnia rozwoju lokalnych bioherm gąbkowych, z wyłączeniem SW części zapadliska, gdzie sięga aż do górnego tytonu (Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009)

1

Niż Polski i pas wyżyn

FIG. 7. Schemat litostratygraficzny północnej niecki łódzkiej, północnej części wału kujawskiego i syneklizy perybaltyckiej

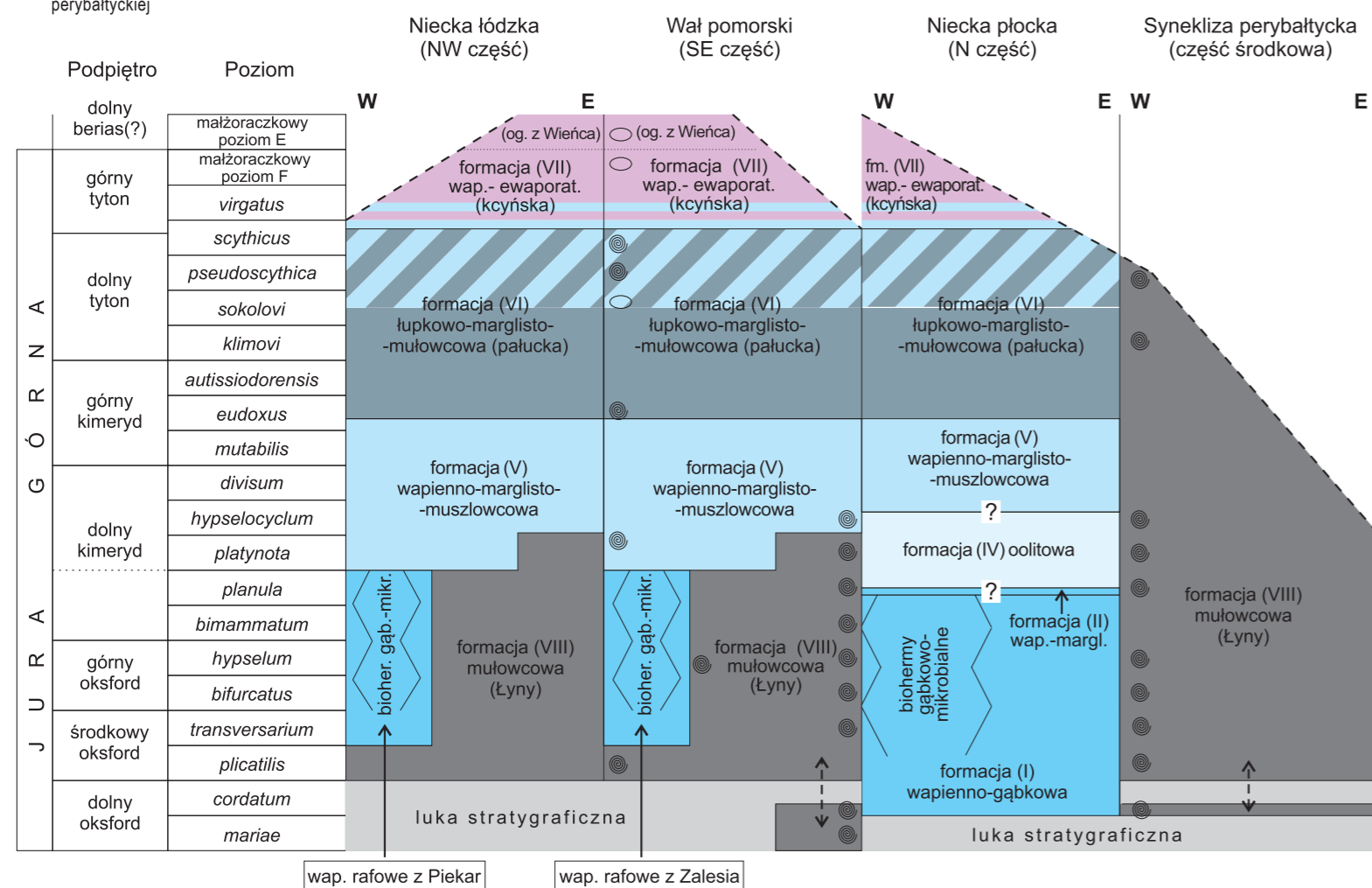
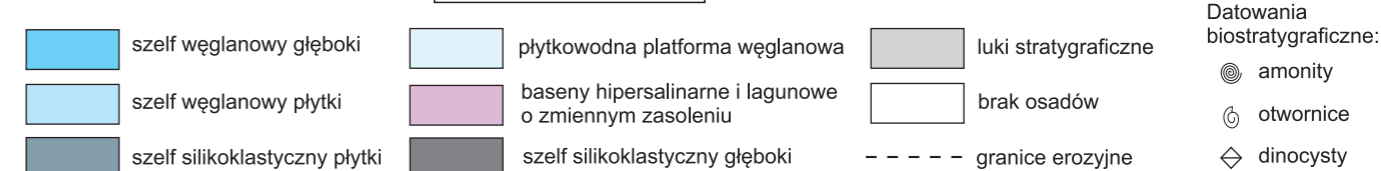
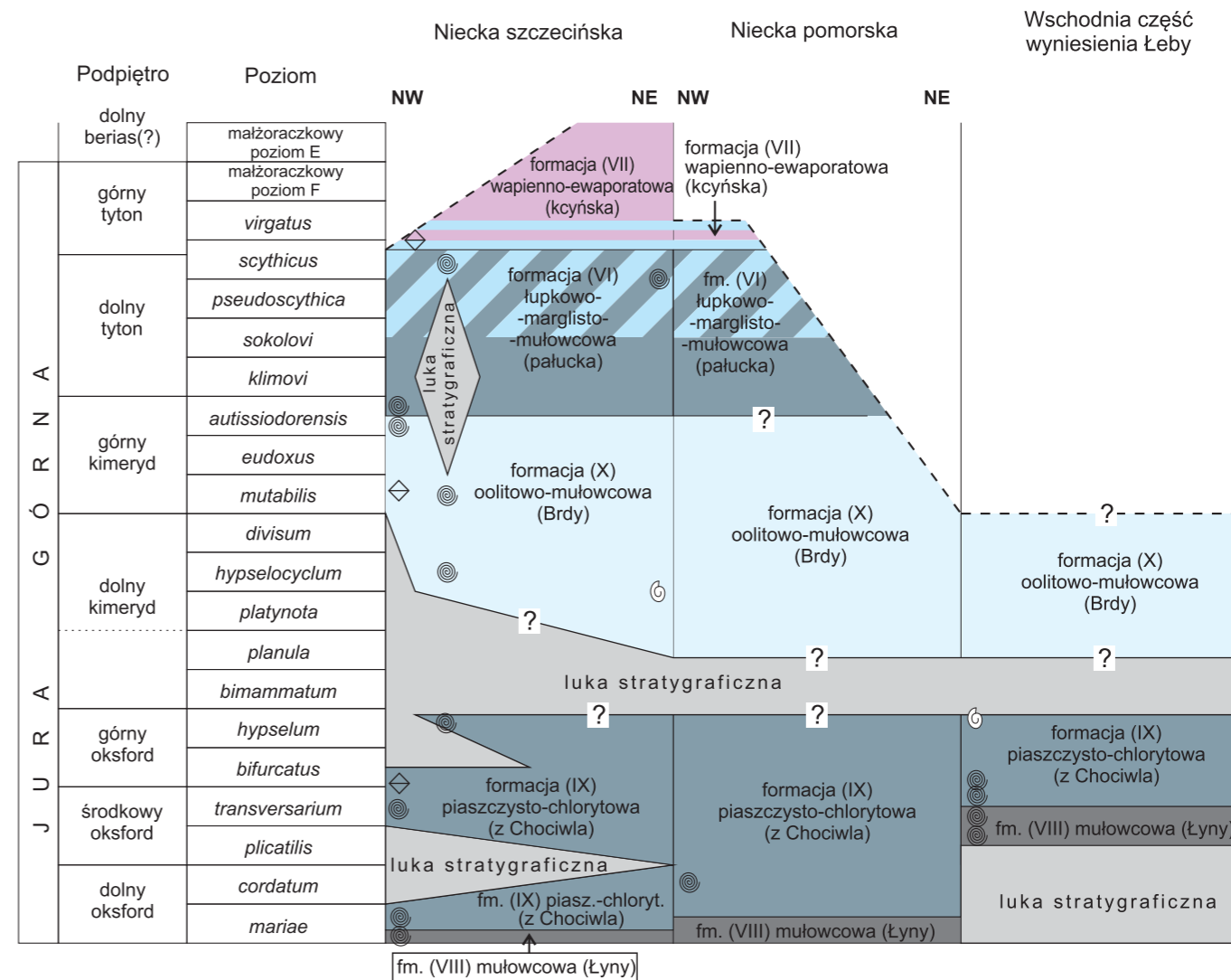


FIG. 8. Schemat litostratygraficzny północnej części niecki pomorskiej i wyniesienia Łęby



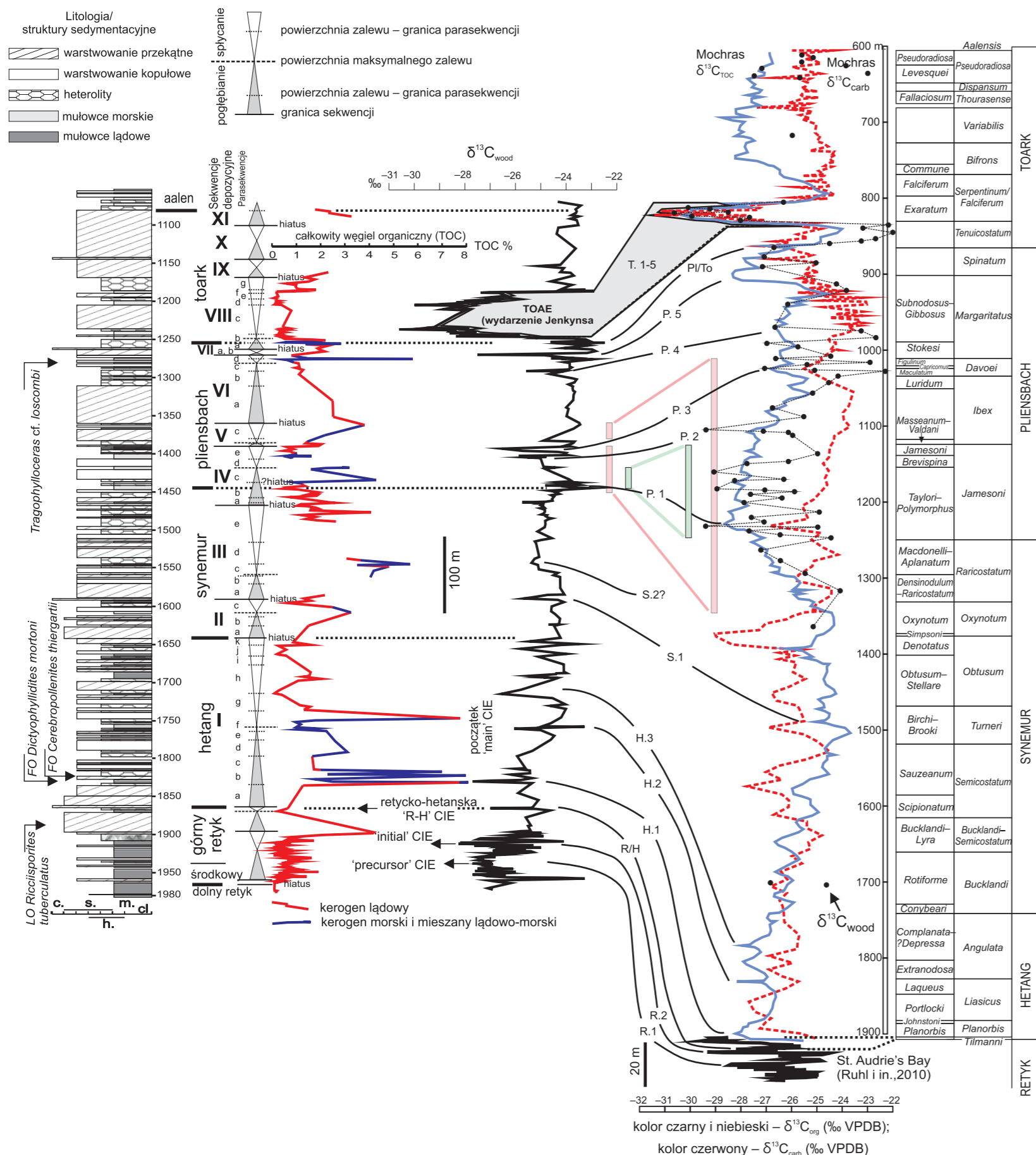


FIG. 9. Korelacja stratygraficzna otworu Kaszewy 1 na podstawie chemostratigrafii – krzywe izotopowe węgla ($\delta^{13}C_{wood}$ – krzywa węglowa drewna, czarna) z profilem otworu Mochras, Wielka Brytania ($\delta^{13}C_{TOC}$ – krzywa węglowa uzyskana z całkowitego węgla organicznego, niebieska; $\delta^{13}C_{carb}$ – krzywa węglowa węglany, czerwona przerywana; $\delta^{13}C_{wood}$ – krzywa węglowa uzyskana z wyseparowanych palinomacerałów drewna, czarna z punktami) oraz stratygrafii sekwencji i wskaźników biostratygraficznych. Krzywe węglowe referencyjne z Mochras, wraz z biostratygraficzną kalibracją amonitową, wg: Storm i in. (2020) ($\delta^{13}C_{TOC}$, $\delta^{13}C_{wood}$), Katz i in. (2005) ($\delta^{13}C_{carb}$) oraz cytowań tam zawartych. Dla odcinka retyckiego do granicy retyk–hetang krzywa referencyjna na podstawie Ruhla i in. (2010). Korelowalne wychylenia krzywej w stronę izotopu lżejszego oznaczono kolejnymi numerami w poszczególnych piętrach: R.1-2 – w retyku; R/H – wychylenie na granicy retyk–hetang; H.1-3 – w hetangu; S.1-2 – w synemurze; P.1-5 – w pliensbachu; Pl/To – wychylenie na granicy pliensbach–toark; T.1-5 – wychylenia w dolnym toarku, w obrębie zdarzenia Jenkynsa. Zawartość całkowitego węgla organicznego (TOC) ukazuje dwie frakcje kerogenu: wyłącznie lądową (linia czerwona) oraz morską i mieszaną morsko-lądową (linia niebieska). Skala litologiczna: c. – zlepierce; s. – piaskowce różnych frakcji; h. – heterolity; m. – mulowce; cl. – ilowce. Na odcinku górnym synemur–dolny pliensbach przedstawiono dwie opcje korelacyjne – pierwsza (zaznaczona na zielono) zakłada pewne kondensacje i luki w zapisie $\delta^{13}C_{wood}$ w Kaszewach, druga (zaznaczona na różowo) zakłada znaczne luki erozyjne na granicach sekwencji V i VI, skutkujące brakiem znacznej części utworów dolnego pliensbachu i nietypowym dla basenu polskiego rozwojem sedimentacji w późnym synemurze i we wczesnym pliensbachu, spowodowanym ruchem mas solnych w podłożu. Uwzględniając korelacje krzywych opartych na porównywalnym materiale – palinomacerałach drewna, korelacjach regionalnych oraz globalnych (Pieńkowski i in., 2020), pierwsza opcja została uznana za bardziej prawdopodobną. Szczegółowa korelacja odcinka najwyższy pliensbach–najniższy toark na figurze 10

2004; Pieńkowski i in., 2008), z kolei w pliensbachu występują dinocysty rodzaju *Mendicodinium* (Gedl, 2007), a na pograniczu pliensbachu i toarku – dinocysta *Luehndea spinosa* (Barski, Leonowicz, 2002). Gatunki małży *Cardinia follini* Lundgren i *Cardinia ingelensis* Troedsson znane są jak do tej pory tylko z hetangu (Troedsson, 1951; Pieńkowski, 2004), stąd możliwe jest regionalne znaczenie stratygraficzne tych skamieniałości. Znaleździę muszlaraczka *Bulbilimnadia killiani* w Sołtykowie (Kozur, Weems, 2005) wskazuje na najniższy hetang.

Podział stratygraficzny jury środkowej na obszarze Niżu Polskiego opiera się głównie na występowaniu przewodniej fauny amonitowej, która umożliwia wydzielenie standardowych poziomów amonitowych (tab. 1). W Polsce zazwyczaj są stosowane poziomy reprezentujące podział borealny.

Najpełniej poziomy amonitowe jury środkowej udokumentowano w bruzdzie śródpolskiej, przy czym na podstawie amonitów dotychczas nie udokumentowano dolnego aalenu. Jego występowanie

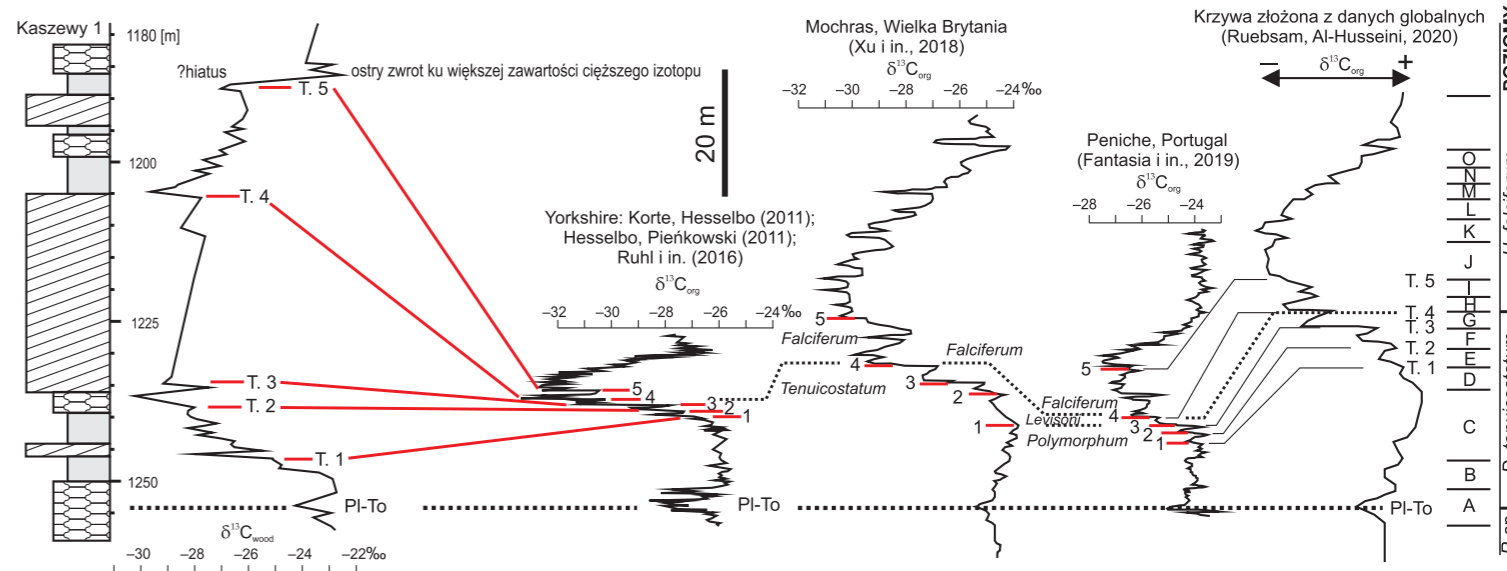


FIG. 10. Korelacja chemostratygraficzna $\delta^{13}C_{wood}$ odcinka najwyższy pliensbach–najniższy toark w Kaszewach ze światowymi profilami referencyjnymi opartymi na $\delta^{13}C_{org}$ uzyskanymi z całkowitej materii organicznej. Korelacja uwzględnia podrzędne zaburzenia cyklu węglowego T.1-5 w trakcie trwania wielkiego zaburzenia cyklu węglowego w czasie zdarzenia Jenkynsa (znanego też jako TOAE – toarcie anoksyczne wydarzenie oceaniczne). Zaburzenia T.1-5 zostały zdefiniowane w polskim basenie jako powtarzalne co ok. 100 000 lat (Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Mniejsze zaburzenie cyklu węglowego uwidacznia się także na granicy pliensbach/toark (Pl-To). Biostratygrafia: P. sp. – poziom *Pleuroceras spinatum* (pliensbach), poziom *D. tenuicostatum* – *Dactyloceras tenuicostatum* (toark), poziom *H. falciferum* – *Harpoceras falciferum* (toark). Na podstawie Pieńkowskiego i in. (2020)

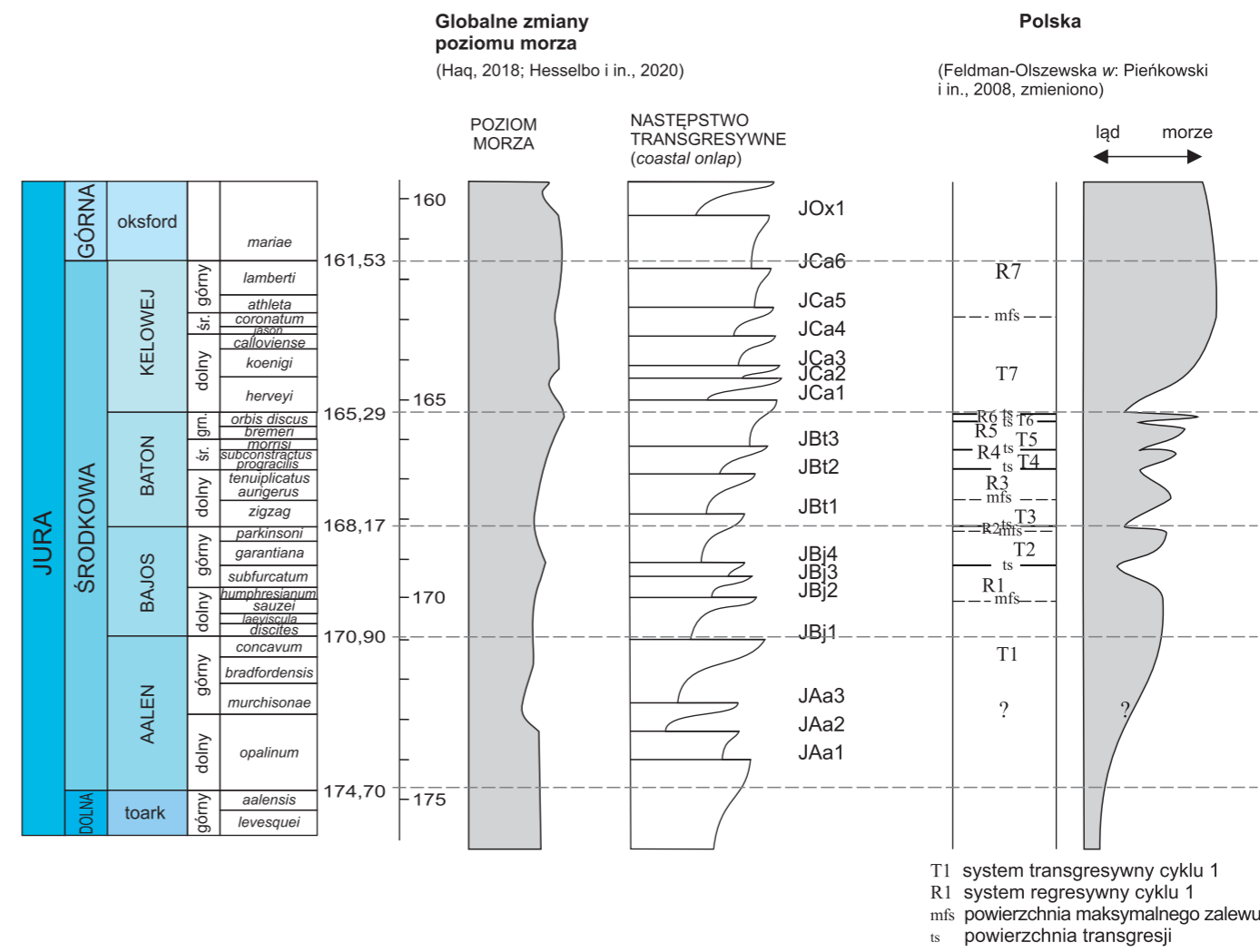


FIG. 11. Cykle sedimentacyjne jury środkowej w basenie polskim (wg Feldman-Olszewskiej w: Pieńkowski i in., 2008, zmieniono) na tle światowych zmian poziomu morza (wg Haq, 2018; Hesselbo i in., 2020)

T1 system transgresywny cyklu 1
R1 system regresywny cyklu 1
mfs powierzchnia maksymalnego zalewu
ts powierzchnia transgresji

(poziom *Leioceras opalinum*) jest przyjmowane na podstawie obecności otwornic *Reinholdella dreheri* (Bartenstein), *Ammodiscus glumaceus* Gerke et Sossipatrova, *Verneuilinoides mauritii* (Terquem) oraz małżoraczka *Campocythere aff. faveolata* Triebel stwierdzonych w transgresywnych utworach piaskowcowych na obszarze kujawskiego i świętokrzyskiego odcinka wału śródpolskiego (Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz, 1997). Dolna granica aalenu, stanowiąca również granicę pomiędzy utworami jury dolnej i środkowej, jest stawiana w miejscu, w którym ponad lądowymi utworami górnego toarku pojawiają się osady płytkomorskie ze skamieniałościami śladowymi, rzadziej mikrofauną lub fauną małżową.

Poza terenem bruzdy obserwuje się mniejsze lub większe luki stratygraficzne, a fauna amonitowa znaczy często tylko poziomy transgresji (Dayczak-Calikowska, 1979; Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz, 1997; Feldman-Olszewska, 1997).

Amonity wskazujące na górny aalen – dolny bajos są nieliczne i słabo zachowane, obecne jedynie w centralnej i SE części bruzdy śródpolskiej. Pewne wątpliwości budzi udokumentowanie górnego aalenu, gdyż powtórne badania amonitów oznaczonych pierwotnie jako rodzaje *Leioceras*, *Costileioceras* i *Ludwigia* (Dayczak-Calikowska, 1976), wykazały, że są to amonity z rodziny Sonniniidae, głównie rodzajów *Nannina-Dorsetensia* (Feldman-Olszewska i in., 2019), wskazujące na najniższą część poziomu *humphressianum* dolnego bajosu. Cysty bruzdnic, uzyskane z tych samych próbek co badane amonity, potwierdziły wiek dolnobajosi. Ponieważ badane amonity pochodzą z wyższej części kompleksu łowcowego, uważanego za górny aalen, nie można wykluczyć, że jego dolna część jest tego wieku.

Poziomy amonitowe górnego bajosu oraz dolnego batonu najlepiej są udokumentowane w centralnej Polsce (Znosko, 1957; Ryll, 1970, 1971, 1983, 1985; Mrozek, 1975; Kopik, 1979a; Feldman-Olszewska, 1997). Natomiast poziomy batonu i kelowej najpełniejszą dokumentację amonitową mają w NW Polsce (Dayczak-Calikowska, 1977b; Dayczak-Calikowska, Marcinkiewicz 1997) oraz na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej (Różycki, 1953, 1955; Kopik, 1974, 1979b, 1998, 2006; Kopik i in., 1980; Giżewska, 1981; Kopik, Marcinkiewicz, 1997b; Matyja, Wierzbowski, 2000, 2003; Dembic, Praszki, 2003; Dembic i in., 2006a, b; Zatoń, 2007, 2008, 2010a, b, 2011).

Drugim co do znaczenia narzędziem stratygraficznym są otwornice i małżoraczki (por. Kopik, 1979a, 1998; Bielecka i in., 1980a, b; Bielecka, Styk, 1981a, b; Smoleń, 2000; Olempska, Błaszczak, 2001; Smoleń, Iwańczuk, 2018, Gajewska i in., 2021). Ich rozdzielczość nie jest tak precyzyjna jak fauny amonitowej, jednak dokonana przez Smoleń i Iwańczuk (2018) rewizja zasięgów występowania diagnostycznych taksonów otwornic w nawiązaniu do standardowych poziomów amonitowych wskazuje na ich duże znaczenie stratygraficzne w otworach wiertniczych, z reguły ubogich w makrofaunę wskaźnikową. Obecność radiolarii w osadach jury środkowej udokumentowano jedynie w utworach kelowej okolicy Krakowa (Smoleń, 2002). Dobrym narzędziem stratygraficznym, chociaż zastosowanym do tej pory na ograniczonym obszarze (Kujawy, Wyżyna Krakowsko-Częstochowska), są cysty bruzdnic. Ich rozdzielczość jest mniejsza niż fauny amonitowej (patrz tab. 2), jednak większa niż mikrofauny. Na Niżu Polskim badania cyst bruzdnic prowadzono na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (Poulsen, 1998), gdzie wydzielono standardowe poziomy DJSJ14–DJSJ18, oraz SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Barski, 1999) i Kujaw (Barski, 2000, 2003, 2007, 2008, 2012), gdzie wydzielono lokalne poziomy LPD 1–LPD 11 skorelowane z poziomami standardowymi (tab. 5).

W obrębie jury środkowej jest możliwe wydzielenie tylko jednego zespołu megasporowego *Horstisporites harrisi* (aalen–dolny baton; Marcinkiewicz i in., 2014). Jeszcze szerszy zasięg ma miosporowy Komplex 2, który obejmuje cały przedział jury środkowej od aalenu po kelowej (Rogalska, 1976; Marcinkiewicz i in., 2014; tab. 5). Na podstawie makro- i mikrospor zrewidowano wiek występujących w okolicy Krakowa gliniek grojeckich na środkowojurajski (Marcinkiewicz, 1980; Ichias, 1986).

Na potrzeby datowań biostratygraficznych jury górnej Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich stosuje się na ogół, ze względu na przynależność przeważającej części przewodniej fauny amonitów, submedyterański schemat podziału (środkowy oksford–dolny kimeryd) lub schemat borealny/subborealny (dolny oksford oraz górny kimeryd–tyton), przy czym najwyższe poziomy górnego

tytonu (najwyższego środkowego i górnego wołgu), które występują ponad poziomem amonitowym *virgatus*, nie są dokumentowane w Polsce ze względu na brak fauny amonitów. W zastępstwie stratygrafii amonitowej na pograniczu jury i kredy Niżu Polskiego stosuje się poziomy małżoraczkowe, w tym poziom F, wyróżniony w niższej lagunowo-brakicznej (facje purbeckie) części formacji kcyńskiej, oraz poziom E, obejmujący głównie jej ewaporatowe ogniwu z Wieńca, który wcześniej był włączany w obręb najwyższej jury (Bielecka, Szejn, 1966; Marek i in., 1969, 1989; Dembowska, 1979a; Marek, Raczynska, 1979; Szejn, 1991), a obecnie jest zaliczany do najniższej kredy (por. Leszczyński, 2002; Dziadzio i in., 2004, 2021; Grabowski i in., 2021).

Formacja wapieni gąbkowych z Łękawicy zapadliska przedkarpackiego i jego części przykrytej nasunięciami Karpat filizowych jest datowana, w najniższej części, na podstawie fauny amonitów, na poziomy *plicatilis* i *transversarium* środkowego oksfordu (por. Król, 2004; Matyja, 2009). Natomiast z wyższej części formacji wapienno-marglistej z Niwek pochodzi amonit z linii ewolucyjnej *Discosphinctes–Sarmatiphinctes–Ilowaiskya* wskazujący na przedział stratygraficzny od poziomu *autissiodorensis* górnego kimerydu do dolnego tytonu (Gutowski i in., 2007; Matyja, 2009). Zespoły dinocyst pochodzące z tych formacji wskazują z kolei na przedział stratygraficzny od poziomu *cordatum* (dolny oksford) do poziomu *klimovi* (dolny tyton) oraz na górny tyton (Barski, Matyja, 2008), przy czym sedimentacja do górnego tytonu trwała jedynie w SE części podłoża zapadliska (Matyja, 2009). Obecność tintinidów (*Calpionella alpina* – duża forma, *Crassicolaria* sp., *Tintinopsella* sp.) w wyższej części formacji wapieni koralowcowych z Pilzna (Morycowa, Moryc, 1976; Golonka, 1978; Barski, Matyja, 2008; Matyja, 2009) i formacji wapieni koralowcowo-glonowych ze Swarżowa wskazuje na górny tyton, chociaż niższa część tej formacji może być nieco starsza (Morycowa, Moryc, 2011). Tytoński wiek formacji wapieni koralowcowych z Pilzna potwierdzają badania dinocyst (Matyja, 2009). Obecność chitinoideidów (*Borziella slovenica*, *Longicolaria* sp.) oraz kaplionelli z gatunku *Crassicolaria intermedia* określa wiek formacji dolomityczno-wapiennej z Ropczyc na „środkowy”–górną tyton (Urbaniec i in., 2010). Występująca wyżej formacja wapienno-marglistą z Zagorzyc jest obecnie datowana na berias na podstawie fauny małżoraczek i kalpionelli.

Formacja wapieni gąbkowych¹ częstochowskich Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej jest bardzo dobrze datowana na podstawie fauny amonitów. Luka stratygraficzna obejmująca poziom *mariae* dolnego oksfordu występuje na całym obszarze obu wyżyn (Matyja, 1992; Matyja, Wierzbowski, 1994b). Na poziom *cordatum* dolnego oksfordu jest datowany spąg niższej części tej formacji (tj. warstw jasnogórskich), których sedimentacja trwała do końca wczesnego oksfordu lub niższej części środkowego oksfordu (Matyja, 1992; Głowniak, 2002; Matyja, Głowniak, 2003). Występowanie wszystkich kolejnych poziomów amonitowych środkowego i górnego oksfordu oraz dwóch poziomów (*bimammatum* i *planula*) dolnego kimerydu jest dobrze udokumentowane w obrębie wyższej części formacji (Głowniak, 2000, 2006a, b, c; Matyja, Wierzbowski, 1994a, 1997; Wierzbowski i in., 2010; Wierzbowski, Matyja, 2014). Strop formacji wapieni gąbkowych częstochowskich i nadległe utwory formacji pileckiej z kolei są datowane na wyższą część poziomu *planula* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017). Fauna amonitowa datuje spąg formacji z Prusicka na najwyższą część poziomu *planula*, jej nie do końca jednoczasowa granica z formacją „oolitową” przypada na pogranicze poziomów *platynota* i *hypselocyclum*, a strop formacji „oolitowej” – na srodek poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu (Wierzbowski, 2017). Zachowana dolna część formacji z Burzenina na NW krańcu Wyżyny Wieluńskiej jest datowana z kolei na wyższą część poziomu *hypselocyclum* dolnego kimerydu.

Utwory górnourajskie Niecki Nidziańskiej są słabo udokumentowane biostratygraficznie, lecz ich korelacja litostratygraficzna z dobrze datowanymi formacjami sąsiednich obszarów umożliwia w miarę dokładne datowania porównawcze (Zlonkiewicz, 2009; fig. 5).

W utworach górnourajskich SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały udokumentowane wszystkie poziomy amonitowe oksfordu i dolnego kimerydu (Matyja, 1977, 2011; Matyja i in., 1989; Wierzbowski, 2020). Wapienie margliste są datowane na poziomy *mariae* (co świadczy o tym, że luka stratygraficzna związana z tym interwalem nie występuje na części tego obszaru) i *cordatum* dolnego oksfordu, a wapienie siwe – na poziom *plicatilis* środkowego oksfordu; na wyższą część tego poziomu może być datowana

TAB. 5. Korelacja standardowych poziomów amonitowych jury środkowej z poziomami cyst bruzdnic, nanoplanktonu, mega- i miosporowymi

				Poziomy cyst bruzdnic dla subborealnej NW Europy (Poulsen, Riding, 2003)	Lokalne poziomy LPD cyst bruzdnic w centralnej Polsce (Barski, 2000, 2003, 2007, 2008, 2012)	Poziomy nanoplanktonu wapiennego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Kędziński, 2003)	Poziomy megasporowe (Marcinkiewicz i in., 2014)	Poziomy miosporowe w Europie (Marcinkiewicz i in., 2014)	
JURA GÓRNA	OKSFORD	DOLNY	<i>cordatum</i>	–		–			
			<i>mariae</i>						
JURA ŚRODKOWA	KELOWEJ	GÓRNY	<i>lamberti</i>	DSJ19	–				
			<i>athleta</i>						
		ŚRODKOWY	<i>coronatum</i>	DSJ18*					
			<i>jason</i>						
		DOLNY	<i>calloviense</i>		LPD 11				
			<i>herveyi</i>	DSJ17		LPD 10			
	BATON	GÓRNY	<i>discus</i>						
			<i>orbis</i>						
		ŚRODKOWY	<i>hodsoni</i>	DSJ16					
			<i>morrisi</i>						
			<i>subcontractus</i>						
			<i>progracilis</i>						
DOLNY	<i>tenuiplicatus</i>	DSJ15							
	<i>zigzag</i>								
BAJOS	GÓRNY	<i>parkinsoni</i>	DSJ14						
		<i>garantiana</i>							
		<i>subfurcatus</i>							
	DOLNY	<i>humphresianum</i>	DSJ13						
		<i>sauzei</i>							
		<i>laeviscula</i>		DSJ12					
<i>discites</i>									
AALEN	GÓRNY	<i>conconvum</i>	DSJ11						
	<i>murchisonae</i>								
	DOLNY	<i>opalinum</i>							
JURA DOLNA	TOARK	GÓRNY	<i>lavesquei</i>	DSJ10			<i>Paxillitrites phyllicus</i>	<i>Spheripollenites–Leptolepidites</i>	

* wydłużeniem zaznaczono poziomy wydzielone na obszarze Niżu Polskiego wg Poulsena (1998)

¹ Głównym składnikiem są mikrobiałki. Znaczący udział gąbek krzemionkowych obserwuje się w najniższej części profilu oksfordu (np. Trammer, 1982; Ostrowski, 2005), chociaż jest on ilościowo mniejszy od struktur mikrobiałkowych; w wyższej części profilu mikrobiałki stanowią ponad 90% skały (np. Matyszkiewicz, 1989, 1997; Matyszkiewicz, Felisiak, 1992; Krajewski, 2000, 2001; Matyszkiewicz i in., 2015). Wcześniej te określenia tych wapieni jako „gąbkowych” wynikały głównie z ich oglądu makroskopowego, gdzie zwykle jednym z nielicznych rozpoznawalnych komponentów były pojedyncze skalfikowane gąbki krzemionkowe [red.].

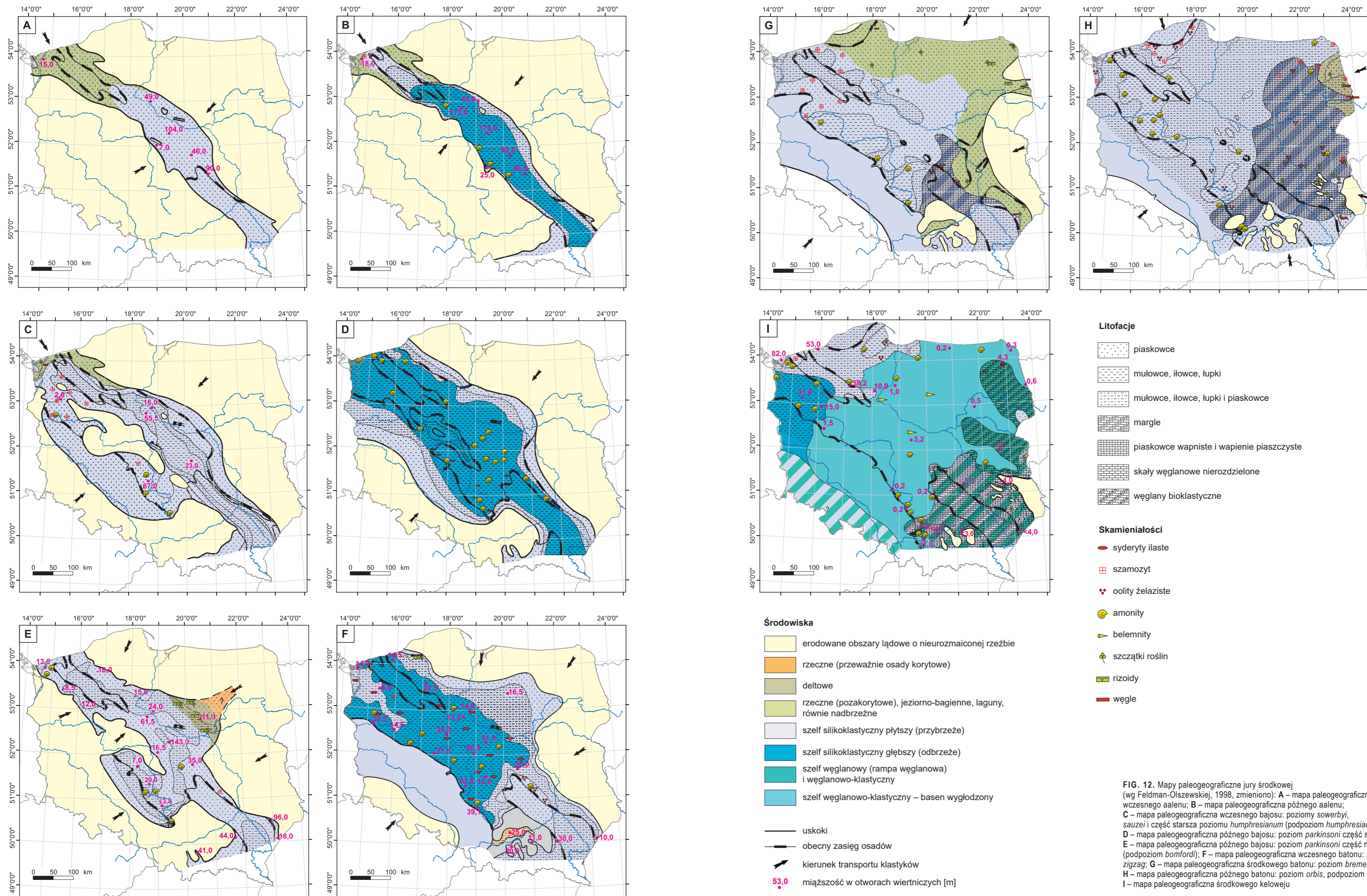


FIG. 12. Mapy paleogeograficzne jury środkowej (wg Feldman-Olszewskiej, 1998, zmieniono): A – mapa paleogeograficzna wczesnego aalenu; B – mapa paleogeograficzna późnego aalenu; C – mapa paleogeograficzna wczesnego bajosu: poziomy *sowerbyi*, *sauzei* i część starsza poziomu *humphresianum* (podpoziom *humphresianum*); D – mapa paleogeograficzna późnego bajosu: poziom *parkinsoni* część starsza; E – mapa paleogeograficzna późnego bajosu: poziom *parkinsoni* część młodsza (podpoziom *bomfordi*); F – mapa paleogeograficzna wczesnego batonu: poziom *zigzag*; G – mapa paleogeograficzna środkowego batonu: poziom *bremeri*; H – mapa paleogeograficzna późnego batonu: poziom *orbis*, podpoziom *orbis*; I – mapa paleogeograficzna środkowego kelwegu

W syneklizie perybałtyckiej formacja (VIII) mułowcowa (Łyny) jest datowana w najniższej górnourajskiej części, ponad lukę stratygraficzną, na dolną część poziomu *cordatum* dolnego oksfordu, a w jej wyższej części występuje kolejna luka obejmująca prawdopodobnie wyższą część tego poziomu (Wierzbowski in., 2015). Występujące powyżej utwory tej samej formacji są datowane na przedział od poziomu *plicatilis* środkowego oksfordu po granicę poziomów *hypselocyclum* i *divisum* dolnego kimerydu i odpowiadające im poziomy borealno/subborealne. Młodsze utwory jury górnej zostały zerodowane w zachodniej, północnej i wschodniej części syneklizy perybałtyckiej. Zachowane, dość skondensowane osady z południowo-centralnej części syneklizy są datowane na górny kimeryd-dolny tyton (Dembowska, 1973).

Zachowane utwory górnourajskie we wschodniej części wyniesienia Łęby są fragmentarycznie datowane. Z najniższej oksfordzkiej części formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) pochodzi fauna borealnego poziomu *densiplicatum* i dolnej części poziomu *tenuiserratum* (Wierzbowski i in., 2015), które razem są odpowiednikiem najwyższej części poziomu *plicatilis* i dolnej części poziomu *transversarium* środkowego oksfordu (por. Wierzbowski i in., 2013). Wskazuje to na lukę stratygraficzną obejmującą cały dolny i najniższą część środkowego oksfordu. Większość formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej z Chociwła jest datowana na borealny poziom *tenuiserratum*, a z wyższej jej części pochodzi fauna amonitów diagnostyczna dla poziomów *transversarium* i *bifurcatus* pogranicza środkowego i górnego oksfordu (Wierzbowski i in., 2015). Obecność zespołu otwornic *Lenticulina russiensis*-*Epistomina uhligi* w najwyższej skondensowanej części tej samej formacji wskazuje, że jej strop może być datowany na wyższą część górnego oksfordu. W nadległych osadach formacji (X) oolitowo-mułowcowej (Brdy) brak jest amonitów, a jej górna granica ma charakter erozyjny.

W północnej części niecki pomorskiej w wierceni Kozsalin IG 1, nieco ponad spągami formacji piaszczysto-chlorytowej z Chociwła, stwierdzono występowanie amonitów charakterystycznych dla poziomu *cordatum* dolnego oksfordu (Dadlez, 1976; Dembowska, Malinowska, 1977).

Dane biostratygraficzne dotyczące niecki szczecińskiej zostały zaprezentowane w pracach Dembowskiej (1973, 1979b); wyróżniona w przystropowej części osadów formacji (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) fauna amonitów (z rodzaju *Zarajskites* i z linii *Virgattinae*; zgodnie z rewizją Kutka, 1994b) może ją datować na podpoziom *puschi* (= *tenuicostata*) poziomu *pseudoscythica* oraz poziom *scythicus* najwyższego dolnego tytonu. W NE części niecki szczecińskiej, w profilu otworu Rzecznik PIG 1, jura górna jest datowana na podstawie fauny amonitów i cyst bruzdnic. Najwyższa część formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) i dolna część formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej z Chociwła lokują się w obrębie poziomu *mariae* dolnego oksfordu (Matyja, 2010). Występująca ponad lukę stratygraficzną wyższa część formacji z Chociwła to poziom *transversarium* środkowego oksfordu i najniższa część (?) poziomu *bifurcatus* górnego oksfordu. Występująca ponad kolejną lukę stratygraficzną formację (X) oolitowo-mułowcową (Brdy) dinocysty datują na górny kimeryd, a jej przystropową część i najniższą część formacji (VI) łupkowo-marglisto-mułowcowej (pałuckiej) fauna amonitów – na poziom *autissiodorensis* górnego kimerydu. W najniższej części formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej) znaleziono dinocysty charakterystyczne dla interwału obejmującego dolny tyton–najniższą część górnego tytonu. Występowanie w profilu otworu Oświno IG 1, z brzeżnej części niecki szczecińskiej, w pobliżu jej granicy z wałem pomorskim, typowych dla dolnego kimerydu (z wyłączeniem jego najniższego poziomu) taksonów mikrofauny otwornic, sugeruje z kolei, że zasięg czasowy formacji (X) oolitowo-mułowcowej (Brdy) może być tu szerszy (por. Feldman-Olszewska, 2021; Smoleń, 2021). Dane Wilczyńskiego (1962), częściowo zrewidowane przez Wierzbowskiego (2022) na podstawie archiwalnych okazów, które pochodzą z nieistniejących już odsłonięć w środkowo-zachodniej części niecki szczecińskiej, także wskazują na bardziej kompletny profil utworów jury górnej, obejmujący dolny kimeryd (poziomy *planula* i *platynota*) i górny kimeryd (poziomy *mutabilis* i *acathicum*) oraz lukę stratygraficzną, po której występuje dolny tyton (poziom *scythicus*).

Bezwzględny wiek chronostratygraficzny poszczególnych jednostek litologicznych podano w tabeli jednostek litostratygraficznych (tab. 4) na podstawie modelu wiekowego granic poziomów amonitowych jury górnej i najniższej kredy stosowanych na obszarze tetydzkim i perytetydzkim (por. Gale i in., 2020; Hesselbo i in., 2020) oraz korelacji poziomów amonitowych (submedyterańskich i borealnych najwyższej jury odpowiadających wiekowemu tytonowi – por. Wierzbowski i in., 2017).

1.6. KLIMATOSTRATYGRAFIA

Klimat wczesnej jury na terenie Polski był ogólnie ciepły i wilgotny, średnio o kilka stopni cieplejszy niż obecnie (Pieńkowski i in., 2020; fig. 15), z okresami cieplejszymi we wczesnym hetangu (doba *planorbis*), środkowym synemurze (*oxynotum*), późnym wczesnym pliensbachu (*davoei*) oraz bardzo gorącym cieplarnianym klimacie we wczesnym toarku, w czasie zdarzenia Jenkynsa. Chłodniejsze i suchsze epizody pojawiały się w późnym hetangu (sporadycznie; Barbicka i in., 2014 i literatura tam cytowana), na dłużej w późnym pliensbachu, przede wszystkim w dobie *stokesi* i *spinatum* (Ruebsam i in., 2020b). Wyniki badań paleobotanicznych wskazują, że poziom dwutlenku węgla był średnio 3 razy wyższy niż obecnie, co wynika z badań gęstości aparatów szparkowych (Pieńkowski i in., 2020; fig. 15). W przedziale czasowym późnego pliensbachu–wczesnego toarku wskazano na istotny mechanizm wpływający na globalny budżet węglowy i napędzający efekt cieplarniany w trakcie zdarzenia Jenkynsa. Kluczowy okazał się udział grzybów, które po przekroczeniu pewnego progu temperatury intensywnie rozkładały najbardziej odporny element lądowej materii organicznej – martwe drewno, dostarczając do atmosfery dodatkowe ilości gazów cieplarnianych (Pieńkowski i in., 2016). Lądowy rezerwuwar węgla przestawał wtedy gromadzić ten pierwiastek i nawet na umiarkowanych szerokościach geograficznych stawał się jego źródłem. Porównanie zmian stosunków izotopowych $\delta^{13}C$ z obrazem cyklicznych zmian poziomu morza wykazało, że zmiany klimatyczne miały także związek ze zmianami poziomu morza, zarówno w wymiarze lokalno-regionalnym (intensyfikacja cyklu hydrologicznego i zwiększona dostawa materiału okrucowego do basenu), jak i globalnym (fluktuacje związane ze zlodowaceniami, rozszerzalność cieplna wody – Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Pieńkowski i in., 2020).

Badania izotopów tlenu ($\delta^{18}O$) z muszli organizmów jurajskich (Gruszczynski, 1998) świadczą o występowaniu w jurze środkowej znacznych oscylacji temperatur, sięgających kilkunastu stopni. Na przełomie toarku i aalenu temperatura wynosiła ok. 28°C, po czym w aalenu obniżyła się stopniowo do kilkunastu stopni. Najniższą temperaturę wód, wynoszącą ok. 16°C, zaobserwowano na początku późnego bajosu. W późnym bajosie i we wczesnym batonie temperatura ulegała wahaniom, a następnie od środkowego batonu do jego końca stopniowo wzrosła ponownie do 28°C. Na przełomie batonu i keloweju nastąpiło gwałtowne ochłodzenie i w keloweju średnia temperatura wód spadała poniżej 16°C. Porównywalne wyniki dla okresu od późnego bajosu do środkowego batonu na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej dały badania izotopowe Wierzbowskiego i Joachimskiego (2007), którzy uzyskali temperaturę wód dennych w zakresie 7,4–10,1°C, a wód przy powierzchniowych – ok. 18,6°C. Z kolei wyniki badań izotopów tlenu ($\delta^{18}O$) skamieniałości węglanowych keloweju oraz pogranicza keloweju i oksfordu (Wierzbowski i in., 2009b; Wierzbowski, 2015), wskazują na stosunkowo stałą temperaturę wód dennych ok. 11–12°C w okresie od wczesnego keloweju do środkowego oksfordu. Jedynie na przełomie keloweju i oksfordu stwierdzono krótkotrwały dopływ wód zimnych, związany ze wzrostem poziomu morza.

W oksfordzie i dolnym kimerydzie obserwuje się silny spadek wartości $\delta^{18}O$ dobrze zachowanych skamieniałości węglanowych (rostrów belemnitów, muszli ramienionogów i małży; por. Wierzbowski, 2015, 2019). Spadek ten, chociaż wiązany pierwotnie z ociepleniem klimatu, jest obecnie interpretowany jako efekt wypyczenia się basenu w trakcie postępującej oksfordzko-wczesnokimerydzkiej regresji, a także możliwego zmniejszenia zasolenia jego wód, w trakcie maksimum regresji morskiej we wczesnym kimerydzie (por. Wierzbowski, 2021).

Systematyczne, wysokorozdzielcze badania paleoklimatyczne tytonu przeprowadzono stosunkowo niedawno, a głównymi narzędziami interpretacji były podatność magnetyczna, chemostratygrafia pierwiastków oraz mineralogia ilasta (Wierzbowski i in., 2016b; Grabowski i in., 2021; Błażejowski i in., 2023).

W basenie polskim od górnej części dolnego tytonu (poziom *pseudoscythica*) do górnego tytonu (poziom *virgatus*) maleje ilość materiału terygenicznego i wzrasta zawartość węglanu wapnia. Pojawienie się ewaporatów oraz zanik facji pełnomorskich w dolnej części poziomu *virgatus* wskazuje na regresję morza i wysuszenie klimatu. Interpretacja ta zgodna z wynikami badań geochemicznych i składu minerałów ilastych (Wierzbowski i in., 2016b; Grabowski i in., 2021). Trend arydyfikacji klimatu w tytonie basenu polskiego koreluje się z podobnymi zjawiskami z NW Europy i Rosji, co wskazuje na uwarunkowania regionalne lub nawet globalne. Wzrost zawartości węglanu wapnia obserwowano także w tytonie

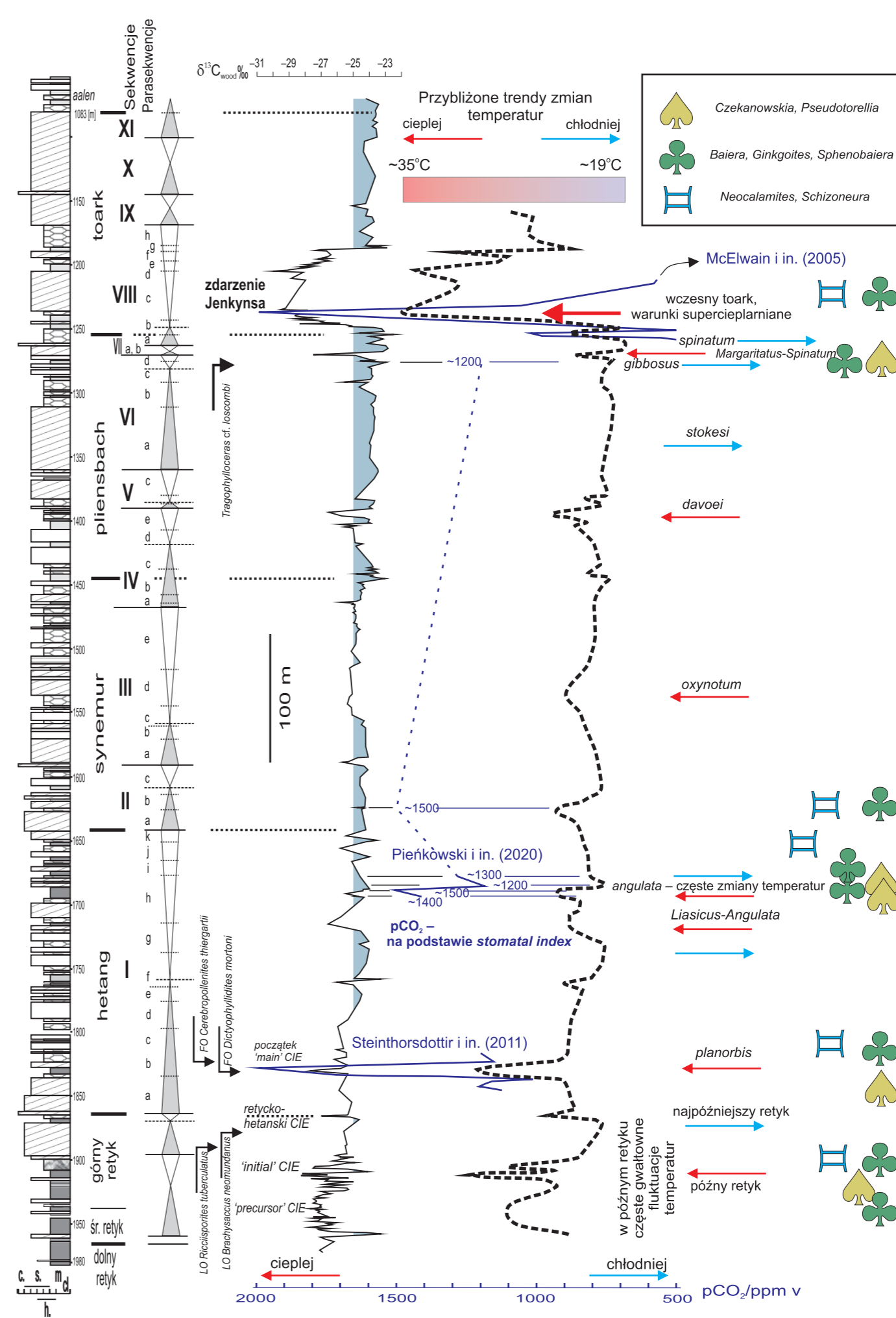


FIG. 15. Interpretacja zmian temperatury u schyłku retyku i w epoce wczesnojurskiej na terenie Polski (na podstawie profilu Kaszewy 1), z uwzględnieniem stosunku zawartości kerogenu lądowego do zmian $\delta^{13}C_{w\ddot{o}d}$ oraz pomiaru *stomatal index* roślin miąższowych, odzwierciedlającego zawartość CO₂ w atmosferze (w ppm). Dodatkowo wzięto pod uwagę wystąpienia makroflory – zespół *Czekanowskia-Pseudotorellia* wskazuje na względnie chłodniejsze i suchsze okresy, a zespół *Baiera-Ginkgoites-Sphenobaiera* na warunki względnie cieplejsze i wilgotniejsze. Występowanie skrzypów *Neocalamites-Schizoneura* wskazuje na wilgotne warunki. Przybliżona skala średniorocznych temperatur na podstawie paleotermometru molekularnego (Ruebsam i in., 2020b). Na podstawie Pieńkowskiego i in. (2020), uzupełniono

w głębokomorskich profilach tetydzkich (np. Grabowski i in., 2017), co koreluje się ze zmianą sedimentacji z wapieni typu ammonitico rosso na wapienie typu maiolica lub biancone (Wieczorek, 1988; Pszczółkowski, 1996).

1.7. MAGNETOSTRATYGRAFIA

Badania magnetostratigraficzne prowadzone na Wyżynie Krakowsko-Częstochowskiej i w SW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich objęły profil oksfordu (od poziomu *cordatum*) oraz dolnego kimerydu (do dolnej części poziomu *planula*; Przybylski i in., 2010a, b). Opróbowany interwał obejmuje warstwy jasnogórskie i zawodzińskie (formacja wapieni gąbkowych częstochowskich) oraz ich odpowiedniki: wapienie margliste, wapienie siwe i morawickie (por. fig. 5). Wykazano obecność namagnesowania o normalnej i odwrotnej polarności, które w większości zinterpretowano jako pierwotne. Sekwencja zmian polarności magnetycznej została skorelowana z magnetozonami od M33Br (spąg poziomu *cordatum*) do M25An.3n (dolna część poziomu *planula*). Obecnie przyjęta granica pomiędzy oksfordem a kimerydem, która jest korelowana ze spągami magnetozoney M26r (Wierzbowski i in., 2016a; Hesselbo i in., 2020), została udokumentowana w profilu Bobrowniki (Przybylski i in., 2010b; Wierzbowski i in., 2016a).

1.8. MAGMATYZM

W jurze na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Południowopolskich nie zanotowano do tej pory obecności *in situ* skał wulkanicznych, jak również materiału piroklastycznego. Okruchy detrytyczne skał magmowych i metamorficznych oraz minerały ciężkie obecne w środkowo- i górnourajskich skałach osadowych SE Lubelszczyzny i Pomorza pochodzą z erozji starszych skał mezozoicznych i paleozoicznych obszarów sąsiednich (por. Niemczycka, 1976a; Bembenek i in., 2021).

1.9. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII (ASPEKTY REGIONALNE)

Utwory dolnej jury basenu polskiego odzwierciedlają złożoną mozaikę różnorodnych systemów depozycyjnych, zmieniających się w czasie i przestrzeni na skutek zmian poziomu morza, klimatu i w mniejszym stopniu czynników tektonicznych (fig. 16). Jurę dolną reprezentują utwory silikoklastyczne (piaskowce, mulowce, heterolity, ilowce) z podrzędnymi zlepieńcami, węglami i syderytami. W utworach brackiczno-morskich pojawiają się też wczesnodiagenetyczne ankeryty i dolomity oraz szamozyt i bertieryn (Pieńkowski, 2004). Najbardziej kompletne profile zachowały się w osiowej części basenu – bruzdzie śródpolskiej (fig. 1A, B), gdzie zapis chemostratigraficzny (fig. 9, 10) oraz dane paleontologiczne, sedimentologiczne, palinofajalne i geochemiczne (Pieńkowski, Waksmundzka, 2009; Pieńkowski i in., 2012; Ruebsam i in., 2020a) pozyskane z licznych wierceń i odsłoneń (fig. 16–18) pozwoliły na ustalenie przebiegu sedimentacji całej serii dolnej jury (Pieńkowski, 2004).

Podczas najpóźniejszego retyku i najwcześniejszego hetangu na obszarze Polski zachodziła sedimentacja w lądowych środowiskach rzecznych i limniczno-bagiennych (formacja zagajska – tab. 3; fig. 9, 16–18). Zmiany składu detrytycznych minerałów ilastych i zawartości pierwiastków głównych są przeważnie warunkowane przez czynniki paleośrodowiskowe – zwłaszcza zmiany paleoklimatu – determinujące reżim paleowietrzenia (Brański, 2012, 2014; Pieńkowski i in., 2014). W formacji zagajskiej zaznacza się wyraźna dominacja kaolinitu i illitu, wskazująca na długookresową zmianę klimatu, a zwłaszcza wyraźny wzrost wilgotności; kaolinit jest bowiem typowym produktem intensywnego wietrzenia chemicznego w warunkach klimatu ciepłego lub gorącego o obfitych całorocznych opadach, prowadzącego do rozwoju gleb i zwietrzelin kaolinitowych na obszarach źródłowych, z których materiał jest następnie erodowany i deponowany w basenie sedimentacyjnym. Formacja zagajska występuje na całym obszarze Niżu Polskiego, jej utwory zawierają poziomy gleb kopalnych (fig. 16), obfite szczątki roślin (fig. 18E), przewarstwienia węgliste, a także nagromadzenia konkrecji i sferolitów syderytowych. Cennych informacji o przebiegu sedimentacji utworów tej formacji dostarczają odsłoneńcia i otwory wiertnicze w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie odsłaniają się litofacje korytowych i pozakorytowych utworów rzeki o anastomozującym układzie koryt o wysokiej krętości (fig. 16, 17A). Z Sołtykowa pochodzą znane tropy dinozaurów, w tym teropodów i zauropodów (Gierliński, Pieńkowski, 1999; Gierliński i in., 2004; Niedźwiedzki, 2011; fig. 18D), a także ich gniazda (Pieńkowski, 1998) oraz koprolity (Barbacka i in., 2022).

Pod koniec wczesnego hetangu (doba *planorbis*) w bruzdzie śródpolskiej stopniowo postępowała od Pomorza w kierunku Gór Świętokrzyskich transgresja brackiczno-morska (fig. 1). Osadziły się

wtedy piaskowce i heterolity pochodzenia przybrzeżno-morskiego, przy brzegach basenu także deltowego (np. Pieńkowski, 2004), należące do formacji skłobskiej. Poza segmentem świętokrzyskim bruzdy śródpolskiej utwory tej formacji obejmują najwyższy dolny, środkowy i górny hetang, natomiast w segmencie świętokrzyskim tylko górną część dolnego hetangu i środkowy hetang (tab. 2; fig. 2). Piaskowce (arenity) są dobrze wysortowane, z częstymi tabularnymi warstwowaniami przekątnymi, warstwowaniami poziomymi i kopolowymi warstwowaniami przekątnymi (fig. 16), co wskazuje na aktywność sztormową (Pieńkowski, 2004). Liczne są zróżnicowane skamieniałości śladowe i małe brackiczno-morskie. Formacja skłobska występuje w całym basenie polskim, jej odpowiedniki są znane także z obszarów Niemiec i Skandynawii. W centrum Polski i na Pomorzu występują ilaste pakiety utworów morskich bogate w organikę (kerogen morski), utworzone w wąskiej, eutroficznej zatoce morskiej (Barth i in., 2018; Pieńkowski i in., 2020).

Następna, przysuska formacja rudonośna występuje wyłącznie na obszarze segmentu świętokrzyskiego bruzdy śródpolskiej (tab. 2). Wiek tych osadów na podstawie stratygrafii sekwencyjnej określono na górny hetang (Pieńkowski, 1983, 2004), chociaż w dawnych interpretacjach (Dadlez, 1969, 1973, 1975) utwory te były zaliczane do dolnego synemuru. Należy zaznaczyć, że Karaszewski (1960, 1974), na podstawie przesłanek biostratigraficznych, konsekwentnie podtrzymywał swój pogląd o hetąńskim wieku tej formacji. Późniejsze badania sedimentologiczne i stratygraficzno-sekwencyjne (Pieńkowski, 1983, 2004), korelacje palinologiczne (Krupnik i in., 2014; Marcinkiewicz i in., 2014), a także chemostratigrafia izotopowa (Pieńkowski i in., 2020) pozwalają na zaliczenie przysuskiej formacji rudonośnej do górnego hetangu. Formacja charakteryzuje się powtarzalnością tzw. trzech poziomów rudnych – mulowców i ilowców, większami heterolitów z syderytami (Karaszewski, 1962; Wyrwicki, 1966; Kozydra, 1968; Pieńkowski, 2004). Są one rozdzielone utworami piaszczystymi pochodzenia barierowego i przybrzeżnego z małżami brackicznymi (fig. 18G), bliżej brzegów basenu obecne są także utwory deltowe (fig. 16). Syderyty były kiedyś eksploatowane jako rudy żelaza, obecnie poziomy ilasto-mulowcowe są źródłem surowców ceramicznych. Liczne są szczątki roślin, a miejscami gleby kopalne z korzeniami roślin. Utwory formacji powstawały w trakcie stabilizacji poziomu morza i stopniowej jego regresji. Środowiska przybrzeżne barier, lagun i delt (fig. 17B) stanowiły korzystny biotop dla dinozaurów i sprzyjały możliwości zachowywania się licznie pozostawionych tropów dinozaurów w takich stanowiskach jak Gliniany Las (Gierliński, Pieńkowski, 1999), Zapniów (Niedźwiedzki, Pieńkowski, 2016), czy w ostatnio odkrytym stanowisku w Borkowicach koło Przysuchy, zawierającym jedne z najlepiej zachowanych tropów dinozaurów na świecie, a także odlewy ich kości (fig. 18A–C; Pieńkowski, Niedźwiedzki, 2021).

Osady formacji zagajskiej, skłobskiej i przysuskiej rudonośnej (tab. 2) budują I sekwencję depozycyjną jury dolnej (Pieńkowski, 2004, 2006; Pieńkowski i in., 2008; fig. 9). Formacja zagajska (parasekwencje la–b) reprezentuje część inicjalną ciągu TST (powstała przed wkroczeniem zalewu morskiego, na skutek podnoszenia się bazy erozyjnej w miarę postępującej transgresji) i odpowiada wiekowi większości dobie *planorbis* i prawdopodobnie najstarszej dobie jury *tilmanni* (Pieńkowski i in., 2020; Hesselbo i in., 2020). Formacja skłobska (parasekwencje lc–f) reprezentuje zasadniczą część TST i odpowiada najwyższej części poziomu *planorbis* oraz dolnej i środkowej części poziomu *liasicus*. Przysuska formacja rudonośna (parasekwencje lg–k) reprezentuje ciąg HST i odpowiada najwyższej części poziomu *liasicus* oraz większości poziomu *angulata*. Na najwyższą część poziomu *angulata* przypadałaby luka erozyjna (Pieńkowski, 2004; Pieńkowski i in., 2008).

Utwory synemuru spoczywają na powierzchni erozyjnej – granicy sekwencji II i rozpoczynają się od utworów koryt rzecznych, wcinających się w starsze osady hetangu (Pieńkowski, 2004, 2006). Nad nimi występują utwory zbiornika brackiczno-morskiego (piaskowce i heterolity) dolnego synemuru (fig. 9, 17C), zbliżone cechami do formacji skłobskiej, mają też podobny zasięg lateralny w basenie polskim. W obrębie synemuru występuje jeszcze jedna granica sekwencji – powierzchnia erozyjna, korelowana z niskim poziomem morza w dobie *turneri*. Nad nią występuje sekwencja III górnego synemuru wykształcona podobnie do sekwencji II, kończąca się regionalną regresją korelowaną z późną częścią dobie *raricostatum*. Obie sekwencje depozycyjne występują w obrębie jednej jednostki litostratigraficznej formacji ostrowieckiej, złożonej w przewadze z piaskowców (tab. 2).

Utwory pliensbachu rozpoczęły się silną transgresją morską dobie *amesoni*. Na Pomorzu w dolnym pliensbachu występują ilasto-mulowcowe utwory otwartego morza z fauną morską (formacja łobeska), na pozostałej części kraju są to piaszczysto-heterolityczne utwory płytszego morza, przy brzegach nieco wysłodzone (formacja gielniowska). Formacja ta wchodzi wraz z równoległą formacją łobeską w skład sekwencji depozycyjnej IV. Spłylenie korelowane z późną dobą *davoei* stanowi granicę

z kolejną sekwencją V, wchodzącą w skład formacji gielniowskiej. Sekwencję V cechują nadal warunki przybrzeżno-morskie, ale wpływy morskie są słabiej zaznaczone niż w sekwencji IV. Początek późnego pliensbachu (doba *stokesi*) był związany ze znacznym spadkiem poziomu morza (wywołanym prawdopodobnie zlodowaceniem), a także obniżeniem bazy erozyjnej oraz usuwaniem części osadzonych wcześniej utworów poprzedniej sekwencji depozycyjnej. Na całym terenie Polski występowały facje lądowe w postaci koryt rzecznych (sekwencja VI), zaliczonych do najniższej części następnej formacji drzewickiej. Jeszcze w dobie *stokesi* nastąpiła jednak szybka transgresja morska, kontynuująca się w dobie *margaritatus*, której efektem było powstanie m.in. piaskowców przybrzeżnych znanych z okolic Szydłowca i morskich utworów z amonitami na Pomorzu i w centralnej Polsce – otwór Kaszewy 1 (fig. 9, 18F). W regionie świętokrzyskim występują utwory deltowe i plażowe, a w nich liczne tropy dinozaurów. Na Pomorzu, a także w centralnej Polsce stwierdza się bardzo zróżnicowane fałcialnie utwory piaszczysto-mulowcowe, reprezentujące środowiska od morskich po deltowe, zaliczone do formacji drzewickiej (region świętokrzyski, centralna Polska) albo komorowskiej (Pomorze; tab. 2). W górnym pliensbachu, w obrębie tych dwóch formacji, wyróżniono jeszcze jedną sekwencję depozycyjną VII, która miejscami (np. w otworze Kaszewy 1) jest zachowana szczerkowo na skutek ruchów mas solnych w podłożu.

Dolny toark należy dzięki wysokorozdzielczej chemostratigrafii (fig. 10) do najlepiej zdefiniowanych stratygraficznie odcinków profilu jury dolnej (Hesselbo, Pieńkowski, 2011). Zalew morski (związany z szybką deglacją) na początku wieku toarckiego spowodował przekształcenie się przeważającej części obecnego terytorium Polski w rozległą brackiczną zatokę morską (fig. 1B), wypełnianą stopniowo charakterystycznymi zielonoszarymi mulowcami i heterolitami formacji ciechoczeńskiej, należącymi do sekwencji VIII (fig. 17D). Jednocześnie nasilenie efektu cieplarnianego, opadów, erozji i gwałtownej dostawy materiału terygenicznego do basenu w czasie apogeum zdarzenia Jenkynsa przejściowo doprowadziło (mimo rosnącego w tym czasie globalnego poziomu morza) do wypełnienia basenu utworami deltowo-piaszczystymi (fig. 1B). Po złagodzeniu ekstremalnych warunków klimatycznych, warunki brackiczno-morskie w basenie polskim powróciły (Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Ruebsam i in., 2020a). Oprócz analiz sedimentologicznych (Pieńkowski, 2004; Leonowicz, 2009, 2011, 2016a) i palinofajalnych (Pieńkowski i in., 2016), istotne znaczenie dla interpretacji paleozasolenia i warunków paleośrodowiskowych miała analiza biomarkerów (Ruebsam i in., 2020a), która wykazała, że erozja odsłoniła na lądach starsze utwory paleozoiczne, dostarczając do basenu także paleozoiczną materię organiczną (Ruebsam i in., 2020a; fig. 1B). Sedymencję brackiczno-morską wczesnego toarku przeważa rozległa, ponadregionalna erozja, po której zachodziła sedimentacja rzeczno-deltowa piaszczystych utworów formacji burcickiej (sekwencje IX–XI).

W jurze środkowej na obszarze Niżu Polskiego dominowała sedimentacja w płytkim morzu epikontynentalnym. W początkowym okresie (aalen, wczesny bajos) zajmowało ono tylko obszar bruzdy śródpolskiej i miało prawdopodobnie połączenie tylko od południa z Oceanem Tetydy, przez bramę przemyską (fig. 12A, B). W późniejszym okresie (późny bajos, wczesny i środkowy baton) basen polski uzyskał połączenie również z morzem subborealnym zachodniej Europy (fig. 19A), a w późnym batonie i kelowej także z morzem borealnym położonym na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej (Ziegler, 1990; Thierry i in., 2000; fig. 12H, I, 20B). Zasięg basenu sedimentacyjnego ulegał rozszerzaniu i kurczeniu, zgodnie z pulsami transgresywno-regresywnymi (Feldman-Olszewska, 1997; Feldman-Olszewska w: Pieńkowski i in., 2008). Obszar bruzdy śródpolskiej przez całą jurę środkową był przykryty morzem i profil sedimentacyjny jest tu ciągły. Na obszarach położonych na zewnątrz od bruzdy, po jej obu stronach, sedimentacja odbywała się z przerwami (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998c). Podnoszenie się poziomu oceanu światowego powodowało transgresje morskie na te obszary. Luki sedimentacyjne i erozja osadów były związane z okresami niskiego poziomu oceanu światowego i (lub) zwiększenia tempa subsydencji bruzdy śródpolskiej.

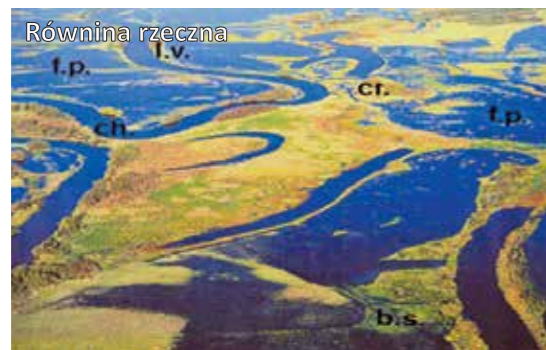
Pierwsza transgresja środkowojurajska wkroczyła na obszar Niżu Polskiego w aalenie i objęła swym zasięgiem tylko obszar bruzdy śródpolskiej, która w tym czasie wykazywała silne ruchy obniżające. Okres aalenu był czasem jednego z dwóch głównych w jurze środkowej podniesień poziomu morza (cykle długookresowe; Haq, 2018), na który składa się kilka wyraźnych spadków poziomu morza, po których następowało silne jego podniesienie. Transgresja ta wkroczyła na fluwalne utwory górnego toarku pokrywające cały obszar Niżu Polskiego, prawdopodobnie od SE (Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988), o czym może świadczyć obecność utworów aalenu–dolnego bajosu w rejonie SE Polski (Moryc, 2004). Wiąże się z nią stopniowo pojawianie się na obszarze południowej i centralnej części bruzdy śródpolskiej osadów estuarium zdominowanego przez pływy średniej wielkości (Feldman-Olszewska, 2006a, 2007a, 2012a, b). Sedymen-

cja odbywała się początkowo w obrębie środkowego estuarium, w którym zostały osadzone utwory równi piaszczystej i mieszanej z przewarstwieniami osadów równi mulowych, poprzecinane przez koryta rozpraszające i rozdzielone przez migrujące po dnie wały piaszczyste. Następnie zostały osadzone wysokoenergetyczne utwory ujścia estuarium. Utwory te charakteryzują obecność przewarstwien zawierających mikrofaunę morską, faunę małżową oraz skamieniałości śladowe ichnofacji *Skolithos*, diagnostyczne dla facji płytkomorskich (Kopik, 1956; Karaszewski, 1967; Ryll, 1970, 1983; Bielecka, Styk, 1981b). Ubogie dane stratygraficzne sugerują, że początek transgresji należy wiązać z aalenem. W tym czasie w pomorskiej części bruzdy dominowała sedimentacja lądowa (fig. 12A).

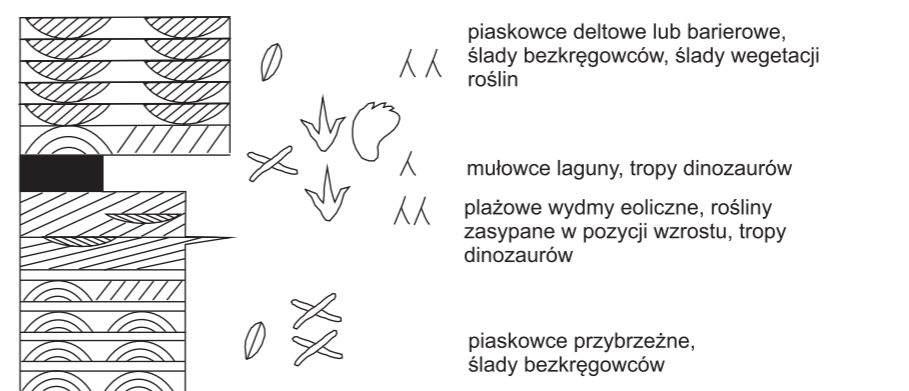
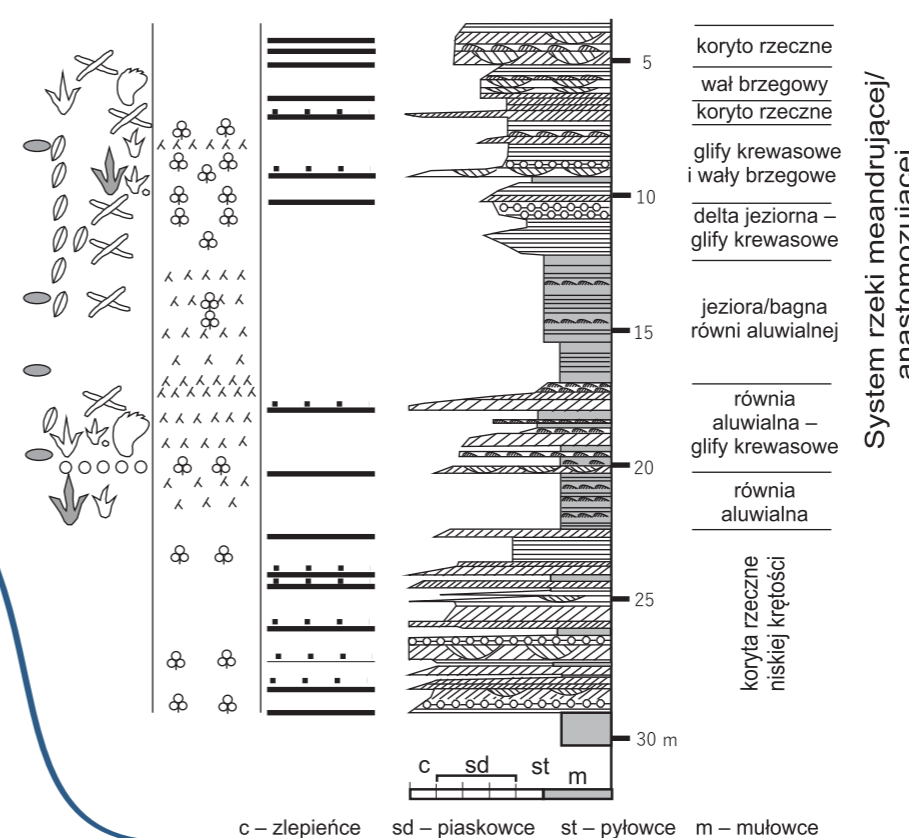
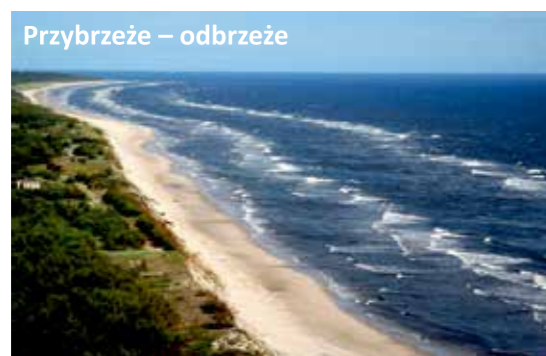
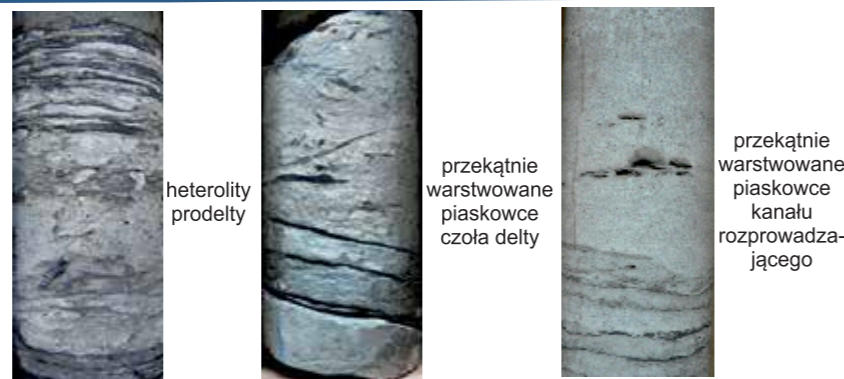
Szybki postęp transgresji aaleńskiej, skorelowany z subsydencją obszaru bruzdy śródpolskiej oraz znikomą dostawą materiału terygenicznego z lądu, doprowadził do powstania basenu sedimentacyjnego, reprezentującego strefę głębokościową poniżej sztormowej podstawy falowania (odbrzeże). Jednocześnie słaba cyrkulacja w basenie o kształcie wąskiej rynnny (fig. 12B; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1998c), spowodowała stratyfikację wód, co w połączeniu z obfitym dopływem materii organicznej z lądu wytworzyło w tym basenie warstwę dysoksydacyjno-anoksydacyjnych wód dennych (Feldman-Olszewska, 2005, 2006b). Takie warunki zapoczątkowały sedimentację czarnych osadów ilastych. Maksimum transgresji przypało prawdopodobnie na dobę *sauzei* lub najniższą część dobie *humphresianum* – podobna *romani*, gdyż to w tym okresie morze wkroczyło na obszar NE obrzeżenia GZW oraz bloku Gorzowa i niecki szczecińskiej (pozostawiając odsłonięty garb wielkopolski; fig. 12C; Dayczak-Calikowska, 1976, 1977a, 1979; Kopik, 1998; Feldman-Olszewska, 2014). Po tym okresie nastąpiło stopniowe spłylenie basenu i wycofywanie się morza ze stref marginalnych (z obszaru monokliny śląsko-krakowskiej oraz niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa – Dayczak-Calikowska, 1979; Kopik, 1998). W centralnej części basenu obserwuje się znaczący wzrost piaszczystości utworów tego wieku (od osadów ilastych basenu dysoksydacyjnego do utworów piaszczystych dolnego/środkowego przybrzeża; fig. 20; Feldman-Olszewska, 2007a, 2008b, 2012c), co wskazuje na znaczące obniżenie poziomu morza w tym czasie.

Druga transgresja rozpoczęła się pod koniec dobie *subfurcatum* (= *niotriense*) lub z początkiem dobie *garantiana*, na co wskazuje luka stratygraficzna stwierdzona w poziomie *subfurcatum* na obszarze częstochowskim (Kopik, 1998). Prawdopodobnie w tym samym czasie morze wkroczyło również od południa na obszar pomiędzy Krakowem a Przemysłem, tworząc wąskie, wydłużone zatoki (Moryc, 2018). Natomiast na obszar niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa morze wkroczyło dopiero w dobie *acris* (por. tab. 1; Dayczak-Calikowska, 1979; Feldman-Olszewska, 2014). Maksimum transgresji przypało na niższą część dobie *parkinsoni* (fig. 11). Maksymalny zasięg basenu w tym czasie obejmował, poza obszarem bruzdy śródpolskiej, również obszar położony na SW od niej (prawdopodobnie bez centralnej części tzw. garbu wielkopolskiego; Dayczak-Calikowska, 1977a, 1979; Kopik, 1979a, 1998; Feldman-Olszewska, 2012d), a także przylegającą do bruzdy śródpolskiej niewielką część niecki pomorskiej (Dayczak-Calikowska, 1976) i płockiej (Ryll, 1983; fig. 12D). Większą część basenu w tym czasie obejmowała sedimentacja ilasta w warunkach dysoksydacyjnych, w których licznie występowała fauna amonitowa poziomu *garantiana*, *acris* i niższej części *parkinsoni* (zob. Różycki, 1953; Znosko, 1957; Kopik, 1979a, 1998; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Matyja, Wierzbowski, 2000; Zatoń, 2010a, b) oraz małże i syderyty. Na obszarze częstochowskim w utworach tego wieku są obecne poziomy rudne syderytów, które były w XX w. przedmiotem eksploatacji przemysłowej. Jedynie w strefach przybrzeżnych (obecnie zachowanych tylko na obszarze niecki płockiej) dominowała sedimentacja utworów piaszczystych (Ryll, 1983). Ponowne obniżenie poziomu morza przypało na schyłek dobie *parkinsoni* (podboba *bomfordi*) oraz początek dobie *zigzag* (podboba *convergens*). Wiąże się go z wycofaniem się morza z rejonu garbu wielkopolskiego i niecki szczecińskiej (Dayczak-Calikowska, 1979; fig. 12E) oraz ponownym silnym zapiaszczeniem i osadzeniem bardziej płytkomorskich osadów (stopniowe przejście od osadów ilastych basenu dysoksydacyjnego do utworów dolnego i środkowego przybrzeża – fig. 20) na obszarze centralnym (Feldman-Olszewska, 2007a, 2012b, c). Spłylenie to jest datowane, za pomocą cyst bruzdnic, na pogranicze poziomów *parkinsoni* i *zigzag* (Barski, 2007, 2008, 2012). W rejonie bełchatowskim w stropie pojawiły się piaskowce szamozytowe z charakterystyczną mikrofauną (Kopik, 1979a).

Trzecia transgresja objęła swoim zasięgiem znacznie szerszy obszar niż dwie poprzednie. Zbiornik morski zajął cały obszar na SW od bruzdy śródpolskiej, szerzej również wkroczył w regionie centralnym na obszar platformy wschodnioeuropejskiej i dotarł w rejon Olsztyna (fig. 12F; Deczkowski, 1976, 1977; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988). Nieznaczne poszerzenie zbiornika jest obserwowane również na południe i wschód od Krakowa (Moryc, 2018). Ponownie w centralnej i południowej części basenu utwory transgresyjne są reprezentowane przez ilowce i łupki bogate w faunę małży i amonitów oraz mikrofaunę, a także syderyty.



b.s. – bagno ch. – podsystem kanałowy cr. – glif krewasowy
f.p. – równia zalewowa l.v. – grobla



- | | | | | | |
|--|--|--|-------------------------------|--|---|
| | powierzchnie erozyjne | | ślady dużych teropodów | | warstwowanie poziome |
| | powierzchnie erozyjne ze zlepieńcami/klastami mułowców | | ślady gigantycznych tabularne | | warstwowanie przekątne tabularne |
| | jamki małżów | | gniazda dinozaurów | | warstwowanie przekątne rynnowe |
| | nory stawonogów | | koprolity dinozaurów | | warstwowanie zmnarszczkowe |
| | ślady zauropodów i prozauropodów | | korzenie roślin i paleogleby | | warstwowanie konwolutive |
| | ślady wczesnych ornitopodów | | korzenie roślin i paleogleby | | mułowce i iłowce – bezstrukturalne i laminowane |
| | ślady małych/średnich teropodów | | naplawiona flora | | kopułowe warstwowanie przekątne |

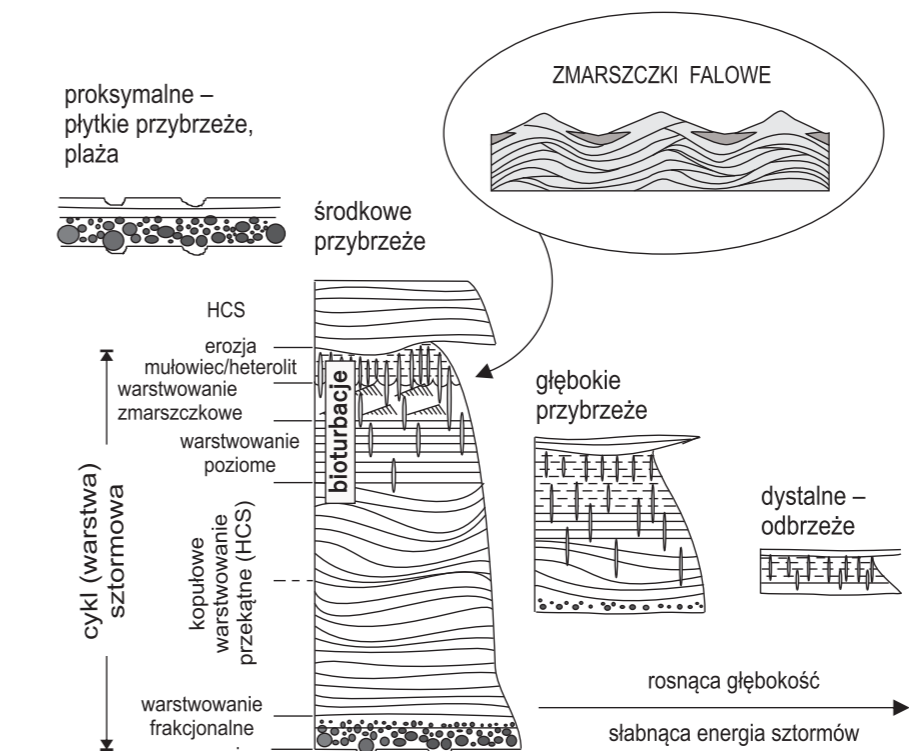


FIG. 16. Podstawowe paleośrodowiska i litofacje obecne we wczesnojurajskim basenie sedimentacyjnym w Polsce: system rzeki meandrującej/anastomozującej oparty na profilu wiercenia i odsłonięcia w Sołtykowie; zdjęcia rdzenia pochodzą z profilu otworu Kaszewy 1 (na podstawie Piętkowskiego, 2004, zmieniono i uzupełniono)

FIG. 17. Wybrane typowe odsłonięcia jury dolnej: **A** – utwory równi rzecznej w Sołtykowie k. Stąporkowa, pow. konecki, dolny hetang: widoczne jeziorno-bagienne mulowce węgliste z syderytami (niżej), wyżej utwory koryta rzecznej (po lewej) i koryta gwałtowniejszych rozciągające się wzdłuż górnej krawędzi odsłonięcia; **B** – utwory barierowo-zatokowe/lagunowe w Borkowicach k. Przysuchy, górny hetang: utwory rzeczne na górze reprezentują następną formację ostrowiecką (dolny synemur), załęgającą na regionalnej powierzchni erozyjnej (granica sekwencji depozycyjnej II); **C** – piaskowce dolnego synemuru w Żarnowie, pow. opoczyński (sekwencja II) z widocznymi przekątnymi warstwami kupałowymi wielkiej skali, utwory sztormowe przybrzeża; **D** – mulowce i heterolity lagunowo-zatokowe (zbiornik brakiczno-morski) formacji ciechockińskiej (dolny toark) w Kozłowicach, pow. oleski, woj. opolskie (sekwencja VIII)

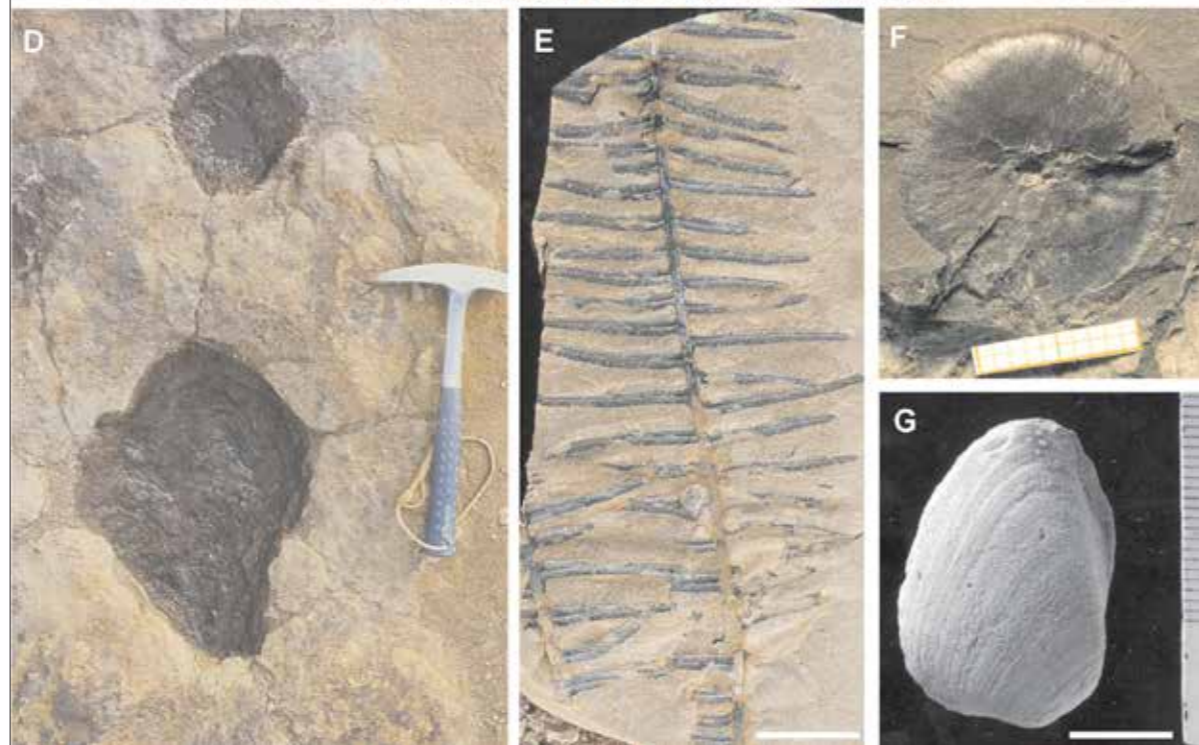
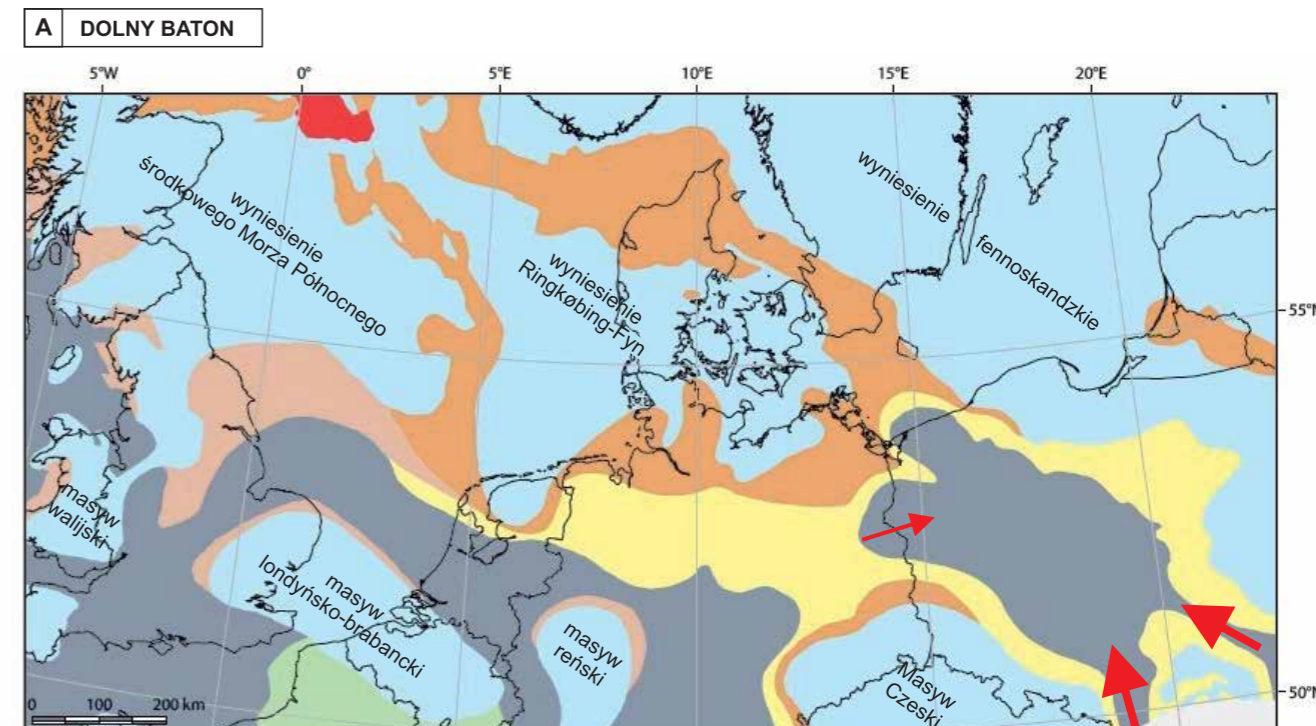
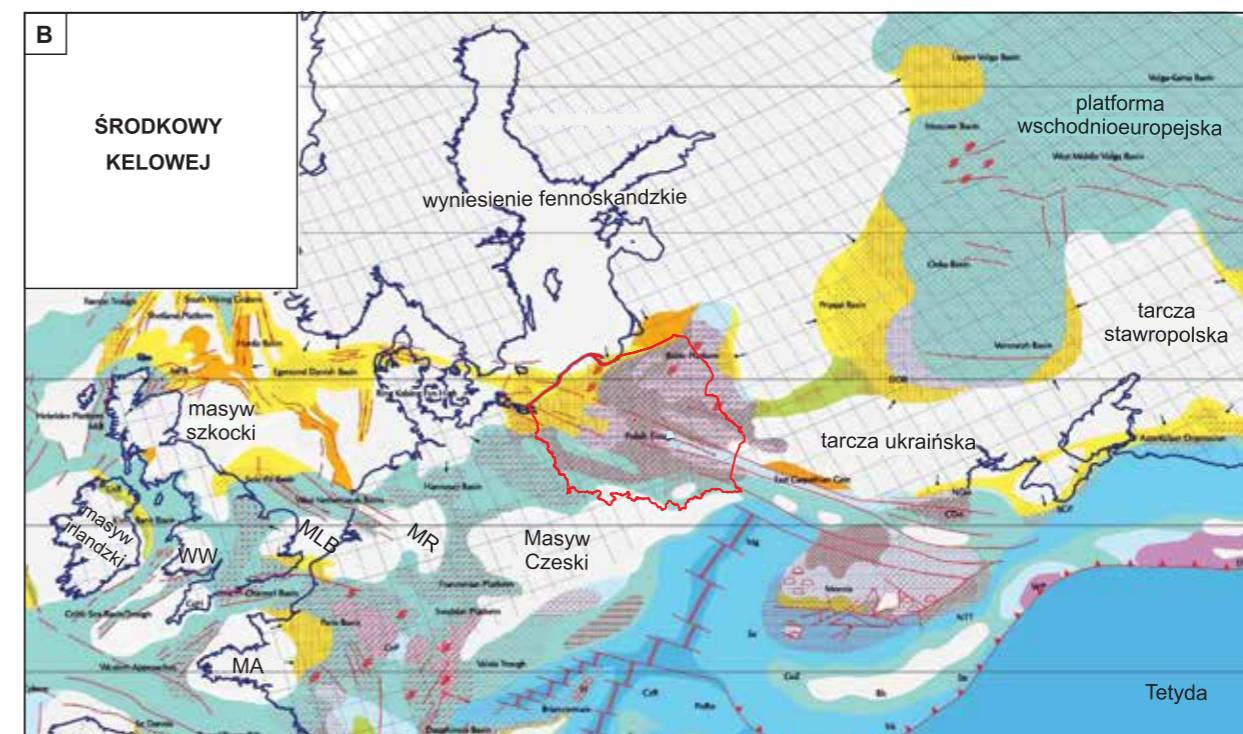


FIG. 18. Przykładowe skamieniałości jury dolnej: **A** – trop teropoda (dinozaura drapieżnego), Borkowice, górny hetang: widoczne ślady poduszek palcowych i pazurów; **B** – głęboko odcisnięty ślad większego teropoda, Borkowice: w tylnej części widoczny ślad śródstopia; **C** – odlew kości udowej dinozaura, Borkowice; **D** – zestaw tropów zauropoda: przedniej stopy (mniejszy) i tylnej stopy (większy), dolny hetang, Sołtyków; **E** – paproć *Matonia braunii* (Göppert) Harris, otwór Nieklań 1, głęb. 41,8 m, dolny hetang (Barbacka i in., 2016); **F** – amonit *Tragophylloceras cf. loscombi* (Sowerby), otwór Kaszewy 1, głęb. 1281,5 m, górny pliensbach (Pieńkowski, 2014); **G** – małż brakiczny *Cardinia* sp., Zapniów k. Przysuchy, górny hetang (Pieńkowski, 2004). Skala E-G = 1 cm

1
Niżej Polski i pas wyżyn



- osady lądowe
- osady lądowe do marginalnych morskich
- piaski przybrzeżne
- morskie ropy, muły i węglany
- węglany płytkomorskie
- główne wulkany ekstruzywne
- erodowane obszary lądowe
- niepewne
- główne połączenie basenu polskiego z innymi zbiornikami morskimi
- drugorzędne połączenie basenu polskiego z innymi zbiornikami morskimi



- osady eoliczne
- osady rzeczne, jeziorne
- płytkie środowiska o zmiennym zasoleniu
- środowiska brzegowe, płytkomorskie terytydyczne
- węglany płytkomorskie
- węglany głębokomorskie
- osady głębokomorskie
- głębokie baseny oceaniczne
- łuki wulkaniczne
- erodowane obszary lądowe
- niepewne

FIG. 19. Mapy paleogeograficzne obszaru Perytetydy północnej w jurze środkowej: **A** – mapa paleogeograficzna dolnego batonu dla obszaru południowego basenu permskiego (wg Lott i in., 2010, zmieniono); czerwone strzałki wskazują połączenia basenu polskiego z Tetydą i basenem epikratonicznym zachodniej Europy; **B** – mapa paleogeograficzna keloweju środkowej dla obszaru Perytetydy (fragment mapy Thierry'ego i in., 2000); czerwony kontur – lokalizacja basenu polskiego; MA – masyw armorykański; MLB – masyw londyńsko-brabancki; MR – masyw reński; WW – wyniesienie walijskie

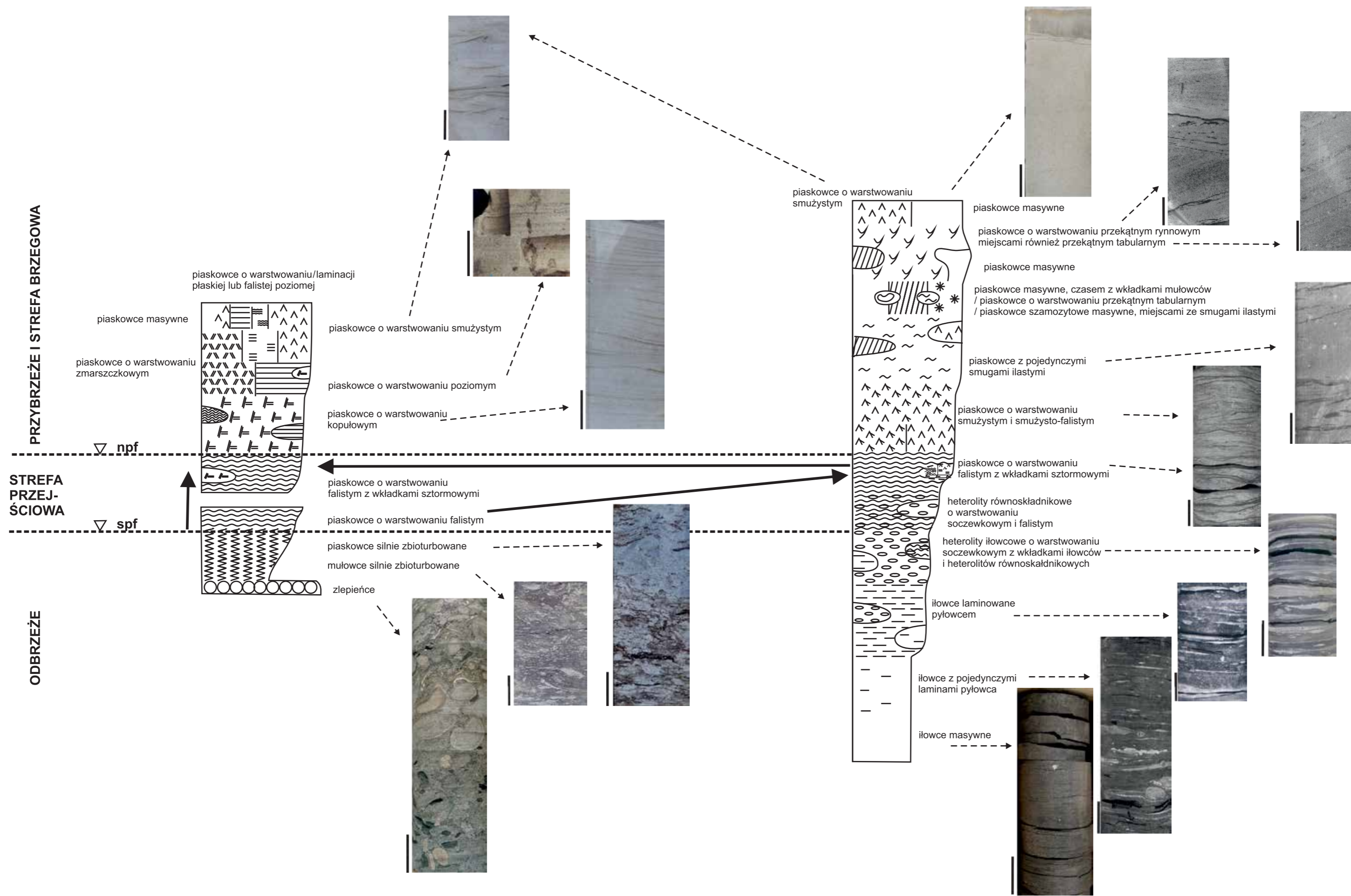


FIG. 20. Schemat pionowego następstwa litofacji w utworach jury środkowej Kujaw: npf – normalna podstawa falowania, spf – sztormowa podstawa falowania; zdjęcia obrazujące typowe litofacje obserwowane w rdzeniach wiertniczych (skala = 4 cm) pochodzą z otworów: Brześć Kujawski IG 3, Ciechocinek IG 2, Wojszyce IG 1a, Wojszyce IG 3, Wojszyce IG 4; grube strzałki wskazują alternatywne następstwo części profilu

W rejonie Łęczycy występują poziomy rud syderytowych, które były eksploatowane w latach 50.–80. XX w. Znaleźiska fauny amonitowej dokumentują wiek początku tej transgresji na poziomie *zigzag* podpoziomu *convergens* (prawdopodobnie bez jego najniższej części; fig. 11; zob. Znosko, 1957; Giżewska, 1975; Dayczak-Calikowska, 1979, 1987; Kopik, Marcinkiewicz, 1997; Kopik, 1998). Maksimum transgresji przypadło na koniec doby *macrescens*. Wyznaczenie wieku niskiego poziomu morza jest w przypadku tego cyklu bardzo problematyczne ze względu na skrajne ubóstwo fauny amonitowej. Pojedyncze znaleźiska z centralnej części obszaru oraz bloku Gorzowa sugerują, że spłylenie zbiornika nastąpiło przypuszczalnie w dobie *tenuiplicatus* (Kopik, 1979a; Feldman-Olszewska, 2014). Jedyny obszar, na którym amonity występują w znaczącej ilości to Wyżyna Krakowsko-Częstochowska (Różycki, 1953; Kopik, 1998, 2006; Matyja, Wierzbowski, 2000; Zatoń, 2010a, b), na której jednak górny bajos i baton prawie w całości są wykształcone w monotonnej facji czarnych ilów rudonośnych (Leonowicz, 2015, 2016b).

Czwarty cykl sedymentacyjny obejmuje krótki przedział czasowy batonu środkowego; cysty bruzdnic charakterystyczne dla poziomu LPD 5–6 (tab. 5) stwierdzone w utworach mułowcowych i heterolitach (Barski, 2000, 2007, 2008, 2012) sugerują, że początek transgresji przypadł prawdopodobnie na dobę *progracilis*, a występujące powyżej w piaskowcach dinocysty wskazujące na poziom LPD 7, że regresję należy korelować z dobą *subcontractus*. Cykl ten może być korelowany z cyklem na krzywej Haqa (fig. 11). W kujawskim segmencie bruzdy śródpolskiej rozpoczyna się on poziomem zlepieńca i utworami mułowcowo-piaszczystymi, często silnie zbioturbowanymi, powstałymi w strefie przejściowej pomiędzy sztormową a normalną podstawą falowania (Feldman-Olszewska, 2007a, 2008a, b, 2012a–c; fig. 20). Spłylenie zbiornika spowodowało osadzenie się utworów piaskowcowych początkowo w środowisku dolnego, a następnie środkowego przybrzeża. We wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich pojawiły się również utwory płytkowodnej rampy węglanowej i estuarium (Kozłowska i in., 2021).

Piąta transgresja rozpoczęła się w dobie *morissi*, natomiast faza regresyjna przypada na dobę *hodsoni* (= *bremeri*) lub początek doby *orbis* (podpoziomu *blanazense* = *heterocostatus*). Transgresję datuje liczne występowanie amonitów na obszarze częstochowskim (Kopik, 1998, 2006; Matyja, Wierzbowski, 2003), a w centralnej Polsce – cysty bruzdnic (LPD 7–8; Barski, 2007, 2008, 2012). Regresję dokumentuje tu tylko jeden amonit *Eohectoceras discoangulatum* Tsereteli (Feldman-Olszewska, 2007a) oraz cysty bruzdnic (LPD 8). Dodatkowo wiek fazy regresyjnej potwierdza luka stratygraficzna, obejmująca podpoziom *heterocostatus* i być może również część poziomu *bremeri*, stwierdzona na obszarze niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa (Dayczak-Calikowska, 1979). W centralnej części basenu profil tego cyklu rozpoczyna się poziomem zlepieńca, powyżej którego występują utwory piaskowcowe osadzone początkowo w strefie dolnego, a następnie środkowego i górnego przybrzeża (Feldman-Olszewska, 2007a, 2008a, b, 2012a, b, c; fig. 20). W rejonie wału pomorskiego oraz niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa dominowała w tym czasie sedymentacja ilowcowa-mułwowa oraz piaskowcowa-mułwowa z chlorytem (Dayczak-Calikowska, 1979, 1987). Na obszarze Lubelszczyzny i NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich rozwinęła się natomiast rampa węglanowa (fig. 12G), w obrębie której powstały płytkowodne wapienie z obfitymi związkami żelaza (limonit), a podrzędnie również piaskowce i mułowce utwory estuarium (Niemczycka, 1978; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988; Feldman-Olszewska, 1997; Kozłowska i in., 2021).

Bardzo szeroki zasięg miała szósta transgresja, która w dobie *orbis* wkroczyła na obszar całej platformy wschodnioeuropejskiej (fig. 12H). Odsunięcie obszaru alimentacyjnego w tym czasie spowodowało, że na większości obszaru od Pomorza po Jurę Krakowsko-Częstochowską dominowała sedymentacja utworów ilowcowo-mułwowych w środowisku odbrzeża morza epikontynentalnego. Liczna fauna amonitowa dobrze datuje ten poziom na Pomorzu (Dayczak-Calikowska, 1977b) oraz obszarze częstochowskim (Kopik, 1998, 2006; Zatoń, 2010a, b). Spadek poziomu morza był związany z początkiem doby *discus*. Nastąpiło wtedy skurczenie się brzegów basenu i wycofanie się morza z jego wschodnich obszarów (prawdopodobnie aż po zachodnią część depresji Kutna – Feldman-Olszewska, 2007a, 2012a, b, c) i z północnego obrzeżenia GZW (Kopik, 1998). Jednocześnie na obszarach występowania poziomu *discus* (Pomorze, południowa część Jury Krakowsko-Częstochowskiej) obserwuje się spłylenie facji. W brzeźnych partiach basenu licznie pojawiły się piaskowce chlorytowe z ooidami żelazistymi (wał pomorski, niecka szczecińska; Dayczak-Calikowska, 1977b) lub margle, wapienie i mułowce z ooidami żelazistymi (południowa część monokliny śląsko-krakowskiej; Różycki, 1953).

Ostatnia transgresja środkowojurajska rozpoczęła się prawdopodobnie pod koniec doby *discus*, o czym świadczy obecność nieco głębszych facji, niekiedy z glaukonitem (Feldman-Olszewska, 2007a, 2012c), datowanych w centralnej Polsce na poziom LPD 9

lub LPD 10 (Barski, 2007, 2012). Wkroczyła ona szerokim frontem na platformę wschodnioeuropejską, gdzie jest udokumentowana obecnością utworów ilowcowych z liczną fauną amonitową poziomu *discus*, przykrywających piaskowce chlorytowe niższej części tego poziomu (Dayczak-Calikowska, Kopik, 1973). Na obszarze wschodniego Mazowsza, północnej Lubelszczyzny i Podlasia osadzili się w tym czasie wapienie organogeniczne z liczną fauną szkarłupni i małży oraz obfitym limonitem i ooidami żelazistymi, których wiek dokumentują nieliczne otwornice i amonity (Niemczycka 1965, 1978, 1979a, b; Salamon i in., 2021), a w centralnej i południowej Lubelszczyźnie także piaskowce przybrzeżne i deltowe (Niemczycka, 1978; Feldman-Olszewska 2007b). Z początkiem keloweju również na obszarze monokliny śląsko-krakowskiej nastąpił powrót sedymentacji w postaci wapieni marglistych z ooidami żelazistymi i liczną fauną amonitową (Różycki, 1953; Kopik, 1979b, 1998; Dembic, Praszki, 2003; Barski i in., 2004; Moryc, 2018). W wyniku znacznego podniesienia poziomu morza, w cyklu tym doszło po raz pierwszy do połączenia basenu polskiego i rosyjskiego poprzez syneklizę prypecko-dnieprowską (obszar Białorusi; fig. 19B). Poziom maksymalnego zalewu jest bardzo trudny do wyznaczenia, gdyż na znacznej części basenu polskiego środkowy i górny kelowej jest wykształcony w postaci warstwy bulastej o grubości od kilku do kilkadziesiąt centymetrów (fig. 12I; Dayczak-Calikowska, Moryc, 1988), w obrębie której są skondensowane cztery poziomy amonitowe (*Jason-lamberti*). Układ facji w zachodniej części basenu (Pomorze), gdzie występuje pełny profil keloweju (Dayczak-Calikowska, 1977b), może sugerować, że maksymalne pogłębienie zbiornika morskiego przypadło na dolną część poziomu *coronatum*. Stan wysokiego poziomu morza tego cyklu był związany już z oksfordem.

Po okresie zahamowania sedymentacji we wczesnym oksfordzie, odzwierciedlającym się istnieniem luk sedymentacyjnych i skondensowanych osadów marglisto-wapiennych, w środkowym oksfordzie, w większości obszaru Polski pozakarpackiej, osadzały się głębokomorskie wapienie gąbkowo-mikrobialne szczególnie dobrze poznane na obszarze Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (np. Matyja, Wierzbowski, 1994b, 1996, 2004; Matyszkiewicz, 1997, 2001; Matyszkiewicz i in., 2015; Krajewski, Olchowy, 2023). Na niewielkim obszarze wschodniej i środkowej części Lubelszczyzny, gdzie występowały obszary wyniesione, pojawiły się w tym czasie luki sedymentacyjne lub osady wapienno-dolomitowo-piaszczyste, które po części można zaliczyć do osadów płytkowodnej platformy węglanowej. Na większości NW Polski, w środkowym oksfordzie, dominowały z kolei osady klastyczne zaliczane do głębokowodnej formacji (VIII) mułowcowej (Łyny) i płytkowodnej formacji (IX) piaszczysto-chlorytowej (z Chociwla). Te pierwsze w strefie przejściowej do wapieni gąbkowo-mikrobialnych przechodziły w osady marglisto-wapienne, przy czym węglanowość osadów wzrasta w górę profilu środkowego oksfordu (fig. 21; por. Dembowska, 1983; Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998a; Matyja i in., 1998; Feldman-Olszewska, 2018).

W późnym oksfordzie i wczesnym kimerydzie pojawiły się osady płytkowodnej platformy węglanowej, których sedymentacja przesuwiała się stopniowo z SE na NW basenu. We wczesnym kimerydzie miększe osady płytkowodnej platformy węglanowej pokryły większość obszarów zajętych poprzednio przez wapienie gąbkowo-mikrobialne, z wyłączeniem ich zachodnich i południowych krańców; pojawiły się one także na Pomorzu (por. Matyja i in., 1998; Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998b). Maksimum rozwoju płytkowodnych osadów platformy węglanowej miało miejsce we wczesnej dobie *hypselocyclum* wczesnego kimerydu, z wyjątkiem obszaru zapadliska przedkarpackiego, gdzie podobne osady pojawiły się później.

Wraz z zatopieniem osadów płytkowodnej platformy węglanowej, u schyłku wczesnego kimerydu, pojawiły się bardziej głębokowodne muszłowce i utwory wapienno-margliste. Facje te dominowały na przełomie wczesnego i późnego kimerydu. Po okresie dominacji facji wapienno-marglisto-muszłowcowej i zbliżonej do niej typów osadów, w młodszym późnym kimerydzie i we wczesnym tytonie, na większości obszaru środkowej Polski, zaczęły dominować facje drobnoklastyczne (fig. 22; por. Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998c; Matyja i in., 1998). Zmianę tę można wiązać z okresem wzrostu wilgotności klimatu (por. Grabowski i in., 2021). Osady drobnoklastyczne przechodziły zapewne ku południowi w osady marglisto-wapienne, które są szczątkowo zachowane w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich w postaci wapieni nerineowych i margli. Dalej ku południowi notuje się wystąpienia płytkowodnej platformy węglanowej i facji lagunowych Lubelszczyzny.

W późnym tytonie miała miejsce kolejna zmiana typu sedymentacji w przeważającej mierze na węglanową formacji (VII) wapienno-ewaporatowej (kcyńskiej; fig. 23; por. Niemczycka i in., 1997; Gaździcka, 1998d). Zmiana ta wiązała się zapewne z wysuszeniem klimatu i spadkiem poziomu morza (por. Grabowski i in., 2021; Błażejowski i in., 2023). Zmniejszanie się zasięgu i izolowany

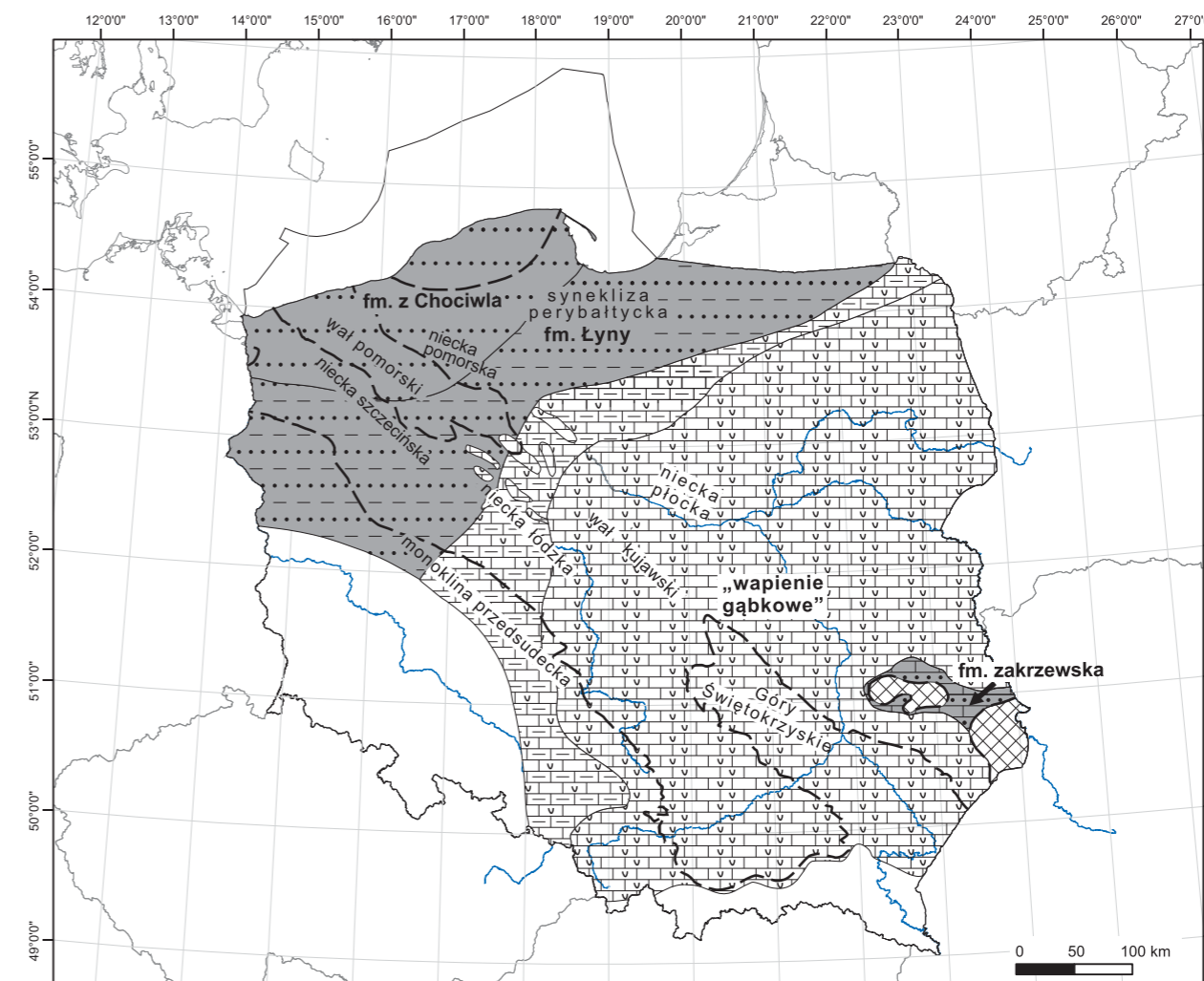


FIG. 21. Paleogeografia epikontynentalnego basenu polskiego w środkowym oksfordzie (środek doby *transversarium*; wg Niemczyckiej, 1976a; Niemczyckiej i in., 1997; Maty i in., 1998; Gaździckiej 1998a; zmieniono)

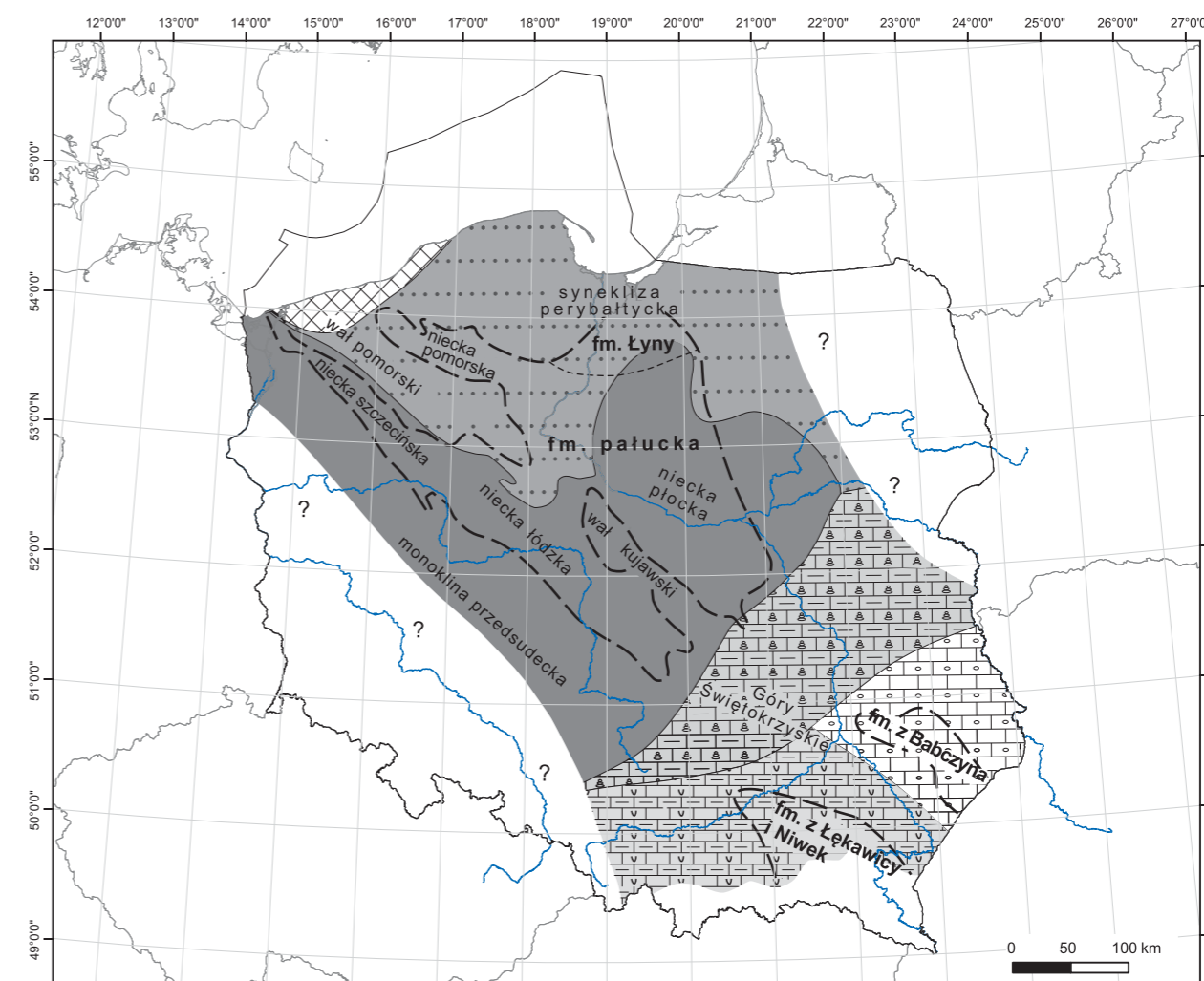


FIG. 22. Paleogeografia epikontynentalnego basenu polskiego w najniższym tytonie (wczesna doba *klimovi*; wg Dembowskiej, 1973; Niemczyckiej i in., 1997; Maty i in., 1998; Gaździckiej 1998c; zmieniono)

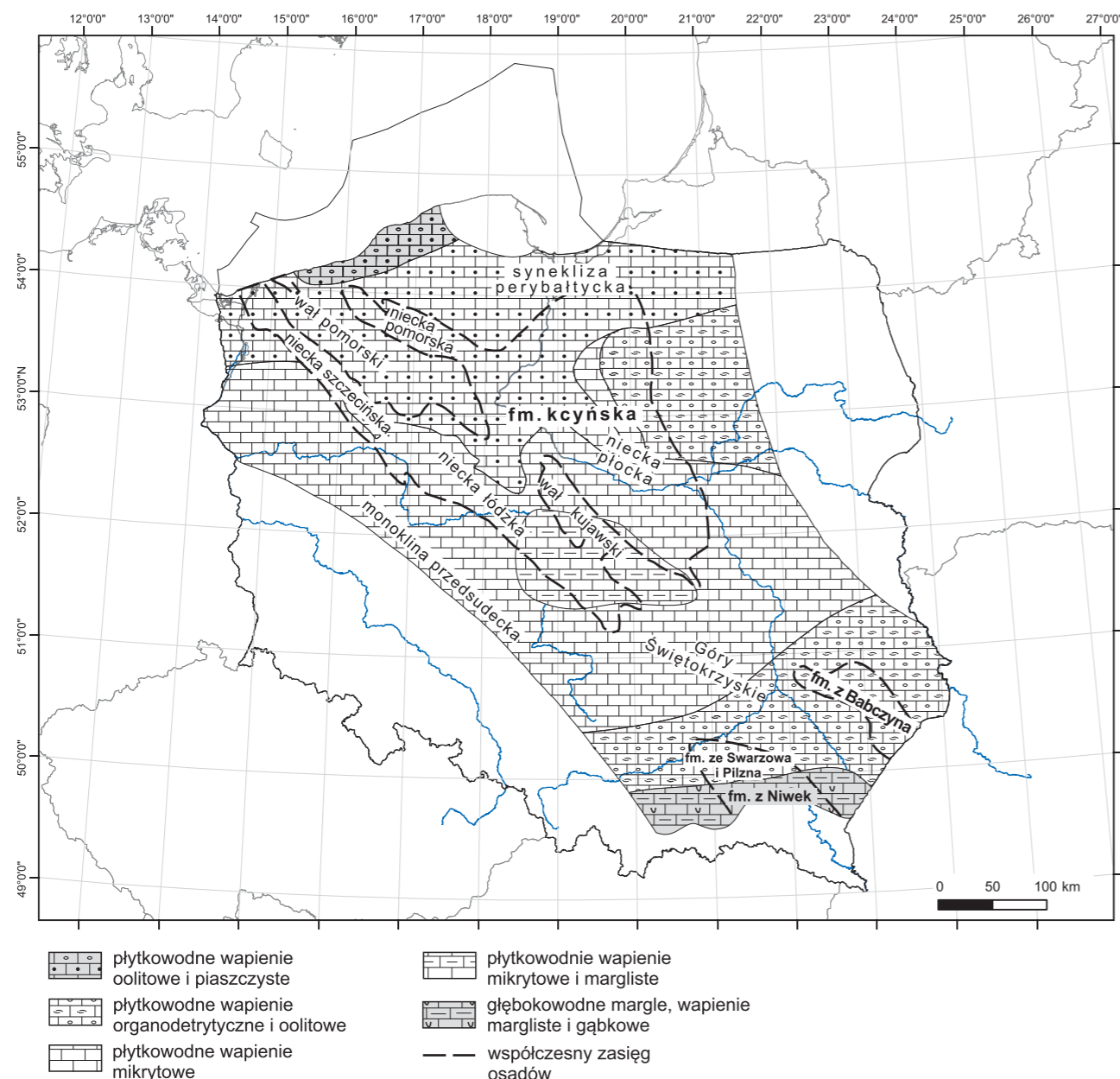


FIG. 23. Paleogeografia epikontynentalnego basenu polskiego w najniższym późnym tytonie (wczesna doba virgatus; wg Dembowskiej, 1973; Niemczyckiej i in., 1997; Gaździckiej, 1998d, zmieniono)

2 Karpaty

2.1. KARPATY ZEWNĘTRZNE

Tomasz Malata

Osady jury w polskich Karpatach zewnętrznych mają ograniczony zasięg stratygraficzny i geograficzny. Utwory jurajskie rozpoczynają profil stratygraficzny serii śląskiej polskich Karpat zewnętrznych. Obejmują one wyłącznie górny kimeryd i tyton (Olszewska i in., 2008) i występują jedynie w najbardziej zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, w rejonie Cieszyna i Bielska-Białej. Wyróżnić można w ich obrębie łupki cieszyńskie dolne (kimeryd – tyton) i wapień cieszyński (tyton–hoteryw; Olszewska i in., 2008; tab. 6).

Łupki cieszyńskie dolne to ilowce i mułowce margliste (Nowak, 1973b), reprezentujące w znacznym stopniu osad spływów grawitacyjnych (spływów mułowych) transportujących drobny materiał węglanowy (Słomka, 1986b; Malik, 1994). Sporadycznie zawierają one bloki skał węglanowych. Wapień cieszyński to gruboławicowe osady turbidytów węglanowych przelawicane ciemnymi ilowcami lub marglami (Słomka, 1986a). Ich pozycja stratygraficzna

była przedmiotem badań mikropaleontologicznych (Szydło, Jugowicz, 1999; Szydło, 2004, 2005a, b), które wykazały, że dolne łupki cieszyńskie zawierają otwornice tytonu, natomiast wapień cieszyński – otwornice aglutynujące o zasięgu wiekowym tyton–dolny berias.

Profil serii śląskiej to właściwie jedyne bezdyskusyjne wystąpienia utworów jurajskich w polskich Karpatach zewnętrznych. Należy wspomnieć jednak o obecności osadów jury w dwóch innych strefach. Pierwszą z nich są tzw. skałki andrychowskie (Nowak, 1983). Jest to grupa wielkich bloków (niekiedy nawet o rozciągłości kilkuset metrów) zbudowanych głównie ze skał węglanowych wieku jura–eocen (choć obecne są również skały metamorficzne). Występują one w spągu nasunięcia jednostki śląskiej w rejonie Andrychowa, na odcinku o długości ok. 7 km (pomiędzy Inwałdem a Roczynami). Utwory górnourajskie (wapień) występują w skałkach Inwałdu, Targaniczanki i Roczyn (Olszewska, Wieczorek, 2001). Pierwotnie były interpretowane jako porwaki tektoniczne oddzielane przez nasuwającą się jednostkę śląską z grzbietu oddzielającego baseny śląski i podśląski (Książkiewicz, 1972). Obecnie uważa się je jednak najczęściej za olistolity w obrębie

TAB. 6. Tabela jednostek litostratygraficznych jury Karpat Zachodnich

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miąższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
Łupki cieszyńskie dolne	Hohenegger (1861)	seria łupkowa w spągu wapieni cieszyńskich	formacja cieszyńska, ogniwo łupków z Golezowa (Wójcik i in., 1996); formacja wędryńska (Golonka i in., 2013)*	w spągu nasunięcia	przejście do wapieni cieszyńskich	300	seria śląska, rejon Cieszyna i Bielska-Białej	ilowce margliste, sporadycznie przewarstwienia margli i wapieni	otwornice, tintinidy, cysty bruzdnic, nanoplankton wapienny	kimeryd–tyton
Wapień cieszyński	Pusch (1836)	seria wapieni turbidytowych	formacja wapieni z Golezowa (Nowak, 1986); formacja cieszyńska, ogniwo wapieni cieszyńskich (Wójcik i in., 1996); formacja wapieni cieszyńskich (Golonka i in., 2013)*	łupki cieszyńskie dolne	łupki cieszyńskie górne	200	seria śląska, okolice Cieszyna, Bielska-Białej i Żywca	wapień turbidytowy z przewarstwieniami margli i ilowców	otwornice, tintinidy, cysty bruzdnic, nanoplankton wapienny, aptychy	tyton–hoteryw

* są to propozycje nazw, a nie jednostki formalne

utworów młodszych (Koszarski, 1992), przy czym nie jest rozstrzygnięte czy tkwią one w utworach Karpat zewnętrznych, czy w sfałdowanych osadach miocenu zapadliska przedkarpackiego (jednostka andrychowska – Wójcik i in., 1999). Stąd ich przynależność tektoniczna do Karpat zewnętrznych nie jest kwestionowana, w przeciwieństwie do przynależności do basenu Karpat wewnętrznych.

Drugie problematyczne wystąpienie osadów jury to podjednostka Grajcarka (Birkenmajer, Gedl, 2017), gdzie jest obecna seria silnie skondensowana stratygraficznie, będąca częścią pienińskiego pasa skałkowego. Według Birkenmajera i Oszczytki (1989) stanowiła ona jednak podłoże, na którym niezgodnie osadziła się seria magurska. Należy jednak zaznaczyć, że nigdzie nie zaobserwowano przejścia od ich potektonicznej pokrywy (formacja z Haluszowej, formacja jarmucka) w twory profilu jednostki magurskiej.

Utwory jurajskie występują też w obrębie profilu Karpat wewnętrznych jako redeponowane bloki wapieni (egzotyki; Kowal-Kasprzyk i in., 2020). Najbardziej znane ich wystąpienia to Kruhel koło Przemyśla w jednostce skolskiej (Geroch i in., 1988) i Leśna k. Żywca w jednostce śląskiej (wapień krynoidowe kelowej – Nescieruk, 1998; Rytko, 2019). Najliczniejsze i najszerzej rozprzestrzenione są natomiast egzotyki wapieni typu sztramberskiego wieku tyton–walańżyn (np. Ivanova, Kołodziej, 2010; Olszewska i in., 2011; Kołodziej, 2015; Kowal-Kasprzyk i in., 2020, 2021; Hoffmann i in., 2021).

2.2. PIENIŃSKI PAS SKAŁKOWY

Andrzej Wierzbowski

2.2.1. Paleogeografia i historia tektonodepozycyjna

Pieniński pas skałkowy to wąska, sięgająca maksymalnie kilka kilometrów szerokości, bardzo skomplikowana struktura tektoniczna w Karpatach Zachodnich. Oddziela on dwie wielkie jednostki tektoniczne – Karpaty zewnętrzne (fliszowe) od Karpat wewnętrznych (lub centralnych, np. Plaśienka i in., 1997).

Budowa tektoniczna pienińskiego pasa skałkowego w obecnej przyjmowanej postaci wyraża się istnieniem trzech wielkich nasuniętych na siebie jednostek tektonicznych: najniższej jednostki (sukcesji) Grajcarka – określanej też na Słowacji jako jednostka Šariš (Plaśienka, Mikuš, 2010; Plaśienka, 2012), oraz dwóch jednostek wyższych – jednostki (płaszczowiny) subpienińskiej (czorsztyńskiej) i jednostki (płaszczowiny) pienińskiej, wydzielonych już przez Uhliga (1907; fig. 24). Sukcesje (dawniej serie), wydzielane jako zespoły osadów o charakterze jednostek tektoniczno-facjalnych i występujące w oddzielnych nasuniętych na siebie pakietach oraz odpowiadające pierwotnym strefom sedimentacyjnym, zostały szczegółowo opracowane przez Birkenmajera (np. 1977, 1986, 2017) dla pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. W myśl przedstawionej interpretacji miały one charakteryzować poszczególne strefy sedimentacyjne – od sukcesji Grajcarka, pierwotnie położonej najbardziej na północ na przejściu do oceanicznej strefy północnej, poprzez sukcesję czorsztyńską charakteryzującą podwodny grzbiet czorsztyński oraz położone bezpośrednio od niej na południe sukcesje przejściowe – czertezicką i niedzicką, aż do położonych na skłonie do strefy oceanicznej południowej – sukcesje braniską i pienińską. Układ przestrzenny sukcesji dla pienińskiego pasa skałkowego w Polsce został ostatnio znacząco zmodyfikowany (Wierzbowski i in., 2021; fig. 25). W myśl tej propozycji, w nawiązaniu do przeprowadzonej krytycznej analizy następstwa osadów sukcesji czertezickiej (por. także Wierzbowski

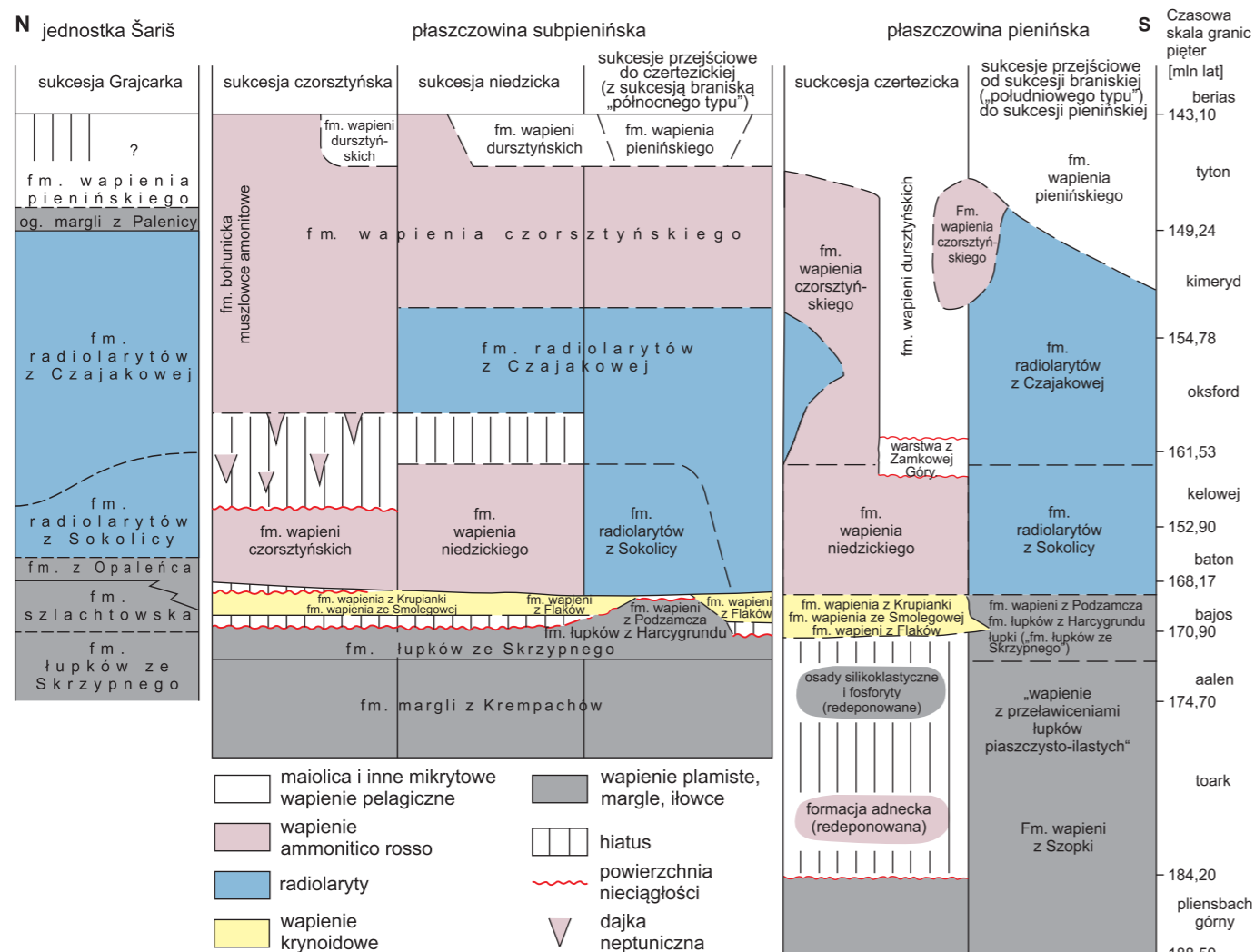
i in., 2004; Krobicki, Wierzbowski, 2009), zaproponowano jej położenie na grzbiecie podwodnym (nazwanym grzbieciem czertezickim), w pobliżu sukcesji pienińskiej i przyległej do niej sukcesji braniskiej (określonej mianem „południowego typu”). Taki układ sukcesji pienińskiego pasa skałkowego w Polsce zdaje się dobrze odpowiadać proponowanemu obecnie obrazowi paleogeograficznemu dla basenów morskich w jurze (fig. 25). Obejmuje on: (1) sukcesję Grajcarka dla basenu oceanicznego północnego odpowiadającego w znacznym przybliżeniu przyszłemu basenowi fliszu magurskiego i nazwanego przedpóźnoalbskim basenem magurskim (Barski i in., 2012); (2) sukcesję czorsztyńsko-niedzicką oraz przejściową do czertezickiej (z braniską „północnego typu”) dla strefy grzbietu czorsztyńskiego i jego południowego przedłużenia, (3) sukcesję czertezicką dla strefy grzbietu czertezickiego oraz sukcesji braniską („południowego typu”) i pienińską dla przyległego od południa skłonu do następnego basenu oceanicznego wahlikum geologów słowackich. Te dwie ostatnie strefy w szerszych korelacjach paleogeograficznych mogą być związane ze śródoceanicznym pasem o podłożu typu skorupy kontynentalnej („odłupku skorupy kontynentalnej platformy północnoeuropejskiej” wg Birkenmajera, 1986), nazywanym też niekiedy pienińskim basenem skałkowym (orawikum geologów słowackich: Mahef, 1986; także np. Plaśienka, 2012), a odpowiadającym środkowej strefie pennińskiej Alp Zachodnich.

2.2.2. Litostratygrafia

Na obszarze polskiej części pienińskiego pasa skałkowego wydzielono wiele jednostek litostratygraficznych – formacji (fig. 24), które zostały szczegółowo omówione w tabeli 7. Znaczna ich większość stała się obiektem pierwszego syntetycznego opracowania regionalnego jurajskich jednostek litostratygraficznych w Polsce (Birkenmajer, 1977).

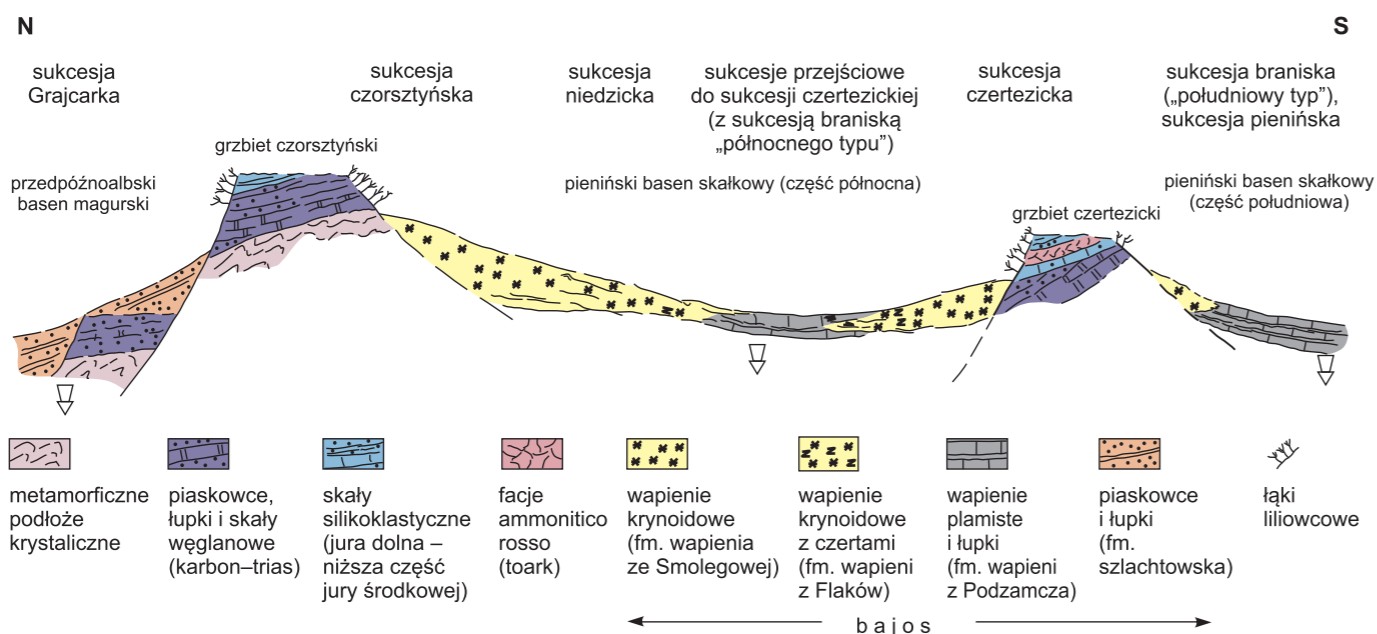
2.2.3. Biostratygrafia

Wyróżnione poziomy biostratygraficzne zawarto w tabeli 7. Szczególnie duże znaczenie stratygraficzne miały badania amonitów jury dolnej (pliensbachu) w utworach sukcesji braniskiej i czertezickiej w profilach pomiędzy przełęczą Szopka a Zamkową Górą w obrębie Pienin Właściwych, gdzie rozpoznano poziomy amonitowy górny pliensbachu: poziom *margaritatus* z amonitami *Amaltheus*, *Aegoceras*, *Fuciniceras* oraz poziom *spinatum* z amonitami *Pleuroceras*, *Arietoceras* oraz *Amauroceras* (Horwitz, 1937; Birkenmajer, Myczyński, 1994; Wierzbowski i in., 2021). Wśród osadów formacji margli z Krem pachów i formacji łupków ze Skrzypnego, zwłaszcza w obrębie sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej, rozpoznano poziomy górny toarku *dispansum* i *aalensis* z amonitami *Dumortiera*, *Pleydellia* oraz poziomy amonitowy aalenu *opalinum*, *murchisonae*, *bradfordensis* i *concaum* z amonitami *Leioceras*, *Ludwigia*, *Graphoceras* (Horwitz, 1937; Myczyński, 1973, 2004). Szczególne znaczenie miały znaleziska amonitów z rodzajów/podrodzajów: *Dorsetensia* (*Dorsetensia*, *Nannina*), *Pelekodites* w spągu formacji wapienia ze Smolegowej/formacji wapieni z Flaków, które wskazały na najwyższą część poziomu *propinquans* i dolną część poziomu *humpresianum* wyższej części dolnego bajosu, dokumentując jednocześnie obecność luki stratygraficznej odpowiadającej dużej części dolnego bajosu poniżej oraz określając tym samym czas regionalnego podniesienia grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, Wierzbowski, 2004). Pojawienie się facji ammonitico rosso ma z kolei szczególnie wyrazistą dokumentację stratygraficzną w sukcesji niedzickiej i czorsztyńskiej, gdzie powyżej wapieni krynoidowych formacji wapienia z Krupianki, odnoszonych do wyższej części poziomu *garantiana* górnego bajosu z amonitami z rodzaju *Garantiana*, pojawiają się wapień bulaste



(formacja wapienia niedzickiego oraz formacja wapienia czorsztynskiego) z amonitami m.in. z rodzaju *Parkinsonia* i *Dimorphinites* wskazującymi na poziom *parkinsoni* najwyższego bajosu (Birkenmajer, Znosko, 1955; Birkenmajer, Myczyński, 1984; Wierzbowski i in., 1999). Także amonity dolnego i środkowego tytonu (lub dolnego tytonu w dwudzielnym obecnie stosowanym podziale), pochodzące ze słynnych muszlowców amonitowych w Rogoźniku k. Nowego Targu (przede wszystkim Zittel, 1870; Neumayr, 1871b), obejmują szereg ważnych stratygraficznie rodzajów: *Hyboniceras*, *Schaireria*, *Aspidoceras*, *Sutneria*, *Simocosmoceras*, *Richterella*, *Semiformiceras*, *Protancyloceras*, oraz bardzo liczne *Haploceras*, dokumentu-

jące obecność poziomów *hybonotum*, *darwini*, *semiforme* i *fallauxi*, zgodnie z interpretacją stratygraficzną Kutka i Wierzbowskiego (1979, 1986a, b) i Wierzbowskiego (1990). Niezależnie wydzielano poziomy mikrofaunistyczne oparte na badaniach organicznych cyst bruzdnic (np. Gedl, 2008; Segit, 2010; Barski i in., 2012; Segit i in., 2015), wapiennych cyst bruzdnic oraz kalpionellidów (np. Nowak, 1971, 1976; Obermajer, 1986a, b, 1987; Puszczółkowski, Myczyński, 2004; Reháková, Wierzbowski, 2005; Puszczółkowski, 2009), promienic (np. Widz, 1992; Bąk i in., 2018), otwornic bentosowych (np. Tyszka, 1999, 2001) i otwornic planktonicznych (Hudson i in., 2005).



2.2.4. Historia sedymentacji i paleogeografii (aspekty regionalne)

Zgodnie z omówionymi ramami basenu sedymentacyjnego pienińskiego pasa skałkowego Polski historia sedymentacji oparta na wydzielonych podstawowych jednostkach litostratygraficznych – formacjach (tab. 7; fig. 24), przedstawia się następująco.

Najstarsze dolnojurajskie osady pienińskiego pasa skałkowego Polski należą do pliensbachu. Są to wapień i margle plamiste formacji wapieni z Szopki występujące od sukcesji pienińskiej poprzez braniską („południowego typu”) aż do sukcesji czertezickiej (Wierzbowski i in., 2021). Reprezentują one typowe hemipelagiczne osady, zaliczane często do formacji z Allgau na Słowacji, występujące także na innych obszarach pienińskiego pasa skałkowego, np. Ukrainie Zakarpackiej.

Osady przełomu jury dolnej i środkowej (toarku i aalenu) wykazują świadectwa bardzo silnych kontrastów facjalnych. Na obszarze odpowiadającym sukcesjom czorsztynskiej, niedzickiej i przejściowej do sukcesji czertezickiej (z sukcesją braniską „północnego typu”) włączanie, w północnej części pienińskiego basenu skałkowego, a nawet częściowo w przyległej od północy sukcesji Grajcarka, od górnego toarku do aalenu występują basenowe ciemne osady marglisto-wapienne-mułowcowe odnoszone do formacji margli z Krempachów i formacji łupków ze Skrzypnego. Z kolei na typowym obszarze występowania sukcesji czertezickiej w wapieniach krynoidowych bajosu rozpoznano ostatnio (Wierzbowski i in., 2021) redeponowane okrucy skał odnoszone do istniejących tu pierwotnie osadów facji adneckiej (amonitico rosso; fig. 26) wieku toarckiego oraz fosforytów i piaskowców, prawdopodobnie wieku aaleńskiego. W południowej części basenu skałkowego, w sukcesji braniskiej („południowego typu”) oraz w sukcesji pienińskiej wspomniany interwał stratygraficzny jest prawdopodobnie reprezentowany przez basenowe osady wyższej części formacji wapieni z Szopki oraz młodsze osady uznawane za „przejściowe do formacji łupków ze Skrzypnego” (Birkenmajer, 2008). Tak silnie skonstrastowane facjalnie osady toarku i aalenu wskazują, podobnie jak i w innych obszarach Karpat Zachodnich, na aktywność tektoniczną związaną z fazą ryftowania, wyróżnioną jako faza dewińska (Plašienka, 2003, 2012). Faza ta swoim zasięgiem objęła przede wszystkim obszary położone w pobliżu północnego grzbietu tatrzańskiego (tatrikum geologów słowackich; Mahel', 1986, por. także np. Plašienka, 2012) i doprowadziła do podniesienia i erozji nawet starszych triasowych utworów. Właśnie wspomniane wyżej redeponowane osady toarku i aalenu, wykazujące charakter osadów skondensowanych w sukcesji czertezickiej, dowodzą istnienia w tym miejscu grzbietu podwodnego (grzbietu czertezickiego), obrzeżonego od północy i południa przez obszary tektonicznie obniżone, z dominującą sedymentacją wapieni/margli plamistych.

Zasadniczym przełom w rozwoju sedymentacji w pienińskim basenie skałkowym w jurze miał miejsce we wczesnym bajosie. Wówczas nastąpiło wypiętrzenie grzbietu czorsztynskiego w północnej części basenu, a także odnowienie (powtórne wypiętrzenie) grzbietu czertezickiego na południu. Zjawiska te są związane z ryftowaniem fazy krasieńskiej obejmującej obszary położone na północ od grzbietu północnotatrzańskiego (Plašienka, 2003, 2012). Z podniesieniem wspomnianych grzbietów była związana erozja starszych osadów, powstanie luk stratygraficznych, a także późniejszy rozwój na stromych stokach łuk liliowcowych (fig. 25), które stały się źródłem dla nowo powstających wapieni krynoidowych – przede wszystkim masywnych wapieni formacji wapienia ze Smolegowej (fig. 24; tab. 7). Lokalizacja łuk liliowcowych na stromych stokach jest zapewne powodem trudności identyfikacji w stanie kopalnym ich pierwotnego siedliska (por. Głuchowski, 1987).

Luka stratygraficzna w sągu formacji wapienia ze Smolegowej, w sukcesjach czorsztynskiej i niedzickiej, w północnej części pienińskiego basenu skałkowego, obejmuje znaczną część dolnego bajosu. Wapień krynoidowy tej formacji, leżące bezpośrednio powyżej formacji łupków ze Skrzypnego (sięgającej stratygraficznie granicy aalenu i bajosu), zawierają amonity wskazujące na wyższą część dolnego bajosu – przede wszystkim poziomu *propinquans* (= *sauezi*; zob. tab. 1; Krobicki, Wierzbowski, 2004) oraz otoczek pochodzące z niszczenia bezpośrednio starszych utworów. Wypiętrzony w tym czasie grzbiet czorsztynski dostarczał również okruców starszych skał, głównie triasowych, do tworzących się poprzez cały młodszy bajos różnych typów wapieni krynoidowych.

Na południe od grzbietu czorsztynskiego, na obszarze obniżonym odpowiadającym miejscu tworzenia się sukcesji przejściowych do sukcesji czertezickiej (w tym zwłaszcza braniskiej „północnego typu”), trwała we wczesnym bajosie ciągle sedymentacja formacji łupków z Harcygrundu i formacji wapieni z Podzamcza (fig. 24, 25; por. Myczyński, 1973). Pojawiające się wyżej stratygraficznie wapień krynoidowy formacji wapieni z Flaków (zastępowane też obocznie przez formację wapieni z Podzamcza) mają drobno-

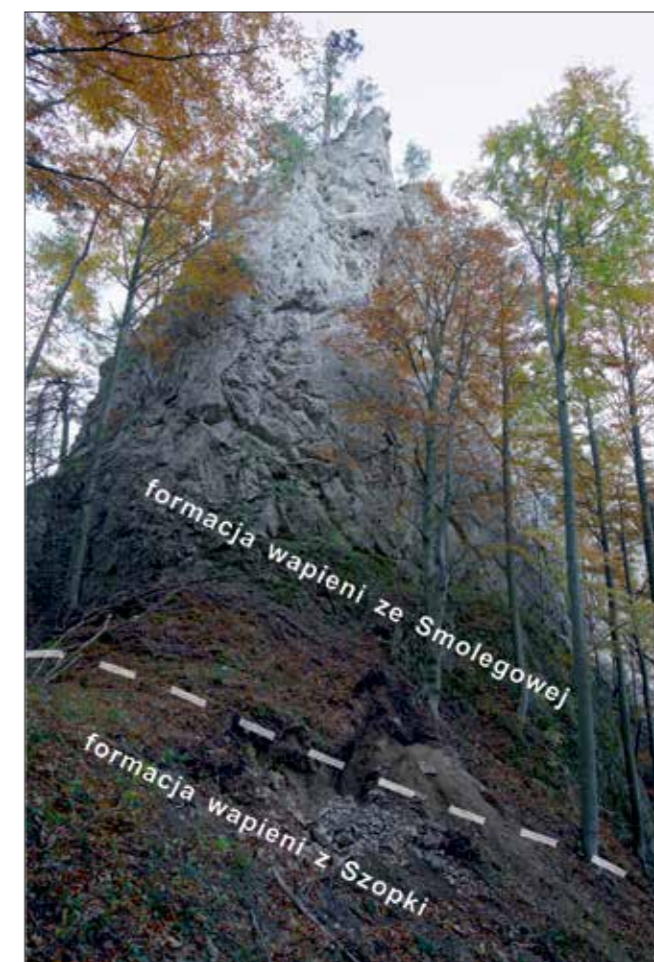


FIG. 26. Dolina Pienińskiego Potoku: sukcesja czertezicka – Wielka Pustelnica zbudowana z masywnych wapieni krynoidowych bajosu formacji wapienia ze Smolegowej, u podstawy w kontakcie z wapieniami plamistymi formacji wapienia z Szopki (toark) (wg Wierzbowskiego i in., 2021; fig. 3A)

ziarnisty charakter, zawierają czerty i wykazują zdecydowanie bardziej dystalny rozwój w stosunku do formacji wapienia ze Smolegowej.

Po północnej stronie grzbietu czorsztynskiego w bajosie osadzały się zupełnie inne osady – przede wszystkim formacji szlachtowskiej (fig. 24, 25; tab. 7). Grzbiet czorsztynski miał prawdopodobnie asymetryczny charakter i stromy stok północny sięgający większych głębokości w obrębie północnego oceanu „magurskiego”. Przeważnie drobnoziarnisty materiał okrucowy pochodzący z różnych starszych skał odsłoniętych na grzbiecie (od skał krystalicznych po piaskowce i wulkanity karbonu, permu oraz młodsze skały – triasu i jury dolnej, a także z fragmentów żyjących na stoku liliowców) był transportowany przez prądy zawieszonowe i podmorskie splywy/osuwiska (por. np. Krawczyk, Słomka, 1986, 1987), formując ławice polimiktycznych piaskowców typowych dla formacji szlachtowskiej. Właśnie ta sugerowana zależność pomiędzy czasem wypiętrzenia grzbietu i powstaniem osadów formacji szlachtowskiej wymaga szczególnej ostrożności w przyjmowaniu nie w pełni udokumentowanych opinii o wieku starszym niż bajoski (w szczególności toarcko-aaleńskim) tej formacji (por. np. Birkenmajer, Gedl, 2017 *versus* Barski i in., 2012 oraz Segit i in., 2015).

Zupełnie inna sytuacja miała miejsce w bajosie w południowej części pienińskiego basenu skałkowego, w miejscu powstawania sukcesji czertezickiej. Tutaj powtórnie wypiętrzony grzbiet czertezicki stał się przedmiotem erozji, przede wszystkim skondensowanych osadów toarku i aalenu, lecz także podścielających wapieni i margli plamistych pliensbachu. Tworzące się przy powstałych skarpach uskokowych wapień krynoidowy formacji wapienia ze Smolegowej, przechodzące obocznie w formację wapieni z Flaków, stały się miejscem gromadzenia okruców pochodzących z rozmycia tych starszych osadów (i jedynym świadectwem ich pierwotnej obecności). Jeszcze dalej ku południowi, w miejscu powstawania sukcesji braniskiej („południowego typu”) oraz sukcesji pienińskiej, miała miejsce ciągła sedymentacja basenowych osadów formacji łupków z Harcygrundu i formacji wapieni z Podzamcza.

Młodsze osady jurajskie pienińskiego basenu skałkowego są powszechnie wykształcone w głębokowodnych facjach pelagicznych. Ten typ osadów pojawił się już u schyłku bajosu, na obszarach odpowiadających podwodnym grzbietom i ich bezpośredniemu sąsiedztwu (sukcesje czorsztynska, niedzicka i czertezicka), gdzie bezpośrednio powyżej wapieni krynoidowych (przeważnie formacji wapienia z Krupianki) występują bulaste wapień facji amonitico rosso, należące do niższej części formacji wapienia czorsztynskiego oraz formacji wapienia niedzickiego (fig. 24). Wspomniane wapień

TAB. 7. Tabela jednostek litostratigraficznych Pienin

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja wapienia z Szopki	>40 (Birkenmajer, Myczyński, 1994)	sukcesje pienińska, braniska („południowego typu” sensu Wierzbowski i in., 2021) i czertezicka	początkowo wydzielana jako wapień plamiste liasu, nazwa formalnie wprowadzona przez Birkenmajera (2008), który wiązał jej występowanie z sukcesją pienińską; pozycja paleogeograficzna formacji zrewidowana przez Wierzbowski i in. (2021), którzy rozszerzyli zasięg jej występowania od sukcesji czertezickiej przez braniską („południowego typu”) do pienińskiej	odsłonięcia przy przełęczy Szopka na zachód od Trzech Koron (Birkenmajer, 2008, na podstawie materiałów analitycznych w: Birkenmajer, Myczyński, 1994)	szaro-niebieskie do czarnych wapień plamiste i margle odpowiadające spikuliłowemu i radiolariowemu wakstonom, rzadziej pakstonom	amonity i małże, skamieniałości śladowe	plienbach	poziomy amonitowe: <i>spinatum</i> , zwłaszcza podpoziom <i>apyreneum</i> udokumentowany w stropie formacji w sukcesji czertezickiej; <i>margaritatus</i> (zwłaszcza podpoziom <i>stokesi</i>) oraz <i>dawoei</i> w sukcesji pienińskiej; <i>jamesoni</i> w sukcesji braniskiej (Birkenmajer, Myczyński, 1994; Wierzbowski i in., 2021, wraz ze starszą cytowaną tam literaturą)	–
Formacja margli z Krempachów	prawdopodobnie ok. kilkadziesiąt	sukcesje czorsztyńska, niedzicka oraz przejściowe do sukcesji czertezickiej (obejmujące m.in. sukcesję braniską „północnego typu” wg Birkenmajera, 2007)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: warstwy/margle opalinusowe	Krempachy w korycie Białki na południe od skałki Kramnica	szare i szaroniebieskie margle i wapień margliste, plamiste, ze skamieniałościami śladowymi, zawierające drobne blaszki muskowitu	głównie amonity i małże, ponadto szczątki szkarłupni, igły gąbek, skamieniałości śladowe; mikroskamieniałości: organiczne dinocysty (Gedl, 2008; Segit, 2010), otwornice bentosowe i małżoraczki (Tysza, 2001);	górný toark-aalen	górný toark (poziomy amonitowe <i>dispansum-aalensis</i>); dolny i najniższy środkowy aalen (poziomy amonitowe <i>opalinum</i> oraz niższa część poziomu <i>murchisonae</i> (Myczyński, 2004 i wcześniejsze cytowane tam prace)	dolna granica: tektoniczna; występowanie formacji w sukcesjach czertezickiej i braniskiej („południowego typu”) przyjmowane przez Birkenmajera (2017 i wcześniejsze cytowane tam prace) jest obecnie kwestionowane (Wierzbowski i in., 2021); opinia o występowaniu niższego toarku, a zwłaszcza górnego plienbachu, nie jest udokumentowana (por. Birkenmajer, 1977, i starsze cytowane tam prace)
Formacja łupków ze Skrzypnego	zazwyczaj 5–10	sukcesje czorsztyńska, niedzicka, przejściowe do czertezickiej; ponadto do formacji odnoszone są osady łupkowe o miąższości kilkadziesiąt m w sukcesji pienińskiej (Birkenmajer, Myczyński, 1994; Birkenmajer, 2008); jednostka Šariš (sukcesja Grajcarka) (Segit i in., 2015)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: warstwy murchisonowe, warstwy sferysodytowe	potok Skrzypne k. Zaskala	czarne i ciemnoszare ilowce i mulowce, często z kongrekcjami syderytowymi w najwyższej części formacji w sukcesji czorsztyńskiej – pakiet ilowców z drobnymi kongrekcjami fosforytowymi (Tysza, Kaminski, 1995); w stropie formacji w sukcesji niedzickiej i przejściowej do czertezickiej – zielonkawe łupki margliste z fosforytami i przewarstwieniami wapieni pelitowych (Segit i in., 2015)	amonity, skamieniałości śladowe, mikroskamieniałości: dinocysty organiczne (Gedl, 2008; Segit 2010), otwornice bentosowe (Tysza, 1999)	środkowy i górný aalen	środkowy aalen (poziomy amonitowe <i>murchisonae</i> i <i>bradfordensis</i>) oraz górný aalen (poziom <i>concauum</i>) (Myczyński, 2004 oraz starsze cytowane tam prace)	–
Formacja wapieni z Harcygrundu	70–100	sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej z sukcesją braniską „północnego typu” włącznie oraz sukcesją braniską „południowego typu” (sensu Wierzbowski i in., 2021) oraz sukcesją pienińską w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej formacji tej odpowiada luka stratygraficzna (Krobicki, Wierzbowski, 2004)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: łupki posidoniove	dolina Harcygrundu k. Czorsztyna	ciemnoszare do czarnych łupkowane margle, margle mulowcowe i wapień margliste z drobnymi blaszkami miki, w łupkach liczne małże <i>Bositra</i>	małże <i>Bositra</i> – bardzo licznie, amonity, mikroskamieniałości: dinocysty organiczne (Gedl, 2008; Segit, 2010), otwornice bentosowe (Tysza, 1999)	dolny bajos	poziomy amonitowe: <i>discites</i> – część wyższa, <i>laeviuscula</i> , oraz najniższa część <i>propinquans</i> (w starszym podziale) przede wszystkim poziomy <i>soewerbyi</i> i <i>sauzei</i> wg Myczyńskiego, 1973, 2004);	–
Formacja wapieni z Podzamcza	kilkadziesiąt (zazwyczaj 40–50)	sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej z sukcesją braniską „północnego typu” włącznie oraz sukcesją braniską („południowego typu” sensu Wierzbowski i in., 2021) i pienińska	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: warstwy nadposidoniove	przysiółek Podzamcze (obecnie zalany przez Zbiornik Czorsztyński)	szaro-niebieskie wapień plamiste przelawicone łupkami marglistymi	amonity, skamieniałości śladowe (Tysza, 1994), mikroskamieniałości: dinocysty organiczne (Gedl, 2008), otwornice bentosowe (Tysza, 1999)	dolny bajos lokalnie część górnego bajosu (gdz osady tej formacji zastępują lateralnie formacje wapieni z Flaków, np. Birkenmajer, Myczyński, 2000)	poziomy amonitowy <i>humphresianum</i> (Myczyński, 1973, 2004)	–
Formacja wapienia ze Smolegowej	od kilku do 100–150	sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka (Wierzbowski i in., 2004)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: biały wapień krynoidowy	skalka Smolegowa w dolinie Białej Wody	jasne (najczęściej białe do żółtawych) wapień krynoidowe, głównie greinstony i pakstony, z domieszką drobnego materiału detrytycznego (przede wszystkim ziarna kwarcu i okruchy dolomitów triasowych) w najniższej części formacji gruby redeponowany materiał: klasty wapieni pelitowych z formacji łupków ze Skrzypnego w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej, oraz m.in. wapieni typu ammonitico rosso wieku toarcckiego ze zniszczonych osadów facji adneckiej w sukcesji czertezickiej (Krobicki, Wierzbowski, 2004; Wierzbowski i in., 2021), ponadto fosforyty	fragmenty liliowców, spikule gąbek, ramienionogi, w najniższej części formacji liczne amonity i belemnity	wyższa część dolnego–niższa część górnego bajosu	poziomy amonitowe: od wyższej części poziomu <i>sauzei</i> (= <i>propinquans</i>) do poziomu <i>Niortense</i> (Krobicki, Wierzbowski, 2004)	dolna granica: z formacją łupków ze Skrzypnego (erozyjna, w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej) oraz z formacją wapienia z Szopki (erozyjna, w sukcesji czertezickiej); zamieszczane w starszych pracach sugestie o częściowo batońskim wieku osadów tej formacji (np. Birkenmajer, 1977) nie znajdują potwierdzenia w danych paleontologicznych
Formacja wapieni z Flaków	od kilku do kilkadziesiąt	w sukcesjach przejściowych do sukcesji czertezickiej z „północnym typem” sukcesji braniskiej włącznie, ponadto w sukcesji czertezickiej w obocznym kontakcie facjalnym z formacją wapienia ze Smolegowej (Wierzbowski i in., 2004, 2021)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: szare wapień krynoidowe z czertami (Birkenmajer, 1959) wydzielona pierwotnie jako „szare wapień krynoidowe z czertami” w sukcesji czertezickiej (Birkenmajer, 1959), formalnie zdefiniowana (Birkenmajer, 1977) na podstawie profilu w przekopie drogi przez masy Flaków (szczegółowe dane o profilu w: Myczyński, 1973; Kasiński i in., 1981; Tysza, 1995)	przekop drogi przez masy Flaków	szare, cienko ulawicone wapień krynoidowe zawierające czerty profil formacji jest dwudzielny – część niższa zawiera wapień liliowcowe, co dobrze odpowiada pierwotnej definicji formacji, część górna - wapień z filamentami i margle z kongrekcjami szamozytowymi i pinytowymi	fragmenty liliowców, spikule gąbek, ramienionogi, rzadziej amonity i belemnity	bajos dolny część wyższa–bajos górny	od wyższej części dolnego bajosu (poziom amonitowy <i>sauzei</i> (= <i>propinquans</i>), Krobicki, Wierzbowski, 2004) do górnego bajosu (Myczyński, 1973); najwyższa część profilu typowego formacji (o odmiennej litologii, może być odnoszona nawet do najwyższego bajosu i batonu)	górną część formacji wykazuje podobieństwo do formacji wapienia niedzickiego – co sugeruje konieczność rewizji profilu typowego formacji (Wierzbowski i in., 2021)
Formacja wapienia z Krupianki	od ok.1 do kilku, rzadko kilkanaście	sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka, ponadto sporadycznie w sukcesjach przejściowych do sukcesji czertezickiej (Birkenmajer, 1970; Wierzbowski i in., 2004)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: czerwony wapień krynoidowy	dolina potoku Krupianka k. Jaworek	drobno- i średnioziarniste wapień krynoidowe o matryksie żelazisto-węglanowym i dominujących czerwonych barwach w badaniach mikrofacjalnych dominująca mikrofacja liliowcowa, przede wszystkim o typie pakstonu z domieszką ziarn kwarcu i litoklastów (zwłaszcza dolomitów triasowych), podrzędnie w najwyższej części formacji szkarłupniowo-filamentowa o typie pakstonu (Wierzbowski i in., 1999)	dominują elementy liliowców, ponadto fragmenty (filamenty) małży <i>Bositra</i> , rzadziej belemnity, amonity	górný bajos	poziom amonitowy <i>garantiana</i> w sukcesji niedzickiej, ponadto udokumentowany biostratigraficznie najwyższy bajos w sukcesjach czorsztyńskiej i czertezickiej (Wierzbowski i in., 1999, 2009; Krobicki, Wierzbowski, 2009)	w sukcesji czorsztyńskiej luka stratygraficzna na granicy z formacją wapienia czorsztyńskiego (Birkenmajer, 1977; Wierzbowski i in., 1999); przypisywanie tej formacji, nawet w części, wieku batońskiego (por. np. Birkenmajer, 1977, 2017) jest sprzeczne z danymi paleontologicznymi (por. Krobicki, Wierzbowski, 2009)
Formacja wapienia niedzickiego	od kilku do nieco ponad 10	sukcesja niedzicka oraz sukcesja czertezicka	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: dolny wapień bulasty	Niedzica-Podmajerz, zachodnia skałka z kamieniołomem	czerwone wapień bulaste facji ammonitico rosso, często z dużym udziałem substancji marglisto-hematytowej szczegółowe badania mikrofacjalne (Wierzbowski i in., 1999) wykazały powszechną obecność mikrofacji filamentowej – z fragmentami cienkich muszli <i>Bositra</i>	amonity, ramienionogi, ułamki szkarłupni i małży <i>Bositra</i> , rzadko gąbki, mikroskamieniałości: otwornice, promienie, drobne muszle ślimaków	górný bajos–dolny baton–kelowej lub najniższy oksford	dolna i środkowa część formacji – górna część poziomu amonitowego <i>garantiana</i> i poziom <i>parkinsoni</i> oraz dolny baton; najwyższa część formacji – najwyższy kelowej i (lub) najniższy oksford (Birkenmajer, Znosko, 1955; Birkenmajer, Myczyński, 1984; Wierzbowski i in., 1999)	wiekowo formacji wapienia niedzickiego może odpowiadać też górna część profilu typowego formacji wapieni z Flaków zawierająca kongrekcje szamozytowe oraz wapień mikrofacji filamentowej (por. opis formacji); występowanie formacji w sukcesji czertezickiej było kwestionowane przez Birkenmajera (2007), jednak zarówno pozycja w profilu omawianych osadów, ich charakterystyka mikrofacjalna, jak i pozycja wiekowa na podstawie zebranych amonitów wskazują na formację wapienia niedzickiego (Krobicki, Wierzbowski, 2009; Wierzbowski i in., 2021)
Formacja radiolarytów z Sokolicy	10–20	sukcesja braniska („północnego typu”) oraz sukcesja braniska („południowego typu”) i sukcesja pienińska; jednostka Šariš (sukcesja Grajcarka)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: radiolaryty manganowe	Sokolica	ławice radiolarytów wykazują uziarnienie frakcyjne i poziomą laminację, a także zaburzenia bioturbacyjne widoczne zwłaszcza w ich dolnej części, oraz bardziej homogeniczne osady w części najwyższej ławic (Krobicki i in., 2006)	promienie, zwłaszcza <i>Spumellaria</i> , które przeważają nad <i>Nassellaria</i> , skamieniałości śladowe (Krobicki i in., 2006)	najwyższy bajos–kelowej w jednostce Šariš pogranicze bajosu i batonu–oksford	w profilach sukcesji braniskiej („typ północny”) wydzielono dwa zespoły dinocyst organicznych: starszy diagnostyczny dla najwyższego bajosu-dolnego batonu oraz młodszy dla górnego batonu – kelowej (Gedl, 2008); górna granica formacji w jednostce Šariš jest wyznaczona wiekiem zespołu radiolariowego UAZ 8 odpowiadającemu przedziałowi od środkowego kelowej do dolnego oksfordu (por. Widz, 1992; Birkenmajer, 2017)	–

TAB. 7 cd.

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facie i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja radiolarytów z Czajakowej	od kilku do kilkunastu	sukcesja niedzicka, sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej (z sukcesją braniską „północnego typu”), sukcesja czertezicka (częściowo) oraz sukcesje braniska („południowego typu”) i pienińska jednostka Šariš (sukcesja Grajcarka)	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: zielone i czerwone radiolaryty	Czajakowa Skala k. Jaworek	czerwone do zielonawych ulawione czerty i krzemionkowe wapienie radiolariowe z przelawieniami ilasto-marglistymi formacja jest rozdzielona na podstawie profili sukcesji niedzickiej na trzy ognia (Birkenmajer, 1977): ognio radiolarytów z Kamionki (czerwone radiolaryty), ognio radiolarytów z Podmajerza (zielone radiolaryty) oraz ognio radiolarytów z Buwałdu (czerwone radiolaryty), wydzielenia te mają jednak charakter litofacyjny i ograniczone znaczenie w korelacjach wiekowych (np. Krobicki, Wierzbowski, 2009; Bąk i in., 2018)	promienie – głównie <i>Spumellaria</i> , podrzędnie <i>Nasselaria</i> (np. Bąk i in., 2018) w jednostce Šariš (sukcesja Grajcarka) dinocysty i radiolarie (Widz, 1992; Gedl, 2008)	środkowy oksford–kimeryd formacja jest mocno diachroniczna w spągu (od batonu do środkowego oksfordu) i w stropie (od dolnego kimerydu do dolnego tytonu) (Bąk i in., 2018; Hejnar, 2019) w jednostce Šariš: oksford–górnym kimeryd	zespoły radiolariowe UAZ 9–10 – w niższej części formacji; część zespół UAZ 11 (tylko część kimerydzka) – w wyższej części formacji (Bąk i in., 2018); górna granica zasięgu formacji – bliska granicy kimerydu i tytonu – jest wyznaczona obecnością dinocyst wapiennych (Nowak, 1971, 1976; Obermajer, 1986b; Pszczółkowski, 2009)	–
Formacja wapienia czorsztyńskiego	od ok. 1 do kilku lub kilkunastu	sukcesje czorsztyńska, niedzicka, przejściowe do czertezickiej (braniska „północnego typu”) do braniskiej („południowego typu”), a lokalnie też pienińskiej	kreator: Birkenmajer (1977) synonimy: wapień czorsztyński	skalki zamku Czorsztyn (niższa część profilu szczegółowo opisana w: Wierzbowski i in., 1999)	czerwone wapienie bulaste facji ammonitico rosso z kongrecjami i naszkupieniami żelazisto-manganowymi wapienie formacji reprezentują trzy główne typy mikrofacjalne następujące po sobie w sukcesji: mikrofacja filamentowa <i>Bositra</i> , mikrofacja otwornic planktonicznych <i>Globuligerina</i> , mikrofacja liliowców pelagicznych <i>Saccocoma</i> (Myczyński, Wierzbowski, 1994; Wierzbowski, 1994; Wierzbowski i in., 1999)	amonity, ramienionogi, liliowce, jeżowce, małże, mikroskamieniałości (otwornice, skteryty gąbek, spory <i>Globochaete</i> , promienie, kalpionelle – w najwyższej części)	sukcesja czorsztyńska najwyższy bajos–baton (lokalnie kelowej) luka środkowy oksford–tyton dolny sukcesja czertezicka w przybliżeniu od oksfordu do tytonu dolnego sukcesje przejściowe do sukcesji czertezickiej od wyższej części górnego kimerydu do niższej części górnego tytonu (Birkenmajer, 1977; Wierzbowski i in., 2021), głównie dolny tyton (Pszczółkowski, Myczyński, 2004)	w sukcesji czorsztyńskiej (od poziomu amonitowego <i>parkinsoni</i>) – do batonu (i lokalnie kelowej) luka poziomy amonitowe: od <i>plicatilis-transversarium</i> do poziomu <i>planula</i> od wyższego dolnego kimerydu do dolnego tytonu	podział formacji na ognia przedstawiony przez Birkenmajera (1977) wymaga następujących poprawek: (1) ognio brekacji z Wapiennika musi być wyłączone z formacji wapienia czorsztyńskiego, gdyż nowe dane mikropaleontologiczne wskazują, że należy ono do górnego albu (Arabas i in., 2011); (2) ognio wapieni z Upszaru – wykształcone jako pstre cienkolawicowe wapienie, czasem krzemionkowe, o niewielkiej miaższości (Birkenmajer, 1977, 2009) – dotyczy wyłącznie sukcesji braniskiej (zarówno „północnego”, jak i „południowego” typu) i jest rozwinięte często jako drobnoziarniste wapienie typu greinston z <i>Saccocoma</i> (por. Kasiński i in., 1981; Wierzbowski, 2021)
Formacja wapieni dursztyńskich	od kilku do ok. 10	sukcesja czorsztyńska, niedzicka oraz czertezicka, lokalnie przejściowe do czertezickiej (włącznie z braniską „północnego typu”), gdzie znane są osady zbliżone do formacji wapienia pienińskiego, por. Birkenmajer, 2007)	kreator: Birkenmajer (1977) w pierwotnej definicji obejmowała zróżnicowane facjalnie osady zawarte pomiędzy formacją wapienia czorsztyńskiego a formacją wapieni lysańskich (Birkenmajer, 1977; por. także Birkenmajer, 1963) synonimy: wapienie dursztyńskie obejmujące czerwone wapienie kalpionelowe, różowe wapienie z <i>Globochaete</i> , białe wapienie kalpionelowe oraz krynowide wapienie falsztyńskie (wg Birkenmajera, 1963)	w okolicach wsi Krempachy i Dursztyn, profile Korowej Skąły i Lorencowych Skalek (Birkenmajer, 1963, 1977), jednak podczas rewizji obu profili (Wierzbowski, 1994: fig. 2–3) zasięg formacji został ograniczony – stwierdzono, że występujące tam osady mogą być korelowane tylko z niższą częścią formacji – przede wszystkim z ogniem wapienia z Korowej, wieku jurajskiego	czerwone i różowe wapienie mikrytowe z <i>Globochaete</i> i kalpionellami w obrębie sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej wydzielane są dwa ognia: wapienia z Korowej oraz wapienia z Sobótki, a odpowiadające im osady różnią się głównie barwą – jasnoczerwona w drugiej, dodatkowo spłyka się przelawienia wapieni detrytycznych (w obu) oraz krynowidowych (zwłaszcza w drugiej) (Birkenmajer, 1977); cechami charakterystycznymi obu tych ogniw jest częste występowanie powierzchni granicznych o charakterze erozyjnym i luk stratygraficznych oraz stowarzyszonych z nimi żył neptunicznych, które lokalnie mogą być jedynym zapisem tych okresów czasowych (np. Wierzbowski, 1994: fig. 2–4); w sukcesji czertezickiej osady formacji w całym profilu są barwy białej, a w ich spągu występuje charakterystyczna warstwa zawierająca okruchy wapieni krynowidowych i kwarcu oraz drobne skupienia glaukonitu i szamozytu – wydzielana jako warstwa z Zamkowej Góry (Wierzbowski i in., 2009, 2021)	przede wszystkim mikroskamieniałości: spory <i>Globochaete</i> , wapienie dinocysty, promienie, otwornice planktoniczne, kalpionelle; czasem liliowce (także <i>Saccocoma</i>), rzadko amonity i belemnity	sukcesja czorsztyńska i niedzicka – ognio wapienia z Korowej tyton górny (lokalnie najwyższy tyton dolny) – pogranicza tyton/berias ognio wapienia z Sobótki – berias sukcesja czertezicka – kelowej/oksford do najniższy berias (Wierzbowski i in., 2021)	sukcesja czorsztyńska i niedzicka ognio wapienia z Korowej – od górnego tytonu (poziom z <i>Crassiolearia</i>), a lokalnie od wyższej części dolnego tytonu (poziomy amonitowe <i>semiforme-fallauxi</i> wg Wierzbowskiego, 1994) do pogranicza tytonu i beriasu; ognio wapienia z Sobótki – berias (np. Wierzbowski, Remane, 1992; Reháková, Wierzbowski, 2005); w sukcesji czertezickiej – od pogranicza kelowej i oksfordu aż do najniższego beriasu (Wierzbowski i in., 2021)	do formacji wapieni dursztyńskich Birkenmajera (1977) zalicza też muszłowce amonitowe (ognio muszłowca z Rogoźnika oraz ognio muszłowca z Rogoży), jednak związek pomiędzy nimi a typowymi osadami formacji wykształconymi jako czerwone i różowe wapienie mikrytowe z <i>Globochaete</i> i kalpionellami jest dość odległy; muszłowce amonitowe, wykształcone w facji ammonitico rosso, są najbardziej podobne do osadów formacji wapienia czorsztyńskiego, co było sygnalizowane w wielu późniejszych pracach (Kutek, Wierzbowski, 1986a; Wierzbowski, 1994; Sidorczuk, 2005; Reháková, Wierzbowski, 2006; Krobicki, Wierzbowski, 2009), chociaż różnią się obfitością występowania i sposobem zachowania muszłowców amonitów oraz brakiem bulastości; te właśnie cechy zbliżają omawiane muszłowce do wyróżnianej na Słowacji formacji bohuniczkiej (Mišik i in., 1994; Aubrecht i in., 1997); w tej sytuacji do formacji wapieni dursztyńskich powinny być zaliczone tylko masywne wapienie mikrytowe (o typie wakstonu, rzadziej madstonu) z mikroskamieniałościami organizmów planktonicznych: <i>Globochaete</i> , kalpionelle, otwornice planktoniczne czy radiolarie, oraz z występującymi lokalnymi przelawieniami wapieni krynowidowych (Wierzbowski, 1994)
Formacja bohuniczka	od kilku do kilkunastu	sukcesja czorsztyńska, przede wszystkim jej „północny typ”	kreatorzy: Mišik i in. (1994) , por. także Mišik i in. (1996) synonimy: ? muszłowce rogożnicze starszych autorów (por. Birkenmajer, 1962; Kutek, Wierzbowski, 1979); przynależność muszłowców rogożniczych do formacji bohuniczkiej jest wskazana warunkowo (por. także Mišik i in., 1994); muszłowce rogożnicze mają zdecydowanie bardziej muszłowcowy charakter, podczas gdy typowe wapienie formacji bohuniczkiej są w istocie bliższe osadom formacji wapienia czorsztyńskiego stanowiąc raczej niezbuloną ich odmianę (por. Wierzbowski, 1994, s. 232); być może w przyszłości muszłowce rogożnicze powinny być wydzielone jako osobna formacja	skalka Babiná k. Bohunic na Słowacji profil typowy ognia muszłowca z Rogoży znajduje się w kamieniołomie w Rogoźniku, podczas gdy ognia muszłowca z Rogoźnika – w pobliskiej skale z Rogoży (Birkenmajer, 1962, 1963, 1977; Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a, b), oboczne przejścia między tymi ogniami jest widoczne w profilu Stankowej Skąły k. Zaskala (Kutek, Wierzbowski, 1986a, b)	pozbawione bulastości, masywne biomikrytowe wapienie facji ammonitico rosso z muszlami małżów i ramienionogów, w niższej części w mikrofacji otwornic planktonicznych, a wyżej z <i>Saccocoma</i> dalszy podział: muszłowce rogożnicze reprezentowane są przez dwa ognia: ognio muszłowca z Rogoży (czerwony muszłowiec rogożniczy) oraz ognio muszłowca z Rogoźnika (biały muszłowiec rogożniczy) (por. Birkenmajer, 1962, 1963, 1977; Kutek, Wierzbowski, 1979); pierwotnie sądzono, że ognio muszłowca z Rogoży bezpośrednio podściela ognio muszłowca z Rogoźnika (Birkenmajer, 1977), w rzeczywistości jednak oba te ognia są w przybliżeniu tego samego wieku stanowiąc odmiany facjalne o dominującym pierwotnym matryksie mikrytowym (ognio muszłowca z Rogoży) lub o jego mniejszej ilości, zastąpionego w dużej części grubokrystalicznym cementem kalcytowym (ognio muszłowca z Rogoźnika; Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a; Reháková, Wierzbowski, 2005)	liczne skamieniałości – zwłaszcza amonity, liliowce, ramienionogi małże, ponadto spłyka się ślimaki, gąbki, osobnicze koralowce, zęby ryb; powszechne są mikroskamieniałości, zwłaszcza dinocysty wapienne, <i>Globochaete</i> , otwornice, małżoraczki, w najmłodszych warstwach też kalpionellidy	środkowy oksford–środkowy/górnym tyton	ognio muszłowca z Rogoźnika oraz niższa część ognia muszłowca z Rogoży zawierają amonity od poziomów <i>transversarium</i> i <i>bifurcatus</i> oksfordu środkowego i górnego do poziomów <i>hybonotum</i> , <i>darwini</i> , <i>semiforme</i> i <i>fallauxi</i> dolnego i środkowego tytonu (= wyższej części dolnego tytonu) (Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a, b; Wierzbowski, 1990); dinocysty wapienne i kalpionelle w profilu typowym ognia muszłowca z Rogoży wskazują na interwał od dolnego kimerydu do najwyższego tytonu (Reháková, Wierzbowski, 2005)	po szczegółowej analizie profili w obszarze typowym występowania muszłowców rogożniczych (na zachód od Nowego Targu, pomiędzy Zaskalem a Rogoźnikiem – por. Kutek, Wierzbowski, 1979, 1986a, b; Reháková, Wierzbowski, 2005; Sidorczuk, 2005), mogą być przedstawione następujące obserwacje: (1) muszłowce ognia z Rogoźnika tożsame „sparytowym muszłowcom” sensu Kutek, Wierzbowski (1986a, b) oraz część ognia muszłowca z Rogoży do środkowego tytonu (wyższej części dolnego tytonu) włącznie, odpowiadają wiekowi formacji bohuniczkiej w jej typowym profilu; wszędzie tam podścielające osady, często w żyłach neptunicznych, są wykształcone w mikrofacji filamentowej lub otwornic planktonicznych i odpowiadają kelowej i niższej części oksfordu – do tej kategorii żył należą także słynne żyły neptuniczne w Babiarzowej Skale (Uhlig, 1881; Wierzbowski i in., 2005); (2) wyższa część ognia muszłowca z Rogoży w profilu typowym zaliczana do górnego tytonu oraz wypełnienia mikrytowym wapieniem późnotytonskich żył neptunicznych w profilu typowym muszłowca z Rogoźnika (warstwy 13 i 14 oraz 7b wg Kutka, Wierzbowskiego, 1986a, b) odpowiadają sobie wiekowo oraz wykazują znaczne podobieństwo litologiczne do ognia wapienia z Korowej formacji wapieni dursztyńskich; (3) mikrytowe (białe) wapienie z amonitami zaliczane pierwotnie do muszłowców rogożniczych („muszłowce mikrytowe” odpowiadające warstwow 7a-1 wg Kutka, Wierzbowskiego, 1986a, b), stanowiące najmłodsze utwory przykrywające muszłowce rogożnicze (z luką stratygraficzną w spągu), należą do dolnego beriasu i wykazują znaczne podobieństwo litologiczne do ognia wapienia z Sobótki formacji wapieni dursztyńskich (Reháková, Wierzbowski, 2005)
Formacja wapienia pienińskiego	od kilku–kilkunastu do blisko 200 0,5–6,0	od sukcesji przejściowych do sukcesji czertezickiej (zwłaszcza sukcesji braniskiej „północnego typu”), gdzie spotyka się odmiany zbliżone do formacji wapieni dursztyńskich, por. Birkenmajer, 2007) do sukcesji braniskiej („południowego typu”) i sukcesji pienińskiej jednostka Šariš	kreator: Birkenmajer (1977)	Kapuśnica na lewym brzegu Dunajca k. Sromowiec Wyżnych	białe i szare ulawione wapienie z czertami facji maiolica; w niższej, jurajskiej części dominuje mikrofacja radiolariowo-kalpionelowa	kalpionelle, otwornice, promienie, niekiedy amonity	tyton	w sukcesjach przejściowych (zwłaszcza braniskiej „północnego typu”) oraz braniskiej „południowego typu” i pienińskiej formacja należy do dolnego i (lub) górnego tytonu (np. Obermajer, 1986a, 1987; Pszczółkowski, 2009); wg Hejnara (2019) dolna granica formacji jest silnie diachroniczna i przebiega w sukcesjach braniskiej („południowego typu”) oraz pienińskiej od dolnego kimerydu do pogranicza dolnego i górnego tytonu jednostka Šariš – w odniesieniu do jurajskiej części formacji udokumentowano obecność wyłącznie dolnego tytonu (Nowak, 1971, 1976; Obermajer, 1986b; Pszczółkowski, 2009)	górna granica formacji przebiega w obrębie systemu kredowego

TAB. 7. cd.

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie	Historia badań	Typowy profil	Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja szlachtowska	trudna do oszacowania ze względu na zaburzenia tektoniczne, prawdopodobnie ponad 200	sukcesja Grajcarka („magurska”) = jednostka Šariš	<p>kreator: Birkenmajer (1977)</p> <p>synonimy: „czarny flisz” (częściowo), „dogger fliszowy”, „flisz aaleński” i in.</p> <p>obecność formacji w sukcesjach niedzickiej, braniskiej („północnego typu”) i czertezickiej (np. Birkenmajer, 1977, 2017; Birkenmajer i in., 2008) jest obecnie kwestionowana, a osady odnoszone do tej formacji są interpretowane jako należące do sukcesji Grajcarka (jednostki Šariš) wychodzące spod nasuniętych utworów płaszczowiny subpienińskiej (czorsztyńskiej) (por. Jurewicz, 1997; Barski i in., 2012; Segit i in., 2015)</p> <p>wydzielona uprzednio formacja ze Stembrowu (Birkenmajer, 1977) jest obecnie uważana za ogniwo w najwyższej części formacji szlachtowskiej (Birkenmajer, 2017; Birkenmajer, Gedl, 2017); podobnie formacja z Krzonowego (Birkenmajer, 1977) jest uważana za ogniwo w niższej części formacji szlachtowskiej reprezentujące podmorskie osuwisko (Birkenmajer, Gedl, 2017; Birkenmajer, 2017)</p>	dolina potoku Grajcarek oraz jego dopływów – potoków Sztolnia i Krupianka pomiędzy Szlachtową a Jaworkami	ciemne ility i łupki z przelawieniami piaskowców z powszechnie obecnym muskowitem, z podrzędnymi przewarstwieniami piaszczystych wapieni krynoidowych	dinocysty organiczne, fragmenty liliowców, skamieniałości śladowe, ponadto amonity i belemnity (które mogą być jednak w części lub całości redeponowane)	aalen/bajos–niższa część górnego bajosu	podstawowy problem dotyczy interpretacji stratygraficznej osadów „czarnego fliszu” uważanych albo za jurajskie (por. Birkenmajer i in., 2008), albo za kredowe (Oszczypko i in., 2004); możliwe jest jednak istnienie podobnych osadów różnego wieku, trudnych do rozdzielenia w strefie silnych zaburzeń tektonicznych (np. Jurewicz, 2005; Barski i in., 2012); zespoły dinocyst organicznych z różnych profili formacji (Barski i in., 2012; Segit i in., 2015), a także krytyczna analiza pozycji stratygraficznej dinocyst opisanych przez Gedla (2008) wskazują na przedział od pogranicza aalenu i bajosu do niższej części górnego bajosu	opinia o przynależności formacji szlachtowskiej do toarku i dolnego aalenu (Birkenmajer, 1977, 2017; Birkenmajer, Gedl, 2017) oparta przede wszystkim na pojedynczym znalezisku amonitów z rodzaju <i>Leioceras</i> (diagnostycznych dla dolnego aalenu) w plamistych wapieniach uważanych za reprezentujących górną część formacji (Birkenmajer, Myczyński, 1977; Birkenmajer i in., 2008) jest z różnych względów mocno dyskusyjna (Segit i in., 2015); również pozycja stratygraficzna osadów ogniwa z Krzonowego zaliczanych do aalenu (na podstawie analizy zespołu ostrego Gryphaeinae) lub nawet od pliensbachu do dolnego toarku (na podstawie analizy otwornic bentosowych; Birkenmajer, Tyska, 1996) nie może być kryterium wiekowym dla formacji szlachtowskiej, gdyż osady tego ogniwa są redeponowane, a pierwotne ich położenie w sukcesji nie jest znane
Formacja z Opaleńca	kilka do kilkunastu	sukcesja Grajcarka („magurska”) = jednostka Šariš	<p>kreator: Birkenmajer (1977)</p>	górnny bieg potoku Sztolnia	plamiste margle, łupki margliste, podrzędnie wapienie margliste z fragmentami muszli <i>Bositra</i> (mikrofacja filamentowa), czasem z blaszkami muskowitu	mikroskamieniałości: dinocysty organiczne, otwornice; makroskamieniałości: małże <i>Bositra</i> , amonity (rzadko)	górnny bajos–baton (lokalnie również dolny bajos) (Gedl, 2008)	górnny bajos (odpowiedniki poziomów amonitowych <i>garantiana</i> i <i>parkinsoni</i>) oraz dolny baton (odpowiedniki poziomów <i>zigzag</i> i <i>tenuiplicatus</i>) (Gedl, 2008; Segit i in., 2015); ponadto wyższy baton (Gedl, 2008); także dolny bajos w profilu potoku Kręty k. Krempachów (Gedl, 2008); z kolei datowania na podstawie zespołu dinocyst wskazujące na najwyższy bajos i baton w stratotypowym profilu formacji (Gedl, 2008) stoją w sprzeczności z występowaniem tu amonitów odniesionych do dolnego bajosu (Birkenmajer, Myczyński, 1977)	słabo udokumentowane w profilach osady złożone z „czarnych lub szarych łupków marglistych z drobnymi blaszkami białej miki”, zaliczane wg Birkenmajera (2017) do lokalnie występującej formacji łupków z Harcygrundu, zarówno swoją litologią, jak i proponowaną pozycją w sukcesji zbliżając się do formacji z Opaleńca; udokumentowanie dolnego bajosu w profilu potoku Kręty k. Krempachów (Gedl, 2008) wskazuje na oboczne zmiany facjalne i lateralne przejścia do formacji szlachtowskiej
Formacja wapienia czorsztyńskiego (?) – ogniwo margli z Palenicy	bardzo mała 0,3–1,0	sukcesja Grajcarka („magurska”) = jednostka Šariš	<p>kreator: Birkenmajer (1977)</p> <p>przynależność ogniwa margli z Palenicy do formacji wapienia czorsztyńskiego jest dyskusyjna</p>	potok Grajcarek k. Szczawnicy pod górą Palenica	czerwone lub pstre margle i łupki z aptychami	dinocysty wapienne, <i>Globochaete</i> , ulamki liliowców <i>Saccocoma</i> , makroskamieniałości – wyłącznie aptychy	dolny tyton	dolny tyton, poziomy dinocystowe <i>pulla-lithonica</i> oraz <i>malmica</i> , poniżej poziomu kalpionellidowego <i>Chitinoidea</i> (Pszczółkowski, 2009)	wcześniejszy pogląd o przynależności tych osadów do kimerydu na podstawie zespołów aptychów (np. Birkenmajer, 1977, 2017) musi być obecnie zrewidowany (por. Nowak, 1971, 1976)

bulaste są wykształcone w mikrofacji filamentowej (reprezentowanej przez ulamki – „włókna” cienkich skorup pelagicznych małży *Bositra*). Zasięg stratygraficzny wapieni tej mikrofacji sięga od najwyższego bajosu (poziomy amonitowe *garantiana* i *parkinsoni*) do – w przybliżeniu – granicy keloweju i oksfordu (por. Birkenmajer, Znosko, 1955; Birkenmajer, Myczyński, 1984; Wierzbowski i in., 1999; Krobicki, Wierzbowski, 2009). Pojawienie się tych osadów wyznacza początek pelagicznego etapu rozwoju sedymentacji (por. Birkenmajer, 1986), a ich obecności towarzyszy występowanie luk stratygraficznych, a także żył neptunicznych, często w strefie występowania sukcesji czorsztyńskiej, zwłaszcza jej strefy północnej bliższej osi grzbietu czorsztyńskiego. Występowanie osadów mikrofacji filamentowej jest ograniczone często do wypełnień żył neptunicznych, zawierających niekiedy amonity dolnego keloweju, podobnie jak na Babiarskiej Skale i Stankowej Skale (Uhlig, 1890; Wierzbowski i in., 2004; Sidorczuk, 2005).

W następstwie stratygraficznym basenowych osadów pienińskiego basenu skałkowego obserwuje się również istotne zmiany facjalne. W stropie osadów formacji wapieni z Podzamcza (sukcesja braniska „północny typ”), pojawiają się wskaźniki dobrego natlenienia środowiska, wyrażone bogatym rozwojem mikrofauny bentosowej, a także lokalnie powierzchnie nieciągłości, przy których występuje nagromadzenie rostrów belemnitów, co wskazuje na silniejszą aktywność prądów morskich poprzedzających pojawienie się osadów formacji radiolarytów z Sokolicy (fig. 24; tab. 7). Wspomniana zmiana facji, odnoszona tu do przelomu bajosu i batonu, jest stratygraficznie bliska pojawieniu się omawianych wyżej wapieni bulastych (Tyska, 1995; Gedl, 2008; Wierzbowski i in., 2021).

Nadległe osady wyższego keloweju i niższego oksfordu charakteryzują się bardzo niekompletnym zapisem stratygraficznym, szczególnie w sukcesji czorsztyńskiej. Osady te należące do formacji wapienia czorsztyńskiego (fig. 24), a miejscami też formacji bohnickiej (muszlowce amonitowe; tab. 7), stanowią często wypełnienie żył neptunicznych lub występują w sąsiedztwie nasokupień i kongrekcji żelazisto-manganowych, rozwiniętych na skorodowanych powierzchniach wapieni z *Bositra*, co wskazuje na istnienie kondensacji i luk stratygraficznych (Zydzorowicz, Wierzbowski, 1986; Sidorczuk, Nejbart, 2009). Właśnie te zachowane fragmentarycznie osady oraz bezpośrednio nadległe, należące do środkowego i górnego oksfordu oraz najniższego kimerydu, wykazują powszechnie obecność mikrofacji otwornic planktonicznych z *Globuligerina* (Myczyński, Wierzbowski, 1994; Wierzbowski i in., 1999; Hudson i in., 2005). Również w sukcesji czertezickiej wyższy kelowej i niższy oksford są reprezentowane przez cienki zespół osadów wyróżniony jako warstwa z Zamkowej Góry (Wierzbowski i in., 2009a, 2021) z otwornicami planktonicznymi i radiolarytami, z powierzchniami pokrytymi nasokupieniami żelazistymi oraz ze skupieniami szamo-

zytu i glaukonitu. W sukcesji niedzickiej wspomnianemu przedziałowi stratygraficznemu odpowiada luka stratygraficzna na przejściu od formacji wapienia niedzickiego do formacji radiolarytów z Czajakowej (fig. 24; Wierzbowski i in., 1999; Bąk i in., 2018).

Dane paleomagnetyczne z sukcesji czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Ukrainy Zakarpackiej, Słowacji i Polski (Lewandowski i in., 2005, 2006) wskazują na gwałtowne otwieranie się nowej strefy oceanicznej na północ od grzbietu czorsztyńskiego już podczas jury środkowej. Właśnie ta nowo powstała strefa oceaniczna, której początki można wiązać z ryftowaniem fazy krasieńskiej w bajosie i powstaniem grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, Wierzbowski, 2004), odpowiada przedpółnocnoalbskiemu oceanowi Magury (Barski i in., 2012). Wyniesiony we wczesnym bajosie grzbiet czorsztyński dostarczał początkowo materiału okrucowego do tworzących się ławic piaskowcowych formacji szlachtowskiej, jednak już u schyłku bajosu, w miarę otwierania się strefy oceanicznej, nastąpiło jego termiczne (i tektoniczne) osiadanie – na danym grzbiecie rozpoczęła się sedymentacja osadów pelagicznych, a jednocześnie w przyległym od północy basenie oceanicznym miała miejsce sedymentacja marglisto-iltych osadów pozabawionych ławic turbidytowych należących do formacji z Opaleńca (fig. 24; np. Segit i in., 2015). Gwałtowna ekspansja strefy oceanicznej podczas keloweju i wczesnego oksfordu oznaczała pojawienie się głębokowodnych facji pelagicznych, a także w okresie maksymalnego otwarcia oceanu, napływ chłodnych wód i związanych z tym prądów morskich oraz zahamowanie sedymentacji osadów węglanowych. Wspomniana silna ekspansja oceaniczna, dobrze dokumentowana stratygraficznie od środkowego keloweju do wczesnego oksfordu, jest rozpoznawalna również w zapisie kopalnym na obszarze epikontynentalnym południowej Polski – tu wydarzenie to, trwające ok. 5 mln lat, opisano jako „zdarzenie geotektoniczne Metis” (Matyja, Wierzbowski, 2006b).

Od dolnego kimerydu do dolnego tytonu osady typu ammonitico rosso w sukcesjach czorsztyńskiej, niedzickiej oraz przejściowych do czertezickiej, a częściowo też w sukcesji czertezickiej (formacja wapienia czorsztyńskiego, formacja bohnicka; fig. 24; tab. 7), są wykształcone w mikrofacji liliowców pelagicznych *Saccocoma*. Osady te zostały stopniowo zastąpione w tytonie przez pelagiczne wapienie formacji wapieni dursztyńskich – rozwinięte na obszarach podniesionych (grzbietów), oraz formacji wapieni pienińskiego – na obszarach obniżonych (basenów). Jednocześnie obserwuje się znaczący przyrost ich miąższości w stosunku do starszych środkowo- i górnourajskich osadów pelagicznych. Ten stopniowy wzrost udziału osadów wapiennych w kimerydzie i tytonie wynikał z silnego rozwoju liliowców *Saccocoma*, a także mikroplanktonu wapiennego – początkowo zwłaszcza cyst wapiennych brudnic, później także kalpionellidów. Według Grabowskiego i in. (2008)

grzbiet czorsztyński, w oksfordzie znacznie odsunięty od kontynentu europejskiego, od kimerydu do wczesnego beriasu stopniowo przemieszczał się w kierunku północnym. Związana z tym zmiana pozycji paleogeograficznej pienińskiego basenu skałkowego wpłynęła na charakter sedymentacji w kierunku dominacji osadów węglanowych w warunkach cieplejszego i bardziej suchego klimatu (Jach, Reháková, 2019).

U schyłku jury, na przelomie wczesnego i późnego tytonu, znaczyły się, szczególnie na grzbiecie czorsztyńskim, ruchy neokimeryjskie. Spowodowały one zróżnicowanie sedymentacji już w niższej części wapieni dursztyńskich (ogniwo wapienia z Korowej) oraz odpowiadających im wiekowo muszlowców rogożnickich (formacji bohnickiej). Na wyniesionych blokach tworzyły się żyły neptuniczne – wypełnienie, które jest niekiedy jedynym świadectwem istnienia osadów, podczas gdy obszary obniżone charakteryzowały się pełniejszym zapisem stratygraficznym (np. Wierzbowski, 1994). Innym wyrazem zróżnicowania topografii dna morskiego są zmiany w zespołach fauny bentosowej, zwłaszcza ramienionogów (Krobicki, 1996). Szczególnie duże znaczenie stratygraficzne mają tu muszlowce amonitowe zawierające amonity tytonu: od poziomu *hybonotum* do poziomu *fallauxi*. Muszlowce te odsłonięte w Rogożniku k. Nowego Targu były przedmiotem wielu opracowań (przede wszystkim Zittel, 1870; Neumayr, 1871b), których wyniki były istotną podstawą dla ustanowienia piętra tytońskiego: nowsza rewizja stratygraficzna następstwa amonitów w profilu muszlowców została przeprowadzona przez Kutka i Wierzbowskiego (1986a, b) oraz Wierzbowskiego (1990), a wzorcowy profil w rezerwacie w skałkach Rogoży (Birkenmajer, 1962) jest wpisany na światową listę obiektów przyrody nieożywionej. Utwory wyższej jury środkowej i górnej sukcesji Grajcarka (fig. 24; tab. 7) należące do oceanicznej strefy północnej (przedpółnocnoalbskiego oceanu Magury) są reprezentowane przez typowe głębokomorskie facje pelagiczne: formację radiolarytów z Sokolicy, formację radiolarytów z Czajakowej, ogniwo margli z Palenicy (? formacji wapienia czorsztyńskiego) oraz formację wapienia pienińskiego. Jurajskie osady węglanowe tych ostatnich dwóch formacji należące do tytonu charakteryzują się wyjątkowo małą miąższością, silną kondensacją i zapewne niekompletnym zapisem stratygraficznym (np. Obermajer, 1986a, b; Birkenmajer, 1986; Birkenmajer, Gedl, 2017).

W przeciwieństwie do północnego obszaru oceanicznego, którego osady związane z sukcesją Grajcarka są w miarę dobrze poznane, utwory jurajskie powstałe na południe od pienińskiego basenu skałkowego, odpowiadające strefie oceanicznej wahikum, są znacznie trudniejsze do identyfikacji. Według Birkenmajera (1977, 1986, 2017) południowa, głęboka część pienińskiego basenu skałkowego była położona na skraju oceanicznej strefy X (hipotetycznej

strefy „ultrapienińskiej”), która miała być w później jurze obrzeżona od południa przez strefę płytszą odpowiadającą sukcesji haligowieckiej, osadzonej na stoku również hipotetycznego grzbietu egzotykowego Andrusova (Birkenmajer, 1988). Pozycja paleogeograficzna sukcesji haligowieckiej, odsłoniętej w okolicach wsi Haligowce w Pieninach, już po słowackiej stronie granicy, jest jednak mocno dyskusyjna. W nowszych słowackich opracowaniach (np. Plašienka, 2019; Plašienka i in., 2021) istnienie grzbietu egzotykowego Andrusova jest kwestionowane, a sukcesja haligowiecka, jako należąca do tzw. strefy perypienińskiej, została związana mniej lub bardziej jednoznacznie z nasuniętymi od południa jednostkami tatrzańskimi fatrikum. Przedstawione obecnie dane z pienińskiego pasa skałkowego Polski również nie mogą być traktowane jako rozstrzygające w powyższych kwestiach. Nowe obserwacje dotyczące podobieństwa niektórych jurajskich fragmentów sukcesji z południowej części basenu skałkowego, zwłaszcza sukcesji czertezickiej, do sukcesji północnotatrzańskich (por. Wierzbowski, 2021) to: (1) zapis obecności tektonicznej fazy dewińskiej odpowiedzialnej za powstanie grzbietu czertezickiego na przelomie wczesnej i środkowej jury; (2) podobne wykształcenie i pozycja stratygraficzna osadów formacji dursztyńskiej sukcesji czertezickiej i formacji wapieni z Raptawickiej Turni jednostek autochtonicznych Tatr (tatrikum; por. Lefeld i in., 1985).

2.3. TATRY

Jolanta Iwańczuk, Jacek Grabowski

Jurajskie osady w Tatrach występują w obrębie jednostek wierchowych (autochtonicznej i allochtonicznej) oraz reglowych (dolnej i górnej; Kotański, 1961; Bac-Moszaszwili i in., 1979).

2.3.1. Jednostka wierchowa (tatrikum)

Źle wysortowane osady klastyczne (głównie piaskowce i zlepieńce) oraz lokalnie wapienie o morskiej proveniencji rozpoczynają profil jury w jednostce autochtonu wierchowej (fig. 27). Osady te są zaliczane do formacji dudzinieckiej, o miąższości wahającej się od 0 do 530 m. Jej wiek na podstawie nielicznych ramienionogów został określony na hetang–aalenu (Wójcik, 1981, 1985; fig. 27). Formacja dudziniecka została podzielona na pięć jednostek (fig. 28; tab. 8; Wójcik, 1985). Nad formacją dudziniecką występuje formacja wapienia ze Smolegowej wieku bajoskiego, a powyżej leży formacja wapieni z Krupianki (fig. 28; tab. 8). Wyniki badań sedymentologicznych (Szulcowski, 1963, 1968; Łuczynski, 2001a, b, 2002) wskazują, że osady tej formacji powstawały w płytkim środowisku blisko podstawy falowania. Na podstawie fauny amonitowej

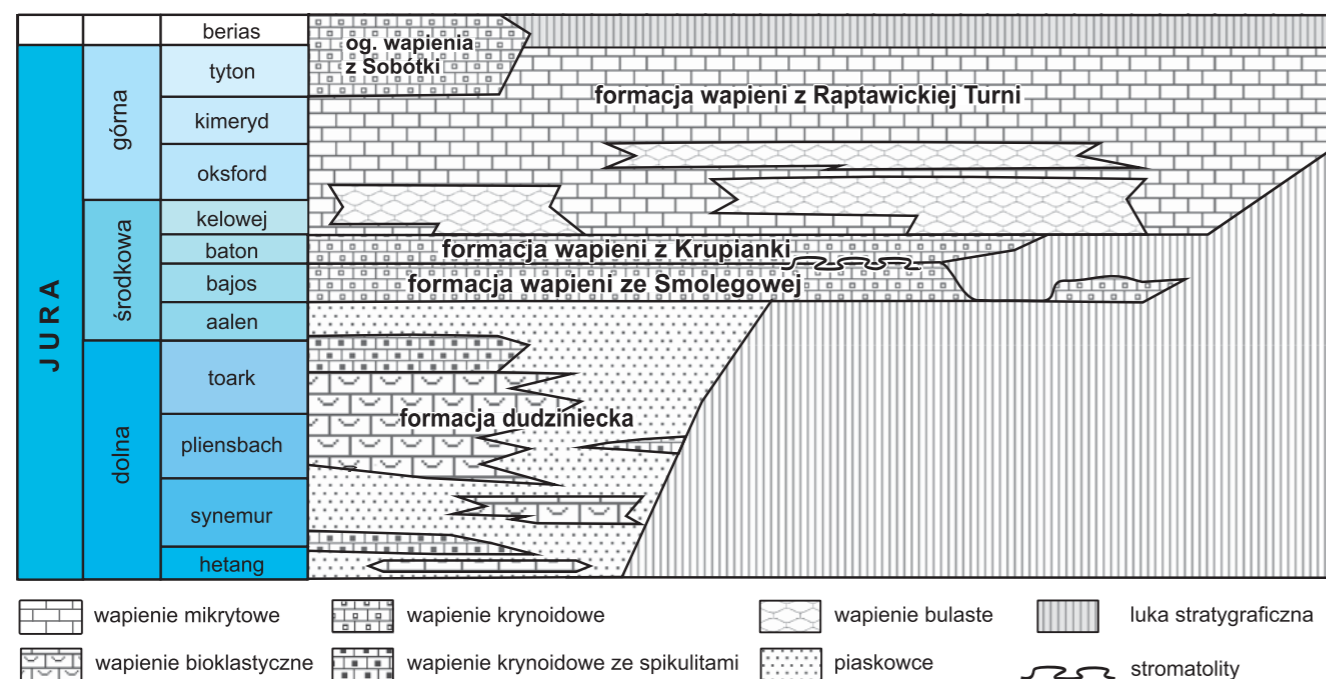


FIG. 27. Uproszczony schemat litostratigraficzny jury tatrakum w Tatrach (wg Lefelda i in., 1985; Jach i in., 2014b; zmieniono)

TAB. 8. Tabela jednostek litostratigraficznych jednostek wierzchowych Tatr (tatrikum)

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie/jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja dudziniecka	0–530 (1366 sensu Lefeld i in., 1985)	autochton wierzchowy	Horwitz, Rabowski (1922); Siemieradzki (1923); Radwański (1959); Wójcik (1981, 1985); Krańska (1997)	zbocze Dudziniec na Kopieńcu Starorobociańskim	warstwa z Kopieńca Starorobociańskiego – szare, ciemnoszare, niebiesko-zielone zapiaszczone wapień z liliowcami i peloidami (12 m); ogniwo wapieni z Kobylej Głowy – ciemnoszare zapiaszczone wapień krynoidowe; ogniwo wapienia z Kobylarki – szare masywne wapień krynoidowe; ogniwo wapień ze Smytniej – szare, ciemnoszare oraz czarne wapień z kwarcem oraz żółtymi klastami skal podłoża triasowego; ogniwo wapieni z Iwanówki – szare, ciemnoszare oraz czarne wapień krynoidowe z kwarcem, igłami gąbek oraz żółtymi klastami skal podłoża triasowego; ogniwo piaskowców z Kominów Dudowych – jasnoszare, szare, różowo-szare oraz żółte zlepierce i piaskowce wapniste	belemnity, ramienionogi, małże	synemur–baton	–	wiek formacji jest słabo udokumentowany na podstawie nielicznych ramienionogów
Formacja wapieni ze Smolegowej	do 30	autochton wierzchowy, allochton wierzchowy	Uhlig (1897); Horwitz, Rabowski (1922); Lefeld (1957, 1985h); Kotański (1959b); Birkenmajer (1977); Łuczynski (2002)	typowy profil znajduje się w pienińskim pasie skałkowym, w Tatrach są to: Mały Giewont, Zawrat, Kasprowy, Dudziniec i Dolina Chochołowska	jasnoszare i różowe wapień liliowcowe	ramienionogi, małże, igły jeżowców	bajos	–	miejsce typowego występowania jest w Pieniach (Birkenmajer, 1977)
Formacja wapieni z Krupianki	do 30	autochton wierzchowy, allochton wierzchowy	Kotański (1959b); Szulczewski (1963, 1968); Birkenmajer (1977); Passendorfer (1978a); Lefeld (1985e); Gluchowski (1987); Łuczynski (2001a, b, 2002); Wieczorek (2001)	typowy profil znajduje się w pienińskim pasie skałkowym, w Tatrach są to: Giewont, Wielka Świstówka, Mała Świstówka, Zawrat Kasprowy i Dolina Chochołowska	jasnoszare oraz różowawe wapień liliowcowe żelaziste z kwarcem i litoklastami skal starszych, stromatolity oraz wapień gruzłowe	amonyty, ramienionogi, ślimaki	baton, udokumentowany środkowy baton	poziom <i>Hecticoceras retrocostatum</i> na podstawie fauny amonitowej (Passendorfer, 1938)	miejsce typowego występowania jest w Pieniach (Birkenmajer, 1977)
Formacja wapieni z Raptawickiej Turni	100–110	autochton wierzchowy, allochton wierzchowy	Passendorfer (1951, 1978b); Lefeld (1957, 1968); Kotański (1959a, b, 1961); Kotański, Radwański, (1959); Lefeld, Radwański, (1960); Gąsiorowski (1962); Szulczewski (1965); Birkenmajer (1977); Wieczorek (1983); Lefeld (1985j); Staniszevska, Ciborowski (2000); Jach i in. (2014b); Pszczółkowski i in. (2016); Pszczółkowski (2018); Lodowski i in. (2022)	zachodnie zbocze doliny Kościeliskiej poniżej Raptawickiej Turni, wzdłuż drogi prowadzącej na Halę Ornak	szare i różowe wapień pelityczne, wapień peloidowe i onkolitowe; w ramach formacji wyróżniono: ogniwo wapienia czorsztyńskiego wykształcone w postaci różowych i czerwonych wapieni gruzłowych (kelowej–oksford); ogniwo wapienia z Sobótki – zapiaszczone wapień liliowcowe z <i>Pygope diphya</i> , tufy i lawy limburgitowe (Kotański, Radwański, 1959); Kotański, Radwański, 1959), wiek określono na tyton	ramienionogi, amonyty, aptychy	kelowej–hoteryw	<i>Pygope diphya</i> – tyton	–

określono wiek tej formacji na środkowy baton, poziom *bremeri* (Passendorfer, 1936, 1938; Gálacz, Matyja, 2006). Późniejsza interpretacja kolekcji amonitowej Passendorfera (1936, 1938) wskazała, że pojedyncze okazy, takie jak *Parkinsonia* sp. i *Hecticoceras* rozszerzają występowanie tej formacji odpowiednio od granicy bajosu/batonu (Iwańczuk i in., 2013) do dolnego keloweju (Gálacz, Matyja, 2006). Ponad nią zalega formacja wapieni z Raptawickiej Turni (Lefeld, 1968, 1985j; Jach i in., 2014b; fig. 27, 29). Według Lefelda (1985j) w jej obrębie przebiega granica pomiędzy jurą a kredą, jednak niedawno przeprowadzone badania w profilach jednostki Giewontu wykazały, że najwyższa część tej formacji, obejmująca ciemne wapień onkolitowe, należy jeszcze do górnego tytonu (poziomy *Chitinoidea* i *Crassicollaria*), a nie – jak to sugerował Lefeld (1985j) – do walażynu. W stropie formacji występuje nieciągłość o charakterze twardego dna (oraz cienka brekcja późnoberiaskiego/wczesnowalażyńskiego wieku; Lodowski i in., 2022), a występujące powyżej wapień ziarniste z dużą zawartością detrytus szkarłupni (odpowiednik „ciemnych wapieni spatycznych” – Lefeld, 1968) należy zaliczyć do górnego walażynu lub hoterywu. Luka stratygraficzna na pograniczu jury i kredy obejmowałaby więc najwyższy tyton, berias i dolny walażyn. Datowanie interwału granicznego jura/kreda w sukcesji Giewontu, oprócz biostratygrafii opartej na mikroskamieniałościach, jest wsparte stratygrafią izotopową węgla $\delta^{13}C$ (Pszczółkowski i in., 2016; Lodowski i in., 2022; Lodowski, Grabowski, 2023).

2.3.2. Jednostka regłowa dolna (fatrikum)

Utwory rozpoczynające sekwencję jurajską należą prawdopodobnie do formacji fatrzańskiej (fig. 30), której największy rozwój miał miejsce w retyku (Gaździcki, 1983). Na niej diachronicznie zalegają osady formacji z Kopieńca (fig. 30; tab. 9; Gaździcki, 1975, 1983; Gaździcki, Iwanow, 1976; Gaździcki i in., 1979), opisane w literaturze jako warstwy gresteńskie – *Gresten Schichten* (Uhlig, 1897) lub *Kopienec Schichten* (Gotel, 1917). Są to ciemnobrązowe łupki ilaste oraz piaskowce kwarcytowe z przelawieniami ciemnoszarych wapieni i margli organodetrytycznych o miąższości 27–100 m. Formacja jest datowana na górny retyk–synemur na podstawie małżoraczków (Błaszczak, Gaździcki, 1982) oraz palinomorf (Gaździcki i in., 2006). Formacja jest podzielona na cztery nieformalne ogniwa: klastyki podstawowe, wapień dolne, łowce główne, wapień górne. W ogniwie wapieni dolnych zidentyfikowano liczne otwornice bentosowe, które są wskaźnikowe dla poziomu otwornicowego *Ophthalmidium leischneri* i *Ophthalmidium walfordi* oraz wskazują na hetang–synemur (Gaździcki, 1983).

Powyżej znajdują się osady zaliczane do grupy z Tatr Bielskich, która obejmuje formację piaskowców z Koperszadów oraz formację margli z Sołtysiej (fig. 30; Iwanow, 1985a, b; Lefeld, 1985a). Grupa ta wykazuje znaczne zróżnicowanie litologiczne pomiędzy wschodnią a zachodnią częścią Tatr (Guzik, 1959).

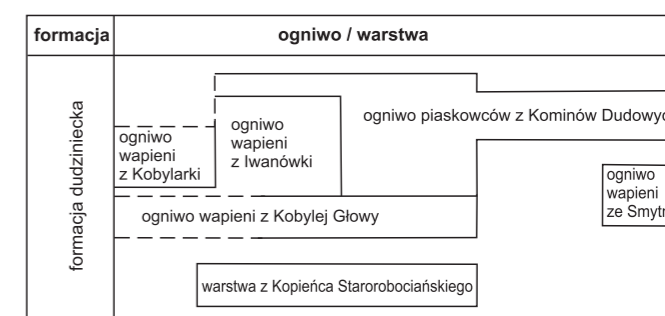


FIG. 28. Uproszczony schemat formacji dudzinieckiej (Wójcik, 1985)

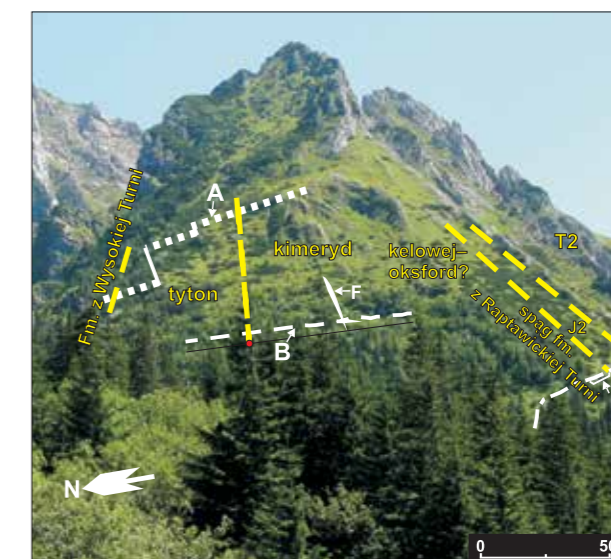


FIG. 29. Mały Giewont z przełęczy Bacug (wg Pszczółkowskiego i in., 2016; Lefelda, 1968; zmieniono): A, B, P – profile stratygraficzne udokumentowane przez Pszczółkowskiego i in. (2016); F – miejsce występowania fauny amonitowej kimerydu (Passendorfer, 1928); J2 – jura środkowa (bez keloweju); T2 – trias środkowy. Fot. A. Pszczółkowski

Formacja piaskowców z Koperszadów występuje tylko w reglach Tatr Wysokich oraz w Tatrach Bielskich (Iwanow, 1985a; Iwanow i in., 2011). Dolna część formacji to ciemnoszare piaskowce i piaskowce wapniste (ogniwo piaskowców z Szerokiej), które stopniowo przechodzą w jasnoszare i kremowe piaskowce drobno- i gruboziarniste, miejscami wapniste (ogniwo kwarcytów z Babosza), aż do ciemnoszarych piaskowców wapnistych przelawionych łupkami marglistymi (ogniwo piaskowców z Waksmundzkiej; Iwanow, 1973, 1985a; Nowicka, 1973; Popiołek i in., 2010; fig. 30; tab. 9). Formacja jest datowana na dolny–?górny synemur, na podstawie położenia w stosunku do lepiej datowanych skał

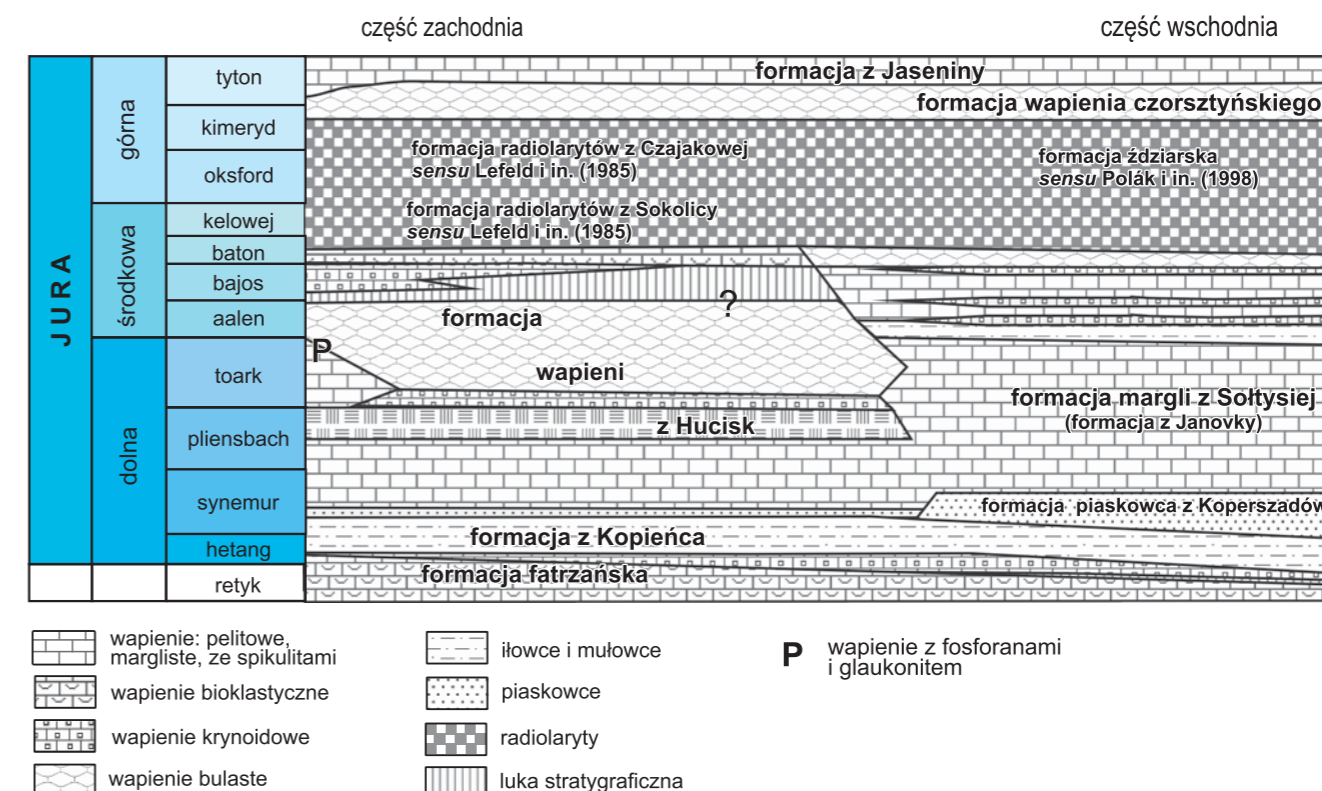


FIG. 30. Uproszczony schemat litostratigraficzny jury fatrikum w Tatrach (wg Lefelda i in., 1985; Jach i in., 2014b; zmieniono)

TAB. 9. Tabela jednostek litostratigraficznych jednostek reglowych dolnych Tatr (fatrikum)

Nazwa	Miąższość [m]	Historia badań	Typowy profil/stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Kopiańca	27–100	Uhlig (1897); Goetel (1917); Gaździcki (1974, 1975, 1983); Gaździcki, Iwanow (1976); Gaździcki i in. (1979b, 2006); Blaszczyk, Gaździcki (1982); Uchman (1991); Ruckwied, Götz (2009); Iwanow i in. (2011)	na zboczach Małego Kopiańca w Tatrach Polskich oraz na Zboczach Wielkiej Furkaski w Tatrach Słowackich	formacja z Kopiańca obejmuje cztery nieformalne ogniwa litostratigraficzne: klastyki podstawowe – piaskowce kwarcytowe, arenity kwarcowe; wapienie dolne – ciemnoszare margle i wapienie organodetrytyczne liliowcowo-małowco-ślimakowe; ilowce główne – brązowoszare mułowce i ilowce z przelawieniami szarych margli i wapieni; wapienie górne – szare mułowce przelawione szarymi wapieniami (Gaździcki i in., 1979; Gaździcki, Lefeld, 1985)	otwornice, małże, małżoraczki, palinomorfy	górny retyk-synemur	poziom otwornicowy <i>Ophthalmidium leischneri</i> i <i>Ophthalmidium walfordi</i>	–
Formacja piaskowców z Koperszadów	50–120	Sokolowski (1948); Andrusov (1950); Turnau-Morawska (1953, 1955); Borza (1958, 1959); Iwanow (1973); Nowicka (1973); Sokolowski (1973, 1978); Iwanow (1985a); Popiołek i in. (2010); Iwanow i in. (2011)	na południowych zboczach Placziwej Skąły w Tatrach Bielskich	formacja piaskowców z Koperszadów obejmuje trzy nieformalne ogniwa (Iwanow, 1985a): ogniwo piaskowców z Szerokiej – ciemnoszare piaskowce wapińskie, z ciemnymi przelawieniami wapieni w spagu o miąższości 10–30 m; ogniwo kwarcytów z Babosza – jasnoszare, prawie białe do szarych piaskowce kwarcytowe o miąższości 10–20 m; ogniwo piaskowców z Waksmundzkiej – ciemnoszare wapińskie piaskowce z przelawieniami ciemnoszarych zapiaszczonych lupków marglistych o miąższości 30–40 m	–	dolny synemur–?górny synemur	–	–
Formacja margli z Sołtysiej	40–270	Zejszner (1842, 1846, 1852, 1856); Stur (1860, 1868); Uhlig (1897); Kuźniar (1908, 1913); Goetel (1917); Siemiradzki (1923); Rabowski, Goetel (1925); Matějka, Andrusov (1931); Sujkowski (1933); Guzik (1939, 1959); Grabowska-Hakenberg (1958); Iwanow (1973); Gaździcki i in. (1979a, b); Gaździcki, Wieczorek, (1984); Iwanow (1985b); Mello, Wieczorek (1993); Wieczorek (1995, 2000); Michalik (1997); Jach, Starzec (2003); Myczyński (2004); Faber, Wędrychowicz (2010); Iwańczuk i in. (2013); Jach i in. (2014b); Uchman i in. (2014)	na zboczach Kop Sołtysiej Skalce, w dolinach: Filipka, Podskalniej, Suchoj Wody	w części wschodniej, czyli w reglach Tatr Wysokich oraz w Tatrach Bielskich, formacje margli z Sołtysiej podzielono na osiem ogniw (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013): ogniwo wapieni z Płaśni – ciemne prawie czarne średnio- i grubolawicowe wapienie, przelawione marglistymi lupkami, miejscami zapiaszczone (do 20 m), wiek określono na podstawie amonitów na górny synemur, podpoziom <i>densinodulum</i> do najniższej części podpoziomu <i>raricostatum</i> (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Kobylły – szarobrazowe wapienie i wapienie spikulitowe, plamiste przewarstwione lupkami marglistymi (do 22 m), wiek określony na podstawie amonitów na najwyższy górny synemur podpoziomu <i>raricostatum</i> (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); warstwa z Czerwonych Brzeżków – jasnoszare wapienie pelityczne z belemnitami (2–3 m), wieku górnosynemurskiego na podstawie fauny amonitowej oraz otwornicowej (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Krzywiania – ciemnoszare plamiste wapienie spikulitowe przewarstwione lupkami marglistymi (do 55 m), wiek określono na podstawie amonitów na dolny pliensbach poziomów <i>jamesoni</i> i <i>ibex</i> (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013), powyżej ogniwa wapieni z Krzywiania Iwanow (w: Iwanow, 1985b) wyróżnił warstwę margli ze Świńniarki o kolorze oliwkowozłotym, jednak kolejni autorzy nie stwierdzili tej warstwy; ogniwo wapieni ze Skalnitego – szare plamiste wapienie margliste i margle przewarstwione lupkami marglistymi (10–55 m), wiek określony na podstawie amonitów na górny pliensbach (poziom <i>margaritatus</i>) do najniższej części górnego toarku (poziom <i>dispansum</i>) (Iwanow, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Podspadu – średnio- i grubolawicowe, ciemnoszare plamiste wapienie i margle z domieszką miki i kwarcu przewarstwione lupkami marglistymi (14–48 m), wiek określono na podstawie amonitów na najwyższy toark, poziom <i>pseudoradiosa</i> , do najniższego aalenu, poziom <i>opalinum</i> (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo lupków z Podskalniej – czarne, skrzemionkowane wapienie plamiste z domieszką kwarcu i miki (30–80 m), wiek określono na podstawie amonitów od środkowego aalenu do najniższego bajosu, od poziomu <i>murchisonae</i> do poziomu <i>laeviscula</i> (Iwanow, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Łomów – popielate do ciemnoszarych wapienie plamiste przewarstwione lupkami marglistymi (20–130 m), wiek określono na dolny bajos do dolnego batonu (Iwanow, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013); ogniwo wapieni z Broniarskiego – szarobrazowe skrzemionkowane wapienie (do 25 m), wiek określono na górny bajos do dolnego batonu (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013)	amony, otwornice, belemnity, radiolarie, skamieniałości śladowe, małże	górny synemur–dolny baton	w Tatrach Bielskich i reglach Tatr Wysokich – górny synemur (poziom <i>Echioceras raricostatum</i>) – bajos–?baton	–
Formacja margli z Sołtysiej	40–150	Zejszner (1842, 1846, 1852, 1856); Stur (1860, 1868); Uhlig (1897); Kuźniar (1908, 1913); Goetel (1917); Siemiradzki (1923); Rabowski, Goetel (1925); Matějka, Andrusov (1931); Sujkowski (1933); Guzik (1939, 1959); Grabowska-Hakenberg (1958); Iwanow (1973); Gaździcki i in. (1979a, b); Iwanow (1985b); Mello, Wieczorek (1993); Wieczorek (1995, 2000); Michalik (1997); Jach, Starzec (2003); Myczyński (2004); Faber, Wędrychowicz (2010); Iwańczuk i in. (2013); Jach i in. (2014b); Uchman (2014)	Dolina Lejowa, Dolina ku Dziurze, Zbocza Zadniej Kopki w dolinie Kościeliskiej	w Tatrach Zachodnich formacja margli z Sołtysiej została podzielona na cztery ogniwa (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014): ogniwo margli z Przysłopu – ciemne wapienie margliste przelawione lupkami marglistymi (20–25 m), wiek określono na dolny synemur (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014); ogniwo margli z Pośredniej Hali – szare wapienie margliste przelawione szarymi i czarnymi marglami (30–60 m), wiek określono na górny synemur (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Pośredniej Kopki – jasnoszare wapienie z igłami gąbek (5–10 m), wiek określono na dolny pliensbach (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Parzadzczaka – ciemnoszare margliste wapienie oraz wapienie spikulitowe (15–55 m), wiek określono na górną część dolnego pliensbachu (Iwanow, 1985b; Uchman i in., 2014)	amony, belemnity, promienie, skamieniałości śladowe, małże	dolny synemur–dolny pliensbach	w Tatrach Zachodnich dolny synemur (poziom <i>Arnioceras semicostatum</i>)–wczesny pliensbach	–
Formacja wapieni z Hucisk	30–40	Zejszner (1852); Uhlig (1897); Sokolowski (1925); Sujkowski (1933); Krajewski, Mysza (1958); Wieczorek (1983, 2001); Lefeld (1985d); Gluchowski (1987); Korczyńska-Oszadzka (1978, 1979); Krajewski i in. (2001); Jach (2002a, b, 2005); Myczyński, Lefeld (2003); Gradziński i in. (2004); Jach, Dudek (2005); Myczyński, Jach (2009); Tysza i in. (2010); Uchman i in. (2014); Jach i in. (2014b)	Polana Huciska w dolinie Chochołowskiej, SW zbocza wzgórza Kliny	w Tatrach Zachodnich w interwale czasowym pliensbach górny–aalen formacja margli z Sołtysiej jest zastąpiona przez formacje wapieni z Hucisk, która zawiera cztery nieformalne jednostki: ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni (= ogniwo spikulitów ze Świńskiej Turni – Jach i in., 2014) – szare i ciemnoszare spongiolity przelawione skrzemionkowanymi wapieniami liliowcowymi (15 m), wiek określono na górny pliensbach (Lefeld, 1985d; Jach, 2002a; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Długiej – szare i różowe wapienie liliowcowe miejscami z czerstami (0,05–12 m), wiek określono na ?dolny toark (Lefeld, 1985d; Jach, 2005; Uchman i in., 2014); warstwa rudonośna z Bani (wyróżniona w górnej części ogniwa wapieni z Długiej) – czerwone i brązowoczarne wapienie krynowidowe z rudami żelaza i manganu (o miąższości maksymalnej do 2,5 m) (Krajewski, Mysza, 1958; Lefeld, 1985d; Krajewski i in., 2001; Jach, 2002b; Jach, Starzec, 2003; Uchman i in., 2014); ogniwo wapieni z Klinów – czerwone, wiśniowe wapienie liliowcowe (10–12 m), opisywane jako wapienie adneckie (Wieczorek, 1983), wiek określono na środkowy toark–dolny aalen (Lefeld, 1985d; Myczyński, Lefeld, 2003; Myczyński, Jach, 2009; Uchman i in., 2014)	igły gąbek, szkarłupnie, otwornice, skamieniałości śladowe, amony, łodziki, belemnity	górny pliensbach–?aalen	poziom <i>serpentinum</i> (dolny toark), poziom <i>bifrons</i> (środkowy toark) poziom <i>pseudoradiosa</i> (górny toark)	–
Formacja radiolarytów z Sokolicy	15–25	Uhlig (1897); Sokolowski (1925); Rabowski, Goetel (1925); Sujkowski (1932); Gąsiorowski (1959); Lefeld (1974); Birkenmajer (1977); Lefeld, Iwanow (1985); Polák i in. (1998)	Dolina Długa, dolina Filipka, Uplaziarska Kopa	radiolaryty i wapienie promienicowe, w dolnej części plamiste zielone lub szare, z przelawieniami lupków, silnie zsyfifikowane	małże, skamieniałości śladowe, promienie, dinocysty wapienne, aptychy	?górny baton–kimeryd	–	powyżej tej formacji Lefeld i in. (1985) wyróżnili formacje wapienia niedzickiego o miąższości 5–6 m (czerwobrazowe wapienie bulaste)
Formacja radiolarytów z Czajakowej	2,5–12	Rabowski, Goetel (1925); Sujkowski (1932); Gąsiorowski (1959, 1962); Lefeld (1974, 1985b); Birkenmajer (1977); Polák i in. (1998)	wschodnie zbocza doliny Lejowej w pobliżu polany Hut, Gładkie Uplaziarskie oraz SW zbocza Tatr Bielskich	radiolaryty pstre i czerwone	aptychy	oksford–?kimeryd	–	–
Formacja wapienia czorsztyńskiego	6–10	Rabowski, Goetel (1925); Gąsiorowski (1959, 1962); Birkenmajer (1977); Wieczorek (1983); Lefeld (1985c); Bąk (2001); Jach i in. (2012, 2014b); Uchman i in. (2014); Jach, Reháková (2019)	Placziwa Skala (Tatry Bielskie), dolina Filipka, Gładkie Uplaziarskie	czerwone wapienie bulaste	szkarłupnie, spory, brudnice wapienne	górny kimeryd–dolny tyton	–	–
Formacja z Jaseniny	ok. 60	Rabowski, Goetel (1925); Guzik (1939); Sokolowski (1948); Passendorfer (1951); Lefeld (1974, 1985i); Wieczorek (1983); Pszczółkowski (1996); Grabowski, Pszczółkowski (2006a, b); Grabowski i in. (2013, 2019); Jach, Reháková (2019)	Dolina Lejowa, Dolina Długa, Polana Huciska w dolinie Chochołowskiej	jasnoszare, oliwkowe lub czerwone wapienie pelityczne	kalpionelle, amony	dolny tyton–najniższy berias	poziomy <i>Committosphaera pulla</i> – <i>Calpionella</i> (najniższa część podpoziomu <i>Alpina</i>)	wiek określono na podstawie badań paleomagnetycznych (magnetozona M22n i M19n) oraz kalpionelli – podpoziom <i>Alpina</i> (najniższy tyton–najniższy berias)

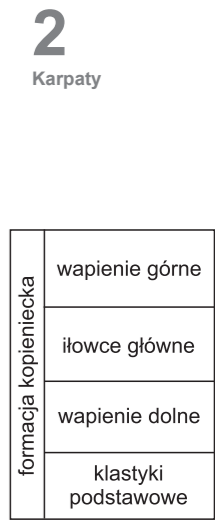


FIG. 31. Uproszczony schemat formacji z Kopiańca (Gaździcki, 1983), zmieniono

starszych i młodszych. Według Turnau-Morawskiej (1953, 1955) piaskowce mogły powstać z wielokrotnego przerabiania skał magmowych i metamorficznych. Prawdopodobnie były niszczone osady kajpru i werfenu z wyniesień tatrikum, hronikum lub ich zapleczka (Popiołek i in., 2010).

Typowe utwory jury dolnej płaszczowiny krzyżniańskiej w Tatrach to wapienie i margle plamiste, w części wschodniej płaszczowiny krzyżniańskiej leżące na piaskowcach z Koperszadów, natomiast w części zachodniej – na osadach formacji z Kopiańca (fig. 30). Utwory te były opisywane w różny sposób – jako formacja z Janovky (Gaździcki i in., 1979b; Wieczorek, 1995; Michalik, 1997), jako warstwy algawskie (Mello, Wieczorek, 1993) lub jako facja Fleckenmergel (Gaździcki i in., 1979b; Wieczorek, 1995, 2000). Iwanow (1985b) uporządkował nazewnictwo, opisując je pod nazwą formacja margli z Sołtysiej (fig. 30, 32; tab. 9). Są to wapienie i margle plamiste, o sumarycznej miąższości do 300 m w Tatrach Bielskich i reglach Tatr Wysokich, gdzie ich sedimentacja trwała od późnego synemuru (poziom *Echioceras raricostatum*) do bajosu–?batonu (Iwanow, 1973, 1985b; Myczyński, 2004; Iwańczuk i in., 2013; Jach i in., 2014b). W Tatrach Zachodnich sedimentacja wapieni plamistych rozpoczęła się we wczesnym synemurze (poziom *Arnioceras semicostatum*), a zakończyła we wczesnym pliensbachu; ich miąższość wynosi do 150 m (Faber, Wędrychowicz, 2010). W części wschodniej, czyli w reglach Tatr Wysokich oraz w Tatrach Bielskich, formacje margli z Sołtysiej podzielono na dziewięć nieformalnych ogniw i warstw (Iwanow, 1985b; Iwańczuk i in., 2013; fig. 32; tab. 9), a w Tatrach Zachodnich na cztery nieformalne ogniwa (Iwanow, 1985b, Uchman i in., 2014; fig. 32; tab. 9).

W Tatrach Zachodnich, w interwale górny pliensbach–aalen, formacja margli z Sołtysiej jest zastąpiona przez formacje wapieni z Hucisk (Lefeld, 1985d; Uchman i in., 2014; fig. 30, 33; tab. 9). Są to szare wapienie spikulitowe (ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni), które przechodzą w szare do różowych wapienie krynowidowe (ogniwo wapieni z Długiej), opisywane też jako wapienie hierlatzkie (Wieczorek, 1983), a następnie w czerwone wapienie płytowe i bulaste (ogniwo wapieni z Klinów) nazywane wapieniami adneckimi (Wieczorek, 1983). W ramach tej formacji występują osady manganowe (warstwa rudonośna z Bani), które w pierwszej połowie XIX w. były eksploatowane. Na podstawie nielicznych amonitów w formacji wapieni z Hucisk rozpoznano osady toarku od dolnego do górnego (poziomy *serpentinum*, *bifrons* i *pseudoradiosa*). Formacja ta należy do grupy z Homoli (Lefeld, 1985d).

Utwory formacji wapieni z Hucisk przechodzą ku górze w głębokomorskie osady, radiolaryty i wapienie radiolariowe, w dolnej części plamiste, zielone lub szare (15–25 m miąższości) opisywane jako formacja radiolarytów z Sokolicy (*sensu* Lefeld, Iwanow, 1985) lub jako dolna część formacji zdiarskiej (*sensu* Polák i in., 1998; fig. 30; tab. 9). Znajdujące się powyżej czerwobrazowe wapienie bulaste (4–6 m) zostały opisane tylko przez Lefeld (1985g) i zaliczone do formacji wapienia niedzickiego na podstawie analogii z pienińskim pasem skałkowym.

Pstre i czerwone radiolaryty o miąższości 2,5–12,0 m, znajdujące się powyżej, zaliczono do formacji radiolarytów z Czajakowej (*sensu* Lefeld, 1985d) lub do górnej części formacji zdiarskiej (*sensu* Polák i in., 1998; fig. 30; tab. 9). Na podstawie apychów ich wiek został określony na oksford (Gąsiorowski, 1959, 1962; Lefeld, 1985d). Radiolaryty i wapienie radiolariowe obu formacji (*sensu* Lefeld, 1985b; Lefeld, Iwanow, 1985) mają łączną miąższość ok. 30 m. Wiek całej sekwencji określono na podstawie radiolarii, wapiennych dinocyst i chemostratygrafii na ?górny baton–górny kimeryd (Gąsiorowski, 1959; Lefeld, 1985b, g; Lefeld, Iwanow, 1985; Polák i in., 1998; Bąk, 2001; Jach i in., 2012, 2014b; Uchman i in., 2014).

Ponad radiolarytami występują czerwone i wiśniowe wapienie bulaste – formacja wapienia czorsztyńskiego (*sensu* Lefeld, 1985c) o miąższości 6–8 m. Ich wiek określono na górny kimeryd–górny tyton (Jach i in., 2012; Jach, Reháková, 2019; fig. 30; tab. 9).

Margliste wapienie płytowe, cienkolawicowe, z przelawieniami margli występujące powyżej to formacja z Jaseniny (Grabowski, Pszczółkowski, 2006a, b; Jach, Reháková, 2019; fig. 30; tab. 9). Na podstawie stratygrafii opartej na dinocystach wapiennych i kalpionellidach, ich wiek określono na poziomy *Committosphaera pulla*–*Calpionella* (najniższa część podpoziomu *Alpina*), co odpowiada interwałowi stratygraficznemu od środkowej części magnetozone M22n do środkowej części magnetozone M19n, czyli najniższy tyton–najniższy berias (fig. 34; Pszczółkowski, 1996; Grabowski, Pszczółkowski, 2006a; Grabowski i in., 2019). Ich miąższość wynosi ok. 40 m.

		Tatry Zachodnie	Regle Tatr Wysokich i Tatry Bielskie
piętro i podpiętro	formacja	ogniwo, warstwa	
górny bajos	formacja margli z Soltysiej	ogniwo wapieni z Broniarskiego	
dolny bajos		ogniwo wapieni z Łomów	
środkowy aalen–najniższy dolny bajos		ogniwo łupków z Podskalniej	
górny toark–dolny aalen		ogniwo wapieni z Podspadu	
górny pliensbach–górny toark		ogniwo wapieni ze Skalnitego	
dolny pliensbach		ogniwo wapieni z Parzątczaka	ogniwo wapieni z Krzywania
górny synemur		ogniwo wapieni z Pośredniej Kopki	warstwa z Czerwonych Brzezków
		ogniwo margli z Posledniej Hali	ogniwo wapieni z Kobyły
			ogniwo wapieni z Płaśni
dolny synemur		ogniwo margli z Przysłopu	

FIG. 32. Schemat litostratigraficzny wapieni plamistych (formacja margli z Soltysiej) w jednostce krizniańskiej Tatr (wg Iwanowa, 1985b; Jach i in., 2014b)

piętro i podpiętro	formacja	ogniwo, warstwa
dolny toark–?aalen	formacja wapieni z Hucisk	ogniwo wapieni z Klinów
dolny toark		warstwa rudonożna z Bani
górny pliensbach		ogniwo wapieni z Długiej
		ogniwo spongiolitów ze Świńskiej Turni

FIG. 33. Podział formacji wapieni z Hucisk (wg Lefeld, 1985d; Jach i in., 2014b, zmieniono)



FIG. 34. Kontakt formacji z Jaseniny i z Osnicy oraz granica jura/kreda w profilu Pośrednie III (Tatry Zachodnie, sukcesja reglowa dolna). Fot. R. Jach

2.3.3. Jednostka reglowa górna (hronikum)

Osady jednostki reglowej górnej (choczańskiej) odstawiają się w polskich Tatrach jedynie w rejonie dolin Kościeliskiej i Miętusiej. Należą one do formacji wapieni z Miętusiej (tab. 10). Skąły te są bardzo zróżnicowane litologicznie: od wapieni oolitowych (ogniwo wapieni z Zawiesistej), poprzez wapienie organodetrytyczne i krynoidowe (ogniwo wapieni z Hala pod Uplazem, ogniwo wapieni z Kończystej,

ogniwo wapieni z Bramy Kantaka), aż do wapieni spikulitowych (ogniwo wapieni z Eliaszowej; Grabowski, 1967; Lefeld, 1985f; Uchman, 1988; Uchman, Tchoumatchenco, 1994). Sedymentacja formacji wapieni z Miętusiej rozpoczęła się w późnym synemurze, a zakończyła prawdopodobnie w środkowej jurze (?aalen). Fauna ramienionogowa potwierdza górnosynemurski-pliensbachski wiek osadów (Uchman, Tchoumatchenco, 1994).

TAB. 10. Tabela jednostek litostratigraficznych jednostek reglowych górnych Tatr (hronikum)

Nazwa	Miaższość [m]	Historia badań	Typowy profil/stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny
Formacja wapieni z Miętusiej	270	Zejszner (1856); Stache (1868); Uhlig (1897); Sokolowski (1925); Grabowski (1967); Uchman (1988, 1993); Uchman, Tchoumatchenco (1994)	zbocza Kończystej ponad doliną Miętusią	formacja podzielona na pięć nieformalnych ogniwi: ogniwo wapieni z Zawiesistej – szare, oolitowe wapienie z peloidami i bioklastami z cienkimi warstewkami dolomitów w spagu, o miaższości ok. 50 m; ogniwo wapieni z hali pod Uplazem – szare i różowe wapienie organodetrytyczne, wapienie krynoidowe, o miaższości ok. 30 m (w literaturze występujące jako „wapienie zoogeniczne”); ogniwo wapieni z Kończystej – szare i różowoszare wapienie krynoidowe z muszlami ramienionogów, małży, kolcami jeżowców oraz otwornicami, o miaższości ok. 60 m; ogniwo wapieni z Eliaszowej – szare i brązowoszare wapienie krynoidowe przelawiczone wapieniami spikulitowymi, o miaższości 70–120 m; ogniwo wapieni z Bramy Kantaka – ciemnoszare wapienie krynoidowe o miaższości ok. 40 m	igły gąbek, małże, radiolarie, amonity, otwornice, szkarłupnie, ramienionogi	górny synemur–?aalen

Literatura

Andrusov D., 1950. Tektonická stavba masivu Širokej (Vysoke Tatry). Geologický Sborník, 1: 19–26.

Arabas A., 2016. Middle–Upper Jurassic stable isotope records and seawater temperature variations: New palaeoclimate data from marine carbonate and belemnite rostra (Pieniny Klippen Belt, Carpathians). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 446: 284–294.

Arabas A., Sidorczuk M., Barski M., Olszewska B., 2011. Wapiennik Breccia Member (Pieniny Klippen Belt, Poland) – revised stratigraphy and origin. Geological Quarterly, 55: 49–62.

Arkel W.J., 1956. Jurassic Geology of the World. Oliver and Boyd, Edinburgh.

Aubrecht R., Mišik M., Šykora M., 1997. Jurassic synrift sedimentation on the Czorsztyn Swell of the Pieniny Klippen Belt in Western Slovakia. W: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. International Conference: 53–64.

Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Glazek J., Iwanow A., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979. Mapa Geologiczna Tatr 1:30 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Barbacka M., Pacyna G., Feldman-Olszewska A., Ziaja J., Bodor E., 2014. Triassic–Jurassic flora of Poland; floristical support of climatic changes. Acta Geologica Polonica, 64: 281–308.

Barbacka M., Pacyna G., Pieńkowski G., Ziaja J., 2016. New data about *Matonia braunii* (Göppert) Harris from the Early Jurassic of Poland and its ecology. Geological Quarterly, 60: 857–868.

Barbacka M., Górecki A., Pacyna G., Pieńkowski G., Philippe M., Bóka K., Ziaja J., Jarzynka A., Qvarnström M., Niedźwiedzki G., 2022. Early Jurassic coprolites: insights into palaeobotany and the feeding behaviour of dinosaurs. Papers in Palaeontology, e1425.

Barron A.J.M., Lott G.K., Riding J.B., 2012. Stratigraphical framework for the Middle Jurassic strata of Great Britain and the adjoining continental shelf. British Geological Survey Research Report, RR/11/06.

Barski M., 1999. Stratygrafia jurajskich czarnych ilów z odsłonięć w południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na podstawie cyst Dinoflagellata. Przegląd Geologiczny, 47: 718–722.

Barski M., 2000. Stratygrafia dinoflagellatowa i palinofacje wyższej części jury środkowej Kujaw. Archiwum Wydziału Geologii UW, Warszawa [rozpr. doktor.].

Barski M., 2003. Charakterystyka palinofacjalna najwyższego bajosu i batonu okolic Włocławka. Tomy Jurajskie, 1: 7–11.

Barski M., 2007. Stratygrafia jury środkowej na podstawie cyst Dinoflagellata. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 117: 67–71.

Barski M., 2008. Wyniki badań stratygraficznych w otworach wiertniczym Brześć Kujawski IG 3 na podstawie cyst Dinoflagellata. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125: 161–165.

Barski M., 2012. Wyniki badań stratygraficznych w otworach wiertniczych Wojszyce IG 3 i IG 4 na podstawie organicznych cyst Dinoflagellata. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 137: 142–149.

Barski M., Leonowicz P., 2002. Cysty Dinoflagellata z odsłonięć lasu w Kozłowicach i Boroszowie (Wyżyna Woźnicko-Wieluńska). Przegląd Geologiczny, 50: 411–414.

Barski M., Matyja B.A., 2008. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadlika przed-karpackiego w oparciu o mikroskamieniałości. Geologia, 34: 163–164.

Barski M., Dembiczy K., Praszkiar T., 2004. Biostratygrafia i paleośrodowisko środkowej jury z kamieniołomu Ogrodzieniec. Tomy Jurajskie, 2: 61–68.

Barski M., Matyja B.A., Segit T., Wierzbowski A., 2012. Early to Late Bajocian age of the „black flysch” (Szlachtowa Fm.) deposits: implications for the history and geological structure of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Geological Quarterly, 56: 391–410.

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

Bąk M., 2001. Promienie z kompleksu radiolarytów środkowej i górnej jury jednostki reglowej dolnej Tatr – ich znaczenie biostratigraficzne. W: MIKRO-2001. Streszczenia referatów i posterów: 50–53.

Bąk M., Chodacka S., Bąk K., Okoński S., 2018. New data on the age and stratigraphic relationships of the Czajakowa Radiolarite Formation in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) based on the radiolarian biostratigraphy in the stratotype section. Acta Geologica Polonica, 68: 1–20.

Bembek K., Woronko B., Ziolkowski P., 2021. Provenance of heavy minerals to the Middle and Upper Jurassic epicontinental deposits of NW Poland. Geological Quarterly, 65, 2.

Bielecka W., 1978. Znaczenie stratygraficzne otwornic i brackicznych małżoraczków portlandu na Niżu Polskim. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 304: 5–156.

Bielecka W., Styk O., 1981a. Biostratygrafia batonu i kelowej północno-zachodniej Polski na podstawie otwornic i małżoraczków. Prace Instytutu Geologicznego, 100.

Bielecka W., Styk O., 1981b. Biostratygrafia otwornicowa aalenu i bajosu na Kujawach. Kwartalnik Geologiczny, 25: 651–666.

Bielecka W., Szejn J., 1966. Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. Kwartalnik Geologiczny, 10: 96–115.

Bielecka W., Styk O., Pazdro O., Kopik J., 1980a. Jura środkowa. Rząd Foraminiferida. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2b. Mezozoik. Jura (red. L. Malinowska): 108–141. Wydaw. Geol., Warszawa.

Bielecka W., Styk O., Błaszczyk J., Kopik J., 1980b. Jura środkowa. Gromada Ostracoda. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2b. Mezozoik. Jura (red. L. Malinowska): 226–249. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1959. Seria czertezicka – nowa seria skałkowa Pienin. Acta Geologica Polonica, 9: 499–517.

Birkenmajer K., 1962. Zabytki przyrody nieożywionej pienińskiego pasa skałkowego. II: Skałki w Rogoźniku koło Nowego Targu. Ochrona Przyrody, 28: 159–185.

Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorsztynskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. Studia Geologica Polonica, 9: 1–380.

Birkenmajer K., 1970. Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym Polski. Studia Geologica Polonica, 31: 1–77.

Birkenmajer K., 1973a. Jura. Historia Badań. Jura karpacka. Pieniński pas skałkowy. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 152–153. Wydaw. Geol., Warszawa.

Literatura

- Birkenmajer K., 1973b. Karpaty. Pieniński pas skałkowy. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 429–436. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45: 1–159.
- Birkenmajer K., 1986. Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Przegląd Geologiczny*, 34: 293–304.
- Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Studia Geologica Polonica*, 91: 7–37.
- Birkenmajer K., 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics and palaeogeography. *Studia Geologica Polonica*, 127: 7–50.
- Birkenmajer K., 2008. The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Pieniny and Branisko successions, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 131: 229–235.
- Birkenmajer K., 2017. Geologia Pienin. *Monografie Pienińskie*, 3.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2017. The Grajcarek Succession (Lower Jurassic-mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: A stratigraphic synthesis. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87: 55–88.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1977. Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura Succession near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 27: 387–400.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1984. Fauna i wiek wapieni bulastych okolic Niedzicy i Jaworek, pieniński pas skałkowy. *Studia Geologica Polonica*, 83: 7–24.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 1994. Pliensbachian (Early Jurassic) fauna from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland: its stratigraphic and palaeogeographic position. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 42: 223–245.
- Birkenmajer K., Myczyński R., 2000. Bajocian age of the Podzamcze Limestone Formation at Stare Bystre, Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland) based on its macrofauna. *Studia Geologica Polonica*, 117: 49–68.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 145–181.
- Birkenmajer K., Tyszką J., 1996. Palaeoenvironment and age of the Krzonowe Formation (marine Toarcian-Aalenian), Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 109: 7–42.
- Birkenmajer K., Znosko J., 1955. Przyczynek do stratygrafii doggeru i malmu pienińskiego pasa skałkowego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 23: 3–36.
- Birkenmajer K., Gedl P., Myczyński R., Tyszką J., 2008. "Cretaceous black flysch" in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. *Cretaceous Research*, 29: 535–549.
- Błaszczak J., Gaździcka A., 1982. Lower Lias Ostracodes of the Tatra Mts (West Carpathians). *Acta Palaeontologica Polonica*, 27: 129–136.
- Błażejowski B., Pszczółkowski A., Grabowski J., Wierzbowski H., Deconinck J.-F., Olempska E., Teodorski A., Nawrocki J., 2023. Integrated stratigraphy and clay mineralogy of the Owadów Brzezinki section (Lower Upper Tithonian transition, Central Poland): implications for correlations between the Boreal and the Tethyan domains and palaeoclimate. *Journal of the Geological Society*, 180.
- Borza K., 1958. Triasove a liasovekremence Belanských Tatier. *Geologický Sborník*, 9: 52–65.
- Borza K., 1959. Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masivu Širokej. *Geologický Sborník*, 10: 133–170.
- Brachaniec T., Salamon M.A., Szopa K., Gedl P., Brom K.R., Leško K., 2016. Origin of Jurassic-Cretaceous neptunian dikes from the Cracow-Częstochowa Upland in southern Poland. *Geobios*, 49: 155–165.
- Brański P., 2006. Lower Hettangian in the Holy Cross Mountains region – an example of tectonically-controlled sedimentation in the epicontinental basin of Poland. *Volumina Jurassica*, 4: 80–81.
- Brański P., 2012. The mineralogical record of the early Toarcian stepwise climate changes and other environmental variation (Ciechocinek Formation, Polish Basin). *Volumina Jurassica*, 10: 1–24.
- Brański P., 2014. Climatic disaster at the Triassic-Jurassic boundary – A clay minerals and major elements record from the Polish Basin. *Geological Quarterly*, 58: 291–310.
- Brongniart A., 1829. Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe on essai sur la structure de la patrie connue de la Terre. Paris.
- Buch L. von, 1839. Über den Jura in Deutschland. Königlich Preussische Akademie der Wissenschaften, Berlin.
- Bukowy S., 1960. Osuwiska podmorskie w wapieniach skalistych okolic Krakowa. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 155: 153–168.
- Cieśla E., 1957. Osady aalenu w wierceniach Brudzewice. *Kwartalnik Geologiczny*, 1: 440–448.
- Cohen K., Harper D., Gibbard P., Car N., 2025. The ICS international chronostratigraphic chart this decade. *Episodes*, 48: 105–115.
- Cresta S., Goy A., Ureta S., Arias C., Barrón E., Bernad J., Canales M.L., García-Joral F., García-Romero E., Gialanella P.R., Gómez J.J., González J.A., Herrero C., Martínez G., Osete M.L., Perilli N., Villalain J.J., 2001. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Toarcian-Aalenian Boundary (Lower-Middle Jurassic). *Episodes*, 24: 166–175.
- Dadlez J., 1976. Żelaziste osady oksfordu w niecce pomorskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 295: 137–162.

- Dadlez R., 1968. Lias i retyk na Mazurach. *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 567–577.
- Dadlez R., 1969. Stratygrafia liasu w Polsce zachodniej. *Prace Instytutu Geologicznego*, 57: 1–92.
- Dadlez R., 1971. Retyk i lias na wschodnim Mazowszu. *Kwartalnik Geologiczny*, 15: 624–642.
- Dadlez R., 1973. Jura dolna. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 196–236. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1975. On the Hettangian–Sinemurian boundary in extra-Carpathian Poland. A discussion. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 22: 119–122.
- Dadlez R., 1978. Stan litostratygrafii epikontynentalnej dolnej jury w Polsce i propozycje jej usystematyzowania. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 773–790.
- Dadlez R., 1980. Tektonika wału pomorskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 24: 741–767.
- Dadlez R., 1989. Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 175–198.
- Dadlez R., 1997. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. Ogólne rysy tektoniczne bruzdy środkowopolskiej. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 410–414.
- Dadlez R., 1998a. Eksplanatory note. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.): 3–6, 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 1998b. Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. 1:500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 2001. Przekroje geologiczne przez bruzdę śródpolską. 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., 2005. South-western boundary of the Mid-Polish Trough – new seismic data from the Oświno – Człopa Zone (NW Poland). *Geological Quarterly*, 49: 471–480.
- Dadlez R., Franczyk M., 1976. Znaczenie paleogeograficzne i paleotektoniczne Garbu Wielkopolskiego w czasie jury dolnej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 295: 27–55.
- Dadlez R., Franczyk M., 1977. Stratygrafia i paleogeografia. Retyk i jura dolna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 80: 54–65.
- Dadlez R., Franczyk M., 1979. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Retyk i lias. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 44–57.
- Dadlez R., Kopik J., 1972. Wybrane problemy stratygrafii i sedimentacji liasu między Świnoujściem a Gryficami. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 620–636.
- Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Dadlez R., Feldman-Olszewska A., Kopik J., Matyja B.A., Pieńkowski G., Pszczółkowski A., Wierzbowski A., 2008. Jura. *W: Tabela stratygraficzna Polski*. Polska pozakarpcka (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Daniec J., 1963. Dogger środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 168: 37–85.
- Daniec J., 1970. Jura środkowa. *Prace Instytutu Geologicznego*, 56: 99–133.
- Dayczak-Calikowska K., 1976. Aalen i dolny bajos w południowej części Kujaw. *Kwartalnik Geologiczny* 20: 751–763.
- Dayczak-Calikowska K., 1976. Jura środkowa (bez części najniższej). *Prace Instytutu Geologicznego*, 79: 71–78.
- Dayczak-Calikowska K., 1977a. Stratygrafia i paleogeografia. Jura środkowa. *Prace Instytutu Geologicznego*, 80: 65–75.
- Dayczak-Calikowska K., 1977b. Baton górny i kelowej w północno-zachodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 84.
- Dayczak-Calikowska K., 1979. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Jura środkowa. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 57–62.
- Dayczak-Calikowska K., 1980. Korelacja biostratygraficzna jury środkowej Polski z innymi obszarami. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 2b (red. L. Malinowska): 101–107. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Dayczak-Calikowska K., 1987. Stratygrafia i rozwój sedimentacji. Jura środkowa. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 116–123.
- Dayczak-Calikowska K., Kopik J., 1973. Jura. Obszary występowania i stratygrafia. Jura środkowa. *W: Budowa geologiczna Polski*. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 237–325. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Dayczak-Calikowska K., Marcinkiewicz T., 1997. Niż Polski. Jura środkowa. *Biostratygrafia*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 250–263.
- Dayczak-Calikowska K., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 117–136.
- Dąbrowska Z., 1957. Profil warstw pogranicza jury i kredy w Krzyżanowicach pod Ilżą. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 105: 205–216.
- Dąbrowska Z., 1964. W sprawie terminologii stratygraficznej najwyższego malmu w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 619–625.
- Dąbrowska Z., 1983. Jura górna okolic Ilży. *W: Paleontologia i stratygrafia jury i kredy okolic Ilży*. Materiały 7 Krajowej Konferencji Paleontologów: 14–24.
- Deczkowski Z., 1963. Górny trias i jura okolic Wielunia. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 168: 87–142.
- Deczkowski Z., 1976. Charakterystyka osadów jury dolnej i środkowej obszaru kalisko-częstochowskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 295: 57–85.

- Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedśudeckiej (obszar kalisko-częstochowski). *Prace Instytutu Geologicznego*, 82.
- Deczkowski Z., Franczyk M., 1988. Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 105–115.
- Dembicz K., Praszkiert T., 2003. Stratygrafia, mikrofacje i środowisko sedimentacji osadów kelowej z profilu Włodowic koło Zawiercia. *Tomy Jurajskie*, 1: 35–8.
- Dembicz K., Głowniak E., Matyja B., Praszkiert T., 2006a. Stop B1.4 – Ogrodzieniec Quarry, uppermost Bathonian to Middle Oxfordian ammonite succession. *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 144–148.
- Dembicz K., Głowniak E., Matyja B., 2006b. Stop B1.1 – Młynka Quarry, Callovian to Middle Oxfordian succession. *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 138–141.
- Dembowska J., 1964. Opracowanie stratygraficzne utworów z czterech wierceń w okolicy Kcyni. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 175: 7–127.
- Dembowska J., 1965. Górny malm na obszarze Kujaw. *Kwartalnik Geologiczny*, 9: 290–308.
- Dembowska J., 1973. Portland na Niżu Polskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 70: 5–107.
- Dembowska J., 1979a. Systematyzowanie litostratygrafii jury górnej w Polsce północnej i środkowej. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 617–630.
- Dembowska J., 1979b. Stratygrafia, litologia, paleogeografia. Jura górna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 62–69.
- Dembowska J., 1983. Jura górna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 103: 148–161.
- Dembowska J., Malinowska L., 1977. Oksford dolny. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 37: 101–103.
- Dembowska J., Malinowska L., 1985. Oksford (grupa wapienna A), Kimeryd, Wołg. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 50: 153–161.
- Dietze V., Schreiber D., Schweigert G., 2022. The Sauzei/Humphriesianum zonal boundary (Lower Bajocian, Middle Jurassic) in the type area of the Gosheim Formation (W Swabian Alb, SW Germany). *Palaeodiversity*, 15: 13–43.
- Dybkjær K., 1991. Palynological zonation and palynofacies investigation of the Jerritslev Formation (Lower Jurassic–basal Middle Jurassic) in the Danish Basin. *Danmarks Geologiske Undersøgelser Serie A*, 30: 1–150.
- Dziadzio P.S., Gaździcka E., Ploch J., Smoleń J., 2004. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in central and SE Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 125–196.
- Dziadzio P.S., Ploch J., Smoleń J., 2021. Provenance of heavy minerals to the Middle and Upper Jurassic epicontinental deposits of NW Poland. *Geological Quarterly*, 65, 4.
- Faber K., Wędrychowicz N., 2010. Środowisko depozycyjne wapienie plamistych jury dolnej jednostki krzanińskiej, Tatr Zachodnie. *ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [pr. magister.]*.
- Fantasia A., Adatte T., Spangenberg J.E., Font E., Duarte L.V., Föllmi K.B., 2019. Global versus local processes during the Pliensbachian–Toarcian transition at the Peniche GSSP, Portugal: a multi-proxy record. *Earth-Science Reviews*, 198, 102932.
- Feldman-Olszewska A., 1997. Depositional architecture of the Polish epicontinental Middle Jurassic basin. *Geological Quarterly*, 41: 491–508.
- Feldman-Olszewska A., 1998a. Paleogeografia wczesnego hetangu – późnego toarsu. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Feldman-Olszewska A., 1998b. Jura dolna i kelowej. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Feldman-Olszewska A., 1998c. Paleogeografia wczesnego aalenu – środkowego kelowej. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Feldman-Olszewska A., 1998d. Jura środkowa. Miąższość. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Feldman-Olszewska A., 2006a. Sedimentary environments of the Middle Jurassic epicontinental deposits from the central part of the Polish Basin (Kuiavian Region). *Volumina Jurassica*, 4: 86.
- Feldman-Olszewska A., 2006b. Sedimentary environment of the Middle Jurassic black shales from the central part of Polish Basin. *W: Sediment 2006, Abstracts and Field Trips*: 67.
- Feldman-Olszewska A., 2007a. Jura środkowa. Analiza sedimentologiczna. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 117: 54–65.
- Feldman-Olszewska A., 2007b. Wyniki badań litologicznych, stratygraficznych i sedimentologicznych utworów jury środkowej. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 119: 136–138.

- Feldman-Olszewska A., 2008a. Wyniki badań sedimentologicznych utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 2. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 125: 151–154.
- Feldman-Olszewska A., 2008b. Wyniki badań sedimentologicznych utworów jury środkowej w otworze wiertniczym Brześć Kujawski IG 3. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 125: 154–157.
- Feldman-Olszewska A., 2008c. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury środkowej. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 125: 150–151.
- Feldman-Olszewska A., 2012a. Wyniki badań sedimentologicznych utworów jury środkowej w wierceniach Wojszyce IG 1a. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 137: 149–152.
- Feldman-Olszewska A., 2012b. Wyniki badań sedimentologicznych utworów jury środkowej w wierceniach Wojszyce IG 3. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 137: 152–158.
- Feldman-Olszewska A., 2012c. Wyniki badań sedimentologicznych utworów jury środkowej w wierceniach Wojszyce IG 4. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 137: 158–166.
- Feldman-Olszewska A., 2012d. Stratygrafia i litologia utworów jury środkowej na tle rozwoju paleotektonicznego strefy Ponętów-Wartkowie. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 133: 94–96.
- Feldman-Olszewska A., 2012e. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury środkowej. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 137: 138–139.
- Feldman-Olszewska A., 2014. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna i sedimentologiczna jury środkowej. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego*, 141: 215–218.
- Feldman-Olszewska A., 2018. Wyniki badań litologicznych i stratygraficznych utworów jury górnej i beriasu dolnego (kreda dolna). *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 148: 90–94.
- Feldman-Olszewska A., 2021. Litologia, stratygrafia i sedimentologia utworów jury dolnej i środkowej. *Profilie Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego*, 162: 55–59.
- Feldman-Olszewska A., Segit T., Wierzbowski A., 2019. The problem of occurrence of the Aalenian in central Poland as based on revision of the ammonite fauna and dinoflagellate cysts: preliminary data. *W: XIVth Jurassica Conference and Workshop of the ICS Berriasian Group: field trip guide and abstracts book*: 97–98.
- Fernández-López S.R., Pavia G., Erba E., Guiomar M., Helena Henriques M., Lanza R., Mangold Ch., Morton N., Olivero D., Tiraboschi D., 2009. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for base of the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France. *Episodes*, 32: 222–248.
- Franczyk M., 1987. Stratygrafia i rozwój sedimentacji. Jura dolna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 111–116.
- Gajewska M., Dubicka Z., Hart M.B., 2021. Jurassic planctonic foraminifera from the Polish Basin. *Journal of Micropaleontology*, 40: 1–13.
- Galácz A., Matyja B.A., 2006. Bathonian ammonites from the Polish Tatras. *Volumina Jurassica*, 4: 162.
- Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Petrizzo M.R., 2020. The Cretaceous period. *W: Geological Time Scale 2020* (red. F.M. Gradstein i in.): 1023–1086. Elsevier.
- Gaździcka E., 1998a. Paleogeografia środkowego oksfordu. Poziom tenuiserratum. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 51. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcka E., 1998b. Paleogeografia wczesnego kimerydu. Poziom hypselocyclum. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 52. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcka E., 1998c. Paleogeografia wczesnego tytonu (wczesnego wołgu). Część najstarsza: poziom klimovi. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 53. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcka E., 1998d. Paleogeografia późnego tytonu (środkowego wołgu). Część młodsza: poziom zarajskensis. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablica 54. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcka E., 1998e. Jura górna (wraz z dolnym beriasem). Miąższość. *Przekroje*. *W: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce* (red. R. Dadlez i in.), 1:2 500 000. Tablice 56–57. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Gaździcki A., 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 24: 17–96.
- Gaździcki A., 1975. Lower Liassic („Gresten Beds”) microfacies and foraminifers from the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 25: 385–398.
- Gaździcki A., 1983. Foraminifers and Biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. *Palaeontologica Polonica*, 4: 109–169.
- Gaździcki A., Iwanow A., 1976. The diachronism of the Rhaetic and „Gresten” Beds in the Tatra Mts (West Carpathians). *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 24: 117–122.
- Gaździcki A., Lefeld J., 1985. Kopieniec Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 38–40.
- Gaździcki A., Wieczorek J., 1984. Trasa B2, Dolina Lejowa. *W: Materiały 8 Konferencji Paleontologów*: 50–52.

Literatura

Literatura

- Gaździcki A., Kozur H., Mock R., 1979a. The Norian-Rhaetian boundary in the light of micropaleontological data. *Geologija*, 22: 71–112.
- Gaździcki A., Michalik J., Pländerová E., Sýkora M., 1979b. An Upper Triassic-Lower Jurassic Sequence in the Křižna Nappe (West Tatra Mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Zapadne Karpaty – Geológia*, 5: 119–148.
- Gaździcki A., Waksmundzka M., Holda-Michalska A., 2006. Rhaetian/Hettangian palynomorphs of the Tatra Mountains (western Carpathians). *Volumina Jurassica*, 4: 28–281.
- Gąsiorowski S.M., 1959. Nowe dane o wieku radiolarytów serii reglowej dolnej. *Acta Geologica Polonica*, 9: 221–230.
- Gąsiorowski S.M., 1962. Aptychy doggeru, malmu i neokomu Karpat Zachodnich i ich znaczenie stratygraficzne. *Studia Geologica Polonica*, 10.
- Gedl P., 2007. Early Jurassic dinoflagellate cysts from the Kraków-Silesia monocline, southern Poland: a record from the Blanowice formation at Mrzygłód. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 147–159.
- Gedl P., 2008. Organic-walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 131: 7–227.
- Gedl P., 2012. Organic-walled dinoflagellate cysts from the Bathonian ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland – a palaeo-environmental approach. *Acta Geologica Polonica*, 62: 439–461.
- Gedl P., Kaim A., 2012. An introduction to the palaeoenvironmental reconstruction of the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 267–280.
- Gedl P., Ziaja J., 2012. Palynofacies from Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland, with special emphasis on sporomorph eco-groups. *Acta Geologica Polonica*, 62: 325–349.
- Gedl P., Kaim A., Leonowicz P., Boczarowski A., Dudek T., Kędziński M., Rees J., Smoleń J., Szczepanik P., Sztajner P., Witkowska M., Ziaja J., 2012. Palaeoenvironmental reconstruction of Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 463–484.
- Geroch S., Gucik S., Kotlarczyk J., 1988. Pozycja „skałek” jurajskich Kruhela Wielkiego w profilu formacji z Ropianki (fm). *W: Przewodnik Zjazdowy 59 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 266–272.*
- Gierliński G., Pieńkowski G., 1999. Dinosaur track assemblages from the Hettangian of Poland. *Geological Quarterly*, 43: 329–346.
- Gierliński G., Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2004. Tetrapod track assemblage in the Hettangian of Sołtyków, Poland, and its palaeoenvironmental background. *Ichnos*, 11: 195–213.
- Gizejewska M., 1975. Jura środkowa Niecki Miechowskiej i południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 23: 530–535.
- Gizejewska M., 1981. Stratigraphy of the Callovian in the Wieluń Upland. *Acta Geologica Polonica*, 31: 15–33.
- Gizejewska M., Matyja B.A., 1978. Problemy stratygrafii pogranicza jury środkowej i górnej. *Kwartalnik Geologiczny*, 22: 791–812.
- Głowniak E., 1991. Utwory keloweju i oksfordu w odkrywcze Bełchatów. *Przegląd Geologiczny*, 39: 79–84.
- Głowniak E., 2000. The *Platysphintes* immigration event in the Middle Oxfordian of the Polish Jura Chain (Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 50: 143–160.
- Głowniak E., 2002. The ammonites of the family Perisphinctidae from the Plicatilis Zone (lower Middle Oxfordian) of the Polish Jura Chain (Central Poland); their taxonomy, phylogeny and biostratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 52: 307–364.
- Głowniak E., 2006a. Correlation of the zonal schemes at the Middle – Upper Oxfordian (Jurassic) boundary in the Submediterranean Province: Poland and Switzerland. *Acta Geologica Polonica*, 56: 33–50.
- Głowniak E., 2006b. The *Platysphinctes* immigration event: biostratigraphic and palaeobiogeographic implications for the Middle Oxfordian (Late Jurassic) seas of Central Europe (NW Germany and Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 241: 155–201.
- Głowniak E., 2006c. Stop B1.9 – Zawodzie Quarry ammonite succession (Middle to Upper Oxfordian, Upper Transversarium to Bifurcatus zones). *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 159–162.*
- Głowniak E., 2012. The perisphinctid genus *Prososphinctes* Schindewolf (Ammonoidea, subfamily Prososphinctinae nov.): an indicator of palaeoecological changes in the Early Oxfordian Submediterranean sea of southern Poland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 264: 117–179.
- Głuchowski E., 1987. Jurassic and Early Cretaceous Articulate Crinoidea from the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts., Poland. *Studia Geologica Polonica*, 94.
- Goetel W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtratischen Zone in der Tatra. *Bulletin International de l'Académie des Sciences Mathématiques et Naturelles, Sciences Mathématiques, série A*, 1916: 1–232.
- Golonka J., 1978. Mikrofacje górnej jury przedgórz Karpat. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 310: 5–38.
- Golonka J., Vašiček Z., Skupien P., Waškowska-Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślącza A., Słomka T., 2008. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat Zewnętrznych (proponycja do dyskusji). *Geologia*, 34 (3/1): 9–31.
- Golonka J., Ślącza A., Waškowska A., Krobicki M., Cieszkowski M., 2013. Budowa geologiczna zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych. *W: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5: 11–61.*
- Grabowska-Hakenberg H., 1958. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtyśch w Tatrach. *Kwartalnik Geologiczny*, 2: 400–414.
- Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006a. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian – Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (central Western Carpathians, Poland): sedimentary and rock magnetic changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 27: 398–417.
- Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006b. Górny tyton i berias w płaszczowinie reglowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magneto-stratygraficznych. *Przegląd Geologiczny*, 54: 870–877.
- Grabowski J., Krobicki M., Sobień K., 2008. New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians – evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyn Ridge in the Mesozoic. *Geological Quarterly*, 52: 31–44.
- Grabowski J., Schnyder, J., Sobień K., Koptiková L., Krzemiński L., Pszczółkowski A., Hejnar J., Schnabl P., 2013. Magnetic susceptibility and spectra gamma logs in the Tithonian–Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Research*, 43: 1–17.
- Grabowski J., Haas J., Stoykova K., Wierzbowski H., Brański P., 2017. Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: new nanofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology*, 360: 54–72.
- Grabowski J., Bakhmutov V., Kódyr Š., Krobicki M., Pruner P., Reháková D., Schnabl P., Stoykova K., Wierzbowski H., 2019. Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 532, 109216.
- Grabowski J., Chmielewski A., Ploch I., Rogov M., Smoleń J., Wójcik-Tabol P., Leszczyński K., Maj-Szeliga K., 2021. Palaeoclimatic changes and inter-regional correlations in the Jurassic/Cretaceous boundary interval of the Polish Basin: portable XRF and magnetic susceptibility study. *Newsletters on Stratigraphy*, 54: 123–158.
- Grabowski P., 1967. Budowa geologiczna chochańskich łusek Plązwy Kończystej i Bramy Kantaka na wschód od Doliny Kościeliskiej. *Acta Geologica Polonica*, 17: 671–693.
- Gradziński M., Tyszka J., Uchman A., Jach R., 2004. Large microbial-foraminiferal oncoids from condensed Toarcian deposits: A case study from the Tatra Mountains, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213: 133–151.
- Gruszczynski M., 1998. Chemistry of Jurassic seas and its bearing on the existing organic life. *Acta Geologica Polonica*, 48: 1–29.
- Gutowski J., 1992. Górny oksford i kimeryd północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Wydział Geologii Uniwersytetu Warszawskiego [rozpr. doktor.]*
- Gutowski J., 1998. Oxfordian and Kimmeridgian of the northeastern margin of the Holy Cross Mountains, central Poland. *Geological Quarterly*, 42: 59–72.
- Gutowski J., 2006a. Field trip B2 – Upper Jurassic shallow-water carbonate platform and open shelf facies. *Introduction. W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 169–173.*
- Gutowski J., 2006b. Shallow water carbonates of the Holy Cross Mountains. Stop B2.1 – Bałtów, micritic intrabioherm limestones and their contact with overlying coral biostromes (uppermost Middle–lowermost Upper Oxfordian). *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System: 173–176.*
- Gutowski J., Popadyuk I.V., Olszewska B., 2005. Late Jurassic–earliest Cretaceous evolution of the epicontinental sedimentary basin of southeastern Poland and Western Ukraine. *Geological Quarterly*, 49: 31–44.
- Gutowski J., Urbaniec A., Zlonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 1–26.
- Guzik K., 1939. Serie reglowe na zachód od dol. Kościeliskiej w Tatrach (mapa). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 18.
- Guzik K., 1959. Niektóre zagadnienia stratygrafii liasu-doggeru płaszczowiny reglowej dolnej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 149: 189–190.
- Haq B.U., 2018. Jurassic sea-level variations: A reappraisal. *GSA Today*, 28: 4–10.
- Hejnar J., 2019. Biostratigraphy, lithostratigraphy and chemostratigraphy of Late Jurassic to Early Cretaceous pelagic facies between Czorsztyn, Zamkowa Góra and Červený Kláštor (Pieniny Klippen Belt). *W: XIVth Jurassica Conference & Workshop of the ICS Berriasian Group. Field trip guide and Abstracts book: 118–119.*
- Hesselbo S.P., Pieńkowski G., 2011. Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic event (Early Jurassic, Polish Basin). *Earth and Planetary Science Letters*, 301: 365–372.
- Hesselbo S.P., Robinson S.A., Surlyk F., Piasecki S., 2002. Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: a link to initiation of massive volcanism? *Geology*, 30: 251–254.
- Hesselbo S.P., Ogg J.G., Ruhl M., Hinnov L.A., Huang C.J., 2020. The Jurassic period. *W: Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 955–1021.* Elsevier.
- Hoffmann M., Kołodziej B., Kowal-Kasprzyk J., 2021. A lost carbonate platform deciphered from clasts embedded in flysch: Štramberk-type limestones, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 203–251.
- Hohenegger L., 1861. Geognostische Karte der Nord-Karpathen in Schlesien und den angrenzenden Theilen von Maehren und Galizien. Justus Perthes, Gotha.
- Horwitz L., 1937. Fauna i wiek warstw posidoniowych w Pienińskim Pasiu Skalkowym. A. Część ogólna. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 8: 69–127. B. Część szczegółowa. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 9: 166–274.
- Horowitz L., Rabowski F., 1922. O liasie i doggerze wierchowym w Tatrach. *Posiedzenie Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 3: 15–18.
- Hudson W., Hart M., Sidorczuk M., Wierzbowski A., 2005. Jurassic planktonic foraminifera from Pieniny Klippen Belt and their taxonomic and phylogenetic importance (Carpathians, southern Poland). *Tomy Jurajskie*, 3: 1–10.
- Ichasz J., 1986. Some spores and pollen grains from the Jurassic of the Kraków region. *Acta Palaeobotanica*, 26: 9–28.
- Iwanow A., 1973. New data on geology of the Lower Sub-Tatric succession in the eastern part of the Tatra Mts. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 21: 65–74.
- Ivanova D., Kołodziej B., 2010. Late Jurassic-Early Cretaceous foraminifera from Štramberk-type limestones, Polish Outer Carpathians. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 55: 3–31.
- Iwanow A., 1985a. Metodoly Sandstone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 41–46.
- Iwanow A., 1985b. Sołtyśia Marlstone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 46–61.
- Iwanow A., Zabielski R., Polońska M., 2011. Piaskowiec kwarcytowy w dolnej części formacji z Kopieńca między Doliną Bystrej i Doliną Olczyską w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 59: 235–244.
- Iwańczuk J., Iwanow A., Wierzbowski A., 2013. Lower Jurassic to Lower Middle Jurassic succession at Kopy Sołtyśie and Płaczliwa Skała in the eastern Tatra Mts. (Western Carpathians) of Poland and Slovakia: stratigraphy, facies and ammonites. *Volumina Jurassica*, 11: 19–58.
- Jach R., 2002a. Lower Jurassic Spiculite Series from the Křižna Unit in the Western Tatra Mts., Western Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 131–144.
- Jach R., 2002b. Ślady dawnego wydobycia rud manganu w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 50: 1159–1164.
- Jach R., 2005. Storm-dominated deposition of the Lower Jurassic crinoidal limestones in the Křižna Unit, Western Tatra Mountains, Poland. *Facies*, 50: 561–572.
- Jach R., Dudek T., 2005. Origin of the Toarcian manganese carbonate/silicate deposits from the Křižna Unit, Tatra Mountains, Poland. *Chemical Geology*, 224: 136–152.
- Jach R., Reháková D., 2019. Middle to Late Jurassic carbonate-biosiliceous sedimentation and palaeoenvironment in the Tethyan Fratricum Domain, Křižna Nappe, Tatra Mountains, Western Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 1–46.
- Jach R., Starzec K., 2003. Glaucony from the condensed Lower-Middle Jurassic deposits of the Křižna Unit, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73: 183–192.
- Jach R., Reháková D., Uchman A., 2012. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Kimmeridgian-Lower Tithonian pelagic sediments of the Křižna Nappe, Lejowa Valley, Tatra Mts., Southern Poland. *Geological Quarterly*, 56: 773–788.
- Jach R., Djerić N., Goričan Š., Reháková D., 2014a. Integrated stratigraphy of the Middle-Upper Jurassic of the Křižna Nappe, Tatra Mountains. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 1–33.
- Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014b. Skaty osadowe Tatr. *Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.*
- Jarzynka A., Pacyna G., 2015. Fossil flora of Middle Jurassic Grojec clays (southern Poland). *Raciborski's original material reinvestigated and supplemented. I. Sphenophytes. Acta Palaeobotanica*, 55: 149–181.
- Jenkyns H.C., 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event – stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288: 101–151.
- Jurewicz E., 1997. The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Male Pieniny Mts.). *Geological Quarterly*, 41: 315–326.
- Jurewicz E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. *Acta Geologica Polonica*, 55: 295–338.
- Jurkiewiczowa I., 1974. Rozwój jury środkowej we wschodniej części obszaru krakowskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 278: 201–239.
- Karaszewski W., 1960. Nowy podział liasu świętokrzyskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 4: 894–920.
- Karaszewski W., 1962. Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geologicznego*, 30: 333–416.
- Karaszewski W., 1967. Konkrecje związane z kanałkami U-kształtnymi robaków w spągowych warstwach aalenu świętokrzyskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 632–636.
- Karaszewski W., 1974. On the Hettangian–Sinemurian boundary in the extra-Carpathian Poland. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 22: 33–36.
- Kasiński J., Pieńkowski G., Pisera A., 1981. Charakterystyka litologiczno-mikrofacjalna jednostek branskiej i czorszyńskiej wzdłuż drogi Krośnica-Kąty w Pieninach. *Studia Geologica Polonica*, 70: 73–94.
- Katz M.E., Wright J.D., Miller K.G., Cramer B.S., Fennel K., Falkowski P.G., 2005. Biological overprint of the geological carbon cycle. *Marine Geology*, 217: 323–338.
- Kędziński M., 2003. Nannoplankton wapienny z czarnych iłów jurajskich: przykład z Marianowa koło Malogoszcza. *Tomy Jurajskie*, 1: 13–18.
- Kołodziej B., 2015. Geological context and age of the Štramberk-type limestones from the Polish Outer Carpathians: an overview. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 276: 173–179.
- Kopik J., 1956. Stratygrafia i mikrofauna jury w głębokim wiercieniu „Borucice” koło Łęczycy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 102: 31–58.
- Kopik J., 1974. Genus *Cadomites* Munier-Chalmas, 1892 (Ammonitina) in the Upper Bajocian and Bathonian of the Cracow-Wieluń Jurassic range and the Góry Świętokrzyskie Mountains (Southern Poland). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 276: 67–120.
- Kopik J., 1976. O przedstawicielach rodziny Phylloceratae Zittel, 1884, Haploceratae Zittel, 1884 i Oppeliidae Bonarelli, 1894 (Ammonoidea) w keloweju jury częstochowskiej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 295: 109–136.
- Kopik J., 1979a. Stratygrafia jury środkowej regionu bełchatowskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 179–194.
- Kopik J., 1979b. Callovian of the Częstochowa Jura (South-Western Poland). *Prace Instytutu Geologicznego*, 93.
- Kopik J., 1998. Jura dolna i środkowa północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 378: 67–120.
- Kopik J., 2006. Bathonian ammonites of the families Sphaeroceratae Buckman and Tuilridae Buckman from the Polish Jura Chain (Southern Poland). *Polish Geological Institute Special Papers*, 21.
- Kopik J., Marcinkiewicz T., 1997a. Jura dolna. *Biostratygrafia. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 196–204.
- Kopik J., Marcinkiewicz T., 1997b. Jura środkowa. *Biostratygrafia. Jura Polska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 236–250.
- Kopik J., Dayczak-Calikowska K., Myczyński A., 1980. Jura środkowa. *Rząd Ammonoidea Zittel, 1884. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 2b (red. L. Malinowska): 174–217.* Wydaw. Geol., Warszawa.
- Koppelhus E.B., Batten D.J., 1996. Applications of a palynomorph zonation to a series of short borehole sections, Lower to Middle Jurassic, Øresund, Denmark. *W: Palynology: principles and applications (red. J. Jansonius, D.C. McGregor)*, 2: 779–793. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Salt Lake City.*
- Korczyńska-Oszadzka B., 1978. Minerale manganu wapieni jurajskich Doliny Chochołowskiej (Tatry, Polska). *Prace Mineralogiczne*, 58: 7–62.
- Korczyńska-Oszadzka B., 1979. Minerale węglanowe skal manganowych Doliny Chochołowskiej (Tatry). *Prace Mineralogiczne*, 54: 67–82.
- Korte C., Hesselbo S.P., 2011. Shallow-marine carbon- and oxygen-isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic. *Paleoceanography*, 26, PA4219.
- Koszarski A., 1995. Tradycja a nowoczesność w interpretacji warunków powstania wapieni górnej jury krakowskiej. Szczególna rola procesów redepozycji. *Studium terenowe. W: Tradycja a nowoczesność w interpretacjach sedymentologicznych. IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 9–22.*
- Koszarski L., 1992. Olistostromowa natura skałek andrychowskich w Karpatach. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN*, 34: 217–220.
- Kotański Z., 1959a. Nowe ogniwa stratygraficzne serii wierchowej w rejonie Osobitej. *Przegląd Geologiczny*, 7: 507–509.
- Kotański Z., 1959b. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 139: 7–160.
- Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 11: 187–476.
- Kotański Z., Radwański A., 1959. Fauna z *Pygope diphya* i limburgity w tytonie wierchowym Osobitej. *Acta Geologica Polonica*, 9: 519–534.
- Kowal-Kasprzyk J., Krajewski M., Gedl P., 2020. The oldest stage of the Outer Carpathian evolution in the light of Oxfordian–Kimmeridgian exotic clast studies (southern Poland). *Facies*, 66, 11.
- Kowal-Kasprzyk J., Waškowska A., Golonka J., Krobicki M., Skupien P., Słomka T., 2021. The Late Jurassic–Palaeogene Carbonate Platforms in the Outer Western Carpathian Tethys – A Regional Overview. *Minerals*, 11, 747.
- Kowalski W.C., 1958. Jura i kreda w zachodnim obrzeżeniu niecki łódzkiej w okolicach Burzenina nad środkową Wartą. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 143: 1–160.
- Kozłowska A., Feldman-Olszewska A., Kuberska M., Maliszewska A., 2021. Diagenesis and the conditions of deposition of the Middle Jurassic siderite rocks from the northern margin of the Holy Cross Mountains (Poland). *Minerals*, 11, 11353.
- Kozur H.W., Weems R.E., 2005. Conchostracan evidence for a late Rhaetian to early Hettangian age for the CAMP volcanic event in the Newark Supergroup, and a Sevastian (late Norian) age for the immediately underlying beds. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B*, 27: 21–51.
- Kozydra Z., 1968. Złoza dolnojurajskich iłów ogniotwórczych na tle budowy geologicznej północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 216: 5–94.
- Kraińska K., 1997. Budowa geologiczna autochtonu wierchowego w Tatrach na zachodnich stokach Kominów Tylkowych. *ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [pr. magister.]*.
- Krajewski K.P., Lefeld J., Łączka B., 2001. Early diagenetic processes in the formation of carbonate-hosted Mn ore deposits (Lower Jurassic, Tatra

Literatura

- Mountains) as indicated from its carbon isotopic record. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 49: 13–29.
- Krajewski M., 2000. Lithology and morphology of Upper Jurassic carbonate buildups in the Będkowska Valley, Kraków region, Southern Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 51–163.
- Krajewski M., 2001. Upper Jurassic chalky limestones in the Zakrzówek Horst, Kraków-Wieluń Upland, Kraków region, south Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 43–52.
- Krajewski M., Olchowy P., 2023. The role of the microencruster-microbial reef-building consortium in organic reefs evolution (Late Jurassic, northern Tethys shelf, southern Poland). *Facies*, 69, 4.
- Krajewski M., Olchowy P., Felisiak I., 2014. Lower Kimmeridgian layer with bored and encrusted hiatus concretions (Upper Jurassic, Central Poland): implications for stratigraphy and basin evolution. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84: 113–129.
- Krajewski R., Myszk J., 1958. Wapienie manganowe w Tatrach między Dolną Chochołowską a Lejąwą. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 126: 209–300.
- Krawczyk A.J., Słomka T., 1986. Wykształcenie i sedimentacja formacji szlachtowskiej (jura) na wschód od Szczawnicy (jednostka Grajcarca, pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, 88: 33–134.
- Krawczyk A.J., Słomka T., 1987. Egzotyki z formacji szlachtowskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Studia Geologica Polonica*, 92: 69–74.
- Krobicki M., 1996. Neo-Cimmerian uplift of intraoceanic Czorsztyn Pelagic Swell (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians) indicated by the change of brachiopod assemblages. *GeoResearch Forum*, 1/2: 255–264.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 2004. Pozycja stratygraficzna i paleogeograficzne znaczenie bajoskich wapieni krynowidowych w ewolucji pienińskiego pasa skałkowego. *Tomy Jurajskie*, 2: 69–82.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 2009. Środkowojurajskie wapień bulaste sukcesji czertezickiej pienińskiego basenu skałkowego Polski – fakty i kontrowersje. *Przegląd Geologiczny*, 57: 600–606.
- Krobicki M., Tyszka J., Uchman A., Bąk M., 2006. Stop A2 – Flaki Range – Branisko Succession (Bajocian–Oxfordian). *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 29–34.
- Król K., 2004. Warunki sedimentacji utworów węglanowych jury górnej przedgórzia Karpat w rejonie Stupiec–Pacanów. *Geologia*, 30: 349–387.
- Krupnik J., Ziaja J., Barbacka M., Feldman-Olszewska A., Jarzyńska A., 2014. A palaeoenvironmental reconstruction based on palynological analyses of Upper Triassic and Lower Jurassic sediments from the Holy Cross Mountains region. *Acta Palaeobotanica*, 54: 35–65.
- Krzywiak P., 2002. The Oświno structure (NW Mid-Polish Trough) – salt diapir or inversion-related compressional structure? *Geological Quarterly*, 46: 337–346.
- Krzywiak P., 2006a. Triassic–Jurassic evolution of the Pomeranian segment of the Mid-Polish Trough – basement tectonics and subsidence patterns. *Geological Quarterly*, 50: 139–150.
- Krzywiak P., 2006b. Structural inversion of the Pomeranian and Kuivian segments of the Mid-Polish Trough – lateral variations in timing and structural style. *Geological Quarterly*, 50: 151–168.
- Książkiewicz M., 1972. Budowa geologiczna Polski. Tom 4. Tektonika, część 3. Karpaty (red. W. Pożaryski). *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Kutek J., 1962. Górny kimeryd i dolny wołg południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica*, 12: 445–527.
- Kutek J., 1967. Z zagadnień stratygrafii górnej jury w Polsce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 203: 87–114.
- Kutek J., 1968. Kimeryd i najwyższy oksford południowo-zachodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Część I – Stratygrafia. *Acta Geologica Polonica*, 18: 493–586.
- Kutek J., 1994a. Jurassic tectonic events in south-eastern cratonic Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44: 167–221.
- Kutek J., 1994b. The Scythicus Zone (Middle Volgian) in Poland: its ammonites and biostratigraphic subdivision. *Acta Geologica Polonica*, 44: 1–33.
- Kutek J., Wierzbowski A., 1979. Lower to Middle Tithonian ammonite succession at Rogoźnik in the Pieniny Klippen Belt. *Acta Geologica Polonica*, 29: 195–205.
- Kutek J., Wierzbowski A., 1986a. A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 36: 289–316.
- Kutek J., Wierzbowski A., 1986b. Stratygrafia muszlowców amonitowych (jura górna – berias) sukcesji czorsztynskiej pienińskiego pasa skałkowego. *Przegląd Geologiczny*, 34: 309–316.
- Kutek J., Zeiss A., 1997. The highest Kimmeridgian and Lower Volgian in Central Poland: their ammonites and biostratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 47: 107–198.
- Kutek J., Matyja B.A., Wierzbowski A., 1973. Problematyka stratygraficzna górnej jury z kilku wierceń w synklinorium warszawskim. *Acta Geologica Polonica*, 23: 547–575.
- Kuźniar C., 1913. Skały osadowe tatrzańskie. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Akademii Umiejętności*, Seria 3, Dział A, 13: 131–175.
- Kuźniar W., 1908. Warstwy graniczne liasu-jury (toarcien) na północ od Przedniej Kopy Soltysiej w Tatrach. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności*, Dział 3, 42: 64–98.
- Kuźniar C., 1928. Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4.
- Lefeld J., 1957. *Dadocrinus grundyi* Langenhan (Crinoidea) z triasu wierchowego Tatr. *Acta Palaeontologica Polonica*, 3: 59–74.

- Lefeld J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. *Studia Geologica Polonica*, 24.
- Lefeld J., 1973. Jura. Historia Badań. Jura karpacka. Karpaty wewnętrzne (Tatry). *W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski)*: 153–154. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Lefeld J., 1974. Middle-Upper Jurassic and lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric Succession in the Tatra Mts. (Western Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 24: 277–364.
- Lefeld J., 1985a. Bielańskie Tatry Group. *Studia Geologica Polonica*, 84: 40–41.
- Lefeld J., 1985b. Czajakowa Radiolarite Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 74–75.
- Lefeld J., 1985c. Czorsztyn Radiolarite Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 75–76.
- Lefeld J., 1985d. Huciska Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 62–66.
- Lefeld J., 1985e. Krupianka Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 24–25.
- Lefeld J., 1985f. Miętusia Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 82–84.
- Lefeld J., 1985g. Niedzica Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 73–74.
- Lefeld J., 1985h. Smolegowa Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 21–23.
- Lefeld J., 1985i. Pieniny Radiolarite Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 76–77.
- Lefeld J., 1985j. Raptawicka Turnia Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 26–30.
- Lefeld J., Iwanow, A., 1985. Sokolka Radiolarite Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 70–74.
- Lefeld J., Radwański A., 1960. Planktoniczne liliowce *Saccocoma* Agassiz w malmie i neokomie wierchowym Tatr Polskich. *Acta Geologica Polonica*, 10: 593–618.
- Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 1–93.
- Leonowicz P., 2009. Traces fossils from the Lower Jurassic Ciecuchinek Formation, SW Poland. *Volumina Jurassica*, 6: 5–14.
- Leonowicz P., 2011. Sedimentation of Lower Toarcian (Lower Jurassic) brackish deposits from the Częstochowa-Wieluń region (SW Poland). *Acta Geologica Polonica*, 61: 215–241.
- Leonowicz P., 2012. Sedimentology and ichnology of Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 281–296.
- Leonowicz P., 2013. The significance of mudstone fabric combined with palaeoecological evidence in determining sedimentary processes – an example from Middle Jurassic of southern Poland. *Geological Quarterly*, 57: 243–260.
- Leonowicz P., 2015. Storm-influenced deposition and cyclicity in a shallow-marine mudstone succession – example from the Middle Jurassic ore-bearing clays of the Polish Jura (southern Poland). *Geological Quarterly*, 59: 325–344.
- Leonowicz P., 2016a. Tubular tempestites from Jurassic mudstones of southern Poland. *Geological Quarterly*, 60: 385–394.
- Leonowicz P., 2016b. Nearshore transgressive black shale from the Middle Jurassic shallow-marine succession from southern Poland. *Facies*, 62, 16.
- Leszczynski K., 2002. Ewolucja strefy Ponętów-Wartkowice w kredzie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 176.
- Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216: 53–72.
- Lewandowski M., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Reháková D., Schlögl J., Sidorczuk M., Wierzbowski A., 2006. Palaeomagnetism of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): evidence for low-latitude origin and palaeogeographic dispersion of the Upper Jurassic carbonates. *Volumina Jurassica*, 4: 56–58.
- Liszkowski J., 1962. Stratygrafia raf raurackich w okolicach Bałtowa. *Przegląd Geologiczny*, 10: 655–658.
- Liszkowski J., 1976. Problem IB – Rozwój litofacjalny i paleogeograficzny jury górnej północno-wschodniej części mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 113–133.
- Lodowski J., Grabowski J., 2023. Tracing the latest Jurassic–earliest Cretaceous paleoenvironment evolution in swell carbonate facies: a case study of the High-Tatric succession (Central Western Carpathians, Tatra Mts, Poland). *Acta Geologica Polonica*, 74: 741–772.
- Lodowski D.G., Pszczółkowski A., Wilamowski A., Grabowski J., 2022. The Jurassic – Cretaceous transition in the High-Tatric succession (Giewont Unit, Western Tatra Mts, Poland): integrated stratigraphy and microfacies. *Acta Geologica Polonica*, 72: 107–135.
- Lott G., Wong T., Duser M., Andsbjerg J., Monnig E., Feldman-Olszewska A., Verreussel R., 2010. Jurassic. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson)*: 175–193. *EAGE Publications*, Houston.
- Łuczyński P., 2001a. Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 51: 237–252.

- Łuczyński P., 2001b. Pressure-solution and chemical compaction of condensed Middle Jurassic deposits, High-Tatric series, Tatra Mountains. *Geologica Carpathica*, 52: 91–102.
- Łuczyński P., 2002. Depositional evolution of the Middle Jurassic carbonate sediments in the High-Tatric succession, Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 52: 365–378.
- Mahel' M., 1986. Geologická stavba československých Karpát. I Paleopalpínske jednotky. *Veda*, Bratislava.
- Malik K., 1994. Sedymentacja normalna, katastroficzna i wyjątkowa w mezozoicznym fliszu Karpat Śląskich. *W: III Krajowe Spotkanie Sedymetologów*: 35–69.
- Malinowska L., 1966. Podstawy stratygrafii dolnego i środkowego oksfordu północnej i północno-zachodniej Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 786–800.
- Malinowska L., 1967a. Biostratygrafia dolnego i środkowego oksfordu Gór Świętokrzyskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 209: 53–112.
- Malinowska L., 1967b. Uwagi do stratygrafii górnej jury pozakarpackiej w Polsce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 203: 115–121.
- Malinowska L., 1968. Stratygrafia osadów środkowego oksfordu w Polsce (bez Karpat). *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 117–127.
- Malinowska L., 1970. Jura górna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 56: 135–182.
- Malinowska L. (red.), 1980. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości, część 2b. Mezozoik. Jura. *Wydaw. Geol.*, Warszawa.
- Malinowska L., Styk O., Szejn J., Gaździcka E., 1997. Jura górna. *Biostratygrafia. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 283–308.
- Marcinkiewicz T., 1971. Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. *Prace Instytutu Geologicznego*, 65.
- Marcinkiewicz T., 1980. Jurassic megasporos from Grojec near Kraków. *Acta Palaeobotanica*, 21: 37–60.
- Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pieńkowski G., 2014. Poziomy megasporowy epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 457: 15–42.
- Marcinowski R., 1972. Turbidites in Upper Oxfordian limestones at Jaskrów in the Polish Jura Chain. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 18: 219–225.
- Marek S., 1961. Budowa geologiczna antykliny Wojszyc. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 839–860.
- Marek S., Pajchłowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153.
- Marek S., Raczyńska A., 1979. Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 631–637.
- Marek S., Bielecka W., Szejn J., 1969. Górny portland (wołg) i berias (riazań) na Niżu Polski. *Kwartalnik Geologiczny*, 13: 566–582.
- Marek S., Rajsa M., Szejn J., 1989. Nowe dane na temat stratygrafii pogranicza jury i kredy. *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 209–224.
- Matějka A., Andrusov D., 1931. Aperçu de la geologie des Carpathes Occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. *Knihovna Státního Geodického Ústavu*, 13A: 19–164.
- Matyja B.A., 1977. The Oxfordian in the south-western margin of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 27: 41–64.
- Matyja B.A., 1992. Stop 3.1. Wrzosowa quarry, condensed Callovian, and lower Oxfordian ammonite succession. *W: Guide Book and Abstracts, Oxfordian and Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting, Warszawa and Central Polish Uplands*: 51–54.
- Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Foredeep area. *Geological Quarterly*, 53: 49–62.
- Matyja B.A., 2010. Chronostratygrafia. *W: Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Rzecznik PIG-1 (red. J. Dzierżek i in.)*: 16–20. *CAG, Warszawa [nr inw. 5600/2010]*.
- Matyja B.A., 2011. Płytkowodna platforma węglanowa późnej jury na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *W: Jurassica IX*: 133–151.
- Matyja B.A., Barski M., 2007. Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliska przedkarpackiego. *Volumina Jurassica*, 4: 39–50.
- Matyja B.A., Głowniak E., 2003. Następstwo amonitów dolnego i środkowego oksfordu w profilu kamienniolomu w Ogrodzieńcu i ich znaczenie biogeograficzne. *Tomy Jurajskie*, 1: 53–58.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1981. Stratygrafia i pozycja facjalna osadów górnourajskich okolic Barcina i Piechcina na tle obszarów przyległych. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 513–526.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1985. Rozwój sedimentacji i zróżnicowanie facjalne w jurze górnej struktury Zalesia. *W: Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*: 30–35.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1994a. On correlation of Submediterranean and Boreal ammonite zonations of the Middle and Upper Oxfordian: new data from Central Poland. *Geobios*, 17: 351–358.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1994b. Monografia górnej jury Pasma Krakowsko-Wieluńskiego. *Projekt Badawczy KBN nr 600799101*, Warszawa, 1–39 [niepubl.].
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1996. Sea-bottom relief and bathymetry of Late Jurassic sponge megafacies in central Poland. *GeoResearch Forum*, 1/2: 333–340.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1997. The quest for a unified Oxfordian/Kimmeridgian boundary: implications of the ammonite succession at the turn of the Bimammatum and Planula Zones in the Wieluń Upland, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 47: 77–105.

- Matyja B.A., Wierzbowski A., 1998. Profil wiercenia Kcynia IG IV i jego znaczenie dla stratygrafii i paleogeografii oksfordu i dolnego kimerydu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 382: 35–70.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2000. Ammonites and stratigraphy of uppermost Bajocian and Lower Bathonian between Częstochowa and Wieluń, Central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 50: 191–209.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2001. Palaeogeographical distribution of early Bathonian ammonites of the *Aspinctites-Polysphinctites* group. *Hantkeniana*, 3: 89–103.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2003. Biostratygrafia amonitowa formacji częstochowskich iłów rudonośnych (najwyższy bajos – górny baton) z odsłoneń w Częstochowie. *Tomy Jurajskie*, 1: 3–6.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2004. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne utworów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Wieluńskiej. *W: Zróżnicowanie i przemiany środowiska przyrodniczo-kulturowego Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (red. J. Partyka). Tom I. Przyroda. Ojcowski Park Narodowy*: 13–18.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2006a. Middle and Upper Jurassic. *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 130–132.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2006b. The oceanic „Metis Geotectonic Event” (Callovian/Oxfordian) and its implications for the peri-Tethyan area of Poland. *Volumina Jurassica*, 4: 60–61.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2014. Górna jura synkliny tomaszowskiej (północno-zachodnie obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). *W: Jurassica XI. Przewodnik wycieczek terenowych, abstrakty i artykuły*: 9–20.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., 2016. Ammonites and ammonite stratigraphy of the uppermost Jurassic (Tithonian) of the Owadów-Brzezinki quarry (central Poland). *Volumina Jurassica*, 14: 85–122.
- Matyja B.A., Merta T., Wierzbowski A., 1985. Stratygrafia i litologia utworów jurajskich struktury Zalesia. *W: Utwory jurajskie struktury Zalesia na Kujawach i ich znaczenie surowcowe*: 19–29.
- Matyja B.A., Gutowski J., Wierzbowski A., 1989. The open shelf – carbonate platform succession at the Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the SW margin of the Holy Cross Mts: stratigraphy, facies, and ecological implications. *Acta Geologica Polonica*, 39: 29–48.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., Radwańska U., Radwański A., 2006a. Stop B2.8 – Małogoszcz, large quarry of cement works (Lower and lowermost Upper Kimmeridgian). *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 190–198.
- Matyja B.A., Wierzbowski A., Gedl P., Boczarowski A., Dudek T., Kaim A., Kędziński M., Leonowicz P., Smoleń J., Szczepanik P., Witkowska M., Ziaja J., Barski M., Ostrowski S., 2006b. Stop B1.7 – Gnaszyn clay pit (Middle Bathonian – lowermost Upper Bathonian). *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 154–157.
- Matyszkiewicz J., 1989. Sedimentation and diagenesis of the Upper Oxfordian limestones in Piekary near Kraków. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 201–230.
- Matyszkiewicz J., 1996. The significance of *Saccocoma*-calcuturbidites for the analysis of the Polish epicontinental Late Jurassic Basin: an example from the Southern Cracow-Wieluń Upland (Poland). *Facies*, 34: 23–40.
- Matyszkiewicz J., 1997. Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwäbische Alb) and the Cracow area (Cracow-Wieluń Upland, Polen). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe E*, 21: 1–111.
- Matyszkiewicz J., 2001. Rola obszaru krakowskiego w sedimentacji osadów górnej jury Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Przegląd Geologiczny*, 49: 724–727.
- Matyszkiewicz J., Felisiak I., 1992. Microfacies and diagenesis of an Upper Oxfordian carbonate buildup in Mydlniki (Cracow area, Southern Poland). *Facies*, 27: 179–190.
- Matyszkiewicz J., Krajewski M., 1996. Lithology and sedimentation of Upper Jurassic massive limestones near Bolechowice, Kraków-Wieluń Upland, South Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 66: 285–301.
- Matyszkiewicz J., Olszewska B., 2007. Osady podmorskich spływów grawitacyjnych pogranicza oksfordu i kimerydu w Ujeździe. *Volumina Jurassica*, 4: 109–117.
- Matyszkiewicz J., Krajewski M., Zaba J., 2006a. Structural control on the distribution of Upper Jurassic carbonate buildups in the Kraków-Wieluń Upland (south Poland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 182–192.
- Matyszkiewicz J., Krajewski M., Kędziński J., 2006b. Origin and evolution of an Upper Jurassic complex of carbonate buildups from Zegarowe Rocks (Kraków-Wieluń Upland, Poland). *Facies*, 52: 239–263.
- Matyszkiewicz J., Świąder J., Zaba J., 2007. Przejawy późnojurajskiej tektoniki synsedymentacyjnej w rejonie Kamienia. *Volumina Jurassica*, 4: 63–70.
- Matyszkiewicz J., Felisiak I., Hoffmann M., Kochman A., Kołodziej B., Krajewski M., Olchowy P., 2015. Transgressive Callovian succession and Oxfordian microbial-sponge carbonate buildups in the Kraków Upland. *W: Guidebook for field trips accompanying 31st IAS Meeting of Sedimentology held in Kraków*: 51–73.
- Matyszkiewicz J., Krajewski M., Kochman A., Kozłowski A., Duliński M., 2016. Oxfordian neptunian dykes with brachiopods from the southern part of the Kraków-Częstochowa Upland (southern Poland) and their links to hydrothermal vents. *Facies*, 62, 12.
- McElwain J., Murphy J.W., Hesselbo S.P., 2005. Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals. *Nature*, 435: 479–482.

Literatura

- Mello J., Wieczorek J., 1993. Chočský príkrov (Hronicum). W: Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1:50 000 (red. J. Nemčok): 50–57. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- Michalik J., 1997. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. Mineralia Slovaca, 29: 359.
- Michalski A., 1885. Formacja jurajska w Polsce. Pamiętnik Fizjograficzny, 5: 1–22.
- Mišík M., Siblík M., Sýkora M., Aubrecht R., 1994. Jurassic brachiopods and sedimentological study of the Babiná klippe near Bohunice (Czorsztyn Unit, Pieniny Klippen Belt). Mineralia Slovaca, 26: 255–266.
- Mišík M., Aubrecht R., Sýkora M., Ožvoldova L., 1996. New lithostratigraphic units in the Klippen Belt. Slovak Geological Magazine, 1: 17–19.
- Moryc W., 2004. Utwory jury środkowej i dolnej? w rejonie Książpól-Lubaczów (SE Polska). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 408: 5–71.
- Moryc W., 2018. Utwory jury środkowej przedgórze Karpat na obszarze Wadowice–Busko–Rzeszów, południowa Polska. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 205: 5–55.
- Morycowa E., Moryc W., 1976. Rozwój utworów jurajskich na przedgórzu Karpat w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 231–288.
- Morycowa E., Moryc W., 2011. Górnourajsko-?dólnokredowy kompleks węglanowy w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej–Szczucina (przedgórze Karpat). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 447: 25–48.
- Mossoczy Z., 1961. Nowy podział stratygraficzny liasu w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 5: 81–100.
- Mrozek K., 1975. Budowa geologiczna struktur wglębnych w południowej części synklinorium łódzkiego. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Myczyński R., 1973. Stratygrafia jury środkowej serii braniskiej okolic Czorsztyna (pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 42: 1–122.
- Myczyński R., 2004. Toarcian, Aalenian and Early Bajocian (Jurassic) ammonite faunas and biostratigraphy in the Pieniny Klippen Belt and the Tatra Mts., West Carpathians. Studia Geologica Polonica, 123: 7–131.
- Myczyński R., Jach R., 2009. Cephalopod fauna and stratigraphy of the Adnet type red deposits of the Krížna Unit in the Western Tatra Mountains, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 79: 27–39.
- Myczyński R., Lefeld J., 2003. Toarcian ammonites (Adneth Facies) from the Subtatic Succession of the Tatra Mts. (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica. 121: 51–79.
- Myczyński R., Wierzbowski A., 1994. The ammonite succession in the Callovian, Oxfordian and Kimmeridgian of the Czorsztyn Limestone Formation, at Halka Klippe, Pieniny Klippen Belt, Poland. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 42: 155–164.
- Narkiewicz M., Dadlez R., 2008. Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. Przegląd Geologiczny, 56: 391–397.
- Nescieruk P., 1998. Skałka w Lesnej na tle budowy geologicznej zachodniego obrzeżenia żywieckiego okna tektonicznego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 384: 23–36.
- Neumayr M., 1871a. Jurastudien; 4. Die Vertretung der Oxfordgruppe im ostlichen Theile der mediterranen Provinz. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt, 21: 355–378.
- Neumayr M., 1871b. Jurastudien; 5. Der penninische Klippenzug. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt, 21: 450–536.
- Niedzwiedzki G., 2011. Dinosaur tracks from the Early Jurassic ecosystem of Sołtyków, Holy Cross Mountains, Poland. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 447: 49–98.
- Niedzwiedzki G., Pieńkowski G., 2016. A dinosaur track assemblage from the Upper Hettangian (Lower Jurassic) marginal-marine deposits of Zapniów, Holy Cross Mountains, Poland. Geological Quarterly, 60: 840–856.
- Niemczycka T., 1964. Osady malmu nad górnym Bugiem. Kwartalnik Geologiczny, 8: 262–282.
- Niemczycka T., 1965. Granica jury środkowej i górnej na obszarze północnej Lubelszczyzny i Podlasia. Kwartalnik Geologiczny, 9: 603–615.
- Niemczycka T., 1970. Stratygrafia oksfordu centralnej Lubelszczyzny w powiązaniu z profilowaniem geofizycznym otworów wiertniczych. Kwartalnik Geologiczny, 14: 332–343.
- Niemczycka T., 1976a. Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). Prace Instytutu Geologicznego, 77.
- Niemczycka T., 1976b. Litostratygrafia osadów jury górnej na obszarze lubelskim. Acta Geologica Polonica, 26: 569–601.
- Niemczycka T., 1978. Lito-facje jury środkowej i dolnego oksfordu obszaru radomsko-lubelskiego. Acta Geologica Polonica, 28: 485–501.
- Niemczycka T., 1979a. Utwory jurajskie wschodniej części Podlasia. Kwartalnik Geologiczny, 23: 649–661.
- Niemczycka T., 1979b. Lito- i biostratygraficzna granica jury środkowej i górnej na południowym Podlasiu. Kwartalnik Geologiczny, 23: 803–817.
- Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988. Rozwój górnourajskiego basenu sedymentacyjnego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 32: 137–156.
- Niemczycka T., Malinowska L., Styk O., Szejn J., Gaździcka E., Radlicz K., 1997. Jura górna. Prace Instytutu Geologicznego, 153: 283–332.
- Nowak W.A., 1971. Wyniki badań mikrofacjalnych profilu Szczawnica-Zabniszcze. W: Przewodnik 43 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 215–224.
- Nowak W.A., 1976. *Paratomiosphaera malmica* (Borza) from the Polish Carpathians and their stratigraphical value for Lower Tithonian deposits. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 89–134.

- Nowak W., 1973a. Jura. Historia Badań. Jura karpacka. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 151–152. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Nowak W., 1973b. Karpaty. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Jura. W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokolowski): 389–408, 464–468. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Nowak W., 1983. Aktualne problemy geologiczne skatek zewnętrznych (andrychowskich). Kwartalnik Geologiczny, 27: 438–439.
- Nowak W., 1986. Rozwój oraz próba rozpozniowania „nierozdzielonych wapieni cieszyńskich” (rec. formacji wapieni z Goleszowa) w Kozach. Kwartalnik Geologiczny, 30: 412–413.
- Nowicka M., 1973. Opracowanie petrograficzne utworów mezozoicznych występujących pod serią reglową i utworów dolnego triasu, kajpru i synemuru serii reglowej z otworu wiertniczego Zakopane IG 1. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 241–278.
- Obermajer M., 1986a. Mikrofacje i wiek formacji wapienia pienińskiego płaszczowiny pienińskiej. W: Przewodnik 57 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 100–102.
- Obermajer M., 1986b. Mikrofacje i wiek formacji wapienia pienińskiego (tyton – barrem) jednostki Grajczarka we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego. Przegląd Geologiczny, 34: 317–323.
- Obermajer M., 1987. Wstępna analiza mikropaleontologiczna formacji wapienia pienińskiego (tyton–barrem) w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. Studia Geologica Polonica, 92: 41–54.
- Olchowy P., Krajewski M., 2020. Lower Kimmeridgian facies and sedimentary succession of a shallow-water coated-grain-dominated carbonate ramp of the northern peri-Tethyan shelf: an example from the Radomsko Folds (central Poland). Geological Quarterly, 64: 969–987.
- Olchowy P., Krajewski M., Felisiak I., 2019. Late Jurassic succession of the Kleczków Graben area (southern border of the Łódź Depression, peri-Tethyan shelf, central Poland). Geological Quarterly, 63: 657–681.
- Olempska E., Błaszczak J., 2001. A Boreal ostracod assemblage from the Callovian of the Łuków area, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 46: 553–582.
- Olszewska B., 2010. Microfossils of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous formations of the Lublin Upland (SE Poland) based on thin section studied. Polish Geological Institute Special Papers, 26.
- Olszewska B., Wieczorek J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). Geologica Carpathica, 52: 217–228.
- Olszewska B., Szydło A., Jugowiec-Nazarkiewicz M., Nescieruk P., 2008. Zintegrowana biostratygrafia węglanowych osadów warstw cieszyńskich w polskich Karpatach Zachodnich. Geologia, 34 (3/1): 33–59.
- Olszewska B., Paul Z., Rytko W., Garecka M., 2011. Biostratygrafia oliastolitów wapiennych zewnętrznego pasa skałkowego Karpat i skał otaczających. ALM studio–Paul Hupper, Kraków.
- Olszewska B., Matyszkiewicz J., Król K., Krajewski M., 2012. Correlation of the Upper Jurassic–Cretaceous epicontinental sediments in southern Poland and southwestern Ukraine based on thin sections. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 453: 29–80.
- Orłowska-Zwolińska T., 1985. Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. Bulletin of the Polish Academy of Science, Earth Sciences, 33: 107–117.
- Ostrowski S., 2005. Autocykliczny rozwój oksfordzki bioherm gąbkowo-mikrobialitowych centralnej i południowej Polski. Tomy Jurajskie, 3: 45–53.
- Oszczypko N., Malata E., Švábenická L., Golonka J., Marko F., 2004. Jurassic Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the “black flysch” case study. Cretaceous Research, 25: 89–113.
- Passendorfer E., 1928. Kimeryd w Tatrach. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 491–499.
- Passendorfer E., 1936. Studja nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach, część I. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 11: 83–103.
- Passendorfer E., 1938. Studja nad stratygrafią i paleontologią jury wierchowej w Tatrach. II. Prace Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Wilnie, 12: 1–9.
- Passendorfer E., 1951. Kreda Tatr. W: Regionalna Geologia Polski. Tom 1: Karpaty 1 (red. M. Książkiewicz). Polskie Towarzystwo Geologiczne: 73–81.
- Passendorfer E., 1978a. Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. Prace Muzeum Ziemi, 28: 3–33.
- Passendorfer E., 1978b. Jak powstały Tatry. Wyd. 6. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Pavia G., Enay R., 1997. Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. Episodes, 20: 16–22.
- Pawłowska K., 1958. O górnej jurze w otworze Zagłoba. Przegląd Geologiczny, 6: 38–40.
- Pieńkowski G., 1983. Środowiska sedymentacji dolnego liasu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 31: 223–231.
- Pieńkowski G., 1998. Dinosaur nesting ground from the Early Jurassic fluvial deposits, Holy Cross Mountains (Poland). Geological Quarterly, 42: 461–476.
- Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 12.
- Pieńkowski G., 2006. Field trip B4 – Lower Jurassic marginal-marine and continental deposits – sedimentation, sequences, and ecosystem. W: 7th International Congress on the Jurassic System: 207–235.
- Pieńkowski G., 2014. The first Early Jurassic ammonite find in central Poland. Volumina Jurassica, 12: 99–104.

- Pieńkowski G., Niedzwiedzki G., 2021. Borkowice – światowej klasy stanowisko paleontologiczne z tropami i kośćmi wczesnourajskich dinozaurów. Przegląd Geologiczny, 69: 716–720.
- Pieńkowski G., Waksmundzka M., 2009. Palynofacies in Lower Jurassic epicontinental deposits of Poland: tool to interpret sedimentary environments. Episodes, 32: 21–32.
- Pieńkowski G., Schudack M.E. (co-ordinators), Bosak P., Enay R., Feldman-Olszewska A., Golonka J., Gutowski J., Hergreen G.F.W., Jordan P., Krobicki M., Lathuliere B., Leinfelder R.R., Michalik J., Monning E., Noe-Nygaard N., Palfy J., Pint A., Rasser W., Reisdorf A.G., Schmid D.U., Schweigert G., Surlyk F., Wetzel A., Wong T.E., 2008. Jurassic. W: The Geology of Central Europe (red. T. McCann), 2: Mesozoic and Cenozoic, 823–922. The Geological Society, London.
- Pieńkowski G., Niedzwiedzki G., Waksmundzka M., 2012. Sedimentological, palynological, and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in northwestern Poland. Geological Magazine, 149: 308–332.
- Pieńkowski G., Niedzwiedzki G., Brański P., 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from continental strata in Poland. GSA Special Paper, 505: 263–286.
- Pieńkowski G., Hodbod M., Ullmann C.V., 2016. Fungal decomposition of terrestrial organic matter accelerated Early Jurassic climate warming. Scientific Reports, 6, 31930.
- Pieńkowski G., Hesselbo S.P., Barbacka M., Leng M.J., 2020. Non-marine carbon-isotope stratigraphy of the Triassic–Jurassic transition in the Polish Basin and its relationships to organic carbon preservation, pCO₂ and palaeotemperature. Earth-Science Reviews, 210, 103383.
- Plašienka D., 2003. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 94: 79–98.
- Plašienka D., 2012. Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. Geological Quarterly, 56: 601–628.
- Plašienka D., 2019. Linkage of the Manin and Klape units with the Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians. Geologica Carpathica, 70: 35–61.
- Plašienka D., Mikuš V., 2010. Geologická stavba pienskeho úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. Mineralia Slovaca, 42: 155–178.
- Plašienka D., Grecula P., Putiš M., Hovorka D., Kováč M., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians; an overview. W: Geological evolution of the Western Carpathians: 1–24.
- Plašienka D., Aubrecht R., Bezák V., Bielik M., Broska J., Bučova J., Fekete K., Gaží P., Gedl P., Golej M., Halássová E., Hók J., Hrdlička M., Jamrich M., Józsa Š., Klanica R., Konečný P., Kubiš M., Madarás J., Majcin D., Marko F., Molčan Matejová M., Potočný T., Schlögl J., Soták J., Suan G., Šamajova L., Šimonová V., Teták F., Vozár J., 2021. Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt – Central Western Carpathians contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia). Comenius University Bratislava.
- Polák M., Ondrejčková A., Wieczorek J., 1998. Lithostratigraphy of the Ždziar Formation of the Krížna Nappe (Tatry Mts.). Slovak Geological Magazine, 4: 35–52.
- Popielek M., Salata D., Uchman A., 2010. Petrografia i proveniencja piaskowców jury dolnej formacji piaskowca z Koperszadów w jednostce krížniańskiej rejonu Kop Sołtych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 58: 154–162.
- Poulsen N.E., 1998. Bajocian to Callovian (Jurassic) dinoflagellate cysts from central Poland. Acta Geologica Polonica, 48: 237–245.
- Poulsen N.E., Riding J.B., 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 1: 115–144.
- Požaryski W., 1948. Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 46.
- Požaryski W., 1957. Podłoże północno-zachodniej Polski na tle struktur otaczających. Kwartalnik Geologiczny, 1: 7–30.
- Požaryski W., Brochwicz-Lewiński W., 1979. O aulakogenie środkowopolskim. Kwartalnik Geologiczny, 23: 271–290.
- Premik J., 1934. Budowa i dzieje geologiczne okolic Częstochowy. W: Ziemia Częstochowska: 177–266.
- Przybylski P.A., Głowniak E., Ogg J.G., Ziolkowski P., Sidorczuk M., Gutowski J., Lewandowski M., 2010a. Oxfordian magnetostratigraphy of Poland and its correlation to Sub-Mediterranean ammonite zones and marine magnetic anomalies. Earth and Planetary Science Letters, 289: 417–432.
- Przybylski P.A., Ogg J.G., Wierzbowski A., Coe A.L., Hounslow M.W., Wright J.K., Atrops F., Settles E., 2010b. Magnetostratigraphic correlation of the Oxfordian–Kimmeridgian boundary. Earth and Planetary Science Letters, 289: 256–272.
- Pszczołkowski A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts. (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica, 109: 103–130.
- Pszczołkowski A., 2009. The Tithonian-earliest Berriasian *Nannococcus* zones in selected sections of the Pieniny Klippen Belt and the Western Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 132: 7–38.
- Pszczołkowski A., 2018. Upper Jurassic bacteria from the Raptawicka Turnia Limestone Formation in the Mały Giewont area (Western Tatra Mountains, Poland). Geological Quarterly, 62: 840–857.
- Pszczołkowski A., Myczyński R., 2004. Ammonite-supported microfossil and nannoconid stratigraphy of the Tithonian–Hauterivian limestones in

- selected sections of the Branisko Succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). Studia Geologica Polonica, 123: 133–197.
- Pszczołkowski A., Grabowski J., Wilamowski A., 2016. Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Upper Jurassic shallow water carbonates of the High-Tatric unit (Mały Giewont area, Western Tatra Mts, Poland). Geological Quarterly, 60: 893–918.
- Pusch J.B., 1936. Geognostische General-Karte von den Königreichen Polen und Galizien: mit angrenzenden Theilen von Oberschlesien, Ungarn, Siebenbürgen, Moldau und Podolien. Verlag der J. G. Cotta'schen Buchhandlung, Stuttgart.
- Pusch G.G., 1833. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen. Erster Teil: 1–338, Längler, Stuttgart und Tübingen.
- Pusch G., 1836. Geognostische Beschreibung von Polen. Bd. 2 Stuttgart u. Tübingen.
- Rabowski F., Goetel W., 1925. Budowa Tatr. Pasma wierchowe. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 169–177.
- Raciborski M., 1889. O obecnym stanie mych badań flory kopalnej ogniotwórczych glinek krakowskich. Sprawozdania Komisji Fizjograficznej AU, 23: 129–140.
- Raczyńska A. (red.), 1987. Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. Prace Instytutu Geologicznego, 119.
- Radwańska U., 2005. Callovian and Oxfordian echinoids of Zalas. Tomy Jurajskie, 3: 63–74.
- Radwański A., 1959. Struktury litoralne w liasie Doliny Smytniej. Acta Geologica Polonica, 9: 231–280.
- Reháková D., Wierzbowski A., 2005. Microfacies and stratigraphic position of the Upper Jurassic Rogoża coquinas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Tomy Jurajskie, 3: 15–27.
- Rehbinder B., 1912. Środkowo-jurajskie gliny rudonośne południowo-zachodniej krzewidły Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Geologicheskij Komitet H. C., 74 (po rosyjsku).
- Reymanówna M., 1963. The Jurassic flora from Grojec near Cracow in Poland. Part I. Acta Palaeobotanica, 4: 9–48.
- Reymanówna M., 1968. On seeds containing *Eucommiidites troedssonii* pollen from the Jurassic of Grojec, Poland. Botanical Journal of the Linnean Society, 61: 147–152.
- Roemer F., 1870. Geologie von Oberschlesien. Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Kultur, 48.
- Rogalska M., 1976. Stratygrafia jury dolnej i środkowej na obszarze Niżu Polskiego na podstawie badań sporowo-pyłkowych. Prace Instytutu Geologicznego, 78.
- Roniewicz E., 2004. Jurajskie korale w Polsce. Tomy Jurajskie, 2: 83–98.
- Różycki S.Z., 1953. Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Prace Instytutu Geologicznego, 17.
- Różycki S.Z., 1955. Parkinsonie, garantiany i strenocerasy z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne. Acta Geologia Polonica, 5: 305–341.
- Różycki S.Z., 1958. Dolna jura południowych Kujaw. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 133: 1–99.
- Ruckwied K., Götz A. E., 2009. Climate change at the Triassic/Jurassic boundary: Palynological evidence from the Furkaska section (Tatra Mountains, Slovakia). Geologica Carpathica, 60: 139–149.
- Ruebsam W., Al-Husseini M., 2020. Calibrating the Early Toarcian (Early Jurassic) with stratigraphic black holes (SBH). Gondwana Research, 82: 317–336.
- Ruebsam W., Pieńkowski G., Schwark L., 2020a. Toarcian climate and carbon cycle perturbations – its impact on sea-level changes, enhanced mobilization and oxidation of fossil organic matter. Earth and Planetary Science Letters, 546, 116417.
- Ruebsam W., Reolid M., Sabatino N., Masetti D., Schwark L., 2020b. Molecular paleothermometry of the early Toarcian climate perturbation. Global and Planetary Change, 195, 103351.
- Ruhl M., Deenen M.H.L., Abels H.A., Bonis N.R., Krijgsman W., Kurschner W.M., 2010. Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Hettangian stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction (St. Audrie's Bay/East Quantoxhead, UK). Earth and Planetary Science Letters, 295: 262–276.
- Ruhl M., Hesselbo S.P., Hinnov L., Jenkyns H.C., Xu W., Storm M.S., Riding J.B., Minisini D., Ullmann C.V., Leng M.J., 2016. Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Pliensbachian Stage and global climatic fluctuations. Earth and Planetary Science Letters, 455: 149–165.
- Ryll A., 1970. O jurze środkowej między Krośniewiczami i Płockiem. Kwartalnik Geologiczny, 14: 107–122.
- Ryll A., 1971. Jura środkowa. W: Ropo- i gazonośność wału kujawskiego i obszarów przyległych na tle budowy geologicznej. Cz. 1. Budowa geologiczna. Prace Geostrukturalne Instytutu Geologicznego: 67–72.
- Ryll A., 1983. Stratygrafia i paleogeografia. Jura środkowa. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 138–148.
- Ryll A., 1985. Wyniki badań lito- i biostratygraficznych. Jura środkowa. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 60: 142–147.
- Rytko W., 2019. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50 000, ark. Miłówka (1029). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.
- Salamon M.A., Feldman-Olszewska A., Jain S., Ferré B.B.M., Paszcza K., Plachno B.J., 2021. Substrate type and palaeodepth do not affect the Middle Jurassic taxonomic diversity of crinoids. PeerJ, 9, e 12017.
- Sandoval J., 2016. Ammonite assemblages and chronostratigraphy of the uppermost Bajocian–Callovian (Middle Jurassic) of the Murcia Region (Betic Cordillera, south-eastern Spain). Proceedings of the Geologists' Association, 127: 230–246.

Literatura

- Schoene B., Guex J., Bartolini A., Schaltegger U., Blackburn T.J., 2010. Correlating the end-Triassic mass extinction and flood basalt volcanism at the 100 ka level. *Geology*, 38: 387–390.
- Segit T., 2010. Stratygrafia, zróżnicowanie fałdalne i środowisko sedimentacji aalenu i niższego bajosu pienińskiego basenu skałkowego w wybranych profilach Polski i Słowacji. Archiwum Wydziału Geologii UW [rozpr. doktor.].
- Segit T., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2015. The Middle Jurassic succession in the central sector of the Pieniny Klippen Belt (Sprzycne Creek): implications for the timing of the Czorsztyn Ridge development. *Geologica Carpathica*, 66: 285–302.
- Sidorczuk M., 2005. Middle Jurassic ammonitico rosso deposits in the northwestern part of the Pieniny Klippen Belt in Poland and their palaeogeographic importance: a case study from Stankowa Skala and "Wapiennik" quarry in Szafary. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 273–285.
- Sidorczuk M., Nejbert K., 2009. Genesis of ferromanganese crusts in Jurassic pelagic limestones at Stankowa Skala, Pieniny Klippen Belt, Poland: sedimentological and petrological approach. *Volumina Jurassica*, 6: 75–85.
- Siemiątkowska-Giżewska M., 1974. Stratigraphy and paleontology of the Callovian in the southern and western margins of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 24: 365–406.
- Siemiradzki J., 1922. Geologia Ziemi Polskich. T. I. Formacje starsze do jurajskiej włącznie. Wyd. 2. Muzeum Imienia Dzieduszyckich, Lwów.
- Siemiradzki J., 1923. Fauna utworów liasowych i jurajskich Tatr i Podhala. Towarzystwo Naukowe, Lwów–Kraków.
- Stomka T., 1986a. Analiza sedimentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56: 277–336.
- Stomka T., 1986b. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Geologia*, 12 (4): 25–35.
- Smoleń J., 2000. Biostratygrafia osadów pogranicza jury środkowej i górnej syneklizy perybałtyckiej na podstawie otwornic. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 393: 53–79.
- Smoleń J., 2002. Radiolarian faunas from the late Callovian and early Oxfordian deposits of the Kraków-Wieluń Upland, South Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 72: 145–161.
- Smoleń J., 2012. Faunal dynamics of foraminiferal assemblages in the Bathonian (Middle Jurassic) ore-bearing clays at Gnaszyn, Kraków-Silesia Homocline, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 403–419.
- Smoleń J., 2019. Wyniki badań mikropaleontologicznych jury górnej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 156: 129–132.
- Smoleń J., 2021. Wyniki badań mikropaleontologicznych utworów jury górnej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 162: 76–77.
- Smoleń J., Iwańczuk J., 2018. Foraminiferal biostratigraphy of the Middle and Upper Jurassic of the Polish Lowlands: the state of the art. *Geological Quarterly*, 62: 257–286.
- Smoleń J., Iwańczuk J., 2021. Wyniki badań mikropaleontologicznych osadów jury środkowej. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 162: 59–61.
- Sokolowski S., 1925. Spostrzeżenia nad wiekiem wykształceniem liasu reglowego w tatrach. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 2: 78–84.
- Sokolowski S., 1948. Tatrzy Bielskie. Geologia zbroczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 4.
- Sokolowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Sokolowski S., 1978. Geologia strefy reglowej Tatr Polskich między Kopami Soltysimi a Białką. Prace Muzeum Ziemi, 28: 35–61.
- Stache G., 1868. Die Sedimentärschichten der Nordseite der Hohen Tatra. *Verhandlungen der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 13: 322–324.
- Staniszewska A., Ciborowski T., 2000. Dolnokredowa brekcja wapienna w autochtonicznej serii wierzchowej w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 48: 97–168.
- Steinhorthdottir M., Jeram A.J., McElwain J.C., 2011. Extremely elevated CO₂ at the Triassic–Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 418–432.
- Storm M.S., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Ruhl M., Ullmann C.V., Xu W., Leng M.J., Riding J.B., Gorbatenko O., 2020. Orbital pacing and secular evolution of the Early Jurassic carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 117: 3974–3982.
- Stur D., 1860. Geologische Übersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 11: 17–151.
- Stur D., 1868. Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 18: 337–426.
- Sujkowski Z., 1932. Radiolaryty Polskich Karpat Wschodnich i ich porównanie z radiolarytami tatrzańskimi. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 7: 97–168.
- Sujkowski Z., 1933. Niektóre spongijolity z Tatr i Karpat. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 7: 712–733.
- Sztejn J., 1991. Ostracods from the Purbeckian of central Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 36: 115–142.
- Szulczewski M., 1963. Stromatolity z batonu wierzchowej Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 13: 125–141.
- Szulczewski M., 1965. Spostrzeżenia nad genezą tatrzańskich wapieni bulastych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 35: 243–261.
- Szulczewski M., 1968. Stromatolity jurajskie w Polsce. *Acta Geologica Polonica*, 18: 1–91.
- Szydio A., 2004. The distribution of agglutinated foraminifers in the Cieszyn Basin, Polish Outer Carpathians. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 8: 451–460.
- Szydio A., 2005a. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 415: 59–95.
- Szydio A., 2005b. Benthic foraminifer morphogroups and taphonomy of the Cieszyn Beds (Tithonian-Neocomian, Polish Outer Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 124: 199–214.
- Szydio A., Jugowiec M., 1999. Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ?Tithonian-Neocomian "Cieszyn Beds" (Silesian Unit), Polish Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50: 203–211.
- Świdrowska J., 1994. Direction of the Aalenian transgression in the area of the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 38: 319–336.
- Świdrowska J., Hakenberg M., 1999. Subsyzdencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Przegląd Geologiczny*, 47: 61–68.
- Teisseyre W., 1888. Studja paleontologiczne. I. *Proplanulites novum* genus. *Pam. Akad. Um.* T. 14, Kraków.
- Thierry J. i in. (41 współautorów), 2000. Middle Callovian. *W: Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical maps* (red. J. Dercourt i in.). CCGM/CGMW, Paris, maps 9.
- Trammer J., 1982. Lower to Middle Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geologica Polonica*, 32: 1–39.
- Trammer J., 1989. Middle to Upper Oxfordian sponges of the Polish Jura. *Acta Geologica Polonica*, 39: 49–91.
- Troedsson G., 1951. On the Hoganas series of Sweden. *Lunds Universitets Arsskrift*, N.F. Adv. 2, 47 (1).
- Turnau-Morawska M., 1953. Kajper tatrzański, jego petrografia i sedimentologia. *Acta Geologica Polonica*, 3: 33–102.
- Turnau-Morawska M., 1955. Uwagi o sedimentacji werfenu tatrzańskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 23: 37–52.
- Tyszka J., 1994. Palaeoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analyses of Bajocian spotty carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Palaios*, 9: 175–187.
- Tyszka J., 1995. Mid-Jurassic palaeoenvironments and benthic communities in the Klippen and Magura basins, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Instytut Nauk Geologicznych PAN [rozpr. doktor.]*.
- Tyszka J., 1999. Foraminiferal biozonation of the Early and Middle Jurassic in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 47: 27–46.
- Tyszka J., 2001. Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the Toarcian/Aalenian "Fleckenmergel" – facies in the Carpathian Pieniny Klippen Belt. *Geologica Carpathica*, 52: 147–158.
- Tyszka J., Kaminski M.A., 1995. Factors controlling the distribution of agglutinated foraminifera in Aalenian-Bajocian dysoxic facies (Pieniny Klippen Belt, Poland). *Grzybowski Foundation Special Publication*, 3: 271–293.
- Tyszka J., Jach R., Bubik M., 2010. A new vent-related foraminifer from the Lower Toarcian Black claystone of the Tatra Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 55: 333–342.
- Uchman A., 1988. Red Limestones – youngest member in the Choć Unit, Tatra Mts., Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 267–276.
- Uchman A., 1991. *Isopodichnus* and other trace fossils from the Kopieniec Formation (Rhaetian-Sinemurian) in the Tatra Mts., Poland. *Geologica Carpathica*, 42: 117–121.
- Uchman A., 1993. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted block in the Choć Unit in the Tatra Mts., Poland. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, T. I: 875–883.
- Uchman A., Tchoumatchenco P., 1994. Remarks on the stratigraphy and brachiopod palaeobiogeography in the Lower Jurassic Hierlatz – type limestone facies: the Choć Unit, Central Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 45: 295–202.
- Uchman A., Jach R., Iwańczuk J., 2014. Skaly węglanowe jury dolnej i środkowej (formacja margli z Soltysiej). *W: Skaly osadowe Tatr* (red. R. Jach i in.): 164–171. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Uhlig V., 1881. Ueber die Fauna des rothen Kellowaykaltes der penninischen Klippe Babierzówka bei Neumarkt in West-Galizien. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 31: 383–422.
- Uhlig V., 1890. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. II Theil. *Der pieninische Klippenzug. Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 40: 559–824.
- Uhlig V., 1897. Die Geologie des Tatragebirges. I: Einleitung und stratigraphischer Teil. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 64: 643–684.
- Uhlig V., 1907. Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 116: 871–911.
- Urbaniec A., Bobrek L., Świętlak B., 2010. Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórz Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 58: 1161–1175.
- Van de Schootbrugge B., Houben A.J.P., Ercan F.E.Z., Verreussel R., Kerstholt S., Janssen N.M.M., Nikitenko B., Suan G., 2019. Enhanced Arctic-Tethys connectivity ended the Toarcian Oceanic Anoxic Event in NW Europe. *Geological Magazine*, 157: 1593–1611.
- Von Humboldt F.W.H.A., 1799. Über die unterirdischen Gasarten und die Mittel ihren Nachtheil zu vermindern. *Wiewag: Ein Beitrag zur Physik der Praktischen Bergbaukunde*. Braunschweig.
- Widz D., 1992. Datation par les radiolaires des radiolarites jurassiques de l'Unité de Grajcarek (Zone des Klippes de Pieniny, Carpathes occidentales, Pologne). *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 40: 115–124.
- Wieczorek J., 1983. Uwagi o facji „Ammonitico rosso”. *Przegląd Geologiczny*, 31: 247–252.
- Wieczorek J., 1988. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 255–276.
- Wieczorek J., 1995. Trace fossils from Fleckenmergel Facies (Jurassic) of the Tatra Mts. *Geobios, Mémoire Spécial*, 18: 425–431.
- Wieczorek J., 2000. Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien*, 44: 241–262.
- Wieczorek J., 2001. Condensed horizons as turning events in passive margin evolution: The Tatra Mts. Examples. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, T. I: 199–209.
- Wierzbowski A., 1966. Górny oksford i dolny kimeryd Wyżyny Wielunskiej. *Acta Geologica Polonica*, 16: 127–280.
- Wierzbowski A., 1990. The taxonomy and phylogenetic significance of Early Tithonian ammonites of the genus *Protancyloceras* Spath from the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *W: Atti del II Convegno Internazionale: Fossili, Evoluzione, Ambiente*: 479–489.
- Wierzbowski A., 1994. Late Middle Jurassic to earliest Cretaceous stratigraphy and microfacies of the Czorsztyn Succession in the Spisz area, Pieniny Klippen Belt, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 44: 223–250.
- Wierzbowski A., 2017. The Lower Kimmeridgian of the Wieluń Upland and adjoining regions in central Poland: lithostratigraphy, ammonite stratigraphy (upper Planula/Platynota to Divisum zones), palaeogeography and climate-controlled cycles. *Volumina Jurassica*, 15: 49–120.
- Wierzbowski A., 2020. The Kimmeridgian of the south-western margin of the Holy Cross Mts., central Poland: stratigraphy and facies development. Part I. From deep-neritic sponge megafacies to shallow water carbonates. *Volumina Jurassica*, 18: 161–234.
- Wierzbowski A., 2022. Phylogeny of the ammonite family Aulacostephanidae Spath, 1924 during the Late Oxfordian and the Early Kimmeridgian in Europe: Main lineages, patterns of evolution and sedimentological to palaeogeographical controls on evolutionary development. *Volumina Jurassica*, 20: 59–128.
- Wierzbowski A., 2023. Development and chronology of the Late Jurassic shallow-water carbonate deposits of the north-eastern margin of the Holy Cross Mountains, central Poland. *W: Jurassica XV, Field Trip Guide and Abstracts*: 11–36.
- Wierzbowski A., Matyja B.A., 2014. Ammonite biostratigraphy in the Polish Jura sections (central Poland) as a clue for recognition of the uniform base of the Kimmeridgian Stage. *Volumina Jurassica*, 12: 45–98.
- Wierzbowski A., Remane J., 1992. The ammonite and calponellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Ecolage Geologicae Helveticae*, 85: 871–891.
- Wierzbowski A., Wierzbowski H., 2019. Ammonite stratigraphy and organic matter of the Paluki Fm. (Upper Kimmeridgian–Lower Tithonian) from the central-eastern part of the Łódź Synclinorium (Central Poland). *Volumina Jurassica*, 17: 49–80.
- Wierzbowski A., Matyja B.A., Ślusarczyk-Radwan D., 1983. Nowe dane o górnej jurze Wyżyny Wielunskiej i okolic Burzenina oraz jej znaczeniu surowcowym. *Kwartalnik Geologiczny*, 27: 517–534.
- Wierzbowski A., Matyja B.A., Sobieraj K., 1992. Stop 1.4. Julianka, coral colonization of the cyanobacteria-sponge bioherms at the turn of the Oxfordian and Kimmeridgian. *W: Guide Book and Abstracts, Oxfordian and Kimmeridgian Joint Working Groups Meeting*: 37–40.
- Wierzbowski A., Jaworska M., Krobicki M., 1999. Jurassic (Upper Bajocian – lowest Oxfordian) ammonitico rosso facies in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians: its fauna, age, microfacies and sedimentary environment. *Studia Geologica Polonica*, 115: 7–74.
- Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Schlögl J., 2004. Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 237–256.
- Wierzbowski A., Schlögl J., Aubrecht R., Krobicki M., 2005. Rediscovery of the classic locality of Callovian in Babarzowa Klippe (Pieniny Klippen Belt, Poland). *Tomy Jurajskie*, 3: 11–14.
- Wierzbowski A., Krobicki M., Muszyński M., 2009a. Jurajskie utwory sukcesji czertezickiej profilu Góry Zamkowej masywu Trzech Koron w Pieninach. *Geologia*, 35 (3/1): 107–113.
- Wierzbowski A., Glowiniak E., Pietras K., 2010. Ammonites and ammonite stratigraphy of the Bimammatum Zone and lowermost Planula Zone (Submediterranean Upper Oxfordian) at Bobrowniki and Raciszyn in the Wieluń Upland, central Poland. *Volumina Jurassica*, 8: 49–102.
- Wierzbowski A., Krobicki M., Matyja B.A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic successions of the Priborzhavsk-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt in the Transcarpathian Ukraine. *Volumina Jurassica*, 10: 25–60.
- Wierzbowski A., Smoleń J., Iwańczuk J., 2015. The Oxfordian and Lower Kimmeridgian of the Peri-Baltic Syncline (north-eastern Poland): Stratigraphy, ammonites, microfossils (foraminifers, radiolarians), facies, and palaeogeographical implications. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 277: 63–104.
- Wierzbowski A., Atrops F., Grabowski J., Hounslow M., Matyja B.A., Olóriz F., Page K., Parent H., Rogov M.A., Schweigert G., Villaseñor A.B., Wierzbowski H., Wright J.K., 2016a. Towards a consistent Oxfordian/Kimmeridgian global boundary: current state of knowledge. *Volumina Jurassica*, 14: 15–50.
- Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2021. Jurassic evolution and the structure of the central part of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland – new insight from the Czertezik Succession type area. *Volumina Jurassica*, 19: 21–60.
- Wierzbowski A., Barski M., Coe A.L., Hounslow M.W., Matyja B.A., Price G.D., Wierzbowski H., Wright J.K., Atrops F., Grabowski J., Mattioli E., Morton N., Ogg J.G., Olóriz F., Page K., Parent H., Przybylski P., Schweigert G., Villaseñor A.B., 2023. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Kimmeridgian Stage (Jurassic System), at Flodigarry, Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland, UK. *Episodes*, 46: 281–307.
- Wierzbowski H., 2002. Detailed oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Oxfordian in Central Poland. *International Journal of Earth Sciences*, 91: 304–314.
- Wierzbowski H., 2013. Strontium isotope composition of sedimentary rocks and its application to chemostratigraphy and palaeoenvironmental reconstructions. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Section AAA – Physica*, 68: 23–37.
- Wierzbowski H., 2015. Seawater temperatures and carbon isotope variations in central European basins at the Middle–Late Jurassic transition (Late Callovian–Early Kimmeridgian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 440: 506–523.
- Wierzbowski H., 2019. Palaeoenvironmental changes recorded in the oxygen and carbon isotope composition of Kimmeridgian (Upper Jurassic) carbonates from central Poland. *Geological Quarterly*, 63: 359–374.
- Wierzbowski H., 2021. Advances and challenges in palaeoenvironmental studies based on oxygen isotope composition of skeletal carbonates and phosphates. *Geosciences*, 11, 419.
- Wierzbowski H., Joachimski M., 2007. Reconstruction of late Bajocian–Bathonian marine palaeoenvironments using carbon and oxygen isotope ratios of calcareous fossils from the Polish Jura Chain (central Poland). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254: 523–540.
- Wierzbowski H., Dembicz K., Praszkiar T., 2009b. Oxygen and carbon isotope composition of Callovian–Lower Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) belemnite rostra from central Poland: A record of a Late Callovian global sea-level rise? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 283: 182–194.
- Wierzbowski H., Rogov M.A., Matyja B.A., Kiselev D., Ippolitov A., 2013. Middle–Upper Jurassic (Upper Callovian–Lower Kimmeridgian) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: Indices of oceanographic and climatic changes. *Global and Planetary Change*, 107: 196–212.
- Wierzbowski H., Dubicka Z., Rychliński T., Durska E., Olempska E., Błażejowski B., 2016b. Depositional environment of the Owadów-Brzezinki conservation Lagerstätte (uppermost Jurassic, central Poland): evidence from microfacies analysis, microfossils and geochemical proxies. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 282: 81–108.
- Wierzbowski H., Anczkiewicz R., Pawlak J., Rogov M.A., Kuznetsov A.B., 2017. Revised Middle–Upper Jurassic strontium isotope stratigraphy. *Chemical Geology*, 466: 239–255.
- Wignall P.B., Atkinson J.W., 2020. A two-phase end-Triassic mass extinction. *Earth-Science Reviews*, 208, 103282.
- Wilczyński A., 1962. Stratygrafia górnej jury w Czarnogłowach i Świętoszewie. *Acta Geologica Polonica*, 12: 3–112.
- Wójcik A., Kopciowski R., Malata T., Marciniak P., Nescieruk P., 1996. Propozycja podziału jednostek litostratigraficznych polskich Karpat zewnętrznych. *W: Przewodnik 67 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 209–215.
- Wójcik A., Szydio A., Marciniak P., Nescieruk P., 1999. Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego – nowa jednostka tektoniczna. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 231–248.
- Wójcik K., 1981. Wykształcenie fałdalne liasu wierzchowego w otoczeniu Doliny Chochołowskiej w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 29: 405–410.
- Wójcik K., 1985. Dudzieniec Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 10–21.
- Wyrwicki R., 1966. Osady żelaziste liasu świętokrzyskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 195: 71–158.
- Xu W., Ruhl M., Jenkyns H.C., Leng M.L., Huggett J.M., Minisini D., Ullmann C.V., Riding J.B., Weijers J.W.H., Storm M.S., Percival L.M.E., Tosca N.J., Idiz E.F.I., Tegelaar E.W., Hesselbo S.P., 2018. Evolution of the Toarcian (Early Jurassic) carbon cycle and global climatic controls on local sedimentary processes (Cardigan Bay Basin, UK). *Earth and Planetary Science Letters*, 484: 396–411.
- Zatoń M., 2007. *Tulites cadus* Buckman, 1921 (Ammonoidea) from the Middle Bathonian of the Polish Jura and its biostratigraphic significance. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 243: 191–199.
- Zatoń M., 2008. Taxonomy and palaeobiology of the Bathonian (Middle Jurassic) tulitid ammonite *Morrisiceras*. *Geobios*, 41: 699–717.
- Zatoń M., 2010a. Bajocian-Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Polish Jura. Part 1: Families Phylloceratidae, Nannolytoceratidae, Sonniniidae, Strigoceratidae, Oppediidae and Lissoceratidae. *Palaeontographica*, Abt. A, 292: 65–113.
- Zatoń M., 2010b. Bajocian-Bathonian (Middle Jurassic) ammonites from the Polish Jura. Part 2: Families Stephanoceratidae, Perisphinctidae, Parkinsoniidae, Morphoceratidae and Tulitidae. *Palaeontographica*, Abt. A, 292: 115–213.

Literatura

- Zatoń M., 2011. Diversity dynamics of ammonoids during the latest Bajocian and Bathonian (Middle Jurassic) in the epicratonic Polish Basin. *Palaeobiodiversity & Palaeoenvironments*, 91: 89–99.
- Zejszner L., 1842. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień od nich równoodległych. Oddruk z Biblioteki Warszawskiej, 1: 581–618.
- Zejszner L., 1846. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień od nich równoodległych, tudzież porównanie ich skał warstwowych z Alpejskimi. Przedruk z Dzwonu Literackiego, 27–82.
- Zejszner L., 1852. Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach i w przyległych pasmach karpackich. *Roczniki Towarzystwa Nauk, Oddział Nauk Przyrodniczych i Lekarskich*, 6: 157–343.
- Zejszner [Zeuschner] L., 1856. Geognostische Beschreibung des Liaskalkes in der Tatra und den angrenzenden Gebirgen. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 19: 135–182.
- Zejszner [Zeuschner] L., 1869. Die Gruppen und Abteilungen des polnischen Juras nach neueren Beobachtungen zusammengestellt. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 21: 777–794.
- Ziaja J., Fijałkowska-Mader A., 2022. Polish Palaeobotany: 750 Million Years of Plant History as Revealed in a Century of Studies. *Mesozoic Terrestrial Palynology and Flora Reconstruction. Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 91, 9124.
- Ziegler P.A., 1990. *Geological atlas of Western and central Europe* (2nd edition), Shell Internationale Petroleum Geological Society Publication House, Bath.
- Ziółkowski P., 2007. Stratygrafia i zróżnicowanie facjalne górnej jury wschodniej części Wyżyny Krakowskiej. *Volumina Jurassica*, 4: 9–22.
- Zittel K.A., 1870. Die Fauna der älteren Cephalopoden fuhrenden Tithonbildungen. *Palaeontographica, Suppl.*, 2: 1–192.
- Złonkiewicz Z., 2004. Rozwój paleotektoniczny niecki miechowskiej na tle basenu jurajskiego bruzdy śródpolskiej. *Tomy Jurajskie*, 2: 162–163.
- Złonkiewicz Z., 2006a. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. *Przegląd Geologiczny*, 54: 534–540.
- Złonkiewicz Z., 2006b. Rozwój sedimentacji jurajskiej w niecce Nidy. CAG, Warszawa [nr inw. 865/2007; rozpr. doktor.].
- Złonkiewicz Z., 2009. Profil keloweju i górnej jury w niecce Nidy. *Przegląd Geologiczny*, 57: 521–530.
- Złonkiewicz Z., 2011. Co z tą bruzdą? – czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. W: *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii*: 93–107.
- Znosko J., 1954. Uwagi o wieku brekcji lisowskiej. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 22: 451–471.
- Znosko J., 1957. Zarys stratygrafii łączycyckiego doggeru. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 125: 5–144.
- Znosko J., 1959. Wstępny zarys stratygrafii utworów jurajskich w południowo-zachodniej części Niżu polskiego. *Kwartalnik Geologiczny*, 3: 501–528.
- Zydorowicz T., Wierzbowski A., 1986. Jurajskie kongrecje żelazisto-manganowe w sukcesji czorsztyńskiej (pieniński pas skałkowy). *Przegląd Geologiczny*, 34: 324–327.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślącza A., Żaba J., Żyto K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław*.
- Żelichowski A.M., 1961. Facja lagunowo-kontynentalna malmu nad górnym Bugiem. *Kwartalnik Geologiczny*, 5: 899–914.