

KREDA

**KRZYSZTOF LESZCZYŃSKI, JACEK GRABOWSKI,
ALEKSANDER KOWALSKI, TOMASZ MALATA, IZABELA PLOCH,
ANDRZEJ WIERZBOWSKI**

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
KREDA	górna	mastrycht	66,0
		kampan	72,2 ±0,2
		santon	83,6 ±0,2
		koniak	85,7 ±0,2
		turon	89,8 ±0,3
		cenoman	93,9 ±0,2
	dolna	alb	100,5 ±0,1
		apt	113,2 ±0,3
		barrem	121,4 ±0,6
		hoteryw	125,77
		walanżyn	132,6 ±0,6
		berias	137,05 ±0,2
			143,1 ±0,6

Wstęp

Krzysztof Leszczyński, Tomasz Malata, Andrzej Wierzbowski, Jacek Grabowski

System kredowy dzieli się na dwa oddziały – dolny i górny – i obejmuje przedział wiekowy 66–143,1 ±0,6 mln lat. Wiek granicy kreda dolna/kreda górna określa się na 100,5 ±0,1 mln lat. W kredzie panował bardzo ciepły i wilgotny klimat (np. Huber i in., 2018), a poziom wód oceanicznych był, szczególnie w późnej kredzie, bardzo wysoki (np. Sames i in., 2016).

W Polsce, we wczesnej kredzie na obszarze subsydującej synsedymencie bruzdy śródpolskiej rozwinął się epikontynentalny basen morski. Aktualnie największa miąższość kredy dolnej występuje w depocentracjach w segmencie kujawskim bruzdy, przekraczając 700 m. W albie rozpoczęła się wielka transgresja morska, skutkująca podniesieniem się poziomu mórz w późnej kredzie, prawdopodobnie o ponad 200 m w stosunku do poziomu współczesnego. Łądy uległy zalaniu i powstały liczne płytkie morza epikontynentalne. W cenomanie transgresja rozwijała się stopniowo, obejmując niemal cały obszar obecnej Polski, i doprowadziła do sedimentacji miąższej serii skał, głównie węglanowych (wapienie, kreda pisaćca), marglistych i węglanowo-krzemionkowych (głównie opoki). W segmencie kujawskim miąższość osadów kredy górnej przekracza dzisiaj 2500 m. W obszarze sudeckim i wokółsudeckim rozwinęły się lokalne subbaseny oddzielone od siebie strefami splotów lub wysp. Uwory kredy występują obecnie na powierzchni w Sudetach, na Opolszczyźnie, Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, w niecce miechowskiej, mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, na Lubelszczyźnie, w Karpatach fliszowych, Pieninach i Tatrach. Na większości obszaru przykryte są utworami kenozoiku.

Pierwsze badania nad kredą (górną) na terenach Polski były prowadzone w latach dwudziestych XIX w. Ich dalszy wyraźny rozwój nastąpił w drugiej połowie XIX w., kiedy pojawiły się pierwsze znaczące prace o charakterze regionalnym oraz biostratygraficznym dotyczące obszaru sudeckiego. Na początku XX w. na Kujawach w otworach wiertniczych stwierdzono występowanie skał kredy dolnej; pojawiło się także więcej prac uszczegółwiających litologię i stratyografię kredy oraz opracowań syntetycznych (np. Siemiradzki, 1909). Historia badań nad stratyografią kredy do początku lat siedemdziesiątych XX w. oraz obszerna literatura tematu zostały przedstawione we wcześniejszej edycji Budowy geologicznej Polski (patrz Sokołowski, 1973 i literatura tamże).

W wyniku badań regionalnych kontynuowanych w latach późniejszych powstały syntetyczne opracowania, ustalające i systematyzujące stratyografię kredy dolnej Niżu Polski (Marek, 1977, 1983, 1988, 1997a, c; Raczyńska, 1979a, b, 1987; Marek, Raczyńska, 1979) oraz podgórze Karpat (Heller, Moryc, 1984; Moryc, 1997), a także kredę górną Niżu Polski (Jaskowiak-Schoeneichowa, 1972, 1976, 1977a, 1979, 1981, 1987; Krassowska, 1976, 1977, 1981a, b, 1982, 1986, 1990, 1997; Jaskowiak-Schoeneichowa, Pożaryski, 1979; Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1983, 1988). Prace Hakenberga (1978, 1986) koncentrowały się na albie i cenomanie obszaru niecki miechowskiej. Kompleksowe ujęcie rozwoju trans-

gresji w albie i cenomanie na obszarze wyżyn środkowopolskich zaprezentowali Marcinowski (1974) oraz Marcinowski i Radwański (1983, 1989).

Po 1989 r., kiedy znacznie spadła liczba wykonywanych otworów wiertniczych, szczególnie na obszarze pozakarpaccim, prace skupiły się w większej mierze na analizie i reinterpretacji dotychczasowych informacji geologicznych z wykorzystaniem nowoczesnych metod, coraz częściej z zastosowaniem technologii cyfrowych. W ostatnich trzech dekadach ukazało się także wiele prac, w których scharakteryzowano warunki i środowiska sedimentacji utworów górnokredowych (m.in. Kudrewicz, Olszewska-Nejbert, 1997; Olszewska-Nejbert, 2004, 2005; Remin i in., 2016; Bojanowski i in., 2017; Machalski, Malchuk, 2019; Jurkowska, Świerczewska-Gładysz, 2020, 2022). Oprócz licznych prac szczegółowych, w tym wspomnianych powyżej, powstało również wiele opracowań syntetycznych dotyczących stratygrafii, paleogeografii i sedimentacji Niżu Polski (Krassowska, 1997; Marek, 1997a, c; Grigelis, Leszczyński, 1998; Hakenberg, Świdrowska, 1998; Świdrowska, 2007; Świdrowska i in., 2008; Leszczyński, 2010, 2012; zob. też Voigt i in., 2008; Vejrbæk i in., 2010).

W południowej Polsce natomiast – po 1989 r. – kontynuowano wiertnicze rozpoznanie geologiczne, dzięki czemu lepiej została zbadana kreda dolna strefy przedpola Karpat; poskutkowało to zaproponowaniem nowych formacji na tym obszarze (Olszewska i in., 2012).

W Karpatach zewnętrznych początki badań utworów kredowych sięgają pierwszej połowy XIX w., kiedy to ustalono litostratyografię jednostki śląskiej oraz wiek niektórych wydzieleni, a znaczny rozwój prac badawczych nastąpił w latach międzywojennych (Kozarski, Ślęczka, 1973). Po II wojnie światowej podsumowanie stanu badań nad stratyografią Karpat w formie słownika stratygraficznego przedstawił Świdziński (1947). Wtedy też rozpoczął się najintensywniejszy etap rozpoznania utworów kredowych tego obszaru (Książkiewicz, 1962). Ukazało się wiele publikacji dotyczących stratygrafii, w znacznej mierze bazujących na badaniach mikrofauny otwornicowej (zob. Malinowska, 1984). W kolejnych latach opracowano szczegółowe rozpozniowanie biostratygraficzne dla wielu wydzieleni litostratygraficznych, głównie na podstawie otwornic (np. Olszewska, 1984, 1997; Nowak, 1980; Geroch, Nowak, 1984; Malata, Oszczytko, 1990; Szydło, 1997; Malata, 2002; Waškowska i in., 2019), a także nanoplanktonu wapiennego (Leszczyński i in., 1995; Szydło, Jugowiec, 1999; Kędziński, Ochabska, 2012; Wierzbicki, Kędziński, 2020), zespołów amonitów (Szymakowska, 1981), kalpionelli (Nowak, 1980), radiolari (Bąk M., 2000, 2004) oraz skamieniałości śladowych (Uchman, 1991; Uchman i in., 2013). W wielu strefach zaproponowano formalizację wydzieleni litostratygraficznych (Kotlarczyk, 1978, 1988; Birkenmajer, Oszczytko, 1989; Bąk i in., 2001; Oszczytko i in., 2005). Zaproponowano również schematy podziału litostratygraficznego dla całych Karpat zewnętrznych lub

ich znacznych części (Wójcik i in., 1996; Golonka, Waśkowska-Oliwa, 2007; Golonka i in., 2008, 2013).

Choć zagadnienia stratygrafii kredy pienińskiego pasa skałkowego – podobnie jak w przypadku Karpat zewnętrznych – były przedmiotem intensywnych badań i dyskusji do II wojny światowej, to duże znaczenie miały późniejsze badania Birkenmajera (1963, 1973 i literatura tam cytowana), który schemat stratygraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego opracował głównie na podstawie poziomów amonitowych uzupełnionych za pomocą zespołów aptychów według korelacji Gąsiorowskiego (1962). Schemat litostratygiczny kredy pienińskiego pasa skałkowego został przedstawiony przez Birkenmajera (1977, 1986, 2017).

Stosunkowo mniejszym zainteresowaniem badaczy do II wojny światowej cieszyła się stratygrafia kredy Tatr (Lefeld, 1973). Późniejsze badania szczegółowe objęły zarówno sukcesję wierzchową (np. Sokołowski, 1973; Lefeld, 1968; Pszczółkowski 1996, 2003a; Krajewski, 2003; Jach, Rehakova, 2019; Vašiček i in., 2020; Lodoski i in., 2022), jak i reglową (np. Lefeld, 1974; Sokołowski, 1978; Wieczorek, 1988) Tatr. Ważnym wydarzeniem w historii badań kredy tatrzańskiej było syntetyczne podsumowanie litostratygiczne (Lefeld i in., 1985).

rybałtyckiej (szczególnie w jej zachodniej części) – silikoklastyczna i silikoklastyczno-węglanowa. Wypełnienie basenu było determinowane przez eustatyczne zmiany poziomu morza, tempo subsydencji tektonicznej, warunki klimatyczne oraz ilość i rodzaj materiału dostarczanego z otaczających lądów. Wyróżnia się etap nasilonej akumulacji osadów w starszej późnej kredzie (Dadlez i in., 1995). Okres największej ekspansji basenu przypadł na turon-kampan. Główne depocentrum znajdowało się w bruzdzie śródpolskiej, położonej wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista i ogólnie na SW od niej, gdzie miąższość kredy górnej lokalnie – w strefach synklinalnych nieek mogileńskiej i uniejowskiej – przekraczała 2500 m (Leszczyński, 2012). Poza strefą bruzdy miąższość sukcesji uległa redukcji, w kredzie dolnej pojawiły się liczne powierzchnie nieciągłości i luki stratygraficzne, a także powierzchnie niezgodności związane z fazą tzw. tektoniki kimeryjskiej w beriasie.

Sedymentacja była okresowo zaburzana przez lokalny wzrost antyklin solnych i tworzenie się synsedymentalnych rowów tektonicznych. Etap rozwoju basenu ostatecznie zakończył się sedymentacją w szczątkowym zbiorniku danu (wczesny paleocen), który przetrwał jako poinwersyjny, reliktowy basen rozciągający się na NE od wału śródpolskiego wypiętrzonego w osi dawnej bruzdy śródpolskiej (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988).

1.1.2. Litostratygrafia

Krzysztof Leszczyński

1.1.2.1. Kreda dolna

Sukcesja epikontynentalnej kredy dolnej basenu polskiego obejmuje utwory silikoklastyczne – piaskowce, mułowce, iłowce i heterolity. W południowej części niecki płockiej (warszawskiej) i dalej ku południowi coraz większe znaczenie mają utwory silikoklastyczno-węglanowe i węglanowe. Schemat litostratygiczny kredy dolnej opracowany w otworach wiertniczych Niżu Polskiego (Raczyńska, 1979b; Marek, Raczyńska, 1979) został w późniejszych pracach nieznacznie zmodyfikowany i uaktualniony (Marek, 1997a; Dadlez i in., 1998a; Leszczyński, 2002a) (fig. 5). Schemat ten został skorelowany z sąsiednimi basenami (Raczyńska, 1979b; Marek, Raczyńska, 1979; Marek, Shulgina, 1996; Marek, 1997a). W celu korelacji osadów na obszarze Niżu Polskiego wydzielono formacje (od najstarszej: kcyńska, rogoźniańska, bodzanowska, wrocławska i mogileńska) i ognia litostratygiczne w obrębie większości z nich (fig. 5; tab. 1). Jednostki te, w centralnej części basenu, są z łatwością wyodrębniane na podstawie analizy pomiarów geofizyki wiertniczej i stanowią podstawę dla litostratygii kredy dolnej w otworach słabo rdzeniowanych lub nierdzeniowanych. Niejasna wiekowo jest nadal pozycja piaszczystych utworów formacji mogileńskiej. Są one w swej większej części pozbawione jakiegokolwiek dokumentacji biostratygicznej. Występujące tu skamieniałości nie dają jednoznacznych rozstrzygnięć co do ich przynależności chronostratygicznej. W obrębie formacji mogileńskiej Raczyńska (1979b) wyróżniła 3 ognia: pagórczańskie (piaszczyste), goplańskie (iłowcowo-mułowcowe) i kruszwickie (piaszczyste, lokalnie częściowo z mułowcami i iłowcami). Ogniom tym – na podstawie badań faunistycznych, sporowych oraz korelacji regionalnych zjawisk sedymentacyjnych w całym basenie polskim i w epikontynentalnych basenach Europy – przypisano odpowiednio wiek barremski, apcki oraz wczesno- i środkowoolbski, chociaż ani barrem ani apt nie mają w Polsce odpowiedniej dokumentacji paleontologicznej. W walożeniu górnym i hoterywie, silikoklastycznej formacji wrocławskiej z Polski centralnej i północno-zachodniej odpowiada silikoklastyczno-węglanowa formacja białobrzezka wyróżniona w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, natomiast na bloku Radomia i w rejonie Lubaczowa – bardziej węglanowa formacja cieszanowska.

Stosując metodę stratygrafii sekwencji dla wybranych otworów SE, centralnej i NW Polski, Dziadzio i in. (2004, 2021) przedstawili

Polska pozakarpaska

1.1. BASEN NIŻU POLSKIEGO

1.1.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedymentacyjna

Krzysztof Leszczyński

Kredowy basen sedymentacyjny Niżu Polskiego miał charakter epikontynentalny i w podkenozoicznym planie strukturalnym stanowi wschodnią część epikontynentalnego systemu basenów środkowoeuropejskich. Rozwijał się on w wyniku procesów termalnej subsydencji, a jego założenie miało miejsce w późnym permie (Dadlez i in., 1994, 1995, 1998b; Stephenson i in., 2003). W Karpatach nastąpiły zjawiska kolizji kontynentalnych (Scheck-Wenderoth i in., 2008), a powstałe naprężenia kompresyjne były przenoszone na przedpole Karpat. Wskutek tego doszło do reaktywacji istniejących nieciągłości skorupowych oraz dawnych uskokiów normalnych i inwersji wielu basenów i subbasenów mezozoicznych, w tym również bruzdy śródpolskiej. Osiowa strefa bruzdy uległa regionalnemu wypiętrzeniu, a starsze osady zostały usunięte wskutek erozji (Dadlez i in., 1997; Dadlez, 2001, 2003). Inwersja tektoniczna miała charakter pulsacyjny i w znacznej mierze była odpowiedzialna za wzmoczoną aktywność soli cechsztyńskich. W koniakum–mastrychcie doszło do diapiryzacji wielu poduszek, słupów i wałów solnych (Marek, 1997b).

Istnieją również inne poglądy na ewolucję tektoniczną w kredzie. Kutek (1996, 2001) zaproponował przyjęcie ryftowej koncepcji rozwoju basenu zgodnie z modelem ścinania prostego. Należy w tym miejscu wspomnieć również o pracy Koziaara (2007), który wyjaśnia inwersję bruzdy śródpolskiej w późnej kredzie mechanizmem tensyjnym.

Kredowy basen sedymentacyjny Niżu Polskiego od północy ograniczała tarcza skandynawska, od wschodu antekliza białoruska i tarcza ukraińska, a od SW wyniesiony Masyw Czeski. W cenomanie–turonie interpretuje się istnienie lądów południowych: łuzyckiego, wschodniosudeckiego, górnośląskiego i małopolskiego. Od SE istniało okresowe połączenie z obszarem Tetydy, obecnie ukryte pod nasunięciem karpackim. Basen Niżu Polskiego miał charakter poligenetyczny, a usytuowanie jego depocentrum, bruzdy śródpolskiej, związane było z głębokimi założeniami skorupowymi – granicą platformy wschodnioeuropejskiej wzdłuż strefy Teisseyre'a-Tornquista (Dadlez i in., 1995; Dadlez, 1998, 2006; Stephenson i in., 2003). W części SE osady tego basenu przedłużają się pod osadami neogennymi basenu przedkarpackiego.

Powszechny rozwój sedymentacji węglanowej w basenach epikontynentalnych późnej kredy był związany z globalnym ociepleniem klimatu. Pod koniec kredy klimat ulegał ochłodzeniu. Epizod chłodny, korelowany z eustatycznym wysokim poziomem morza, stwierdzono w najwcześniejszym mastrychcie na podstawie badań otwornic (Dubicka, Peryt, 2012a).

We wczesnej kredzie sedymentacja morska była ograniczona w zasadzie do obszaru bruzdy śródpolskiej. W basenie rozwijały się także wąskie synsedymentalne rowy tektoniczne ograniczone strefami uskokowymi. Strefy tych rowów uległy następnie, w późnej kredzie, inwersji razem z osiową strefą bruzdy śródpolskiej. We wczesnej kredzie dominowała terygeniczna sedymentacja silikoklastyczna (Marek, 1988), a w części SE częściowo także węglanowa i marglista (np. w hoterywie – fig. 1). Sumaryczna miąższość całej kredy dolnej w depocentrum basenu (strefa Kujaw) przekracza 600 m.

W późnej kredzie, od cenomanu (fig. 2–4), przeważała sedymentacja węglanowa (związana ze swobodną komunikacją z basenami Tetydy na południu – Jaskowiak-Schoeneichowa, Krassowska, 1988) i węglanowo-krzemionkowa, a w niecce pomorskiej i syneklizie pe-

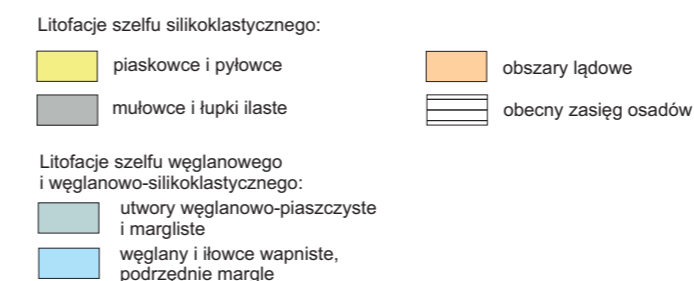
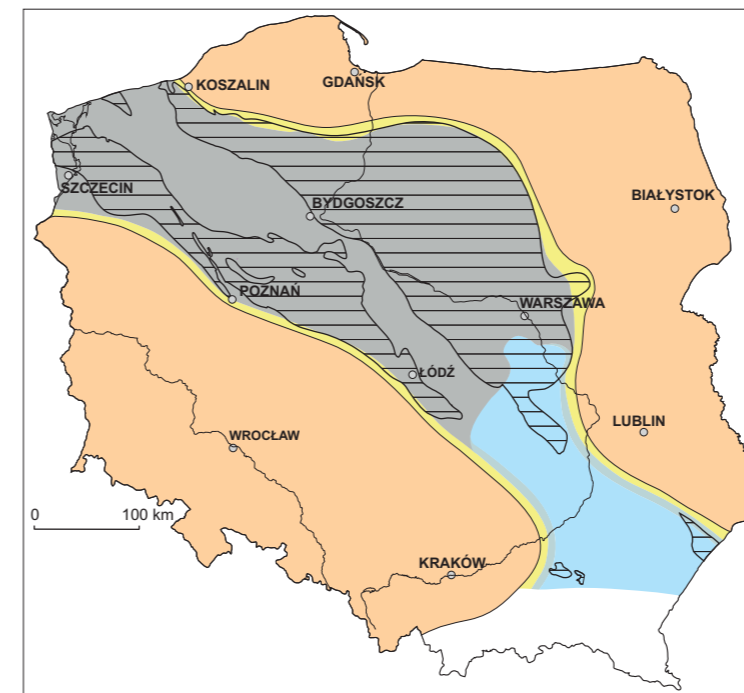


FIG. 1. Paleogeografia i główne litofacje hoterywu

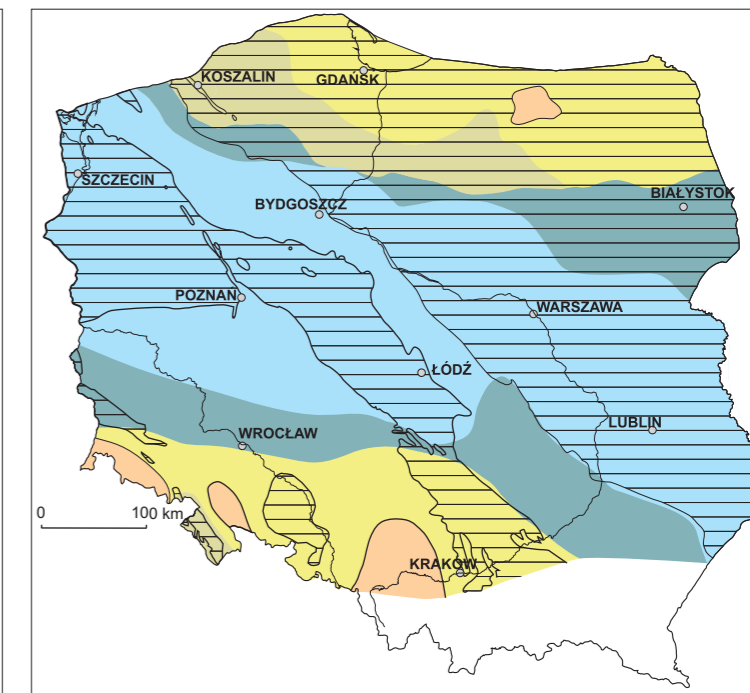


FIG. 2. Paleogeografia i główne litofacje cenomanu

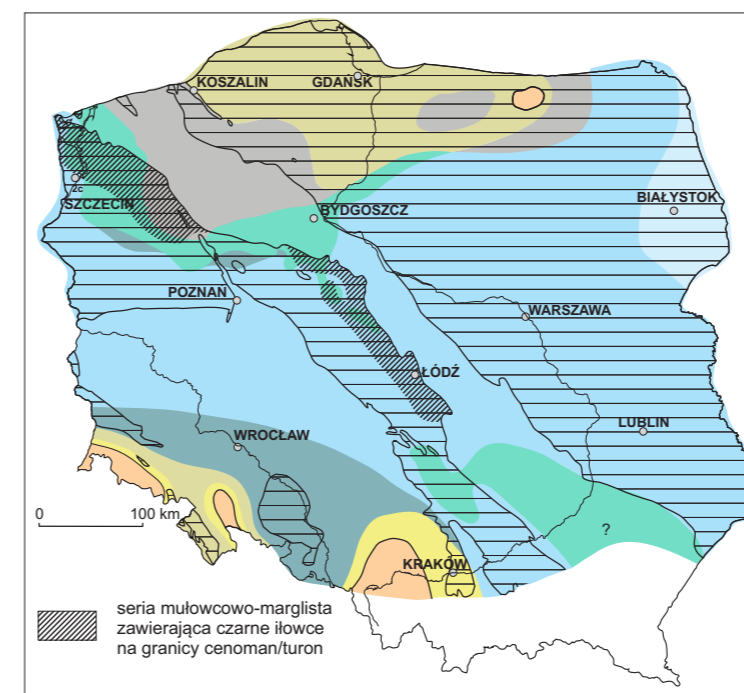


FIG. 3. Paleogeografia i główne litofacje turonu; pozostałe objaśnienia na figurze 2

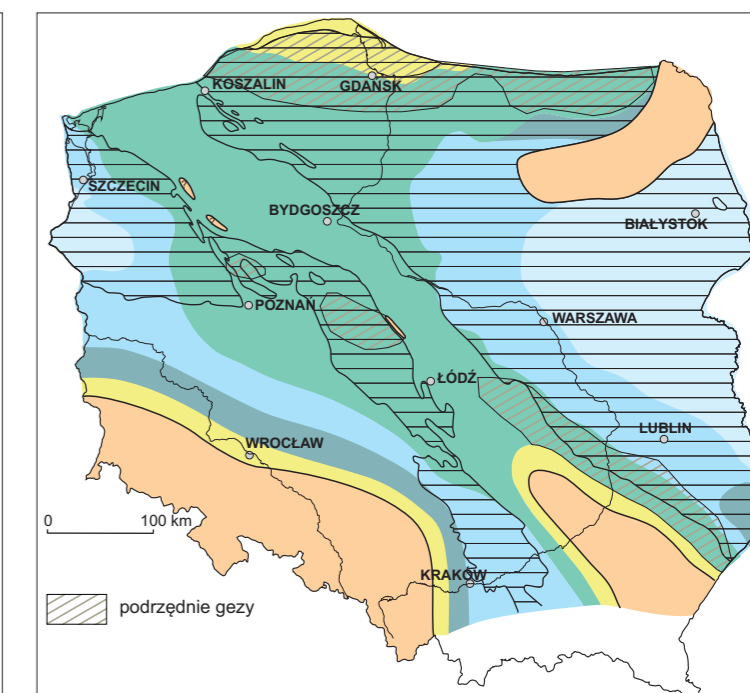


FIG. 4. Paleogeografia i główne litofacje kampanu; pozostałe objaśnienia na figurze 2

NIŻ POLSKI			
CHRONO-STRATYGRAFIA	LITOSTRATYGRAFIA		
	poziomy amonitowe i warstwy z amonitami	formacje	ogniwa
Marek, Raczyńska (1979); Marek, Shulgina (1996); Marek (1997c)		Marek, Raczyńska (1979); Marek (1997c); Wagner (2008)	
ALB	górnym	<i>Stoliczkaia dispar</i> <i>Mortoniceras inflatum</i>	kruszwickie
	środkowym	<i>Hoploscaphites dentatus</i>	
	dolnym		
APT		mogileńska	goplańskie
BARREM	górnym		pagórczańskie
	dolnym		
HOTERYW	górnym	warstwy z <i>Simbirskites</i>	żychnińskie
	dolnym	warstwy z <i>Endemoceras</i>	gniewkowskie
WALANŻYN	górnym	warstwy z <i>Dichotomites</i> i <i>Saynoceras</i>	wierchosławickie
	dolnym	warstwy z <i>Polyptychites</i> warstwy z <i>Platylenticeras</i> , <i>Neocomites</i> i <i>Karakaschiceras</i>	bodzanowska
BERIAS	górnym	warstwy z <i>Surites</i> , <i>Euthymiceras</i> i <i>Necocosmoceras</i> warstwy z <i>Ryasanites</i> , <i>Himalayites</i> i <i>Picticeras</i>	rogóźniańska
	środkowym		z Opoczek
	dolnym		zakrzewskie kajetanowskie skotnickie z Wieńca

CHRONOSTRATYGRAFIA		LITOSTRATYGRAFIA	
ALB-APT		formacja mogileńska	
BARREM		formacja wrocławska/białobrzaska	
HOTERYW	górnym	formacja bodzanowska	
	dolnym		
WALANŻYN	górnym	formacja rogoźniańska	
	dolnym		
BERIAS	górnym	formacja kcyńska	ogniwo skotnickie
	dolnym		

PRZEDGÓRZE KARPAT			
LITOSTRATYGRAFIA	CHRONO-STRATYGRAFIA	LITOSTRATYGRAFIA	
		Gutowski i in. (2007)	Urbaniec i in. (2010)
seria muszlowcowo-oolitowa górna	HOTERYW		
seria mulowcowo-wapienna	WALANŻYN		
seria marglisto-muszlowcowa	BERIAS		

FIG. 6. Interpretacja chronostratygraficzna litostratygrafii kredy dolnej wg Dziadzio i in. (2004)

FIG. 5. Schematy litostratygraficzne i interpretacja chronostratygraficzna kredy dolnej Niżu Polskiego i przedgórz Karpát, na podstawie Marka, Raczyńskiej (1979); Marka, Shulginy (1996); Marka (1997c); Gutowskiego i in. (2007); Wagnera (2008); Urbanca i in. (2010)

nieco odmienną interpretację chronostratygraficzną jednostek litostratygraficznych, w której formacja mogileńska odpowiada wiekowi aptowi i albowi, natomiast górna część formacji wrocławskiej jest wieku barremskiego (fig. 6).

Występowanie epikontynentalnej kredy dolnej stwierdzono wierceniami również w rejonie przedgórz Karpát, w okolicach Dębicy. Schematy litostratygraficzne dla tego rejonu zaproponowali Gutowski i in. (2007) oraz Urbaniec i in. (2010). Ponad formacją z Ropczyc, obejmującą najwyższą jurę i najniższy berias, występuje tu formacja z Zagórzyc (berias, utwory wapienno-margliste), wyżej formacja z Dębicy (walanżyn dolny, margle i wapienie organodetrytyczne, muszłowce), a profil kończy formacja z Wiewiórki (walanżyn górny-hoteryw, wapienie). Schematy te, wraz z interpretacją chronostratygraficzną, przedstawia figura 7, a charakterystykę wyróżnionych jednostek litostratygraficznych – tabela 1.

1.1.2.2. Kreda górna

W ujęciu historycznym, w Polsce pozakarpacckiej wyróżniano liczne nieformalne jednostki litostratygraficzne w odniesieniu do wielu lokalnych odmian litofacyjnych (np. opoka kazimierska, ility idzikowskie, opoki urzędowskie, piaskowce janikowskie i wiele innych). Większość jednak z nazw tych jednostek było stosowanych lokalnie i obecnie nie mają one zasadniczego znaczenia dla rozpoznania

regionalnego. Wyrwicka (1984) zaproponowała także jednostki litostratygraficzne (serie, kompleksy, subkompleksy) w kredzie górnej Lubelszczyzny z punktu widzenia badań surowców skalnych. Podejmowano też próby ustanowienia jednostek litostratygraficznych o znaczeniu regionalnym.

Na obszarze Niżu Polskiego trudno było ustalenie, a także wyznaczenie granic i zasięgów jednostek korelowalnych na większych obszarach. Wynika to w dużej mierze z monotonii litologicznej w profilu pionowym i stopniowych przejść między poszczególnymi typami litologicznymi. W wyniku wieloletnich dyskusji Blaszkiewicz i Cieśliński (1979) zaproponowali wyróżnienie w kredzie górnej (poza Karpatai i Sudetami) czterech kompleksów litologicznych, zdefiniowanych przez dominującą litologię:

- I – typ formacji piaszczystej z podrzędnymi węglanami, mulowcami i ilowcami;
- II – typ formacji mulowcowo-ilastej;
- III – typ formacji wapieni, margli, opok i gez;
- IV – typ formacji kredy piaszczącej z podrzędnymi przewarstwieniami innych typów litofacyjnych.

Na tej podstawie Krassowska (1997) zaproponowała następną uproszczony schemat i wyróżniła tylko 2 nieformalne formacje: I – formację węglanową, obejmującą wszystkie skały węglanowe i węglanowo-krzemionkowe,

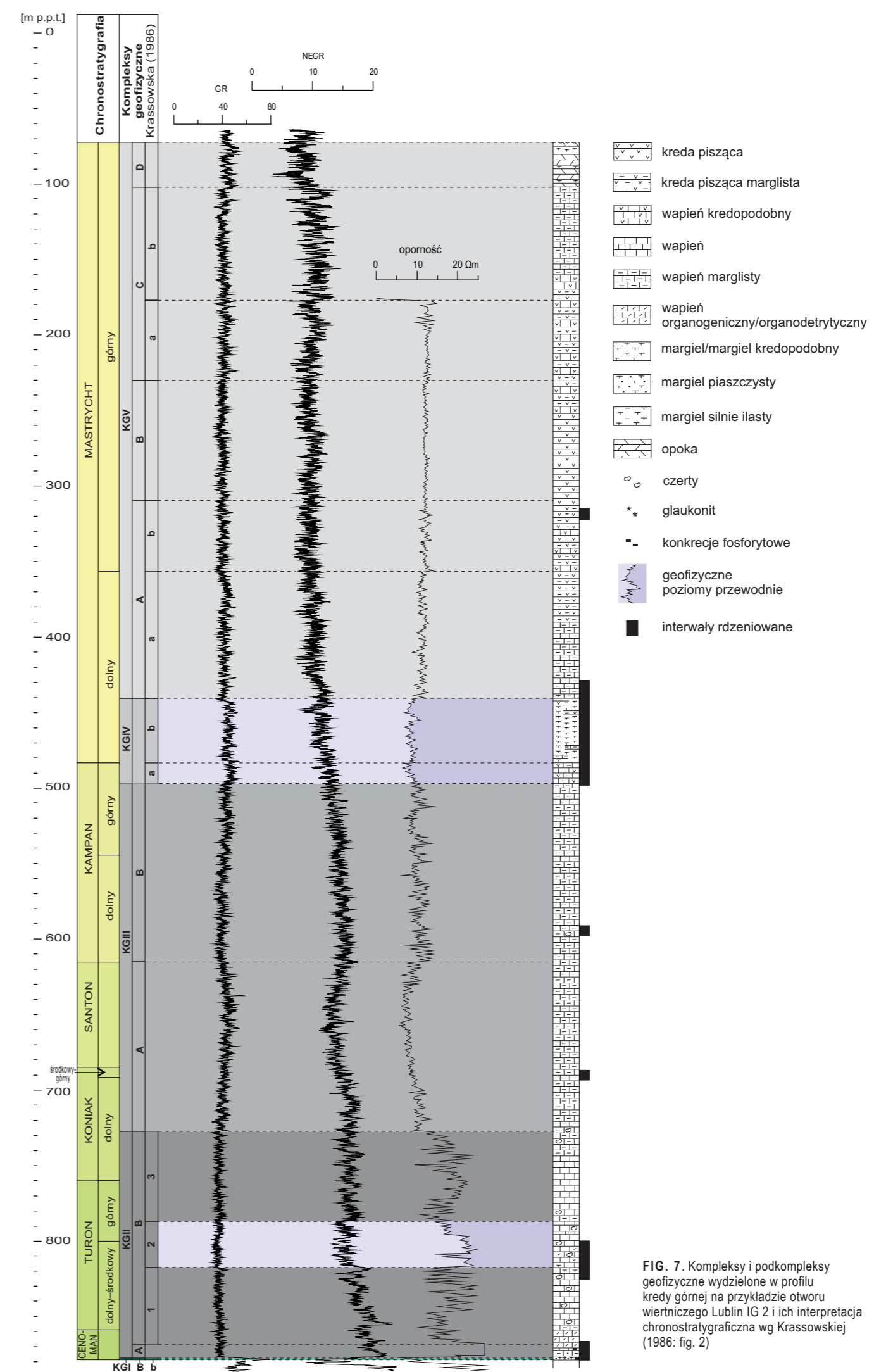


FIG. 7. Kompleksy i podkompleksy geofizyczne wydzielone w profilu kredy górnej na przykładzie otworu wierciwego Lublin IG 2 i ich interpretacja chronostratygraficzna wg Krassowskiej (1986: fig. 2)

TAB. 1. Tabela jednostek litostratigraficznych kredy – Polska pozakarpacka

Lp.	Nazwa	Mięższść [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Liblogia/facies i dalszy podział	Występowanie skamieniałość	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi	
KREDA GÓRNA											
1	formacja z Czerniej	do ok. 500	synklinorium północnosudeckie	Milewicz (1985); Leszczyński (2010, 2018)	profil w dawnej kopalni Maria III koło Lwówka Śl.	piaskowce z przewarstwieniami ilow i węgli. Piaskowce są drobno- i średnioziarniste, o spowinie ilastym, cienko- i średniocieniste; ły, szare lub brązowe, występują w formie dużych soczewek, słoniawo, 10–50% składu formacji. W skład ilow wchodzi kwarc, muskowi, kaolinit i dikielit. Podrzednie występują cienkie, zwykle kilkunietymetrowe przewarstwienia węgla. Granica dolna formacji to przejście do utworów piaskowcowo-marglistych formacji z Rakowic Wielkich, granica górna to spąg serii mulowowej formacji z Węglińca. W obrębie formacji z Czerniej wydzielono gniazwo z Nowogrodzka	matka (<i>Inoceramus</i>), otwornice	sanion	–	–	
2	formacja z Węglińca	ok. 250	synklinorium północnosudeckie	Milewicz (1985); Leszczyński (2010)	otwór wiertniczy Węglińiec IG 1	mulowce kwarcowe, margliste. Granica dolna formacji to strop utworów piaskowisto-łastych formacji z Czerniej; granica górna – spąg oligocenitkich utworów piaskowisto-łastych	matka (<i>Inoceramus</i>), otwornice	sanion	–	–	
3	formacja z Rakowic Wielkich	500–850	synklinorium północnosudeckie	Milewicz (1985); Leszczyński (2018)	obszar stratotypowy, okolice Rakowic Wielkich	skaly węglaonowe z kilkoma miazszymi pakietami piaskowców (ogniwo z Wilkowa, ogniwo z Chmielna, ogniwo z Dobrej, ogniwo z Żerkowic). W skład serii węglaonowej wchodzi cienioczare, cienkocieniste margle i piaskowce, ilowce margliste, piaskowce marglisto-łaste; stosunek węglaonu wapnia do substancji lasej w marglach jest zmienny; czyste są ziarna kwarcu, glaukonitu oraz pirytu. Wapienie występujące w niższej części profilu są mikrytowe, szare, cieniokawowe. Dość liczna jest fauna małżów i amonionów. Granicę dolną formacji wyznacza spąg warstwy zlepiania postawowego (ogniwo z Wilkowa). Granica górna to przejście do utworów piaskowcowo-łastych formacji z Czerniej. W obrębie formacji z Rakowic Wielkich wydzielono piaskowisto-łaste ogniwo z Wilkowa, z Chmielna, z Dobrej i z Żerkowic, oraz wapienne występują otwory kenozoiku. W obrębie formacji wydzielono zlepianicowe ogniwo z Zaworów oraz piaskowisto-łaste ogniwo z Przewozu	matka (<i>Inoceramus</i>), otwornice	cenoman-kotlak	–	–	
4	formacja z Krzeszowa	do 350	brachysynklina Krzeszowa	Kowalski (2021)	obszar stratotypowy, okolice Krzeszowa	w spagu zlepianie transgresywnie przechodzące ku górze w piaskowce kwarcowo-glaukonitowe (ogniwo z Zaworów, do 10 m miazszosci), piaskowce wapieniste oraz mulowce, które w niższej części zawierają gazy i spongiolity. Seria mulowców jest przedzielona utworami piaskowcowymi (ogniwo z Gorzeszowa, do 80 m miazszosci). W stropie formacji występują bezwapieniste piaskowce (ogniwo z Krzeszówka). Dolną granicę formacji stanowią regionalna niezgodność, powyżej której występuje transgresywny zlepianic postawowy cenomanu. Górna granica formacji jest powierzoną erocynją, a powyżej występują otwory kenozoiku. W obrębie formacji wydzielono zlepianicowe ogniwo z Zaworów oraz piaskowisto-łaste ogniwo z Gorzeszowa i z Krzeszówka	matka, amonity, ramienionogi, otwornice	cenoman-kotlak	–	–	
KREDA DOLNA											
1	formacja mogieliska	do ok. 200	synklinorium koście-rzyńsko-pulawskie (segmenty kościerzyski i warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogielisko-łódzki)	Raczyńska (1979)	otwory wiertnicze Pagórki IG 1 i Strzelno IG 1	osady piaskowcowe drobno- lub różnoziarniste (nierazko z domieszką gruboziarnistych i żwiru), z przewarstwieniami cieniomasznych ilowców, mulowców oraz mulowców piaskowistych. Przewarstwienia łaisto-mulowcowe zawierają niektóre pojedyncze otwornice zlepianicowate. W niecce warszawskiej w osadach formacji znaleziono nieoznaczane szczątki amonionów. W górnej części formacji (ogniwo kruszwickie) pojawia się dość obfite glaukonity. Granica dolna przebiega w stropie cieniomasznych, prawie czarnych marglistych formacji wiodawskiej (ogniwo Zychlińskiego); granicę górna wyznacza spąg osadów marglistych lub piaskowisto-marglistych z konkretnymi fosylow lub z liczną fauną małżów i belemnionów górnolaskich. W obrębie formacji mogieliskiej wydzielono ogniwo kruszwickie, ogniwo goplańskie i ogniwo pagórczańskie	mikrospory, otwornice	(?hoteryw góry) barrem-alb środkowy	–	–	
2	formacja wiodawska	20–153	synklinorium koście-rzyńsko-pulawskie (segment warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segment mogielisko-łódzki), ankylinorium śródpolskie (segment kujawski)	Raczyńska (1979)	otwory wiertnicze Dąbrówka TK6, Zychlin IG 1 oraz Pagórki IG 1	kompleks osadów ilowcowo-mulowowych, typowo morskich, o barwach cieniomasznych, z przewarstwieniami piaskowców i mulowców piaskowistych. Formacja jest dwudzielna; jej część dolną stanowią osady ilowcowo-mulowowe, miedzianymi słabo margliste, cieniomaszne, z przewarstwieniami popielatych ilowców, laminami jasnoszarych piaskowców i przemazami mulasto-piaskowistymi; w skład górnej części formacji wchodzi osady łaiste, łaisto-margliste, popielate lub czarne, a także mulowce piaskowiste, niektóre lekko margliste lub dolomityczne; w ilowcach spotyka się nagromadzenia otwów żelazistych; gętych i szamozłowych, rzadziej hematytowych. W najwyższej części formacji występuje zespół piaskowców drobno- i średniocienistych szarych i jasnoszarych oraz ilowców mulastych i mulowców; w ilowcach obecne są przewarstwienia syderytu oraz konkrecje pirytu. W formacji występują liczne otwornice, matki oraz ślimaki i ramienionogi. Dolną granicę formacji wyznacza spąg pierwszych warstw łaistych lub mulowowych (w centralnej części basenu – marglistych) leżących w ciągłości sedymentacyjnej na kompleksie piaskowcowym walantynu dolnego (formacja bodzanowska); granica górna – z formacją mogieliską – przebiega w stropie cieniomasznych, prawie czarnych ilowców. W obrębie formacji wiodawskiej wydzielono ogniwo Zychlińskie, ogniwo gnieźnowskie i ogniwo wierzbosławickie	amonty, matka (<i>Astarte</i> , <i>Corbula</i> , <i>Leda</i>), ślimaki (<i>Nalida</i>), ramienionogi otwornice (<i>Amnrobaculites</i> , <i>Gomrospira</i> , <i>Lenticulina</i>)	walantyn góry –holeryw	warstwy z Simbirskites, warstwy z <i>Endemoceras</i> , warstwy z <i>Dichotomites</i> i <i>Synroceras</i>	–	–
3	formacja białobrzezka	do ok. 100	synklinorium kościerzysko-pulawskie (segment warszawski, część SE i pulawski, część NW)	Marek, Raczyńska (1979)	obszar stratotypowy, rejon Białobrzegów nad Półcią i Magnuszewa	utwory łaisto-mulowowo-margliste: margle, wapienie margliste i organodetyryczne, margle i wapienie oolowe, margle i wapienie piaskowiste, ilowce i mulowce na ogół margliste, zawierające sferyosyderity, w skalach występują przewarstwienia z oolitami szamozłowo-gętych. Osady formacji leżą na różnych utworach jury górnej lub najniższej kredy dolnej, a przykryte są przez utwory piaskowisto-łaste formacji mogieliskiej.	matka, amonity, ramienionogi, otwornice	walantyn góry –holeryw	z <i>Endemoceras</i> , warstwy z <i>Dichotomites</i> i <i>Synroceras</i>	–	
4	formacja cieszanowska	kilka-kilkadziesiąt	synklinorium kościerzysko-pulawskie (segment pulawski)	Marek, Raczyńska (1979)	obszar stratotypowy, rejon Lubaczowa	utwory wapienno-margliste: wapienie margliste, margle piaskowiste, wapienie mulowcowe, wapienie oolowe i przewarstwienia organodetyryczne, a także ilowce margliste ze skupieniami oolitów szamozłowo-gętych i glaukonitu, z przewarstwieniami syderytu i konkretnymi syderytowo-łaskimi, oraz piaskowce. Bogata fauna reprezentowana jest przez mszywoły, ramienionogi, matki, ślimaki, amonity i szkarłupnie. Osady „formacji” leżą na różnych osadach jury górnej lub najniższej kredy dolnej, a przykryte są przez utwory piaskowisto-łaste formacji mogieliskiej.	mszywoły, ramienionogi, matki, ślimaki, amonity, szkarłupnie, otwornice	walantyn góry –holeryw	warstwy z <i>Endemoceras</i> , warstwy z <i>Dichotomites</i> i <i>Synroceras</i>	–	

TAB. 1. cd.

Lp.	Nazwa	Mięższść [m]	Występowanie	Historia badań	Stratotyp	Liblogia/facies i dalszy podział	Występowanie skamieniałość	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
KREDA DOLNA										
5	formacja wapieni z Wiewiórki	do ok. 30	zapadisko przedkarpackie	Urbaniec i in. (2010)	otwór wiertniczy Wiewiórka 4	maszynne wapienie oolowe i onkoidowe, które w parti stropowej wykazują wyraźne ślady wietrzenia i skasowania, lokalnie przewarstwienia muszlowe, przede wszystkim ostrzygowych, a znacznie rzadziej ślimakowych, w rejonie Zagórzyc dominują masywne wapienie organodetyryczne, w niektórych strefach zdominowane i zrekrystalizowane, w wapieniach brak przewarstwien marglistych. Dolną granicę formacji stanowią przejście do marglisto-piaskowistych utworów formacji z Dębicy. Górną granicę stanowią regionalna powierzchnia erozyjna, która wyznacza strop utworów kredy dolnej; synonimy: formacja z Wiewiórki, kompleks III, seria muszlowcowo-oolitowa góra	ślímaki, gębki, mszywoły, koralkowce, ilowce, ramienionogi, otwornice	walantyn góry –holeryw	–	–
6	formacja wapieni organodetyrycznych z Dębicy	do ok. 50	zapadisko przedkarpackie	Urbaniec i in. (2010)	otwór wiertniczy Wiewiórka 4	muszlowce ramienionogowe i ostrzygowe, cieniomaszne margle, mulowce wapieniste, ilowce oraz zapiaszczone margle i wapienie, wapienie ziamiste z liczną fauną. Dolna granica formacji ma charakter regionalnej powierzchni erozyjnej, poniżej której występują margle należące do formacji z Zagórzyc. Górną granicę jest dolna granica formacji wapieni z Wiewiórki; synonimy: formacja z Dębicy, seria gionowa góra, seria z Dębicy, seria mulowcowo-wapienna	ilowce, ramienionogi, matki, mszywoły, ślimaki, wieloszczęty, gębki, otwornice, małżoracki	walantyn	–	–
7	formacja bodzanowska	30–470	synklinorium koście-rzyńsko-pulawskie (segmenty kościerzyski i warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogielisko-łódzki), ankylinorium śródpolskie (segment kujawski)	Marek, Raczyńska (1979); uzupełnienia: Marek (1997)	obszar stratypowy – centralny obszar basenu dońokredowego na Nizu Polskim, segment kujawski	piaskowce drobno- i bardzo drobnoziarniste oraz łupki łaisto-piaskowiste i mulowcowe. W piaskowcach występują liczne laminy, smugi i klasy łaiste oraz warstewki ze szczątkami zwęglonych roślin i pyłiem. Dobrze czytelne warstwienia równoległe i skośne. W partiach łaisto-mulowowych lokalnie występują sferyosyderity, oolity szamozłowe i gętych, warstewki pirytu oraz struktury bioturbacyjne. Granica dolna formacji przebiega w stropie niższej kredy dolnej (wapienie, formacja rogoźniańska); granica górna poprowadzona jest na kontakcie z ilowcami i mulowcami formacji wiodawskiej	niektóre: matka, amonity, otwornice	walantyn dolny	Warstwy z <i>Polyptychites</i>	nazwa formacji pochodzi od miejscowości Bodzanowo, powiat rzeszowski (nie od miasta Bodzanów)
8	formacja rogoźniańska	45–135	synklinorium koście-rzyńsko-pulawskie (segmenty kościerzyski i warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogielisko-łódzki), ankylinorium śródpolskie (segment kujawski)	Marek, Raczyska (1979); Marek, Raczyska (1979)	obszar stratypowy – centralny obszar basenu dońokredowego na Nizu Polskim, segment kujawski	trójdziała liblogicznie seria złożona z utworów węglaonowo-piaskowistych (ogniwo kajetanowskie), piaskowisto-węglonowych (ogniwo zakrzewskie) oraz łaisto-mulowowo-piaskowistych z charakterystycznymi prawie czarnymi ilowcami, przewarstwienia sferyosyderytów, skupienia oolitów szamozłowo-gętych, ławice muszlowców cyrenowych oraz struktury bioturbacyjne. Granicę dolną formacji stanowi strop ilowców marglistych formacji kościerzyskiej, górną natomiast – spąg piaskowców formacji bodzanowskiej. W obrębie formacji rogoźniańskiej wydzielono ogniwo z Opatoczka, ogniwo zakrzewskie i ogniwo kajetanowskie	matka, amonity, ślimaki, otwornice, małżoracki	berias, walantyn dolny	–	–
9	formacja wapienno-marglisto-zagórzyc	kilkadziesiąt	zapadisko przedkarpackie	Urbaniec i in. (2010)	otwór wiertniczy Zagórzyc 7	nagrzamiane utwory wapienne i marglisto-łaste, przewarstwienia brekci wapiennych, wapienie ziamiste z makroonkoidami, strukturami gionowymi oraz bogatą fauną ślimaków i ostrzygowatych, wapienie onkoidowe, wapienie intraklastycznoblokastyczne. Dolna granica formacji ma charakter powierzchni erozyjnej, stanowiącej przejście pomiędzy wapieniami i dolomitami niższej kredy formacji z Ropczyc a serią marglisto-wapienną. Granica górna jest jednocześnie dolną granicą formacji z Dębicy. Synonimy: formacja z Zagórzyc, ogniwo wapienno-margliste serii z Ropczyc, seria marglisto-mulowowa	ślímaki, ostygowate, małżoracki, ramienionogi, otwornice	berias	–	–
10	formacja kościerzyska	do ok. 100 (w interwale kredy dolnej)	synklinorium koście-rzyńsko-pulawskie (segmenty kościerzyski i warszawski), synklinorium szczecińsko-miechowskie (segmenty szczecińsko-gorzowski i mogielisko-łódzki), ankylinorium śródpolskie (segment kujawski)	Dembowska (1979); Marek, Raczyska (1979)	obszar stratypowy – od Koiny po Rogóźno (Marek, Raczyska 1979)	zespół wapieni marglistych, wapieni mulowcowych, wapieni z onkolitami, wapieni organodetyrycznych i mulowców; w dolnej części formacji spotkać można liczną faunę morską (amonity, matki, gębki i otwornice), a wyżej – małżoracki o niepłynnym charakterze. W centralnej części basenu – w wyższej części formacji – wśród wapieni występują gipsy i anhydrydy; ku peryferiom, gdzie brak utworów siarczkowych, w wapieniach znajdują się domieszki oolowe i piaskowiste. W dolnej, morskiej części formacji występują charakterystyczne, warstwy ramienionogowa, przepańniona ramienionogami, małżami i serpulcami (<i>Irebrallia</i> sp., <i>Entolium</i> sp., <i>Prinia</i> sp., <i>Astarte</i> sp., <i>Gervillea</i> sp., <i>Sepialiphora</i> sp.). W NW Polsce w spagowej części formacji pojawiają się wapienie piaskowiste i piaskowce wapieniste z glaukonitami i oolitami. W rejonie mogielisko-łódzkim występują brekcie spływowe (Niemczyński, 1997). Granica dolna formacji przebiega w stropie utworów łaisto-marglisto-mulowowych formacji; paluckiej; granicę górna stanowi spąg formacji rogoźniańskiej. Ogniwo skłoniczne, ogniwo z Wierca. Określana też była jako warstwa ramienionogowa (Dembowska 1973). „Formacja” wapienno-ewaporatowa (Dembowska, 1979)	matka, amonity, otwornice	jura górna –berias	–	–
11	formacja dolomityczno-wapienna z Ropczyc	kilka-kilkadziesiąt (w interwale kredy dolnej)	zapadisko przedkarpackie	Matyja, Barski (2007); Gutowski i in. (2007); Urbaniec i in. (2020)	obszar stratypowy: zapadisko przedkarpackie	wapienie i dolomity	otwornice	berias	–	–



FIG. 8. Rdzenie wiertnicze fragmentu profilu kompleksu geofizycznego IVa (najwyższy kampan górny) – wapienie kredopodobne margliste z głęb. 489,9–497,0 m. Fot. z zasobów CAG

związanymi z procesami erozyjnymi: pierwszy obejmujący santon-dolny kampan, drugi reprezentowany przez utwory górnego kampanu–najniższego mastrychtu, i trzeci obejmujący dolny mastrycht.

Elementy metodyki stratygrafii sekwencji stosowano jedynie dla fragmentów profili górnokredowych (Jurkowska, 2016; Machalski i in., 2022). W kampanie i mastrychcie niecki miechowskiej Jurkowska (2016) wydzieliła sześć alloformacji na podstawie zaobserwowanych charakterystycznych nieciągłości w profilu, korelowanych z eustaticznymi wahaniami poziomu morza trzeciego rzędu. Alloformacje te zostały dowiezione do poziomów inoceramowych: Machalski i in. (2022) natomiast wykorzystali metodę stratygrafii sekwencyjnej w profilu albu i cenomanu Annapola i zidentyfikowali powierzchnie transgresji, regresji i maksymalnego zalewu oraz sekwencje depozycyjne trzeciego rzędu, wyróżniając ciągi LST, TST i HST.

Bazując na analizie wielu profili otworów wiertniczych zarówno dolnokredowych (berias górny–alb), jak i górnokredowych, Leszczyński (1997a, b, 2012, 2017a) wydzielił na Niżu Polskim cykle depozycyjne na podstawie tektonodepozycyjnego rozwoju basenu kredowego (z uwzględnieniem przerw erozyjnych i luk depozycyjnych, a w kredzie górnej również występowania twardych den i powierzchni omisyjnych), w nawiązaniu do względnych zmian poziomu oceanu światowego. Zaproponował on wyróżnienie czterech głównych cykli w podziale na podcykle niższego rzędu (fig. 9).

1.1.4. Biostratygrafia

1.1.4.1. Kreda dolna

Izabela Ploch

Formalne poziomy biostratygraficzne kredy dolnej oparte na amonitach, nawiązujące do schematów stratygraficznych stosowanych w Europie (fig. 10), wyróżniono jedynie dla walanżynu niecki tomaszowskiej (Kutek i in., 1989) oraz środkowego i górnego albu z rejonu Annapola (Kutek, Marcinowski, 1996). Nieformalne jednostki stratygraficzne – „warstwy” – zostały wyróżnione dla najwyższego środkowego i górnego beriasu (riazań), walanżynu i hoterywu (Marek, 1964, 1968, 1969, 1977, 1984, 1997c; Marek, Raczynska, 1973, 1979; Raczynska, 1979b; Marek, Shulgina, 1996; Marek, Rajksa, 1997). Pozycja stratygraficzna poszczególnych serii osadowych kredy dolnej została dokładnie określona i skorelowana na obszarze Niżu Polskiego (m.in. Dziadzio i in., 2004, 2021; Gaździcka i in., 2006).

Paleogeograficzne położenie basenu polskiego, pomiędzy Tetydą a morzami borealnymi, powodowało ścieranie się w nim wpływów tych dwóch prowincji, co znajdowało swoje odzwierciedlenie w występujących tam zespołach faunistycznych. Ze względu na ich mieszany, tetydzko-borealny charakter mają one istotne znaczenie w korelacji schematów stratygraficznych tych dwóch prowincji paleogeograficznych.

Na Niżu Polskim granica jura/kreda była tradycyjnie stawiana między piętnem wołańskim, wykształconym w facji purbeckiej, a morskimi seriami osadowymi riazania (m.in. Marek, Raczynska, 1973; Dembowska, Marek, 1976; Marek i in., 1989; Grabowski i in., 2021). W ten sposób była ona określana także w całej prowincji borealnej. W prowincji Tetydy stawiano ją między tytonem a beriasem. Dolna granica beriasu jest umieszczona w górnym wółgu (Grabowski i in., 2021 i literatura tam cytowana). Charakter facjalny osadów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim, wykształconych jako płytkowodne utwory klastyczne i ewaporatowe, powoduje, że znaczenie dla biostratygrafii mają tylko metody mikropaleontologiczne. Starszy berias, wykształcony w facji purbeckiej i nie zawierający amonitów, został podzielony na poziomy małżoraczkowe (Bielecka, Szejn, 1966; Marek i in., 1989; Dziadzio i in., 2004). W beriasie górnym, walanżynie, hoterywie i albie podstawę wydzielen stratygraficznych stanowiły amonity (fig. 11) (m.in. Marcinowski, Wiedmann, 1985; Kutek i in., 1989; Marek i in., 1989; Marek, Rajksa, 1997; Dziadzio i in., 2004, 2021); równoległe są stosowane poziomy i zespoły wydzielen na podstawie mikroskamieniałości (m.in. Dembowska, 1973a; Bielecka, Styk, 1973; Szejn, 1984; Raczynska, 1987; Marek, Rajksa, 1997; Dziadzio i in., 2004, 2021; fig. 12).

W utworach z pogranicza jury i kredy wyróżniono sześć lokalnych poziomów małżoraczkowych: F, E, D, C, B i A (Bielecka, Szejn, 1966). Granicę między systemami jurajskim i kredowym przyjmowano dotychczas w obrębie wydzielenych poziomów małżoraczkowych, między poziomami B i A, natomiast serie osadowe, zawierające zespoły poziomów od F do B, były dotychczas zaliczane do jury górnej – najwyższego tytonu środkowego i górnego (Marek i in., 1989; Marek, 1997c) lub do górnego wółgu (Szejn, 1991). Zgodnie jednak z najnowszą klasyfikacją biostratygraficzną stanowią one w znacznym stopniu utwory kredy dolnej, a granicę między systemami jurajskim i kredowym jest przyjmowana między poziomami

CHRONOSTRATYGRAFIA		LITOSTRATYGRAFIA Marek, Raczynska (1979); Marek (1997c)		CYKLE DEPOZYCYJNE Leszczyński (1997a)	
KREDA DOLNA	ALB	górnym	formacja mogileńska	ogniwo kruszwickie	K3-I
		środkowy			K2-II
		dolny			K2-I
	APT	ogniwo goplańskie			
		ogniwo pagórczańskie			
	BARREM	górnym		ogniwo żychlińskie	
		dolny	ogniwo gniewkowskie		
	WALANŻYN	górnym	ogniwo wierzchosławickie	K1-II	
		dolny	formacja bodzanowska	K1-I	
	BERIAS	górnym	formacja rogoźniańska		ogniwo z Opczek
dolny		ogniwo zakrzewskie			

CHRONOSTRATYGRAFIA			CYKLE DEPOZYCYJNE Leszczyński (1997b)	
KREDA GÓRNA	MASTRYCHT	górnym	K4-V	K4-IV ^a
		dolnym		
	KAMPAN	górnym	K4-III	K4-II
		dolnym		
	SANTON	górnym	K4-II	K4-I
		środkowym		
	KONIAK	dolnym	K4-I	K3-IV
		środkowym		
	TURON	górnym	K3-IV	K3-III
		środkowym		
CENOMAN	dolnym	K3-II	K3-I	
	górnym			

FIG. 9. Cykle depozycyjne w kredzie Niżu Polskiego (wg Leszczyńskiego, 1997a, b, 2012, 2017b)

II – formację klastyczną, obejmującą skały silikoklastyczne (piaskowce, mułowce, ilowce).

W obrębie formacji węglanowej Krassowska (1997) zdefiniowała 2 regiony o odmiennym wykształceniu utworów węglanowych i węglanowo-krzemionkowych kredy górnej Niżu Polskiego:

1. region opok oraz opok i wapieni obejmujący nieckę szczecińską, mogileńsko-lódzką, miechowską, brzeźną i obniżenie nadbałtyckie;
2. region kredy piszącej, obejmujący wyniesienie mazursko-suwalskie, obniżenie podlaskie i wyniesienie podlasko-lubelskie.

Poszczególne litofacjalne odmiany mieszane i przejściowe miałyby być wydzielane jako ogniwa. Schemat ten nie znalazł jednak powszechnego zastosowania.

W otworach wiertniczych metodą powszechnie stosowaną jest korelacja litostratygraficzna na podstawie analizy pomiarów geofizyki wiertniczej. W ten sposób udało się wyróżnić wiele kompleksów i podkompleksów geofizycznych, które próbuje się powiązać ze schematami biostratygraficznymi i chronostratygraficznymi. W kredzie górnej niecki szczecińskiej Jaskowiak-Schoeneichowa (1977b, 1981) wyróżniła 7 kompleksów geofizycznych, a wśród nich podzędne jednostki geofizyczne. W SE Polsce Krassowska (1981a, 1986) zaproponowała 5 kompleksów geofizycznych z podziałem na podkompleksy. Ich granice nie pokrywają się całkowicie z granicami jednostek chronostratygraficznych. Figura 7 przedstawia wyróżnione kompleksy geofizyczne na przykładzie otworu wiertniczego Lublin IG 2, a figura 8 – wapienie kredopodobne, często spotykaną skałę z kredy górnej na obszarze lubelskim.

1.1.3. Stratygrafia sekwencji

Krzysztof Leszczyński

Metodyka stratygrafii sekwencji została zastosowana w szerszym zakresie dla profili kredy dolnej wybranych otworów wiertniczych w centralnej i SE Polsce (Dziadzio i in., 2004, 2021). Podjęto próbę opracowania stratygrafii sekwencji w nawiązaniu do wydzielen biostratygraficznych. Wyróżniono cykle transgresywno-regresywne spowodowane względnymi zmianami poziomu morza. Zdefiniowano środowiska depozycyjne, powierzchnie transgresji oraz maksimum zalewu, jak również granice poszczególnych sekwencji. Umożliwiło to wyznaczenie traktów depozycyjnych, a w następstwie zdefiniowanie parasekwencji i trzech sekwencji drugiego rzędu, interpretowane chronostratygraficznie jako obejmujące berias–niższy górny walanżyn, wyższy górny walanżyn–barrem (najniższy apt?) oraz apt–alb/najniższy cenoman (Dziadzio i in., 2004; fig. 47). Stosując analogiczną metodykę Dziadzio i in. (2021) przeprowadzili analizę cykliczności sedimentacji w centralnej i NW Polsce, wyróżniając sekwencje drugiego i trzeciego rzędu i korelując zinterpretowane zdarzenia w basenie z globalnymi zmianami poziomem morza.

Cyklicznością sedimentacji w górnej kredzie niecki miechowskiej zajmował się Rutkowski (1965). W santonie–mastrychcie wyróżnił on 3 cykle depozycyjne rozdzielone przerwami sedimentacyjnymi

F i E. Sekwencje zawierające zespoły małżoraczkowe E-C to osady beriasu dolnego, natomiast zawierające zespoły małżoraczkowe B i A to osady beriasu środkowego i niższej części beriasu górnego (Dziadzio i in., 2004).

W górnym beriasie, w części centralnej basenu polskiego, na podstawie fauny amonitowej wyróżniono dwie nieformalne jednostki stratygraficzne. Niższy poziom – warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picticeras* – ma odpowiadać tetydzkim poziomom *occitanica* i dolnej części *boissieri*, angielskiemu poziomowi *kochi* i *icenii* oraz *rsasanensis* z centralnej Rosji. Występowanie gatunków *Riasanites stowianus* i *R. rsasanensis* w basenie polskim może wskazywać, że odpowiadają one podpoziomowi *Riasanites swistowianus* i *Riasanites rsasanensis* z centralnej Rosji (Mitta, Ploch 2009, 2012). Wyższy poziom – warstwy z *Surites*, *Euthymiceras* i *Neocosmoceras* – odpowiada górnej części poziomu *boissieri* i angielskim poziomom *stenomphalus* i *albidum* (Dziadzio i in., 2004). Występujące licznie w tych osadach otwornice zlepieńcowate należą do gatunków długowiecznych i mają mniejsze znaczenia stratygraficzne (Szejn, 1969, 1990), dlatego wyróżniono jedynie zespół z *Verneuilinoides faraonica*, *Verneuilina subminuta* i *Verneuilinoides angularis* oraz – dla górnego beriasu i najniższego walanżynu – zespół z *Trochammia inflata*, *Haplophragmoides concavus* i *Ammobaculites agglutinans* (Dziadzio i in., 2004). W górnym beriasie wyróżniono zespół małżoraczkowy z *Protocythere propria emslandensis* (Kubiłowicz, 1983). Stwierdzono poziomy nanoplanktonowe PN 1 *Retacapsa angustiforata* i CC 2 *Stradneria crenulata* dla środkowego beriasu (wyższa część) do najniższego walanżynu (Dziadzio i in., 2004), a w NW części basenu – dla najwyższej części górnego beriasu również poziom BC 2 *Sollasites arcuatus* (Dziadzio i in., 2021).

Dla walanżynu na podstawie amonitów wyróżniono nieformalne jednostki: „warstwy” z *Platylenticeras*, *Neocomites* i *Karakaschiceras* i „warstwy” z *Polyptychites* dla dolnego walanżynu oraz „warstwy” z *Dichotomites* i *Saynoceras* dla górnego walanżynu (Marek, Rajksa, 1997). Jedynie w odsłonięciu w Wąwale (niecka tomaszowska) wyróżniono poziomy amonitowy. Najstarszym poziomem amonitowym walanżynu jest poziom *petransiens* (Kutek i in., 1989). Korelowany z nim jest borealny poziom *robustum*, w schemacie stratygraficznym opracowanym dla basenu polskiego umieszczony powyżej dolnej granicy poziomu *petransiens*, oraz borealny poziom *heteropleurum* (Dziadzio i in., 2004). Dla górnego walanżynu wyróżniono medyterański poziom *verrucosum* (Kutek i in., 1989) oraz borealne poziomy *polytomus-crassus* i *triptychoides* (Dziadzio i in., 2004). Dla niższej części walanżynu jest charakterystyczny małżoraczkowy poziom *Pseudoprotocythere aubersonensis*, natomiast dla wyższej – poziom *Mandocythere franki* (Kubiłowicz, 1983).

W obrębie walanżynu w centralnej części basenu polskiego wyróżniono biostratygraficzne poziomy nanoplanktonowe: PN2 *Zeu-grhabdotus diplogrammus*, PN 3 *Watznaeria barnesae*, PN 4 *Eiffellithus striatus* i PN 5 *Conusphaera rothii* (Dziadzio i in., 2004).

W walanżynie wyróżniono również zespoły otwornicowe: zespół z *Epistomina caracolla*, *Lenticulina subalata*, *Verneuilinoides neocomiensis*; zespół z *Glomospirella gaultina*, *Ammodiscus tenuissimus* i zespół z *Epistomina caracolla*, *Lenticulina subalata* oraz poziom *Lenticulina eichenbergi* i w najwyższym walanżynie zespół z *Hechtina praeatiqua*, *Protomarssonella hechti* i *Protomarssonella kummi* (Dziadzio i in., 2004). W części NW basenu w najwyższej części walanżynu i najniższej hoterywu stwierdzono zespół z *Epistomina caracolla*.

W hoterywie dolnym zaliczanym do tzw. warstw z *Endemoceras* (Raczynska, 1979b; Marek, 1997c) wyróżniono jeden tetydzki poziom amonitowy – *radius* i dwa borealne poziomy amonitowe: *noricum*, *amblygonium* oraz dwa poziomy nanoplanktonowe: PN 6 *Eprolithus antiquus*, PN 7 *Perissocyclus plethotretus* (Dziadzio i in., 2004).

W hoterywie górnym, tzw. warstwy z *Symbirskites* (Raczynska, 1979b; Marek, 1997c), występuje borealny poziom amonitowy *gottschei*, dwa poziomy nanoplanktonowe: PN 8 *Tegualithus septentrionalis* i PN 9 *Tegumentum octiformis* oraz zespół otwornicowy z *Lagena hauteriviana cylindrica*, *Citharina sparsicostata*, *Citharina orthonota* (Dziadzio i in., 2004).

W osadach barremu wyróżniono poziomy nanoplanktonowe: PN 10 *Nannoconus abundans* i PN 11 *Prinsonia matalosa*.

W bardzo ubogich w makrofaunę osadach barremu i aptu na podstawie amonitów stwierdzono jedynie dolny apt. W osadach aptu wyróżniono poziomy nanoplanktonowe: PN 12 *Farhanina varolii* i PN 13 *Eprolithus floralis* oraz zespół otwornicowy z *Gavelinella barremiana* i *Hedbergella infracretacea* (Dziadzio i in., 2004). W NW Polsce udokumentowano zespół otwornicowy z *Blefusciana infracretacea* i *Præhedbergella* (Dziadzio i in., 2021).

W osadach albu w rejonie Annapola wyróżniono następujące poziomy amonitowe: *dentatus*, *loricatus*, *lautus* dla środkowego albu i *cristatum*, *pricei*, *inflatum* dla górnego albu (m.in. Marcinowski, Wiedmann, 1990; Kennedy, Machalski, 2015), a w rejonie Annapola i w wierceniach z centralnej Polski stwierdzono poziom nanoplanktonowy CC 9 *Eiffellithus turiseiffeli* najwyższego albu korelowany z poziomem amonitowym *perinflata* i *bricacense* (Dziadzio i in., 2004).

1.1.4.2. Kreda górna

Krzysztof Leszczyński

Najważniejszymi grupami w podziale biostratygraficznym kredy górnej całej prowincji północnoeuropejskiej są amonity i belemnity. Obok nich szczególne znaczenie biostratygraficzne mają inoceramity i otwornice, ale również kokolity i w mniejszym stopniu szkarłupnie

Wiek [mln lat]	Poziomy amonitowe		„Warstwy” z amonitami na Niżu Polskim ¹	Zespoły małżoraczkowe ²	NW Polska		Polska centralna i SE	
	tetydzkie	borealne			otwornice ³	poziomy nanoplanktonowe ⁴ tetydzkie borealne	otwornice ⁵	poziomy nanoplanktonowe ⁶
ALB	średni kowy	górnym	<i>bricense</i> <i>perinflata</i> <i>rostrata</i> <i>fallax</i> <i>inflata</i> <i>pricei</i> <i>cristatum</i> <i>roissyanum</i> <i>lyelli</i>	<i>rostrata</i> <i>fallax</i> <i>inflata</i> <i>pricei</i> <i>cristatum</i> <i>lautus</i> <i>loricatus</i> <i>dentatus</i>				CC 9 <i>Eiffelithus turriseiffeli</i>
		dolnym	<i>mammillatum</i> <i>leightonense</i>	<i>mammillatum</i> <i>tardefurcata</i> <i>schrammeni</i>				
APT	górnym	górnym	<i>elegans</i> <i>nodosocostatum</i> <i>melchioris</i> <i>martini</i>	<i>jacobi</i> <i>nutfeldensis</i> <i>martini</i>				PN 13 <i>Eprolithus floralis</i>
		dolnym	<i>furcata</i> <i>deshayesi</i>	<i>bowerbanki</i> <i>deshayesi</i>		zespół z <i>Blefusculiana infracretacea</i> i <i>Praehedbergella</i>	zespół z <i>Gavelinella barremiana</i> i <i>Hedbergella infracretacea</i>	PN 12 <i>Farhania varolii</i>
BARREM	górnym	górnym	<i>forbesi</i> <i>oglanensis</i> <i>sarasini</i> <i>giraudi</i> <i>sartousiana</i> <i>vandenheckii</i> <i>mountonianum</i> <i>compressissima</i> <i>pulchella</i> <i>nicklesi</i> <i>hugii</i> <i>ohmi</i> <i>balearis</i> <i>ligatus</i> <i>sayni</i> <i>nodosoplicatum</i>	<i>forbesi</i> <i>fissicostatus</i> <i>bidentatum</i> <i>stolleyi</i> <i>innexum</i> <i>denckmanni</i> <i>elegans</i> <i>fissicostatum</i> <i>rarocinctum</i>				PN 11 <i>Broinsonia matalosa</i>
		dolnym	<i>radiatus</i> <i>furcillata</i> <i>peregrinus</i> <i>verrucosum</i> <i>neocomiensiformis</i> <i>inostranzewi</i>	<i>amblygonium</i> <i>densicostatus</i> <i>tuberculata</i> <i>bidichotomites</i> <i>tritychoides</i> <i>crassus</i> <i>polytomus</i> <i>hollwedensis</i> <i>hapkei</i> <i>clarkei</i> <i>multicostatus</i> <i>pavlowi</i> <i>involutum</i> <i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>		zespół z <i>Lagena hauteriviana</i> <i>cylindrica</i> , <i>Citharina sparsicostata</i> i <i>Citharina orthonoia</i>	PN 10 <i>Nannoconus abundans</i>	
HOTERYW	górnym	górnym	<i>radiatus</i> <i>furcillata</i> <i>peregrinus</i> <i>verrucosum</i> <i>neocomiensiformis</i> <i>inostranzewi</i>	<i>amblygonium</i> <i>densicostatus</i> <i>tuberculata</i> <i>bidichotomites</i> <i>tritychoides</i> <i>crassus</i> <i>polytomus</i> <i>hollwedensis</i> <i>hapkei</i> <i>clarkei</i> <i>multicostatus</i> <i>pavlowi</i> <i>involutum</i> <i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>				PN 9 <i>Tegumentum octiformis</i> PN 8 <i>Tegulalthus septentrionalis</i> PN 7 <i>Perissocyclus plethoretus</i> PN 6 <i>Eprolithus antiquus</i>
		dolnym	<i>petransiens</i> <i>alpillensis</i> <i>boissieri</i> <i>occitanica</i> <i>jacobi</i> <i>grandis</i> <i>progenitor</i>	<i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>	„warstwy” z <i>Simbirskites</i> „warstwy” z <i>Endemoceras</i> „warstwy” z <i>Dichotomites</i> i <i>Saynoceras</i> „warstwy” z <i>Polyptychites</i> „warstwy” z <i>Platyleniceras</i> , <i>Neocomites</i> i <i>Karakaschiceras</i>	zespół z <i>Epistomina caracolla</i> <i>caracolla</i>	zespół z <i>Hechtina praetiqua</i> , <i>Protomarsionella hechti</i> , <i>P. kummi</i>	PN 5 <i>Conusphaera rothii</i> PN 4 <i>Eiffelithus striatus</i>
WALANŻYN	górnym	górnym	<i>petransiens</i> <i>alpillensis</i> <i>boissieri</i> <i>occitanica</i> <i>jacobi</i> <i>grandis</i> <i>progenitor</i>	<i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>		zespół z <i>Epistomina caracolla</i> , <i>Lenticulina subalata</i>	zespół z <i>Glomospirella gaultina</i> , <i>Ammodiscus tenuissimus</i>	PN 3 <i>Watznaueria barnesae</i>
		dolnym	<i>alpillensis</i> <i>boissieri</i> <i>occitanica</i> <i>jacobi</i> <i>grandis</i> <i>progenitor</i>	<i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>	„warstwy” z <i>Polypthyctes</i> „warstwy” z <i>Platyleniceras</i> , <i>Neocomites</i> i <i>Karakaschiceras</i>	zespół z <i>Epistomina caracolla</i> , <i>Lenticulina subalata</i> , <i>Verneuilinoides neocomiensis</i>	zespół z <i>Trochammina inflata</i> , <i>Haplophragmoides concavus</i> , <i>Ammobaculites agglutinans</i>	PN 2 <i>Zeughrabdotus diplogrammus</i> PN 1 <i>Retacapsa angustiforata</i>
BERIAS	średni kowy	górnym	<i>alpillensis</i> <i>boissieri</i> <i>occitanica</i> <i>jacobi</i> <i>grandis</i> <i>progenitor</i>	<i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>		zespół z <i>Verneuilinoides faraonica</i> , <i>Verneuilina subminuta</i> , <i>Verneuilinoides angularis</i>		
		dolnym	<i>alpillensis</i> <i>boissieri</i> <i>occitanica</i> <i>jacobi</i> <i>grandis</i> <i>progenitor</i>	<i>heteropleurum</i> <i>robustum</i>	„warstwy” z <i>Surites</i> , <i>Euthymiceras</i> i <i>Neocosmoceras</i> „warstwy” z <i>Riasanites</i> , <i>Himalayites</i> i <i>Picteticeras</i>	zespół z <i>Stradneria crenulata</i>		

¹Marek (1997); Marek, Shulgina (1996); ²Dziadzio i in. (2004, 2021); ³Bielecka, Szejn (1966); Kubiłowicz (1983); Anderson (1985); Dziadzio i in. (2021); ⁴Thierstein (1971); Perch-Nielsen (1985); Jakubowski (1987); Dziadzio i in. (2021); ⁵Dziadzio i in. (2004); ⁶Thierstein (1971); Perch-Nielsen (1985); Jakubowski, 1987; Dziadzio i in. (2004)
skróty: w. – warstwy; z. – zespół

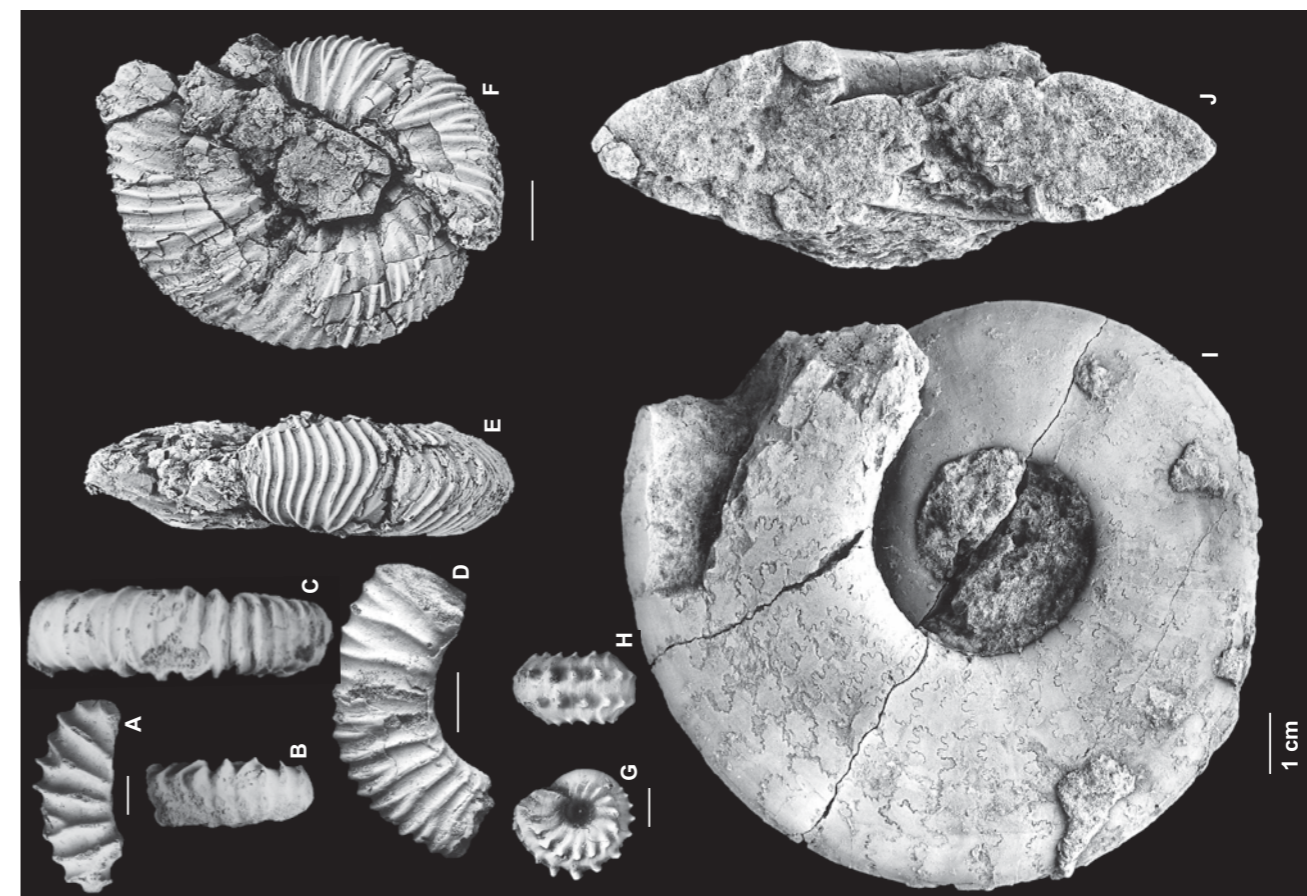


FIG. 11. Amonity dolnej kredy: A, B – *Riasanites swistowianus* (Nikitin) PIG nr 1652.II.32, otwór Chrośna, głęb. 167,2–167,5 m, górny berias, warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* (Mitta, Ploch, 2012, tab. 1, fig. 2a, b); C, D – *Riasanites* sp. nov. PIG nr 1652.II.33, otwór Chrośna, głęb. 167,2–167,5 m, górny berias, warstwy z *Riasanites*, *Himalayites* i *Picteticeras* (Marek, 1967, tab. 1, fig. 8a, b; Mitta, Ploch, 2012, tab. 1, fig. 5a, b); E, F – *Dichotomites tritychoides* Kemper, nr IGP 3, Wąwał, górny walanzyn, poziom *tritychoides* (Dziadzio i in., 2004; fig. 6c, d); G, H – *Saynoceras verrucosum* (D'Orbigny), nr IGP 5, Wąwał, górny walanzyn, poziom *verrucosum* (Dziadzio i in., 2004; fig. 5a, b); I, J – *Platyleniceras* (*Platyleniceras*) *parcum* parcum Koenen, nr. X9, Wąwał, dolny walanzyn, poziom *robustum* (Dziadzio i in., 2004; fig. 4e, f). Skala 1 cm

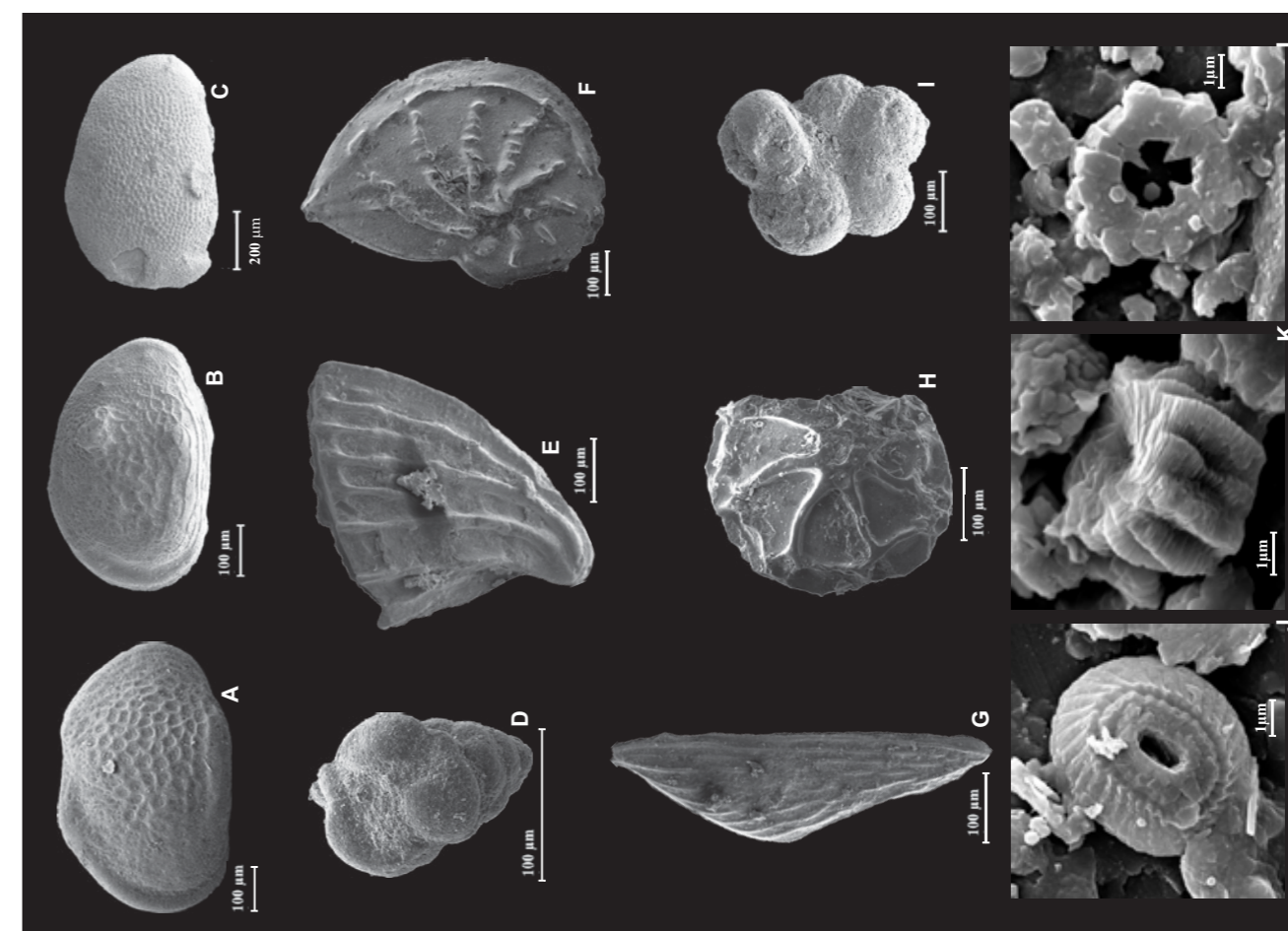


FIG. 12. Mikroskamieniałości kredy dolnej: A – *Kileana alata* Martin, otwór Gosyńin IG 1, głęb. 1030,0 m, dolny berias (poziomy małżoraczkowy E, D i C; Dziadzio i in., 2004; fig. 14); B – *Kileana kujawiava* Bielecka & Szejn, otwór Osówino IG 1, głęb. 1532,0 m, środkowy berias (poziomy małżoraczkowy B) (Dziadzio i in., 2021; fig. 3); C – *Cypridea praetiqua* *invericula* Szejn, otwór Osówino IG 1, głęb. 1532,0 m, środkowy berias (poziomy małżoraczkowy B) (Dziadzio i in., 2021; fig. 3h); D – *Verneuilinoides faraonica* (Said & Bakarat), otwór Gosyńin IG 1, głęb. 1030,0 m, dolny berias (poziomy małżoraczkowy E, D i C) (Dziadzio i in., 2004; fig. 14e); E – *Citharina paucicostata* (Reuss), otwór Zagorzycze 7, głęb. 2747, 8 m, dolny walanzyn (Dziadzio i in., 2004; fig. 16g); F – *Lenticulina eichenbergi* Bartenstein & Brand, Wąwał, górny walanzyn (Dziadzio i in., 2004; fig. 16); G – *Citharina orthonoia* (Reuss), otwór Gosyńin IG 1, głęb. 928,5 m, górny roteryw (Dziadzio i in., 2004; fig. 18); H – *Epistomina cretosa* Ten Dam, otwór Białobrzegi IG 1, głęb. 953,0 m, dolny apt (Dziadzio i in., 2004; fig. 18 m); I – *Blefusculiana infracretacea* (Glaessner), otwór Osówino IG 1, głęb. 1350,0 m, apt (Dziadzio i in., 2021; fig. 3n); J – *Watznaueria barnesae* (Black), Wąwał, walanzyn górny, poziom *verrucosum* (Dziadzio i in., 2004; fig. 26); K – *Nannoconus pseudoseptentrionalis* Rulige & Bown, otwór Białobrzegi IG 1, głęb. 949,5 m, górny ab, dolny apt, poziom PN 13 *Eprolithus floralis* (Dziadzio i in., 2004; fig. 30); L – *Prediscosphaera colummata* (Strover), Annopol, górny ab, poziom CC9 *Eiffelithus turriseiffeli* (Dziadzio i in., 2004; fig. 31h)

FIG. 10. Zestawienie dolnokredowych amonitów, otwornic, małżoraczków i nanoplanktonu. Kolorem szarym zaznaczono zespoły małżoraczków wyróżnionych również dla NW Polski; pogrubieniem zaznaczono poziomy amonitowe w Polsce centralnej (poziomy amonitowe na podstawie Kempera i in., 1981; Kutka i in., 1989; Rebouleta i in., 2011, 2014; Ogga, Hinnojev, 2012; Kennedy'ego, Machalskiego, 2015; Szivesa i in., 2023). Borealne poziomy amonitowe walanzynu i hoterywu dotyczą prowincji NW Europy

(fig. 13). Podstawy biostratygrafii kredy górnej zostały wypracowane głównie w pasie wyżyn środkowopolskich, w strefie odsłoneń i wychodni kredy górnej obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Niecki Nidziańskiej, rejonu Annapola oraz Wyżyny Lubelskiej.

Podstawowym obszarem do rozważań biostratygraficznych w Polsce, w szczególności dla wyższej kredy górnej, pozostaje przełom środkowej Wisły (m.in. Pożaryski, 1938; Peryt, 1980; Abdel-Gawad, 1986; Walaszczyk, 1987, 2004, 2012; Machalski, 2012b; Keutgen i in., 2012; Remin, 2015; Plasota i in., 2015). Wyniki badań w tym rejonie są odnoszone do danych z innych ważnych odsłoneń zlokalizowanych głównie w SE i południowej Polsce (niecka lubelska, obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska) oraz informacji z ważnego biostratygraficznie stanowiska Dubivtsi w zachodniej Ukrainie (Dubicka, Peryt, 2012b; Dubicka i in., 2014; Remin i in., 2016).

Interpretację chronostratygraficzną kredy górnej w otworach wiertniczych Polski pozakarpackiej przedstawili Błazkiewicz i Cieśliński (1979) oraz Błazkiewicz (1980, 1997). Schemat ten nie pokrywał się w wielu aspektach z podziałem standardowym. Obecny podział biostratygraficzny kredy górnej i jego interpretacja chronostratygraficzna nawiązuje do schematu standardowego ustanowionego w rezultacie prac prowadzonych w ramach sympozjów kredowych w Kopenhadze i Brukseli (Birkelund i in., 1984; Rawson i in., 1995; Bengtson, 1996) oraz prac późniejszych realizowanych na obszarze Polski (np. Walaszczyk, Remin, 2015; Walaszczyk i in., 2016; Peryt i in., 2022, i literatura tamże).

W stosunku do podziału zaproponowanego przez Błazkiewicza i Cieślińskiego (1979), najistotniejsza zmiana dotyczy granicy turon/koniak i podziału obu tych pięter na podstawie inoceramów, ponieważ w ostatnich dziesięcioleciach skamieniałości te uzyskały znaczącą rolę w szczegółowym rozpoziumowaniu turonu i koniaku. Aktualnie, na obszarze Polski pozakarpackiej, granica turon/koniak jest zdefiniowana inoceramami i identyfikowana z granicą między poziomami *Cremnoceramus walterdorffensis* i *Cremnoceramus deformis erectus* (Walaszczyk, 2000). Warto wspomnieć o wyznaczonym profilu pomocniczym GSSP dla spągu koniaku, jakim jest Słupia Nadbrzeżna, z bardzo dobrze udokumentowanymi skamieniałościami *Inoceramus* (Walaszczyk i in., 2010, 2022). Jeśli chodzi o biostratygrafię cenomanu, to utrzymany jest jego trójdzielny podział na poziomy amonitowe *Mantelliceras mantelli*, *Acanthoceras rhotomagense* i *Calycoceras naviculare*.

Pozycje granic biostratygraficznych interwału santon–mastrycht i ich dyskusja zostały obszernie przedstawione przez Walaszczyka i in. (2016). Granica koniak/santon jest formalnie zdefiniowana na podstawie FO gatunku inoceramidów *Cladoceramus* (lub *Platyceramus undulaticus*). Według stratygrafii otwornicowej spąg santonu znajduje się w obrębie poziomu *Protostensioeina bohemica*. Amonity oraz inoceramami na granicy koniak–santon zostały dobrze udokumentowane w profilu Lipnik–Kije w NE części niecki miechowskiej (Walaszczyk, 1992; Remin, 2004, 2010). Spąg santonu odpowiada granicy między poziomami *Texanites pseudotexanus* górnego koniaku oraz *Kitchinites emscheris-Nowakites savini* dolnego santonu. Granica santonu/kampanu jest powszechnie definiowana przez zdarzenie wymierania liliowca *Marsupites testudinarius* oraz zasięgiem otwornic *Stensioeina pommerana*, natomiast spąg ma-

strychtu określa FO inoceramów *Endocostea typica* i FO belemnitów *Belemnella vistulensis*.

Korelację biostratygraficzną kredy górnej Polski pozakarpackiej oraz interpretację chronostratygraficzną według Walaszczyka i Remina (2015) przedstawia figura 14. Szczegółowa korelacja biostratygraficzna interwału santon–mastrycht Polski pozakarpackiej na podstawie badań w południowej i wschodniej Polsce w korelacji z danymi z profilu Dubivtsi (zachodnia Ukraina) została zaprezentowana przez Walaszczyka i in. (2016; fig. 14).

Peryt i in. (2022) zaproponowały schemat biostratygraficzny dla kredy górnej basenu środkowoeuropejskiego, wydzielając 15 poziomów otwornic planktonicznych w profilu alb górny–mastrycht na podstawie badań w rejonie Doliny Środkowej Wisły, południowej i SE Polski oraz zachodniej Ukrainy (fig. 15).

W nielicznych profilach kredy górnej wykorzystano także badania nanoplanktonu wapiennego w celu ustalenia stratygrafii (np. Gaździcka, 1978, 2012, 2017; Jugowiec-Nazarkiewicz, 2007). Stosowano schemat stratygraficzny opracowany przez Burnett (1999), jak również schemat standardowy (Sissingh, 1977; Perch-Nielsen, 1985) wyznaczając odpowiednie poziomy nanoplanktonowe (fig. 16).

1.1.5. Chemostratygrafia

Jacek Grabowski

W kredzie udokumentowano szereg zdarzeń izotopowych $\delta^{13}C$, które ułatwiają globalną korelację (np. Jarvis i in., 2006; Föllmi, 2012; Cramer, Jarvis, 2020; Gale i in., 2020; fig. 17). Badania izotopowe węgla na Niżu Polskim (jak również w Karpatach) były dotychczas prowadzone w niewielkim zakresie. Badania zawartości pierwiastków głównych i śladowych były przeprowadzone niezależnie lub też towarzyszyły niektórym studiom izotopowym.

Wysokorozdzielcze studium chemostratygraficzne (przy pomocy ręcznego skanera XRF) zostało wykonane dla otworu wiertniczego Kcynia IG 2 w interwale granicy juraj/kreda (Grabowski i in., 2021; fig. 17). Na podstawie stosunków pierwiastków frakcji detrytycznej, wspartymi analizami minerałów ilastych, wykazano bardziej wilgotny klimat w późnym beriasie (pogranicze wołgu i riazania), w obrębie tzw. warstw z *Riasanites* (ogniwo zakrzewskie formacji rogoźniańskiej). Nastąpiło to po spektakularnym okresie arydycji i regresji morskiej w najpóźniejszej jurze (Grabowski i in., 2021). Dane te są zgodne z sugestiami wynikającymi z badań palinologicznych (Mamczar, 1968, 1986), i ich wyniki uwiarygodniły korelację z sąsiednim basenem Dolnej Saksonii oraz basenem Dorset w południowej Anglii.

Morales i in. (2015) wyznaczyli pozycję zdarzenia Weisserta w profilu Wąwał k. Tomaszowa Mazowieckiego (fig. 17), na podstawie badań izotopowych całej skały oraz skorupki otwornic bentosowych rodzaju *Lenticulina*. Wzrost zawartości ciężkiego izotopu węgla ^{13}C zaobserwowano w obrębie nanozony BC4a, obejmującej pogranicze dolnego i górnego walanżynu, czyli tetydzkich zon amonitowych *Campylotoxus* (obecnie poziom *Campylotoxus* dzieli się na poziomy *Inostranzewi* i *Neocomiensiformis*) i *Verrucosum* oraz borealnych *Polyptychites* i *Hollwedensis*. Odpowiada to prawdopodobnie interwałowi granicznemu formacji bodzanowskiej (warstwy z *Polyptychites*) oraz włocławskiej (ogniwo wierzchosławickie, warstwy z *Dichotomites*). Badania chemostratygraficzne, minerałów ilastych oraz materii organicznej w profilu Wąwał (Morales i in., 2015) pozwoliły na rekonstrukcję zmian klimatycznych w walanżynie. Klimat wilgotny i bardzo wilgotny trwał od późnego beriasu (Grabowski i in., 2021) przez cały wczesny walanżyn, natomiast późny walanżyn charakteryzował się bardziej skontrastowanym, suchszym klimatem. Zmiany te są porównywalne z ewolucją paleoklimatu w basenie wokontyńskim (Morales i in., 2015). Badania izotopowe fauny amonitowej z profilu Wąwał (Ploch, 2022) dostarczyły danych do rekonstrukcji paleotemperatur wód dennych (12–13°C) i przypowierzchniowych (21–24°C) oraz paleoekologii poszczególnych taksonów amonitów.

Peryt i Wyrwicka (1989, 1991, 1993) udokumentowały zdarzenie OAE 2 (pogranicze cenomanu i turonu) w profilach wierzeń Sawin (k. Chelma) oraz Puławy (fig. 17). Zdarzenie jest dobrze datowane biostratygraficznie (pogranicze poziomów otwornic planktonicznych *Rotalipora cushmani* i *Whiteinella archaocretacea*), i koreluje się z podwyższoną zawartością węgla organicznego oraz znacznym spadkiem udziału otwornic planktonicznych.

Zdarzenie izotopowe z Navigation (pogranicze turonu i koniaku) zostało opisane w profilu Słupia Nadbrzeżna, w profilu środkowej Wisły (Walaszczyk i in., 2010; fig. 17). Jest to charakterystyczne

minimum na krzywej $\delta^{13}C$, występujące na granicy poziomów inoceramowych *Cremnoceramus walterdorffensis walterdorffensis* i *Cr. deformis erectus*, dobrze skorelowane ze stratotypowym profilem GSSP w Salzgitter–Sadler (dolna Saksonia).

Remin i in. (2016) zidentyfikowali w profilu Lipnik–Kije (SW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) dwa zdarzenia izotopowe $\delta^{13}C$: z Kingsdown (pogranicze środkowego i górnego koniaku) oraz Michel Dean (granica koniak/santon; fig. 17). Oba zdarzenia są dobrze korelowalne z sekwencją profili w Hiszpanii, Wielkiej Brytanii i w Ukrainie (Remin i in., 2016).

Dubicka i in. (2017) udokumentowali zdarzenie izotopowe SCBE (zdarzenie graniczne santonu–kampanu) w profilu Bocieniec, na Wyżynie Krakowskiej na podstawie analiz całej skały (*bulk rock*) (fig. 17). Pozycja stratygraficzna zdarzenia SCBE w profilu Bocieniec jest dobrze określona biostratygraficznie (na podstawie otwornic planktonicznych – na pogranicze poziomów *Bolivinooides culverensis* i *Gavelinella clementiana*) i magnetostratygraficznie – na pogranicze magnetozon C34n i C33r. Profil został zakwalifikowany jako stratotyp pomocniczy granicy santon/kampan, obok profili Bottacione (Włochy) i Seaford Head (Anglia) (Jarvis i in., 2023). Dubicka i in. (2023) podjęli próbę rekonstrukcji zmian paleośrodowiskowych podczas zdarzenia środkowo-mastrychckiego (MME), na podstawie paleoekologii otwornic oraz danych geochemicznych (w tym stosunków izotopowych N, C, S, oraz Nd) z profilu środkowej Wisły (otwór Polanówka UW-1) i klasycznego profilu Stevns Klint (otwór Stevns-1). Wykazano związek zdarzenia MME ze znacznym wzrostem poziomu morza oraz zwiększoną aktywnością wulkaniczną na obszarze Oceanu Indyjskiego (Ninety East Ridge, Kerguelen Plateau).

1.1.6. Magnetostratygrafia

Jacek Grabowski

Badania stratygrafii magnetycznej utworów kredy na Niżu Polskim (fig. 18) były prowadzone w ograniczonym zakresie, obejmując granice pięter santonu i kampanu (Dubicka i in., 2017), kampanu i mastrychtu (Plasota i in., 2015) oraz mastrychtu i danu (kredy i paleogenu: Hansen i in., 1989; Remin i in., 2021). Skały osadowe kredy górnej są trudnym materiałem do badań paleomagnetycznych, wykazując bardzo niskie natężenia naturalnej pozostałości magnetycznej oraz lokalnie obecność wtórnych kierunków namagnesowania pochodzenia diagenetycznego. Interpretacje stratygraficzne bazujące na badaniach paleomagnetycznych należy więc traktować jako wstępne.

Badania magnetostratygraficzne granicy santon/kampan prowadzono w profilu Bocieniec w okolicach Krakowa (Dubicka i in., 2017). Na stosunkowo krótkim odcinku (5,25 m), obejmującym poziomy nanoskamieniałości UC13 i UC14 (granica w stropowej części profilu), stwierdzono obecność normalnego namagnesowania do ok. 3,1 m (nanosubzony UC13i – 13iii, dolna część) oraz odwrotnego, obejmującego ostatni metr profilu (pogranicze subzon UC13iii/14). Interwały te zostały skorelowane z magnetozonami C34n oraz C33r. Granica santon/kampan wypada na pograniczu obu magnetozon, co jest zgodne z niedawno ustalonym światowym stratotypem (Gale i in., 2020). Prawidłowość interpretacji stratygraficznej wzmacnia krzywa $\delta^{13}C$, na której w interwale granicznym można zidentyfikować pozytywną anomalię występującą także w innych profilach na świecie (zdarzenie SCBE, zob. fig. 17).

Badania magnetostratygraficzne w interwale granicy kampan/mastycht przeprowadzono w 5 lokalizacjach w profilu środkowej Wisły, w rejonie Solca n. Wisłą (Plasota i in., 2015). Ogółem opracowano ok. 35 m profilu, obejmującego interwał stratygraficzny do poziomu *Inoceramus inkermaensis* do poziomu *Endocostea typica*. Udokumentowano stosunkowo długi (co najmniej 30 m) interwał normalnego namagnesowania oraz interwał powyżej, krótszy, o odwrotnej polarności. Interwały te zinterpretowano odpowiednio jako górną część magnetosubzony C32n2n i dolną część magnetosubzony C32n1r. Granica kampan/mastycht jest usytuowana w najwyższej części magnetosubzony C32n2n, w pobliżu granicy poziomów inoceramowych *Inoceramus redbirdensis* i *Endocostea typica*, co jest z zgodne z międzynarodowym wzorcem tej granicy (Gale i in., 2020). W pojedynczych horyzontach w obrębie magnetosubzony C32n2n stwierdzono obecność odwrotnego namagnesowania, które zostało utrwalone najprawdopodobniej w wyniku procesy diagenetycznych.

Pierwsze badania magnetostratygraficzne granicy kreda/paleogen zostały wykonane w latach 80. XX w. w kamieniołomie Nasilów w profilu Wisły (Hansen i in., 1989). Autorzy stwierdzili obecność namagnesowania o zmiennej polarności, zinterpretowanego jako pierwotne,

CHRONOSTRATYGRAFIA		INOCERAMY	BELEMNITY	AMONITY	OTWORNICE
MASTRYCHT	górný		<i>Belemnella kazimiroviensis</i> ----- <i>Belemnella junior</i>	<i>Hoploscaphites constrictus johnjagti</i> <i>Hoploscaphites constrictus crassus</i> <i>Hoploscaphites constrictus livivensis</i>	<i>Anomalinooides pinguis</i>
	dolny	<i>Trochoceras radiosus</i> ----- <i>Endocostea typica</i>	<i>Belemnella obtusa</i> ----- <i>Belemnella</i> sp. F ----- <i>Belemnella</i> sp. G ----- <i>Belemnella vistulensis</i>		<i>Angulogavelinella gracilis</i>
KAMPAN	górný	„ <i>Inoceramus</i> ” <i>redbirdensis</i> ----- <i>Trochoceras costaeacus</i>	<i>Belemnitella minor</i> II ----- <i>Belemnella inflata</i> ----- <i>Belemnella lanceolata</i>	<i>Nostoceras hyatti</i>	<i>Rosita contusa</i>
		„ <i>Inoceramus</i> ” <i>inkermanensis</i> ----- „ <i>Inoceramus</i> ” <i>altus</i> ----- <i>Sphenoceramus pertenuiformis</i>			
	środkowy	„ <i>Inoceramus</i> ” <i>tenuilineatus</i> ----- <i>Cataceramus subcompresus</i> ----- „ <i>Inoceramus</i> ” <i>azerbaydżanensis-vorhelmensis</i>	<i>Belemnitella langei</i> ----- <i>Belemnitella mucronata</i>	<i>Didymoceras donezianum</i> ----- <i>Bostrychoceras polyplacum</i>	<i>Bolivinooides millaris</i> ----- <i>Stensioeina beccariformis</i> ----- <i>Gavelinella monterelensis</i> ----- <i>Bolivinooides decoratus</i>
		<i>Cataceramus beckumensis</i> ----- <i>Sphaeroceras sarumensis-Cataceramus dariensis</i>			
	dolny		<i>Gonioteuthis granulata quadrata</i> ----- <i>Gonioteuthis granulata granulata</i>	<i>Neancyloceras phalaratum</i>	<i>Globotruncana fomicata</i>
SANTON	górný	<i>Sphenoceramus patotensiformis</i>	<i>Gonioteuthis westfalica granulata</i>	<i>Kitchinites emscheris - Nowakites savini</i>	<i>Globotruncana lapparenti</i>
	środkowy	<i>Sphenoceramus pinniformis</i>			
	dolny	<i>Cladoceramus undulaticus</i>	<i>Actinocamax verus</i>		
KONIAK	górný	<i>Sphenoceramus pachtii</i> <i>Magadiceramus subquadratus</i>		<i>Texanites pseudotexanus</i> <i>Paratexanites serratomarginatus</i>	
	środkowy	<i>Volviceras involutus</i> <i>Volviceras koeneni</i> <i>Inoceramus gibbosus</i> <i>Cremnoceramus d. deformis</i> <i>Cremnoceramus crassus inconstans</i> <i>Cremnoceramus walterdorffensis hanoverensis</i> <i>Cremnoceramus deformis erectus</i> <i>Cremnoceramus walterdorffensis</i>			<i>Marginitruncana coronata</i>
	dolny	<i>Mytiloides scupini</i> <i>Mytiloides incertus</i> <i>Inoceramus perplexus</i>		<i>Forresteria petrocariensis</i>	
TURON	górný	<i>Inoceramus lamarki</i> <i>Inoceramus apicalis</i> <i>Mytiloides hercynicus</i> <i>Mytiloides subhercynicus</i> <i>Mytiloides mytiloides</i> <i>Mytiloides kossmati</i> <i>Mytiloides puebloensis</i>			<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>
	środkowy				
	dolny				
CENOMAN	górný	<i>Mytiloides hattini</i> <i>Inoceramus pictus</i>	<i>Praeactinocamax plenus</i>	<i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>
	środkowy	<i>Inoceramus atlanticus</i> <i>Inoceramus schoendorfi</i>		<i>Acanthoceras rhotomagense</i>	
	dolny	<i>Inoceramus virgatus</i> <i>In. cripsii</i>	<i>Neohibolites minimus</i>	<i>Mantelliceras mantelli</i>	<i>Hedbergella planispira</i>

FIG. 13. Biostratygrafia i chronostratygrafia kredy górnej Polski pozakarpackiej na podstawie inoceramów, amonitów, belemnitów i otwornic, wraz z jej interpretacją chronostratygraficzną (wg Walaszczyka, Remina, 2015)

CHRONOSTRATYGRAFIA	GŁOWNOGI Błaszczewicz (1980)	INOCERAMY Walaszczyk (2004); Walaszczyk, Cobban (2006); Walaszczyk i in. (2010)	AMONITY Remin (2010); Machalski (2012a)	BELEMNITY Remin (2012, 2015)	OTWORNICE BENTOSOWE Walaszczyk i in. (2016)
MASTRYCHT	górnym	<i>Belemnella kazimiroviensis</i>	<i>Tenuipteria argentea</i>	<i>Belemnella sp. F</i> <i>Belemnella sp. G</i> <i>Belemnella vistulensis</i>	<i>Bolivinoidea vistulae</i>
		<i>Belemnitella junior</i>	<i>„Inoceramus” lanjonaensis</i> <i>Trochoceramus radiosus</i>	<i>Belemnitella obtusa</i> <i>Belemnitella minor II</i> <i>Belemnitella minor I</i>	<i>Bolivinoidea draco</i> <i>Gavelinella acuta</i> <i>Bolivinoidea giganteus</i> <i>Anomalinoidea ganikinoensis - Angulogavelinella gracilis</i>
	dolnym	<i>Belemnella occidentalis</i>	<i>Endocostea typica</i> <i>„Inoceramus” redbirdensis</i> <i>„Inoceramus” costaeus</i>	<i>Belemnitella postior</i> <i>Belemnitella nautica</i>	<i>Neoflabellina reticulata</i> <i>Osangularia navarrona</i>
	górnym	<i>Nostoceras hyatti</i>	<i>„Inoceramus” inkeranensis</i> <i>„Inoceramus” altus</i>	<i>Belemnitella langei</i>	<i>Bolivina decurrens - Globorotalites emlyensis</i> <i>Bolivinoidea intermedium</i>
KAMPAN	dolnym	<i>Diacyoceras donezanum</i>	<i>Spherooceramus perenuiformis</i>		<i>Angulogavelinella gracilis - Gavelinella monterelensis</i> <i>Bolivinoidea millaris</i>
	środkowym	<i>Bostriochoceras polyplacum</i>	<i>„Inoceramus” tenuilineatus</i> <i>Cataceramus subcompressus</i>		<i>Bolivina incrassata - Globorotalites michelinianus</i> <i>Globorotalites emlyensis</i>
	dolnym	<i>Neocyloceras phalaratum</i>	<i>„Inoceramus” azerbaijanensis - „Inoceramus” vortelensis</i> <i>Cataceramus beckumensis</i>		<i>Gavelinella amae</i> <i>Gavelinella decoratus</i> <i>Bolivinoidea granulatus - Stensioeina gracilis</i>
	górnym	<i>Gonioteuthis quadrata</i> <i>Gonioteuthis granulata granulata</i>	<i>Sphaerooceramus sarumensis - Cataceramus danensis</i> <i>Spherooceramus patotensiformis - Cordiceramus muelleri</i>		<i>Gavelinella clementiana</i> <i>Bolivinoidea culverensis</i> <i>Stensioeina pommerana</i> <i>Stensioeina gracilis</i> <i>Gavelinella pertusa</i> <i>Gavelinella praestelligera</i> <i>Protostensioeina polonica</i> <i>Stensioeina perfecta - Gavelinella vomberensis</i> <i>Gavelinella vomberensis</i> <i>Protostensioeina bohemica</i>
SANTON	środkowym		<i>Spherooceramus pinniformis</i>		<i>Stensioeina exsculpta</i>
	dolnym		<i>Cladoceramus undulatoaplicatus</i>		<i>Stensioeina granulata</i>
KONIAK	górnym		<i>Spherooceramus pachti</i>		
	środkowym		<i>Magadiceramus subquadratus</i> <i>Volviceramus involutus</i>		

FIG. 14. Biostratygrafia i chronostratygrafia interwału santon–mastrycht w Polsce pozakarpackiej na podstawie amonitów, belemnitów, inoceramów i otwornic bentosowych (wg Walaszczyka i in., 2016, uproszczono)

CHRONOSTRATYGRAFIA	CC	UC
MASTRYCHT	górnym	26 c b a
	dolnym	20 c b a
KAMPAN	górnym	24 b a
	dolnym	19 b a
	środkowym	17 a
	dolnym	16 a
SANTON	górnym	22 a-c
	środkowym	21 a-c
KONIAK	górnym	20 a
	środkowym	19 a
TURON	górnym	18 a
	środkowym	17 a
CENOMAN	górnym	15 c b a
	środkowym	14 c b a
ALB	górnym	13 c
	środkowym	12 c b a
KONIAK	górnym	11 c
	środkowym	10 c b a
TURON	górnym	9 b a
	środkowym	8 b a
CENOMAN	górnym	7 c
	środkowym	6 c b a
ALB	górnym	5 c b a
	środkowym	4 c b a
CENOMAN	górnym	3 c b a
	środkowym	2 c b a
ALB	górnym	1 c b a
	środkowym	0 c b a

FIG. 16. Poziomy nanoplanktonowe w kredzie górnej, CC na podstawie Sissingh (1977) i Perch-Nielsen (1985), UC na podstawie Burnett (1999)

CHRONOSTRATYGRAFIA	POZIOMY OTWORNICOWE	
MASTRYCHT	Peryt i in. (2022)	Robaszynski, Caron (1995)
	<i>Guembellitia cretacea</i>	<i>Abathomphalus mayaroensis</i>
	<i>Globotruncanella petaloidea</i>	<i>Gansserina gansseri</i>
	<i>Rugoglobigerina pernyi</i>	<i>Globotruncana aegyptiaca</i> <i>Globotruncanella petaloidea</i> <i>Globotruncanella havanensis</i> <i>Radotruncana calcarata</i>
KAMPAN	<i>Globotruncanella petaloidea</i>	<i>Globotruncana ventricosa</i>
	<i>Rugoglobigerina pernyi</i>	<i>Globotruncana elevata</i>
	<i>Contusotruncana plummerae</i>	<i>Dicarinella asymetrica</i>
	<i>Globotruncana arca</i>	<i>Dicarinella concavata</i>
SANTON	<i>Globotruncana ilmeiana</i>	<i>Dicarinella primilica-Marginotruncana sigali</i>
	<i>Pseudotextularia nuttalli</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>
KONIAK	<i>Marginotruncana sinuosa</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>
	<i>Marginotruncana coronata</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>
TURON	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	<i>Thalmaninella reicheli</i>
	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	<i>Thalmaninella globotruncanoides</i>
CENOMAN	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>
	<i>Thalmaninella reicheli</i>	<i>Thalmaninella reicheli</i>
	<i>Thalmaninella globotruncanoides</i>	<i>Thalmaninella globotruncanoides</i>

FIG. 15. Korelacja poziomów otwornic planktonicznych ze standardowymi poziomami na podstawie gatunków tetydzkich wg Peryt i in. (2022)

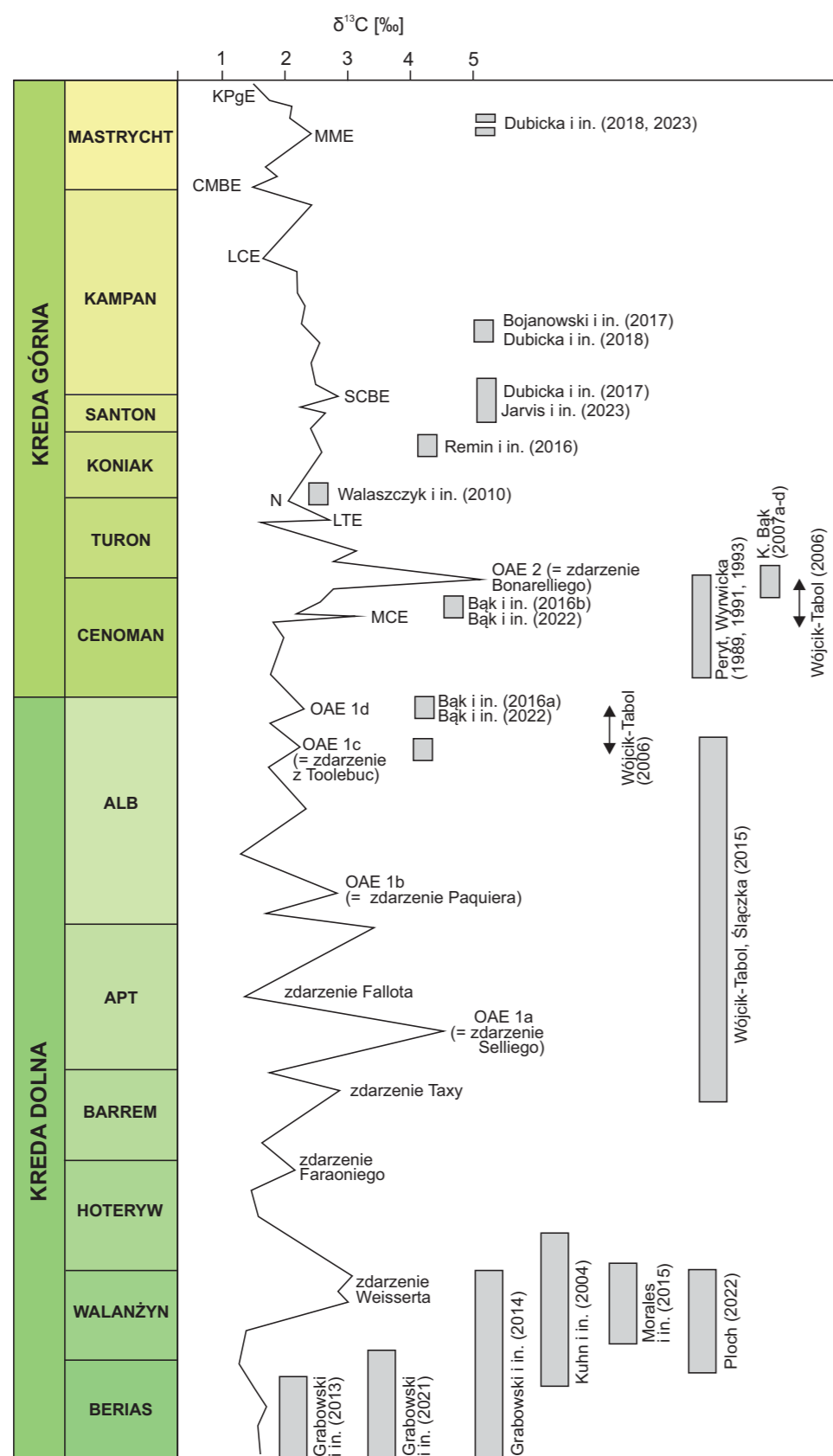


FIG. 17. Interwały wiekowe z kredy Polski poddane analizie chemostratigraficznej na tle syntetycznej krzywej zmian stosunków izotopowych węgla ($\delta^{13}C$) (Föllmi, 2012; Cramer, Jarvis, 2020): KPgE – zdarzenie graniczne kreda/paleogen (ang. *Cretaceous-Palaeogene Event*); MME – zdarzenie środkowego mastrychtu (ang. *Mid-Mastrichtian Event*); CMBE – zdarzenie graniczne kampan/mastrycht (ang. *Campanian/Maastrichtian Boundary Event*); LCE – zdarzenie późnego kampanu (ang. *Late Campanian Event*); SCBE – zdarzenie graniczne santon/kampan (ang. *Santonian/Campanian boundary event*); N – zdarzenie z Navigation (ang. *Navigation Event*); LTE – zdarzenie późnego turonu (ang. *Late Turonian Event*); OAE (1a-d, 2) – oceaniczne zdarzenie anoksyczne (ang. *Oceanic Anoxic Event*)

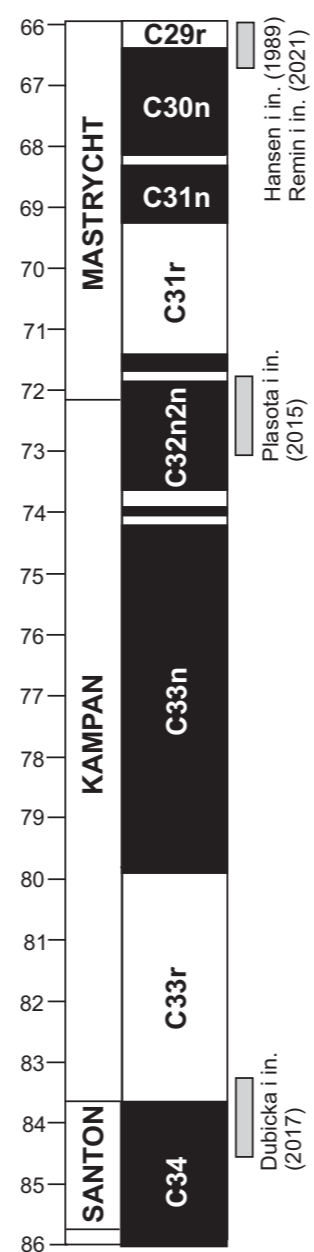


FIG. 18. Schemat magnetostratigraficzny santonu, kampanu i mastrychtu, wg Gale'a i in. (2021) i badania magnetostratigraficzne w kredzie Niżu Polskiego

które skorelowano z magnetozonami M30n do M28n. Granica kreda/paleogen, w poziomie charakterystycznego twardego dna, wypada dokładnie na pograniczu magnetozon M29r i M29n. Zasugerowano, że luka stratygraficzna obejmuje górną część magnetozony M29r. Wysokorozdzielcze badania podatności magnetycznej wykazały istnienie cykli sedimentacyjnych, najprawdopodobniej pochodzenia orbitalnego (Hansen i in., 1993). Najnowsze badania wskazują jednak, że interpretacja wyników paleomagnetycznych z Nasłowa nie jest jednoznaczna, a luka stratygraficzna jest najprawdopodobniej bardzo krótka, związana ze zdarzeniem erozyjnym w najpóźniejszym mastrychcie (Remin i in., 2021).

1.2. BASENY: OPOLSKI, PÓŁNOCNOSUDECKI I ŚRÓDSUDECKI

1.2.1. Paleogeografia i historia tektoniczna oraz sedimentacyjna

Aleksander Kowalski, Krzysztof Leszczyński

Basen opolski powstał jako synkinalne obniżenie (z osobnym deocentrum w rejonie Opola (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krasowska, 1988) w wyniku lokalnej subsydencji pomiędzy Masywem Czeskim a regionem śląsko-krakowskim, na którą nałożyła się eustatyczna transgresja późnokredowa.

Pod względem paleogeograficznym, kredowy basen opolski był ograniczony od zachodu – przez wyspę wschodniosudecką, od NW – tzw. garb Zielonej Góry (i jego przedłużenie ku SE), a od NE i wschodu – przez wyniesienie Ostrzeszów–Częstochowa i łąd górnośląski (Dadlez i in., 1998a).

Izolowany charakter wschodni kredowych, znacznie oddalonych od najbliższych wystąpień kredy górnej basenu Niżu Polskiego, wiąże się z posedymentacyjną erozją towarzyszącą zjawiskom inwersji tektonicznej w późnej kredzie i wczesnym paleogenu.

Basen jest wypełniony osadami deponowanymi w jednym ciągłym cyklu sedimentacyjnym (formacje gosławicka i prószkowska) w cenomanie–koniaku. Osady kredowe leżą w części południowej niezgodnie na sfałdowanym paleozoiku strefy śląsko-morawskiej oraz na triasie (basen Niżu Polskiego), a w części północnej także na permie (wschodni basen przedśudecki). Cenomańskie transgresywne piaskowce glaukonitowe przechodzą w turonie w wapienie i margle, a w najwyższej części (koniak) w margle ilaste i ily margliste (Alexandrowicz, Radwan, 1973; Walaszczyk, 1992). Materiał klastyczny był dostarczany do basenu najprawdopodobniej z pobliskich wysp sudeckich (Walaszczyk, 1992; Kędziński, Uchman, 2018). Powierzchnia stropowa kredy jest erozyjna na całym obszarze opolskim. Miąższość kredy dochodzi do ok. 300 m w centralnej części basenu.

Kredowy basen śródsudecki jest obniżeniem ograniczonym uskokami, powstałym w późnym cenomanie wskutek synorogenicznej subsydencji. Istnieje kilka poglądów na temat tektonicznej ewolucji basenu, zakładających synorogeniczną subsydencję, a następnie fazę kompresyjną i inwersję basenu (Don, Don, 1960; Don, 1996; Don, Gotowała, 2008) lub wielofazową ekstensję (Wojewoda, 1997; Don, Wojewoda, 2005). Rozwój basenu zakończyły ruchy wypiętrzające, związane z fazą kompresji północnego przedpola orogenu alpejskiego na przełomie kredy i paleogenu (por. Badura, Rauch, 2014 i literatura tamże). Granice basenu nawiązują w większości do uskoków ramowych synklinorium śródsudeckiego i rowu górnej Nysy Kłodzkiej.

W planie paleogeograficznym omawiany basen był ograniczony od zachodu przez wyspę zachodniosudecką, a od wschodu i NE przez wyspę wschodniosudecką (Jaskowiak-Schoeneichowa, Krasowska, 1988). Basen śródsudecki wraz z basenem północnosudeckim znajdował się w późnej kredzie pomiędzy prowincjami borealną i tetydzką (np. Čech, 2011).

Osady kredy (cenoman górny–koniak dolny) leżą niezgodnie na zmetamorfizowanych skałach paleozoicznych orogenu waryscyjskiego oraz przekraczając na starszych permskich i triasowych osadach basenu śródsudeckiego. W segmencie NW (brachysynklina Krzeszowa) i centralnym (Góry Stołowe) występuje od 350 do 500 m płytkomorskich osadów klastycznych. Na transgresywnych piaskowcach glaukonitowych cenomanu górnego występuje kilka cykli transgresywno-regresywnych turonu i koniaku złożonych z ilowców i mułowców wapienistych, przechodzących ku górze w masywne piaskowce (ciosowe) (Radwański, 1975; Wojewoda, 1997). W segmencie SE, określanym jako rów górnej Nysy Kłodzkiej, tworzył się od cenomanu późnego do santonu kompleks osadów klastyczno-węglanowych o miąższości ok. 1200 m, reprezentowanych przez

utwory margliste, piaskowce, a także gruboziarniste osady delt stożkowych deponowane wzdłuż uskokowych krawędzi basenu (Jerzykiewicz, 1971; Don, Gotowała, 2008; Badura, Rauch, 2014; Chrzastek, 2020; Chrzastek, Nowicka, 2021).

Kredowy basen północnosudecki, o charakterze tektonicznego obniżenia, został uformowany w późnym cenomanie w wyniku tektoniki młodopalpejskiej (Chrzastek, Wojewoda, 2011) i jest ograniczony uskokami o kierunku NW–SE. W ujęciu paleogeograficznym basen ten był ograniczony od południa – przez wyspę zachodniosudecką, od wschodu – przez wyspę wschodniosudecką.

Osady basenowe (cenoman–santon) leżą niezgodnie na podłożu górnopaleozoicznym i triasowym (Milewicz, 1979). Kredę górną (formacje: z Rakowic Wielkich, z Węglińca i z Czernej – Milewicz, 1997) reprezentuje w większości sukcesja morskich utworów piaszczystych, marglistych i wapiennych o miąższości sięgającej 1400 m. Wyższa część koniaku, zwłaszcza w SE zakończeniu basenu, jest wykształcona w facjach terygenicznych/paralicznych (przybrzeżne, jeziorne, bagienne i lagunowe – Leszczyński, 2010, 2018). W santonie utworzyły się osady ilowcowo-mułowcowo-piaszczyste (utwory brakiczne/paraliczne/deltowe z warstwami węgla brunatnego – Milewicz, 2006).

Górna granica osadów i ich zasięg regionalny są erozyjne. Koniec sedimentacji późnokredowej wiązał się z kompresją przenoszoną od orogenu alpejskiego ku NE, na co nałożyło się znaczne obniżenie poziomu morza pod koniec kredy.

Mapę współczesnego zasięgu utworów kredy oraz ich stratygrafię pod powierzchnią kenozoiku ilustruje figura 19. Na figurach 20 i 21 przedstawiono aktualne zasięgi utworów jednostek chronostratigraficznych kredy dolnej i górnej.

1.2.2. Litostratigrafia

Aleksander Kowalski, Krzysztof Leszczyński

W kredzie górnej w niecce opolskiej Alexandrowicz (1974a, b, 1975) wyróżnił warstwy z Gosławic (formacja gosławicka) – cenoman, warstwy prószkowskie (formacja prószkowska) – turon–?najniższy koniak, i warstwy niemodlińskie (formacja niemodlińska) – koniak (por. Wagner, 2008), a w ich obrębie 7 ogniw (serii) litostratigraficznych: w cenomanie seria 1 (piaski i piaskowce, lokalnie zlepnie), w turonie (i najniższym koniaku?) serie 2–6 (margle ilaste dolne, margle dolne, wapienie margliste, margle górne, margle ilaste górne), oraz nadległe margle ilaste i ily margliste zaliczone do koniaku (fig. 22). Również Tarkowski (1991) zaproponował wydzielenie na tym obszarze 7 ogniw. Stratygrafię utworów turonu i koniaku na podstawie inoceramów ustalił Walaszczyk (1988, 1992).

W synklinorium północnosudeckim Milewicz (1985, 1997) ustanowił formacje z Rakowic Wielkich, z Czernej i z Węglińca (tab. 1). W obrębie tych formacji wyróżniono również podrzędne jednostki w randze ogniw. Formacje z Rakowic budują głównie skały węglanowe (wapienie, margle, podrzędne ilowce) z kilkoma miąższymi litosomami piaskowcowymi wyróżnianymi jako ogniwo z Wilkowa, ogniwo z Chmielna, ogniwo z Dobrej oraz ogniwo z Żerkowic. Wapienie zostały wydzielone jako ogniwo z Przewozu.

W brachysynklinie Krzeszowa Kowalski (2021) zaproponował wyróżnienie formacji Krzeszowa, a w jej obrębie podrzędne jednostki w randze ogniw i serii litologicznych (tab. 1). W spągu tej formacji zlepnie transgresywne przechodzą ku górze w piaskowce kwarcowo-glaukonitowe (ogniwo z Zaworów). Wyżej występują piaskowce wapieniste oraz mułowce, które w niższej części zawierają gezy i spongiolity. Seria mułowców przedzielona jest utworami piaskowcowymi (ogniwo z Gorzeszowa; fig. 23). W stropie formacji występują bezwapieniste piaskowce (ogniwo z Krzeszówka).

W Górach Stołowych kreda górna (górny cenoman–górny turon) to seria zdominowana przez mułowce wapieniste (z przewarstwieniami spongiolitów) oraz piaskowce (piaskowce ciosowe). W profilu kredy górnej historycznie wyróżnia się charakterystyczną dla tego obszaru litofację, tzw. piaskowce ciosowe, które dzieli się na dolne, środkowe i górne (fig. 24). W rowie górnej Nysy Kłodzkiej profil litologiczny jest podobny, ale sięga aż po koniak i santon. Ponad piaskowcami, będącymi ekwiwalentem piaskowca Skalniaka-Szczelińca z Gór Stołowych, występują jeszcze dolne i górne warstwy z Ildzikowa wieku koniak–santon.

Figura 25 przedstawia litostratygrafię kredy górnej w niecce północnosudeckiej zaprezentowaną przez Leszczyńskiego (2018), w brachysynklinie Krzeszowa według Kowalskiego (2021) i w niecce opolskiej na podstawie Alexandrowicza (1974a, b, 1975) i Wagnera (2008). Uproszczone schematy litostratigraficzne dla rowu górnej Nysy Kłodzkiej oraz Gór Stołowych przedstawiono na figurze 26.

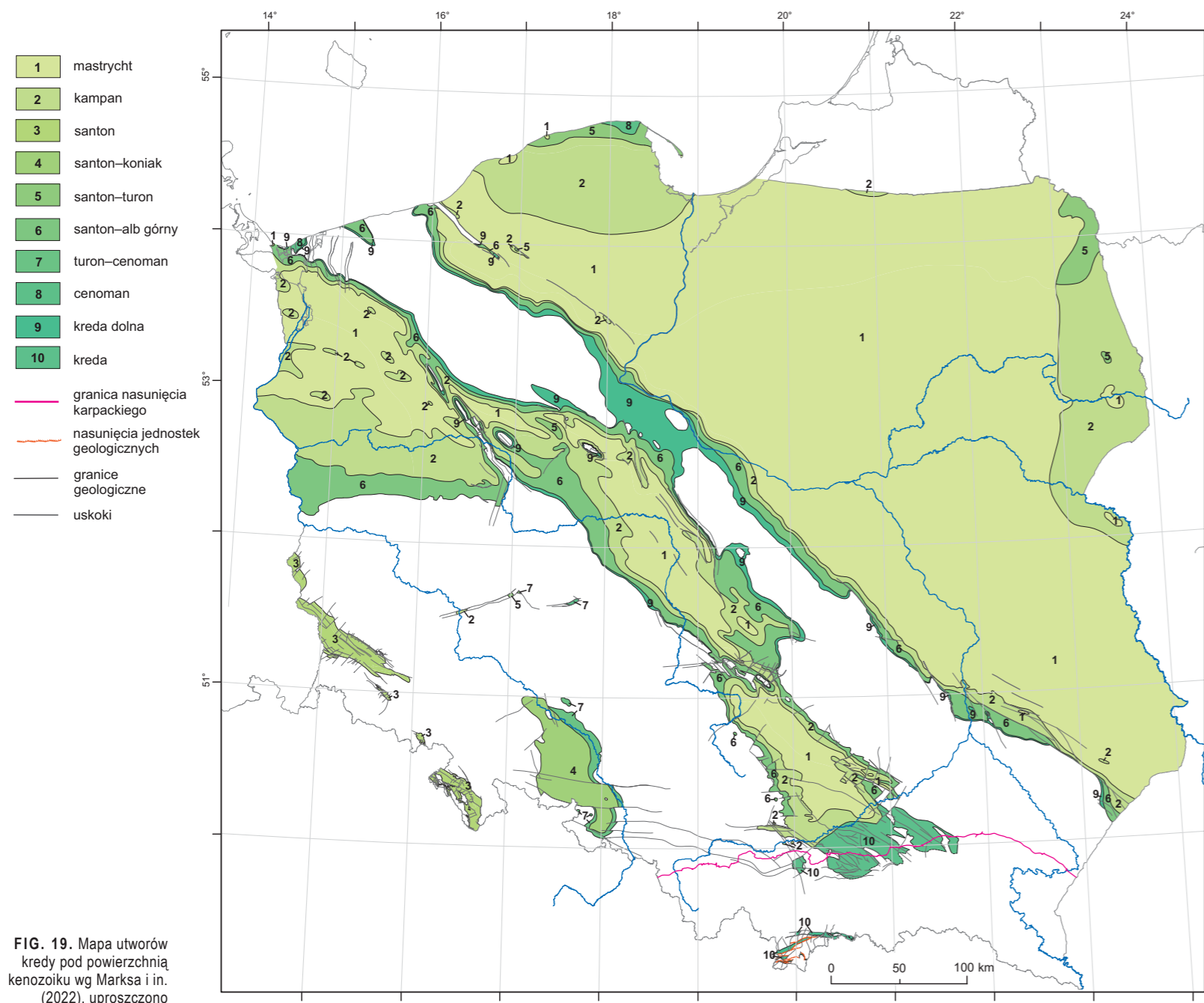


FIG. 19. Mapa utworów kredy pod powierzchnią kenozoiku wg Marksa i in. (2022), uproszczono

1.2.3. Stratygrafia sekwencji

Aleksander Kowalski

Leszczyński i Nemeč (2020) zastosowali metodykę stratygrafii sekwencji dla górnej części profilu osadów kredy górnej basenu północnosudeckiego (koniak–santon dolny), wydzielaając w nich szereg cykli transgresywno-regresywnych i odpowiadających im sekwencji depozycyjnych. Interpretację przedstawiono w odniesieniu do trendów zmian poziomu oceanu światowego i w kontekście lokalnej tektoniki.

W dolnej części analizowanego profilu (koniak dolny–koniak środkowy), Leszczyński i Nemeč (2020) wyróżnili ciąg HST, obejmujący wyższą część formacji z Rakowic Wielkich. W górnej części tej formacji występuje progradacyjny litosom piaskowcowy zaliczany do ogniwa z Żerkowic, a powyżej tego litosomu, w SE części basenu – luka stratygraficzna, która została zinterpretowana jako efekt wymuszonej regresji związanej z regionalną tektoniką i spadkiem względnego poziomu morza. Wskutek tego procesu basen północnosudecki przekształcił się w wąską, otwartą cieśninę morską, w zamkniętą zatokę, ograniczoną od SE przez zespół barier piaszczystych, lagun i delt (Leszczyński, Nemeč, 2020). W NW części basenu luka stratygraficzna nie występuje, a osady wyżej-geległej formacji z Węglińca i formacji z Czernej są ograniczone w spągu powierzchnią transgresji. Wzrost poziomu morza w koniaku skutkował zatopieniem przybrzeżnego fragmentu zatoki i rozwojem

środowisk przejściowych, w tym paralicznych, lagunowych i deltowych, w SE części basenu (osady ogniwa z Nowogrodzca). Utwory formacji z Węglińca interpretowane są natomiast jako osady otwartego zbiornika morskiego (zatoki), która rozwinęła się w NW części basenu północnosudeckiego w późnym koniak i z początkiem santonu (ciąg TST i ciąg HST; Leszczyński, Nemeč, 2020).

1.2.4. Biostratygrafia

Aleksander Kowalski

Biostratygrafia kredy górnej w niecce opolskiej, a także w synklinorium półnosudeckim i śródsudeckim bazuje głównie na inoceramach, w mniejszym stopniu na otwornicach i nanoplanktonie.

Podział biostratygraficzny kredy górnej niecki opolskiej został opracowany przez Walaszczuka (1988, 1992), który wydzielił 10 inoceramowych poziomów biostratygraficznych obejmujących przedział turon–koniak dolny – poziomy od *Inoceramus apicalis* do *Inoceramus kleini* (?). Podział ten został doprecyzowany przez Kędzińskiego (2008), który na podstawie nanoplanktonu występującego w marglach (turon środkowy–koniak środkowy) wyróżnił poziomy nanoskamieniałości UC6–UC10. Danych paleośrodowiskowych dostarczyły również badania ichtnoskamieniałości (Kędziński, Uchman, 2001). W marglistych osadach kredy opolskiej stwierdzono zęby rekinów, które najliczniej występują w utworach

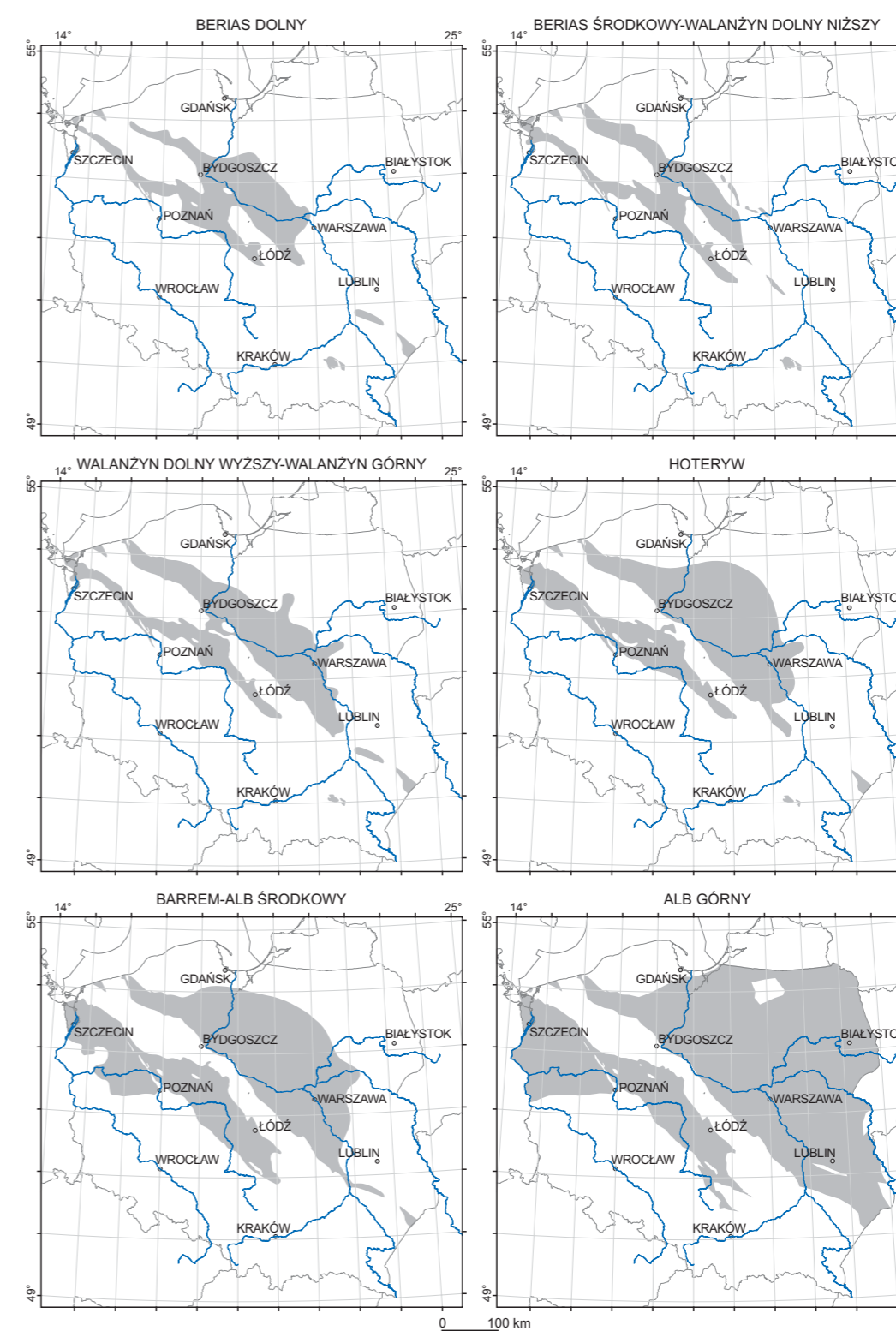


FIG. 20. Obecne zasięgi jednostek chronostratygraficznych kredy dolnej (interpretacja na podstawie: Raczyńskiej, 1979b; Marka, 1988, 1997c; Niemczyckiej, Brochwicz-Lewińskiego, 1988; Urbańca i in., 2010)

turonu środkowego poziomu *Inoceramus lamarcki* (Niedźwiedzki, Kalina, 2003). W osadach turon–koniaku występują również amonity, szkarłupnie, gąbki, bruzdnice i szczątki roślin (Walaszczuk, 1988; Olszewska-Nejbert, 2007; Świerczewska-Gładysz, 2012; Świerczewska-Gładysz, Jurkowska, 2013; Płachno i in., 2018). Płachno i in. (2018) w stanowisku Folwark opisali makroflorę z margli turonu górnego: drewno roślin nagozależkowych, szyszkę igłaka *Geinitzia reichenbachii* oraz paproć *Didymosorus*, interpretując je jako pochodzące z wyspy wschodniosudeckiej. Autorzy ci zidentyfikowali również zespoły sporomorf (zarodniki mszaków, widlaków i paproci oraz ziarna pyłku roślin nagonasiennych i okrytonasiennych), a także cysty bruzdnic (Płachno i in., 2018).

Stratygrafię utworów kredy synklinorium północnosudeckiego i synklinorium śródsudeckiego oparto także na inoceramach (Milewicz, 1997). Wyjątkiem był poziom *Actinocamax plenus* (turon dolny), który wyróżniano w synklinorium śródsudeckim i północnosudeckim (Wojewoda i in., 2011), aczkolwiek skamieniałość ta występuje na obszarze Sudetów niezwykle rzadko (Radwański, 1969). W mor-

skich osadach marglistych turon–koniaku obu tych obszarów (Teissyre, 1972, 1975; Chrząstek, 2008) oraz w utworach brakicznych santonu synklinorium północnosudeckiego (Alexandrowicz, 1976) stwierdzono również liczne gatunki otwornic o znaczeniu stratygraficznym. Poza fauną inoceramową z obszaru obu synklinoriów są znane inne małże, gąbki, korale, jeżowce, ramienionogi, ślimaki, łódkonogi, amonity, skorupiaki i skamieniałości ryb, w tym m.in. zęby rekinów (Chrząstek, 2008). Bogaty zespół makroflory (paproci, a także roślin nago- i okrytonasiennych) oraz miospór został opisany z obszaru północnosudeckiego przez Halamskiego i in. (2020), a z obszaru rowu górnej Nysy Kłodzkiej – przez Halamskiego i Kvačka (2015). Badania te pozwoliły zrekonstruować zbiorowiska roślinne obszarów Źródłowych w późnej kredzie – wysp zachodnio- i wschodniosudeckiej (Halamski, Kvaček, 2015; Halamski i in., 2020). W synklinorium północnosudeckim i w rowie górnej Nysy Kłodzkiej prowadzono badania skamieniałości śladowych, które dostarczyły istotnych danych paleośrodowiskowych i paleogeograficznych (Chrząstek, 2013, 2020; Chrząstek i in., 2018; Chrząstek, Wypych, 2018; Chrząstek, Nowicka, 2021).

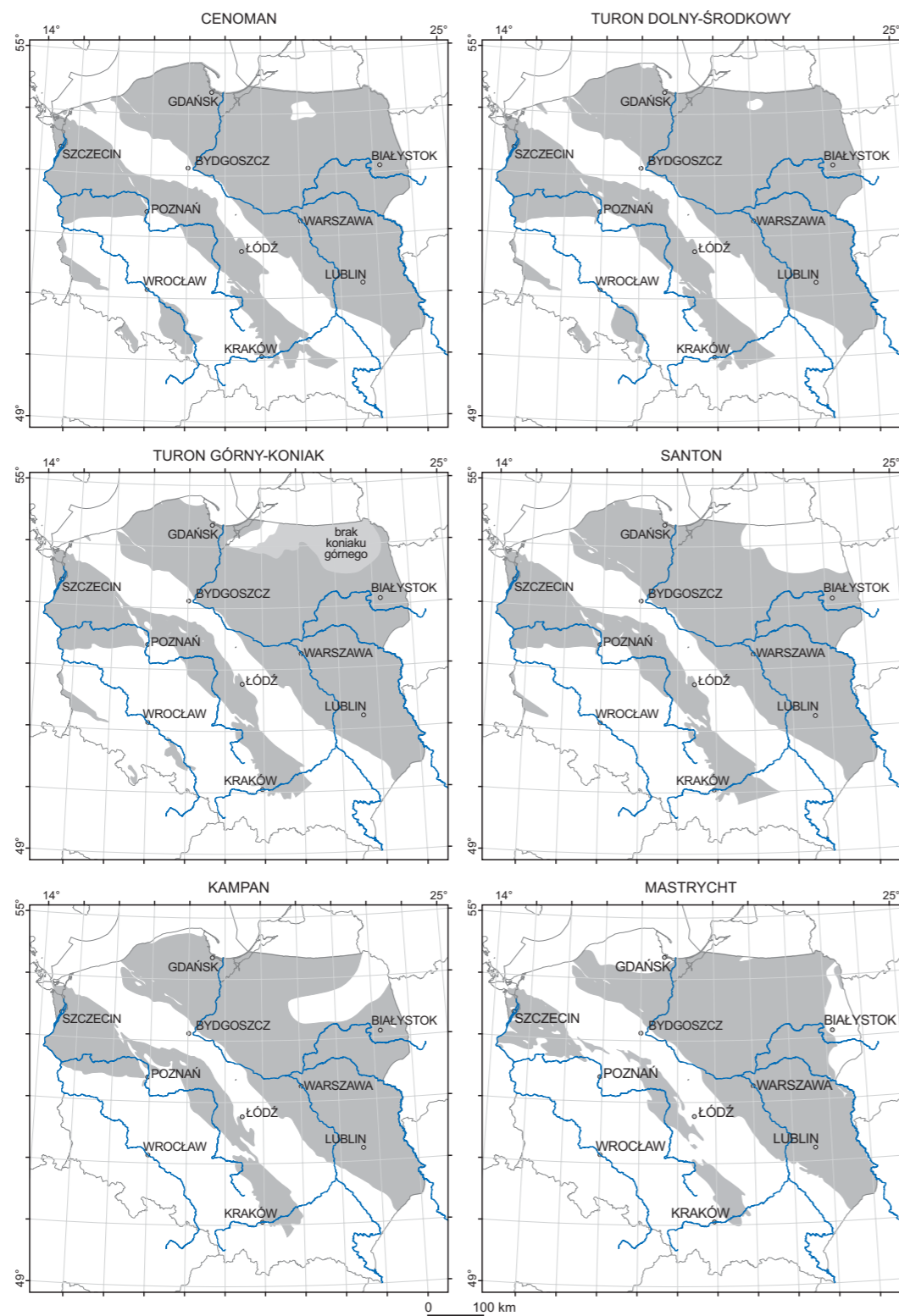


FIG. 21. Obecne zasięgi jednostek chronostratygicznych kredy górnej (interpretacja na podstawie: Jaskowiak-Schoeneichowej, Krassowskiej, 1988; Krassowskiej, 1997; Leszczyńskiego, 2010, 2012)



FIG. 22. Kamieniołom margli turonu i koniaku Folwark k. Opola – niecka opolska. Fot. A. Kowalski



FIG. 23. Piaskowce turonu środkowego (ogniwo z Gorzeszowa, środkowe piaskowce ciosowe), brachysynklina Krzeszowa, synklinorium śródsudeckie. Fot. A. Kowalski

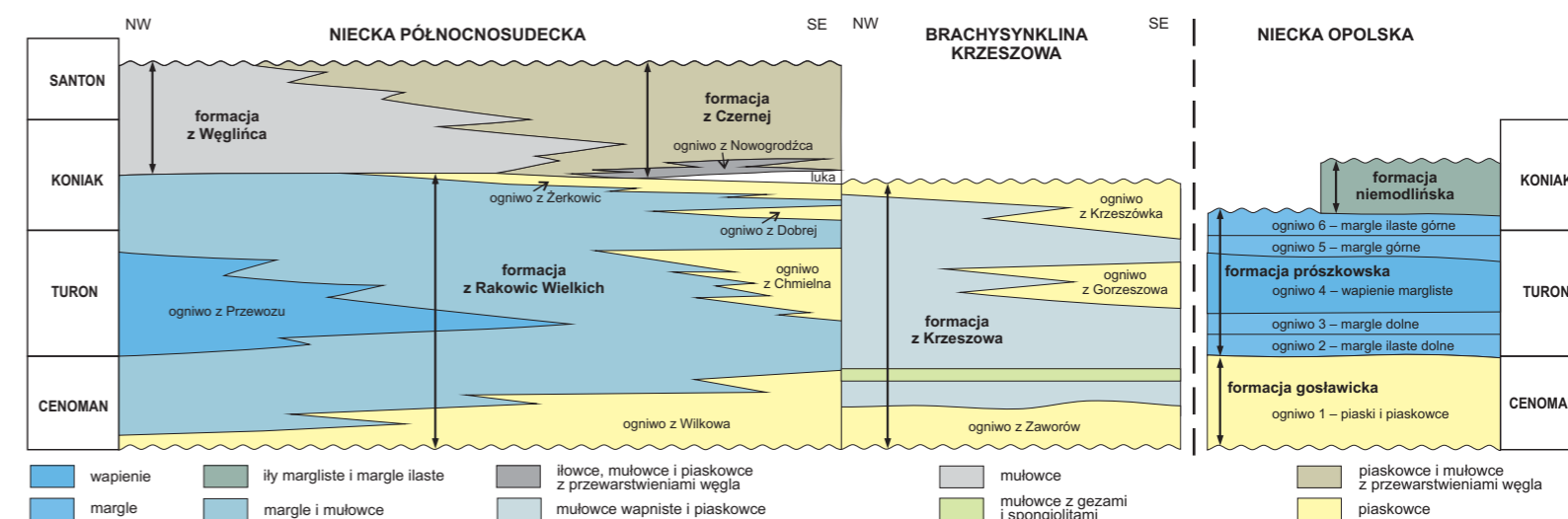


FIG. 24. Litostratygrafia kredy górnej w przekroju przez basen północnosudecki wg Leszczyńskiego (2018, uproszczono, litostratygrafia na podstawie Milewicza, 1997) i w przekroju przez brachysynklinę Krzeszowa wg Kowalskiego (2021, uproszczono) oraz uogólniony profil kredy górnej basenu opolskiego na podstawie Alexandrowicza (1974a, b, 1975) i Wagnera (2008)

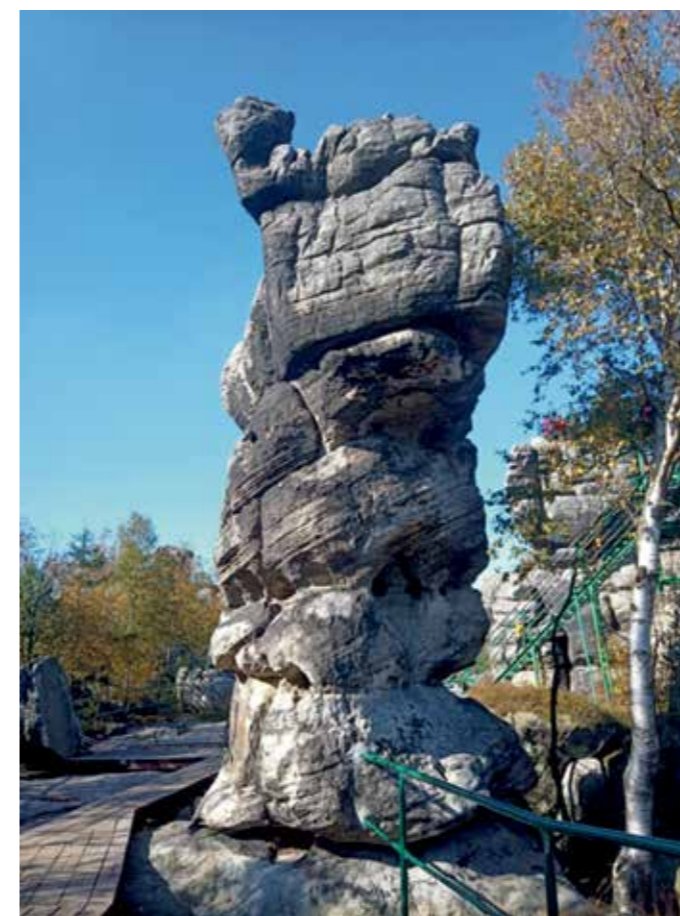


FIG. 25. Przekątnie warstwowane piaskowce turonu górnego-koniaku (górną piaskowca ciosową) na Szczylnicy Wielkiej, skałka Wielbłąd, Góry Stołowe, synklinorium śródsudeckie. Fot. A. Kowalski

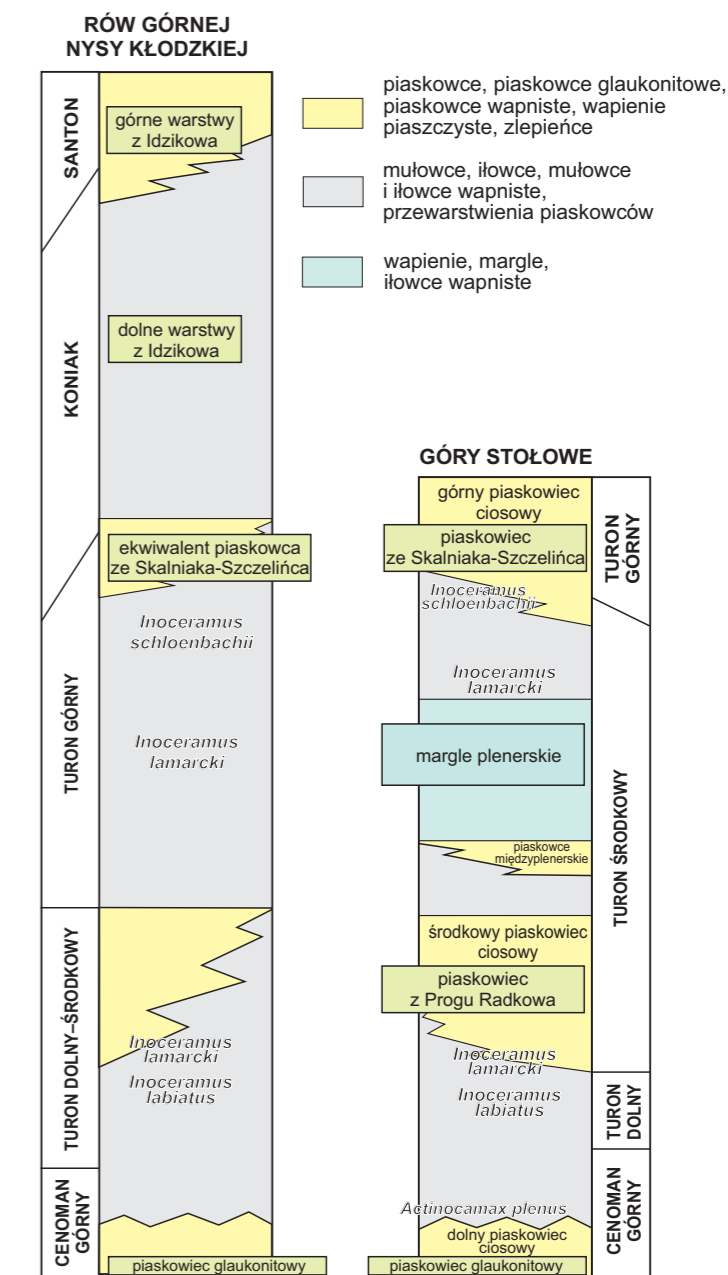


FIG. 26. Uproszczone profile litostratygiczne rowu górnej Nysy Kłodzkiej i Gór Stołowych na podstawie Jerzykiewicza, Wojewody (1986); Wojewody (1997); Dona, Wojewody (2005); Rotnickiej (2005)

Karpaty

2.1. PALEOGEOGRAFIA I HISTORIA TEKTONICZNA ORAZ SEDYMENTACYJNA

Krzysztof Leszczyński, Jacek Grabowski, Tomasz Malata

Utwory kredy w Karpatach były deponowane w basenach Karpat zewnętrznych, basenach pienińskich i tatrzańskich.

Baseny Karpat zewnętrznych obejmują kilka stref paleogeograficznych, których osady są obecnie ujęte w duże jednostki tektoniczne o charakterze fałdowo-nasuwczym, zwane płaszczowinami. Baseny Karpat zewnętrznych mają charakter poligenetyczny, a ich rozwój był wieloetapowy (np. Grabowski, Krobicki, 2023b i literatura tam cytowana). W pierwszym etapie ich ewolucji (jura środkowa–przełom jury i kredy) były to baseny ekstensyjne, powstałe w wyniku ryftowania na południowym skraju platformy północnoeuropejskiej, częściowo na ścienionej skorupie kontynentalnej lub oceanicznej (Poprawa, Malata, 2006). Następnie miała miejsce faza poryfowej subsydencji termicznej (wczesna kreda – turon) ze znacznym spadkiem tempa sedymentacji, zmniejszeniem kontrastów topograficznych i ujednocnieniem facjalnym. Etap ten został na krótko przerwany fazą kompresji z kulminacją w albie. Główną fazę kompresji, związaną z aktywnością tektoniczną grzbietu śląskiego datuje się na późną kredę–paleocen.

W basenach pienińskich, według Birkenmajera (1986), utwory kredowe w granicach Polski występują w obrębie sukcesji skałkowych, pokrywają kredowej (mastrycht) i sukcesji zewnętrzno-karpackiej. Na przełomie kampanu i mastrychtu miały miejsce ruchy płaszczowinowe „fazy laramijskiej”, które spowodowały odkłucie od podłoża, sfałdowanie i nasunięcia poszczególnych sukcesji skałkowych (Grabowski, Krobicki, 2023a i literatura tam cytowana).

Baseny tatrzańskie obejmują kilka jednostek paleogeograficzno-facjalnych. Utwory kredy powstawały w basenach sukcesji wierzchowej i sukcesji reglowej dolnej. Koniec rozwoju basenów wiązał się z początkiem ruchów płaszczowinowych w Tatrach w późnej kredzie (Grabowski, 2023 i literatura tam cytowana).

2.2. KARPATY ZEWNĘTRZNE

2.2.1 Litostratygrafia

Tomasz Malata

Utwory kredowe występują we wszystkich seriach osadowych Karpat zewnętrznych (fig. 27; tab. 2). Zajmują one znaczną powierzchnię w strefach występowania serii bardziej zewnętrznych (północnych) – skolskiej, podśląskiej i śląskiej. Mniej ich jest w seriach: dukielskiej, przedmagurskiej i magurskiej. Najczęściej odznaczają się w zewnętrznych częściach jednostek tektonicznych, w strefach nasunięć. Wyjątkiem jest jednostka śląska, w której utwory kredowe dominują w zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych, podczas gdy w części wschodniej występują na powierzchni na bardzo ograniczonym obszarze.

Serie osadowe Karpat zewnętrznych nie obejmują zwykle całego profilu kredy, z wyjątkiem serii śląskiej. Profil serii podśląskiej zaczyna się w obrębie niższej części kredy dolnej (walańzyn), profil serii skolskiej – w hoterywie, profile serii dukielskiej i przedmagurskiej – w obrębie kredy górnej. Problematyczny jest wiek początku profilu serii magurskiej – w Polsce najstarsze jej osady pochodzą ze stropowej części kredy dolnej (alb). Na Morawach obejmują lokalnie utwory już od hoterywu, choć nie są one w ciągłości sedymentacyjnej z utworami kredy górnej. Do osadów basenu magurskiego zalicza się (np. Birkenmajer, Oszczytko, 1989) również sukcesję Grajcarka w pienińskim pasie skałkowym (a więc poza Karpatai zewnętrzny). Nawet przyjmując takie przyporządkowanie, do serii magurskiej można zaliczyć wyłącznie górnokredowo-paleogeńską pokrywę spoczywającą niezgodnie na starszych (od jury środkowej) osadach, a więc przynależność sukcesji Grajcarka nie rzutuje na wiek początku sedymentacji serii magurskiej.

Najbardziej północna seria Karpat zewnętrznych – seria skolska – rozpoczyna się mułowcami z Belwina należącymi do hoterywu (Gucik, 1963). Są to szare mułowce margliste z przewarstwieniami czarnych łupków. Nadścienia je łupki spaskie (barrem–alb), wykształcone jako czarne łupki ilaste lub lekko margliste, sporadycznie z przewarstwieniami mułowców i piaskowców drobnoziarnistych oraz konkrekcjami syderytowymi i manganowymi. Miejscami ich wyższa część jest zastąpiona przez piaskowce z Kuźminy (alb–

cenoman; Malata, Żytko, 2006). Profil kredy górnej rozpoczyna cenomańska formacja z Dolhego (Kotlarczyk, 1978), o niewielkiej miąższości, rozwinięta w formie zielonych, pstrych i czarnych łupków z konkrekcjami manganowymi. Pozostała część kredy górnej reprezentują warstwy inoceramowe, przechodzące zresztą do paleocenu. Jest to bardzo miąższa seria piaskowcowo-lupkowa z pakietami piaskowców gruboławicowych (piaskowce z Leszczyn), margli turbidytowych (margle krzemionkowe z Hołowni, margle fukoidowe z Kropiwnika), pstrych łupków (w kilku nieciągłych poziomach) oraz osadami spływów podmorskich (okruchowce z Makówki, margle z Węgierki). Dominują jednak muskowirowe piaskowce laminowane, drobnoziarniste, cienko- i średnioławicowe, wapniste, oraz przeławicujące je margliste łupki szare i zielonkawe. Profil warstw inoceramowych (formacja ropianiecka – Kotlarczyk, 1978; choć jest to nazwa krytykowana – Ślęczka, Miziołek, 1995) rozpoczynają zwykle margle krzemionkowe z Hołowni (turon–santon), nadścienione serią piaskowcowo-lupkową (flisz z Rybnika – Kotlarczyk, 1978) lub częściowo przez nią zastąpione (warstwy z Cisowej – Wdowiarski i in., 1974). Nad nią występują margle fukoidowe z Kropiwnika (kampan–mastrycht; Leszczyński i in., 1995), również miejscami zastąpione przez serię piaskowcowo-lupkową z Leszczyn i przewarstwieniami margli (ogniwo z Posady Rybotyckiej). Powyżej znowu występuje seria piaskowcowo-lupkowa, przedzielona w części północnej piaskowcami gruboławicowymi (piaskowce z Leszczyn) oraz towarzyszącymi im osadami spływów podmorskich (zwirowce ilaste z egzotykami – okruchowce z Makówki z blokami m.in. margli z Węgierki; Geroch i in., 1979). Odpowiednikiem piaskowców z Leszczyn w środkowej części polskich Karpat zewnętrznych są piaskowce z Rybia (strefa lanckorońsko-żegocińska, rejon Limanowej – Leśniak, 1994), a na zachodzie piaskowce z Szydłowca (Goryczkowca) w rejonie Wadowic. Natomiast odpowiednikiem okruchowców z Makówki są margle frydeckie z egzotykami.

Następna – ku południowi – jest seria podśląska. Dolna część jej profilu (walańzyn–apt) jest wykształcona podobnie do serii śląskiej (i tam też będzie omówiona). Od albu natomiast zaczynają pojawiać się różnice. Powyżej warstw wierzchowskich lub piaskowców grodziskich występują miejscami gruboławicowe piaskowce nieco glaukonitowe (warstwy lgockie dolne; fig. 28–30). Nadścienia je warstwy gezwowe, złożone ze średnio- i cienkoławicowych gez, gez piaszczystych i piaskowców spikulowych z przewarstwieniami czarnych łupków ilastych, wieku alb–najniższy cenoman. Niekiedy ich stropowa część jest skrzemionkowana. Ku górze przechodzą one w pstry łupki godulskie o niewielkiej miąższości (cenoman–santon; fig. 31), a te z kolei w miękkie margle pstry – margle węgloweciczne, których sedymentacja trwała od kampanu aż po paleocen–wczesny eocen (Malata, Rączkowski, 1996).

Najpełniejszy profil kredy ma seria śląska. Od kimerydu/tytonu aż lokalnie po hoteryw (Olszewska i in., 2008) trwała sedymentacja turbidytowych wapieni cieszyńskich, często gruboławicowych, z przewarstwieniami czarnych łupków. Ku górze profilu i ku wschodowi od walańzynu są one zastępowane przez cienkoławicową serię piaskowcowo-lupkową łupków cieszyńskich górnych (walańzyn–hoteryw), niekiedy z konkrekcjami syderytowymi (Słomka, 1986). Nad nimi od hoterywu do najniższego albu zaczynają dominować czarne łupki ilaste z przewarstwieniami piaskowców cienkoławicowych (warstwy wierzchowskie), niekiedy zastąpione (całkowicie lub częściowo, w różnych miejscach profilu warstw wierzchowskich) przez piaskowce grodziskie (gruboziarniste lub zlepieńcowate, z podrzędnymi przewarstwieniami łupków) lub łupki margliste (łupki grodziskie). Powyżej warstw wierzchowskich lub piaskowców grodziskich występują warstwy lgockie i czarnych łupków ilastych. W dolnej części profilu lokalnie jest zastąpiona przez piaskowce gruboławicowe (warstwy lgockie dolne), w górnej – przez utwory silnie skrzemionkowane (rogowce mikuszowickie). Część środkowa z kolei jest wykształcona niekiedy jako pakiet o przewadze łupków ilastych (warstwy lgockie środkowe). Powyżej warstw lgockich występuje mało miąższy pakiet łupków radiolariowych, radiolarytów, jaspisów lub łupków manganowych (warstwy jaspisowe, cenoman). Dla tego odcinka profilu (razem z rogowcami mikuszowickimi) została zaproponowana nazwa formacji łupków radiolariowych z Barnasiówki (Bąk i in., 2001). Nad warstwami jaspisowymi znajdują się mało miąższe pstry łupki godulskie (turon–santon), rozwinięte głównie w części wschodniej polskich Karpat. W części zachodniej zastępują je warstwy godulskie o miąższości do 2500 m. Jest to głównie seria piaskowcowo-lupkowa z miąższymi pakietami piaskowców gruboławicowych w części dolnej i środkowej oraz przewarstwieniami zlepieńców. W Beskidzie Śląskim i Małym podzieleno je na 3 ogniwa. Profil warstw godulskich rozpoczynają warstwy godulskie dolne – twarde piaskowce gruboławicowe z podrzędnymi przeławicowanymi szarych łupków ilastych, przechodzące ku górze profilu w cienkoławicową serię łupkowo-piaskowcową. Lokalnie w dolnej części ich profilu są rozwinięte zlepieńce ostra-

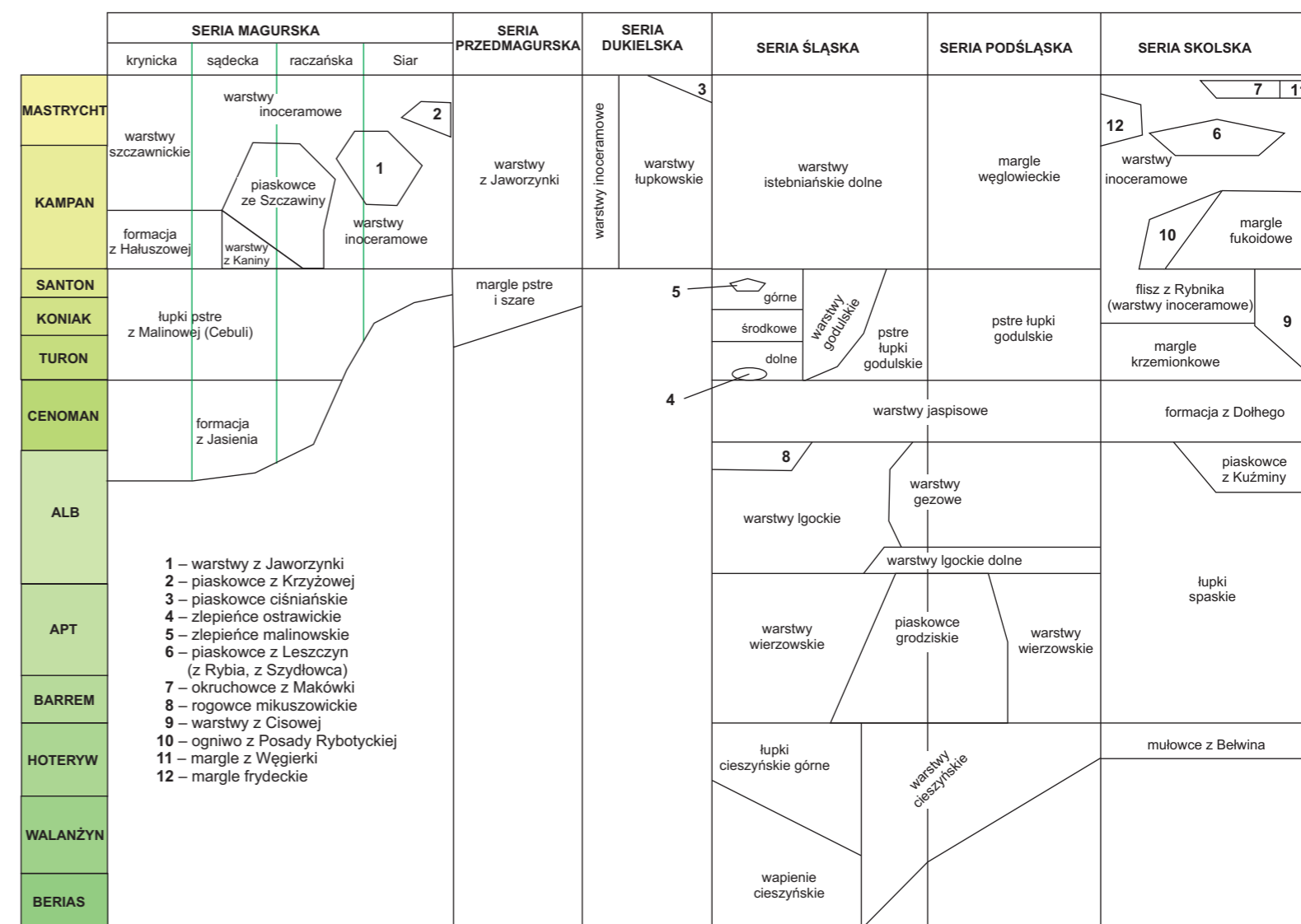


FIG. 27. Jednostki litostratigraficzne w kredzie Karpat zewnętrznych

wickie, złożone głównie z klastów wapieni. Powyżej rozwinięte są warstwy godulskie środkowe – gruboławicowe, drobnoziarniste, muskowirowe piaskowce glaukonitowe. Nad nimi występują warstwy godulskie górne (fig. 31), wykształcone jako piaskowce cienko- i średnioławicowe przeławicane szarymi lub zielonkawymi łupkami. W stropowej części warstw godulskich górnych występuje pakiet zlepieńców malinowskich o materiale złożonym głównie z kwarcu i otoczków skał metamorficznych. W kampanie rozpoczęła się sedymentacja warstw istebniańskich (fig. 32). W obrębie kredy znajdują się wyłącznie warstwy istebniańskie dolne, wykształcone jako gruboławicowe piaskowce kwarcowe.

W kolejnej, ku południowi, serii dukielskiej najstarsze osady są znane z kampanu. Są to warstwy łupkowskie, wykształcone jako seria piaskowcowo-lupkowa, złożona z cienko- i średnioławicowych piaskowców wapnistych oraz szarych i czarnych łupków ilastych, wiekowo sięgająca nawet do paleocenu (Olszewska, 1980). Ku górze profilu są one zastępowane diachronicznie przez gruboławicowe piaskowce ciśnieńskie, których sedymentacja rozpoczęła się miejscami w najpóźniejszej kredzie (Haczewski i in., 2016), ale w większości miała miejsce w paleocenie. W zachodniej części jednostki dukielskiej (na zachód od Wisłoka Wielkiego) powyższy podział nie zaznacza się wyraźnie i wyróżniane są tam warstwy inoceramowe (nierozdzielone), będące średniorytmiczną serią piaskowcowo-lupkową z podrzędnymi przeławicowanymi piaskowcami gruboławicowymi.

W zachodniej części polskich Karpat odpowiednikiem serii dukielskiej jest seria przedmagurska. W jej obrębie można wydzielić górnokredowe margle pstry i szare z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców oraz warstwy biotytywowe (biotytywo-skalenio-we) z Jaworzynki, zbudowane z piaskowców średnio- i cienkoławicowych z przewarstwieniami łupków popielatych i zielonkawych, ilastych lub słabo wapnistych.

W najbardziej południowej serii magurskiej najstarsze osady są znane z obrzeżenia i okna tektonicznego Mszany Dolnej (strefa bystrzycka/sądecka) oraz z profilu otworu Obidowa IG 1 (strefa

krynicka – Cieszkowski, Sikora, 1976). Są to zielone, czarne i plamiste łupki formacji z Jasienia (alb–cenoman; Oszczytko i in., 2005). Powyżej nich występują pstry łupki z Malinowej (pstry łupki z Cebuli, formacja z Cebuli – Pivko, 2002), należące do turon–santonu (Malata, Oszczytko, 1990). Wyższą część profilu, od kampanu po paleocen, reprezentują warstwy inoceramowe, występujące pod różnymi nazwami. Są to głównie utwory piaskowcowo-lupkowe, złożone z cienko- i średnioławicowych piaskowców muskowirowych, twardych, przeławicanych ciemnoszarymi, popielatymi i zielonkawymi iltowcami marglistymi. W wielu miejscach kompleks ten zawiera pakiety piaskowców gruboławicowych.

W strefie krynickiej serii magurskiej odpowiednikiem warstw inoceramowych są warstwy szczawnickie, których sedymentacja rozpoczęła się w kampanie (Chrzastowski i in., 1993).

W strefie bystrzyckiej (=sądeckiej) warstwy inoceramowe zawierają miąższy pakiet gruboławicowych piaskowców ze Szczawiny. W ich obrębie Oszczytko i in. (2005) wydzielił formację z Białego (=warstwy z Kaniny, drobnoziarnista seria piaskowcowo-lupkowa poniżej piaskowców ze Szczawiny), formację z Haluskowej (przełomowa pomiędzy łupkami z Malinowej a formacją z Białego), formację piaskowców ze Szczawiny i przechodzącą do paleocenu formację z Ropianki (seria piaskowcowo-lupkowa).

W strefie raczańskiej profil warstw inoceramowych jest podobny jak w strefie bystrzyckiej: nad łupkami z Malinowej (łupkami z Cebuli) miejscami występują warstwy z Kaniny, ale zwykle nadścienia je bezpośrednio gruboławicowe piaskowce muskowirowe ze Szczawiny i (lub) Jaworzynki, a nad nimi występuje typowa, cienko- i średnioławicowa seria warstw inoceramowych (Sikora, Żytko, 1959; Oszczytko i in., 2005). Natomiast w najbardziej zewnętrznej strefie Siar w obrębie warstw inoceramowych występują lokalnie pakiety piaskowców biotytywo-skalenio-wych z Jaworzynki (formacja z Jaworzynki) i piaskowców z Krzyżowej.

Sedymentacja utworów kredy dolnej rozpoczęła się turbidytami węglanowymi. Następnie powstała seria o dużym udziale czarnych

TAB. 2. Tabela jednostek litostratigraficznych kredy – Karpaty zewnętrzne

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miaższość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	Wiek
SERIA SKOLSKA										
Mulowce z Belwina	Gucik (1963)	ciemnoszare mulowce margliste występujące pod serią czarnych łupków spaskich	–	tektoniczna	przejęcie do czarnych łupków spaskich	13	okolice Belwina i Wapowiec k. Przemysła	ciemnoszare mulowce i ilowce margliste z fauną	otwornice, małże, ramienionogi, ślimaki	hoteryw
Łupki spaskie	Vacek (1881)	łupki czarne poniżej łupków zielonych i pstrych cenomanu lub piaskowców z Kuźminy	formacja łupków spaskich – Kotlarczyk (1978)	tektoniczna lub na mulowcach z Belwina	przejęcie do łupków zielonych z radiolarami (formacja z Dolnego) lub piaskowców z Kuźminy	250	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	ilaste łupki czarne, miejscami nieco krzemionkowe, z podrzędnymi przewarstwieniami piaskowców drobnziarnistych, mulowców i syderytów	otwornice, dinocysty (Gedl, 1999)	barrem–cenoman
Piaskowce z Kuźminy	Żyto (1989)	grubolawicowe piaskowce zastępujące górną część łupków spaskich	–	na łupkach spaskich	łupki zielonych z radiolarami (formacja z Dolnego)	210	lokalnie w centralnej części jednostki skolskiej	grubolawicowe piaskowce, jasnoszare, gruboziarniste, mikowe, wapniste lub bezwapniste, kwarcowe, miejscami z klastami łupkowymi; sporadyczne przeławiczenia bezwapnionych ilowców zielonkawych, ciemnoszarych i czarnych – Małata, Żyto (2006)	otwornice	alb–cenoman
Formacja z Dolnego	Kotlarczyk (1978) na podstawie Stymalówny i de Cizancourta (1925)	pakiet łupkowy pomiędzy łupkami spaskimi a warstwami inoceramowymi	łupki zielone radiolariowe	łupki spaskie lub piaskowce z Kuźminy	stopniowe przejście w warstwy inoceramowe (margle krzemionkowe z Holowni)	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	zielone, plamiste lub rzadziej czerwone łupki ilaste, sporadycznie czarne łupki manganowe	otwornice, radiolarie	cenoman
Warstwy inoceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-lupkowa z licznymi przeławiczeniami innych skal, generalnie pomiędzy formacją z Dolnego a łupkami pstryimi paleocenu-eocenu	warstwy ropianieckie – Paul (1869), formacja z Ropianki – Kotlarczyk (1978) formacja rybotycka (z Rybotycz) – Wójcik i in. (1996)* częściowo suita stryjska – Wiałow (1951)	na formacji z Dolnego	poniżej paleoceńsko-eoceńskich łupków pstrych	2200	jednostka skolska	cienko- i średniolawicowe piaskowce przeławicane łupkami marglistymi, z przewarstwieniami margli turbidytowych, łupków pstrych, grubolawicowych piaskowców i zlepieńców oraz osadów osuwisk podmorskich – Bromowicz (1974)	otwornice, nanoplankton, małże, amonity	turon–paleocen
Margle krzemionkowe z Holowni	Rogala i in. (1924)	twarde margle turbidytowe w spagowej części warstw inoceramowych	margle krzemionkowe	na formacji z Dolnego	przejęcie do piaskowcowo-lupkowej serii warstw z Cisowej (fliszu z Rybnika)	110	jednostka skolska	twarde margle turbidytowe sporadycznie z przeławiczeniami łupków marglistych i piaskowców, ku górze przechodzące w miękkie margle – Leszczyński i in. (1995)	otwornice, nanoplankton	turon
Warstwy z Cisowej	Wdowiarz i in. (1974)	dolna część warstw inoceramowych poniżej margli fukoidowych, będąca odpowiednikiem margli krzemionkowych i nadległej serii piaskowcowo-lupkowej	częściowo flisz z Rybnika – Kotlarczyk (1978)	na formacji z Dolnego	poniżej margli fukoidowych	100	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	kompleks piaskowcowo-lupkowo-marglisty w spagowej części warstw inoceramowych: laminowane piaskowce wapniste, mikowe, popielate łupki margliste, cienkie ławiczki margli	otwornice, nanoplankton	turon
Flisz z Rybnika	Kotlarczyk (1978)	kompleks piaskowcowo-lupkowy pomiędzy marglami krzemionkowymi a marglami fukoidowymi	odpowiada górnej części warstw z Cisowej – Wdowiarz i in. (1974) oraz górnej części ognia z Cisowej – Kotlarczyk (1978)	na marglach krzemionkowych	poniżej margli fukoidowych	100	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	cienko- i średniolawicowa seria piaskowcowo-lupkowa złożona z szarych piaskowców twardych, laminowanych przekątnie, wapnistych oraz popielatoszarych łupków marglistych	otwornice, nanoplankton	turon–kampan
Margle fukoidowe z Kropiwnika	Wiśniowski (1908), Stymalówna i de Cizancourt (1925)	kompleks głównie margli w środkowej części warstw inoceramowych	margle fukoidowe	początek pakietu margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	koniec pakietu margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	250	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	seria margli turbidytowych, często ze śladami penetracji organizmów mulożernych, przeławicanych piaskowcami cienko- lub średniolawicowymi i łupkami marglistymi – Leszczyński i in. (1995)	otwornice, nanoplankton (Waškowska i in., 2019)	kampan–masyrycht
Ognio z Posady Rybotyckiej	Małata (1996)	piaskowcowo-marglista odmiana margli fukoidowych z Kropiwnika	–	początek przewarstwień margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	koniec przewarstwień margli turbidytowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	90	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	cienko- i średniolawicowa seria piaskowcowo-lupkowa z przeławiczeniami jasnopopielatych margli	otwornice, nanoplankton	kampan–masyrycht
Piaskowce z Leszczyn	Małata (1996)	pakiet grubolawicowych piaskowców w górnej części warstw inoceramowych	–	początek pakietu piaskowców grubolawicowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	koniec pakietu piaskowców grubolawicowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	250	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce, zwykle słabo związane, wapniste, często z glaukonitem	otwornice, nanoplankton	kampan–masyrycht
Okruchowce z Makówki	Kotlarczyk (1978)	osady spływów podmorskich z egzotykami w górnej części warstw inoceramowych	częściowy odpowiednik: ily babickie	powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	powtarzające się przewarstwienia osadów spływów podmorskich w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	ciemnoszare mulowce piaszczyste z nielicznymi egzotykami wapieni, margli, kwarcytów i łupków lyszczkowych	otwornice, nanoplankton	masyrycht–paleocen
Margle z Węgierki	Szajnocha (1899)	egzotyczne bloki margli w obrębie okruchowców z Makówki	margle bakulitowe – Zuber (1909)	egzotyczne bloki margli w obrębie okruchowców z Makówki	egzotyczne bloki margli w obrębie okruchowców z Makówki	50	północna i wschodnia część jednostki skolskiej w Polsce	uławicone margle – Geroch i in. (1979)	otwornice, nanoplankton, radiolarie, okrzemki, małżoraczki, gąbki, amonity, belemnity	masyrycht
Piaskowce z Rybia	Skoczylas-Ciszewska (1960)	grubolawicowe piaskowce w górnej części warstw inoceramowych	piaskowce z Leszczyn, piaskowce z Szydłowca ognio piaskowców z Rybia – Golonka i in. (2013)*	początek pakietu piaskowców grubolawicowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	koniec pakietu piaskowców grubolawicowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	100	strefa lanckorońsko-żegocińska	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce (miejscami z charakterystycznymi klastami czerwonych skal krystalicznych) przeławicane szarymi łupkami marglistymi – Leśniak (1994)	otwornice, nanoplankton	kampan–masyrycht
Piaskowce z Szydłowca	Książkiewicz (1951)	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce w górnej części warstw inoceramowych	piaskowce bryozooo-litolamniowe ognio piaskowców z Goryczkowca – Golonka i in. (2013)*	początek pakietu piaskowców grubolawicowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	koniec pakietu piaskowców grubolawicowych w obrębie serii piaskowcowo-lupkowej	250	okolice Wadowic, strefa lanckorońsko-żegocińska	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce kwarcowe przeławicane szarymi łupkami marglistymi – Balcer, Koszarski (1992); Waškowska i in. (2014)	otwornice, nanoplankton	kampan–masyrycht
Margle frydeckie	Hohenegger (1861)	szare margle (osady spływów podmorskich) z egzotykami	formacja margli frydeckich – Wójcik i in. (1996)* formacja frydecka – Golonka i in. (2013)*	–	–	100	zachodnia część polskich Karpat	szare, miękkie margle ze skalami egzotycznymi (osad spływów podmorskich)	otwornice, nanoplankton	kampan–masyrycht
SERIA ŚLĄSKA I PODŚLĄSKA										
Wapienie cieszyńskie	Pusch (1836)	seria wapieni turbidytowych	formacja wapieni z Goleszowa – Nowak (1986) formacja cieszyńska, ognio 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	wapienie turbidytowe pelityczne lub detrytyczne z przewarstwieniami margli i ilowców marglistych szarych – Słomka (1986), Matyszkiewicz, Słomka (1994), Słomka, Słomka (2001)	otwornice, tintinidy, cysty brudnic, nanoplankton wapienny, aptychy	tyton–hoteryw
Łupki cieszyńskie górne	Hohenegger (1861)	łupkowo-piaskowcowa, marglista seria o czarnych barwach, powyżej wapieni cieszyńskich	formacja cieszyńska, ognio łupków z Kamienicy – Wójcik i in., 1996*, formacja grodziska, ognio łupków z Cisownicy – Golonka i in. (2013)*	strop wapieni cieszyńskich	przejęcie w pakiet łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub spag pakietu piaskowców grubolawicowych (piaskowce grodziskie)	150	jednostka śląska i podśląska	czarne lub ciemnoszare łupki margliste z przewarstwieniami cienkolawicowych piaskowców drobnziarnistych, laminowanych, szarych, wapnistych	otwornice, nanoplankton	walanżyn–hoteryw
Warstwy cieszyńskie	Hohenegger (1861)	piaskowcowo-lupkowa, marglista seria o czarnych barwach łupków; wydzielane w rejonach, w których brak wapieni cieszyńskich, odpowiada w większości łupkom cieszyńskim górnym	formacja cieszyńska – Wójcik i in. (1996)*	tektoniczna	przejęcie w pakiet łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub spag pakietu piaskowców grubolawicowych (piaskowce grodziskie)	300	jednostka śląska i podśląska	piaskowce cienko- i średniolawicowe, ciemnoszare, wapniste, laminowane oraz czarne lub ciemnoszare łupki margliste lub ilaste	otwornice, nanoplankton	walanżyn–hoteryw
Warstwy wierzowskie	Hohenegger (1861)	głównie czarne łupki ilaste, sporadycznie przewarstwienia piaskowców	formacja łupków wierzowskich – Wójcik i in. (1996)* formacja wierzowska – Golonka i in. (2013)*	strop pakietu łupkowo-piaskowcowego (łupki cieszyńskie górne)	przejęcie w piaskowcowo-lupkowy lub piaskowcowy kompleks warstw łgockich	200	jednostka śląska i podśląska	czarne łupki ilaste, miejscami skrzemionkowane, ze sferysyderytami, z nielicznymi przewarstwieniami drobnziarnistych, ciemnoszarych piaskowców	otwornice	barrem–dolny alb
Piaskowce grodziskie	Hohenegger (1861)	zwykle grubolawicowe piaskowce i zlepieńce, zastępujące łupki wierzowskie lub występujące w ich obrębie	formacja piaskowców grodziskich – Wójcik i in. (1996)* formacja grodziska, ognio piaskowców z Piechówki – Golonka i in. (2013)* częściowo formacja grodziska – Eliáš i in. (2003)	początek pakietu piaskowców grubolawicowych	strop pakietu piaskowców grubolawicowych	130	jednostka śląska i podśląska	piaskowce średnio- i gruboziarniste oraz zlepieńce przeławicane podrzędnie szarymi lub czarnymi łupkami marglistymi; piaskowce często są grubolawicowe, ale do piaskowców grodziskich zalicza się też odmiany średnio- i cienkolawicowe	otwornice, nanoplankton, amonity	barrem–dolny alb
Warstwy łgockie	Paul, Tietze (1877)	seria piaskowcowo-lupkowa w stropowej części utworów kredy dolnej	formacja łgocka – Wójcik i in. (1996); Golonka i in. (2013)*	strop serii łupków ilastych (łupki wierzowskie) lub piaskowców grodziskich	przejęcie w serię łupków ilastych, radiolariowych lub manganowych (warstwy jaspisowe)	450	jednostka śląska i podśląska	seria piaskowcowo-lupkowa złożona z laminowanych, twardych, szarych, cienko- lub średniolawicowych piaskowców z przewarstwieniami czarnych łupków ilastych, zwykle skrzemionkowanych	otwornice	alb–cenoman
Warstwy łgockie dolne	Książkiewicz (1933)	grubolawicowe piaskowce w spagowej części warstw łgockich	formacja łgocka, ognio piaskowców z Żarku – Wójcik i in. (1996)*	strop serii łupków ilastych (łupki wierzowskie)	przejęcie w piaskowcowo-lupkowy kompleks warstw łgockich lub gezowych	150	wschodnia część jednostki śląskiej i podśląskiej, okolice Kalwarii Zebrzydowskiej	grubolawicowe piaskowce drobnziarniste, glaukonitowe, słabo związane	otwornice	alb

TAB. 2. cd

Nazwa	Kreator	Definicja	Synonimy	Dolna granica	Górna granica	Miąszość [m]	Występowanie	Litologia	Skamieniałości	
Warstwy gezwowe	Książkiewicz (1938)	średnio- i grubolawicowa seria piaskowcowo-lupkowa z udziałem spikul gąbek w materiale detrytycznym	formacja Igocka, ogniwo gez z Grabownicy – Wójcik i in. (1996)* formacja z Lanckorony – GOLONKA i in. (2013)*	strop serii lupków ilastych (lupki wierzowskie) lub piaskowcowej (warstwy Igockie dolne)	przejście w serię lupków ilastych, radiolariowych lub manganowych (warstwy jaspisowe) lub w rogowce mikuszowickie	250	jednostka podśląska i północna część jednostki śląskiej	piaskowce i gezy średnio- i grubolawicowe z przelawieniami lupków czarnych	otwornice, nanoplankton	alb–cenoman
Rogowce mikuszowickie	Szajnocha (1884)	skrzemionkowana seria w stropowej części warstw Igockich	częściowo: formacja lupków radiolariowych z Bamasiówki – Bąk i in. (2001) formacja Igocka, ogniwo rogowców mikuszowickich – Wójcik i in. (1996); GOLONKA i in. (2013)*	przejście piaskowcowej lupkowej serii warstw Igockich w pakiet skrzemionkowany z rogowcami	przejście w serię lupków ilastych, radiolariowych lub manganowych (warstwy jaspisowe)	60	jednostka śląska	drobnoziarniste piaskowce cienko- i średniolawicowe z ciemnymi rogowcami w środkowych częściach lawic	otwornice	alb–cenoman
Warstwy jaspisowe	Książkiewicz (1951)	malo miąższa seria lupkowa na pograniczu osadów kredy dolnej i górnej	zielone lupki radiolariowe; częściowo: formacja lupków radiolariowych z Bamasiówki – Bąk i in. (2001)	strop serii piaskowcowo-lupkowej warstw Igockich lub gezwowych	początek warstw godulskich lub przejście w pstrę lupki godulskie	15	jednostka śląska i podśląska	lupki radiolariowe, manganowe, zielone i czerwone lupki ilaste z podrzędnymi przewarstwieniami jaspisów, radiolarytów i margli	otwornice, radiolarie (Bąk, 1994)	cenoman
Pstrę lupki godulskie		ilaste lupki pstrę zastępujące we wschodniej części jednostki śląskiej warstwy godulskie	formacja lupków z Lanckorony – Wójcik i in. (2006)* formacja z Mazaka – Picha i in. (2006)	przejście od zielonych lupków ilastych i radiolariowych	spąg grubolawicowych piaskowców istebniańskich	250	wschodnia część jednostki śląskiej	czerwone lupki ilaste, podrzędnie z przewarstwieniami cienkolawicowych piaskowców cienkolawicowych, drobnoziarnistych	otwornice	turon–santon
Warstwy godulskie	Hohenegger (1861)	miąższa seria piaskowcowo-lupkowa z pakietami piaskowców grubolawicowych w zachodniej części jednostki śląskiej	formacja godulska – Wójcik i in. (1996); GOLONKA i in. (2013)*	przejście od warstw jaspisowych lub ostra granica erozyjna z warstwami Igockimi	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce	2400	zachodnia część jednostki śląskiej	seria piaskowcowo-lupkowa z miąższymi pakietami piaskowców grubolawicowych w dolnej i środkowej części profilu; piaskowce zwykle średnio- lub cienkolawicowe, szarozielone, drobnoziarniste, miejscami nieco wapniste, lupki – ilaste, szarozielone – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
Warstwy godulskie dolne	Hohenegger (1861)	seria piaskowców grubolawicowych, przechodząca ku górze w serię piaskowcowo-lupkową, w spagowej części warstw godulskich w zachodniej części jednostki śląskiej, zawiera lokalnie przewarstwienia zlepieńców ostrawickich	formacja godulska, ogniwo piaskowców z Wielkiej Puszczy, ogniwo lupków z Kozubnika i ogniwo z Czernichowa – Wójcik i in. (1996)* formacja godulska, ogniwo zlepieńców ostrawickich i ogniwo z Czernichowa – GOLONKA i in. (2013)*	przejście od warstw jaspisowych lub ostra granica erozyjna z warstwami Igockimi	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce	600	zachodnia część jednostki śląskiej	w dolnej części grubolawicowe piaskowce gruboziarniste, nieco glaukonitowe, z kwarcem, okruchami wapieni i lupków, z podrzędnymi przewarstwieniami szarych lupków ilastych i zlepieńców; wyższa część składa się głównie z szarozielonych lupków ilastych oraz piaskowców średnio- lub cienkolawicowych, drobnoziarnistych – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
Warstwy godulskie środkowe	Hohenegger (1861)	seria piaskowców grubolawicowych w środkowej części warstw godulskich, w zachodniej części jednostki śląskiej	formacja godulska, ogniwo ze Skrzycznego – Wójcik i in. (1996); GOLONKA i in. (2013)*	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce	przejście od grubolawicowych piaskowców w cienko- lub średniorytmiczne osady turbidytowe	600	zachodnia część jednostki śląskiej	piaskowce grubolawicowe, drobnoziarniste, kwarcowe, z glaukonitem i mika, szarozielone, podrzędnie zielonkawe lupki ilaste z mika i detrytosem roślinnym – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
Warstwy godulskie górne	Hohenegger (1861)	miąższa, cienko- lub średniolawicowa seria piaskowcowo-lupkowa w górnej części warstw godulskich w zachodniej części jednostki śląskiej, miejscami z pakietami zlepieńców malinowskich	formacja godulska, ogniwo z Wisły – Wójcik i in. (1996); GOLONKA i in. (2013)*	przejście od grubolawicowych piaskowców w cienko- lub średniorytmiczne osady turbidytowe	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce istebniańskie	400	zachodnia część jednostki śląskiej	piaskowce cienko- lub średniolawicowe, szarozielone, drobnoziarniste, miejscami nieco wapniste, z glaukonitem, lupki – ilaste, szare, ciemnoszare, szarozielone; podrzędnie przewarstwienia zlepieńców – Słomka (1995)	otwornice, nanoplankton	turon–santon
Zlepieńce ostrawickie	Andrusov (1933)	zlepieńce w spagowej części warstw godulskich	formacja z Mazaka, ogniwo piaskowców ostrawickich – Eliáš i in. (2003)	spąg pakietu zlepieńców	strop pakietu zlepieńców	200 (w Polsce 20)	Ustron	grubolawicowe zlepieńce, głównie ze słabo obtoczonymi klastami wapieni	otwornice	turon
Zlepieńce malinowskie	Burtan i in. (1937) (opis bez nadania nazwy)	zlepieńce w stropowej części warstw godulskich	formacja godulska, warstwa zlepieńca malinowskiego – Wójcik i in. (1996)* formacja godulska, ogniwo zlepieńców z Malinowskiej Skąły – GOLONKA i in. (2013)*	spąg pakietu zlepieńców	strop pakietu zlepieńców	50	Beskid Śląski i Mały	grubolawicowe zlepieńce i piaskowce, uziarnione frakcjonalnie, głównie kwarcowe, częste okruchy skal metamorficznych	otwornice	santon
Warstwy istebniańskie dolne	Hohenegger (1861), Liebus, Uhlig (1902)	miąższa seria grubolawicowych piaskowców kwarcowych	piaskowce z Suchej Góry – Goblót (1928) formacja istebniańska, ogniwo piaskowców z Suchej Góry (Rożnowa) – Wójcik i in. (1996)* formacja istebniańska, ogniwo z Czarnej Wiselki – GOLONKA i in. (2013)*	przejście od cienko- lub średniorytmicznych osadów turbidytowych w grubolawicowe piaskowce	przejście w ciemnoszare lupki istebniańskie	400	jednostka śląska	bardzo grubolawicowe piaskowce i zlepieńce, kwarcowe, ze zwietrzalymi skaleniami i muskowiłem, słabo związane, podrzędnie przelawicane czarnymi lupkami ilastymi – Strzeboński (2005)	otwornice	kampan–mastrycht
Margle węglowickie	autor nieznan, zob. Świdziński (1947)	miękkie pstrę margle kredowo-paleogeńskie	formacja margli węglowickich – Wójcik i in. (1996)* formacja typu węglowickiego – GOLONKA i in. (2013)*	przejście od pstrych lupków godulskich (rzadko piaskowców istebniańskich) w pstrę margle	przejście pstrych margli w pstrę lupki paleogeńskie	150	jednostka podśląska, brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej	miękkie margle barwy czerwonej, zielonej, popielatej lub plamistej	otwornice, nanoplankton	kampan–eocen
SERIA DUKIELSKA										
Warstwy lupkowskie	Leško i in. (1960)	seria lupkowo-piaskowcowa w najniższej części profilu wschodniej części jednostki dukielskiej	–	tektoniczna	stopniowe przejście w piaskowce ciśnieńskie	900	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	lupki margliste ciemnoszare, czarne i szarozielone z przewarstwieniami piaskowców cienko- i średniolawicowych	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
Piaskowce ciśnieńskie	Opolski (1926)	grubolawicowe piaskowce w górnej części warstw inceramowych jednostki dukielskiej	kreda ciśnieńska – Opolski (1928)	stopniowe przejście od warstw lupkowskich	przejście do serii lupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	środkowa i wschodnia część jednostki dukielskiej	grubolawicowe piaskowce uziarnione frakcjonalnie z podrzędnymi przewarstwieniami ciemnych lupków ilastych	otwornice, nanoplankton wapienny	mastrycht–paleocen
Warstwy inceramowe	Uhlig (1888)	seria piaskowcowo-lupkowa w najniższej części profilu zachodniej części jednostki dukielskiej	warstwy ropianieckie – Paul (1869)	tektoniczna	przejście do serii lupkowo-piaskowcowej (warstwy z Majdanu)	1200	zachodnia część jednostki dukielskiej	piaskowce cienko- i średniolawicowe, drobnoziarniste, wapniste, laminowane oraz lupki margliste szare	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
SERIA MAGURSKA										
Formacja z Jasienia	Oszczypko i in. (2005)	lupki ilaste barwy zielonej i plamistej w spagowej części profilu jednostki magurskiej	warstwy Igockie	tektoniczna	piensze przewarstwienia ilatych lupków czerwonych lupków z Malinowej	15	otoczenie okna tektonicznego Mszany Dolnej, otwór Obidowa IG 1	lupki ilaste barwy zielonej i plamistej, niekiedy z koncentracjami manganowymi	otwornice	alb–cenoman
Pstrę lupki z Malinowej	Birkenmajer (1977)	czerwone lupki ilaste poniżej warstw inceramowych	pstrę lupki z Cebuli – Sikora, Żytko (1959) formacja lupków pstrych z Cebuli – Wójcik i in. (1996)* formacja lupków pstrych z Cebuli – Pivko (2002)	tektoniczna lub formacja z Jasienia	strop najwyższego grubego pakietu lupków czerwonych poniżej warstw inceramowych	180	jednostka magurska	lupki ilaste, głównie barwy czerwonej, podrzędnie przewarstwienia piaskowców cienkolawicowych, drobnoziarnistych	otwornice, (Malata, Oszczypko, 1990)	cenoman–kampan
Warstwy inceramowe	Uhlig (1888)	miąższy, cienko- lub średniolawicowy kompleks piaskowcowo-lupkowy w dolnej części profilu jednostki magurskiej	formacja z Mogielicy/ Ropy – Wójcik i in. (1996)*	tektoniczna lub przejście od lupków pstrych z Malinowej	przejście w paleogeńskie lupki pstrę	850	strefy facyjne: bystrzycka, raczańska i Siar jednostki magurskiej	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane, wapniste oraz szare lupki margliste	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen
Warstwy szczawnickie	Birkenmajer (1956)	miąższy, cienko- lub średniolawicowy kompleks piaskowcowo-lupkowy	formacja z (Mogielicy, Ropy), ogniwo ze Szczawnicy – Wójcik i in. (1996)*, warstwy inceramowe	tektoniczna lub przejście od lupków pstrych z Malinowej	przejście w paleogeńskie lupki pstrę, warstwy z Zarzecza lub piaskowce magurskie	500	krynica strefa facyjna jednostki magurskiej	cienko- i średniolawicowe piaskowce drobnoziarniste, laminowane oraz szare lupki margliste – Uchman (1991)	otwornice, nanoplankton wapienny	kreda górna–paleocen–eocen (?)
Warstwy z Kaniny	Kozikowski (1953)	kompleks piaskowcowo-lupkowy z przewarstwieniami margli w dolnej części warstw inceramowych	formacja z Białego – Oszczypko i in. (2005)	stopniowe przejście od pstrych lupków z Malinowej	przejście w grubolawicowe piaskowce ze Szczawnicy	100	raczańska i bystrzycka strefa facyjna jednostki magurskiej	cienko- i średniolawicowe piaskowce przelawicane szarymi lupkami marglistymi i marglami turbidytowymi – Cieszkowski i in. (1992)	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–mastrycht
Formacja z Hałuszowej	Birkenmajer (1977)	kompleks lupkowo-piaskowcowy nad lupkami z Malinowej, z przelawieniami czerwonych lupków i margli	–	stopniowe przejście od pstrych lupków z Malinowej	przejście w grubolawicowe piaskowce ze Szczawnicy	100	krynica i bystrzycka strefa facyjna jednostki magurskiej	szarozielone lupki ilaste przelawicane cienkolawicowymi piaskowcami oraz czerwonymi lupkami i marglami	otwornice, nanoplankton wapienny	
Piaskowce ze Szczawnicy	Sikora, Żytko (1959)	grubolawicowe piaskowce muskowiłowe w środkowej części warstw inceramowych	formacja piaskowców szczawnickich – Oszczypko i in. (2005)	przejście od cienko- lub średniolawicowej serii piaskowcowo-lupkowej warstw z Kaniny	przejście w cienko- lub średniolawicową serię piaskowcowo-lupkową warstw inceramowych	350	strefy facyjne: bystrzycka i raczańska jednostki magurskiej	grubolawicowe piaskowce muskowiłowe – Cieszkowski i in. (1992)	otwornice, nanoplankton wapienny	kampan–paleocen
Warstwy z Jaworzynki	Burtan, Sokolowski (1956)	w obszarze typowym wydzielane jako piaskowce grubolawicowe przelawicane lupkami ilastymi, niekiedy jednak nazwa jest rozszerzana na całe warstwy inceramowe stref facyjnych raczańskiej i Siar oraz jednostki przedmagurskiej	warstwy biotytowo-skaleniowe; formacja z Jaworzynki – Oszczypko i in. (2005) niekiedy wydzielane jako odpowiednik warstw inceramowych	przejście od cienko- lub średniolawicowej serii piaskowcowo-lupkowej warstw inceramowych	przejście w cienko- lub średniolawicową serię piaskowcowo-lupkową warstw inceramowych	400	strefy facyjne: raczańska i Siar płaszczowiny magurskiej	grubolawicowe piaskowce, niekiedy zlepieńcowate, z biotytem, glaukonitem i skaleniami, przelawicane lupkami ilastymi – Waškowska i in. (2021)	otwornice	kampan–paleocen
Piaskowce z Krzyżowej	Sikora, Żytko (1959)	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce w stopowej części warstw inceramowych podjednostki Siar	–	przejście od cienko- lub średniolawicowej serii piaskowcowo-lupkowej warstw inceramowych	przejście do lupków pstrych	220	rejon Jeleśni, strefa Siar płaszczowiny magurskiej	grubolawicowe piaskowce i zlepieńce	otwornice, nanoplankton wapienny	mastrycht–paleocen

* propozycje nazw, a nie jednostki formalne. W kolumnie synonimy użyto nazw wg publikacji Wójcika i in. (1996), które nieco się różnią od terminologii wcześniej ujętej w opracowaniu archiwalnym, która została użyta w słowniku jednostek litostratigraficznych Polski



FIG. 28. Warstwy Igoćkie, Kaczyna. Fot. L. Balicki

iłowców, zdeponowana w zbiorniku o warunkach anoksycznych na dnie, niekiedy zawierająca niewielkie pakiety materiału gruboklastycznego. Jej stropowa część jest silnie skrzemionkowana. W cenie dominowała sedimentacja ilasta o barwach pstrych, w turonie zaś rozpoczęła się intensywna sedimentacja turbidytowa, w niektórych strefach z dużą dostawą materiału gruboklastycznego. W miejscach, gdzie nie docierały prądy zawieszinowe (seria podśląska, okresowo wschodnia część serii śląskiej), tworzyły się osady ilasto-margliste o barwach pstrych.

2.2.2. Biostratygrafia

Tomasz Malata

Stratygrafia kredy w Karpatach zewnętrznych początkowo bazowała na nielicznych makroskamieniałościach (amonity, małże), znajdujących rzadko i lokalnie (np. Rogala, 1909, 1921; Wiśniowski, 1918; Rogala, Kokoszyńska, 1936, 1948; Kokoszyńska, 1949). Wnioski z tych znalezisk odnoszono do znacznie większych obszarów, niekiedy nie biorąc pod uwagę redepozycji okazów przez sploty podmorskie. Równocześnie zaczęły rozwijać się badania mikrofauny, przede wszystkim otwornic (Grzybowski, 1895a, b, 1898, 1901). Od II poł. XX w. badania otwornic stały się podstawową metodą biostratygraficzną w Karpatach ze względu na ich powszechne występowanie (Bieda i in., 1963; Morgiel, Olszewska, 1981; Olszewska, 1997). Z czasem coraz większe znaczenie zaczęły uzyskiwać badania nanoplanktonu wapiennego, zapoczątkowane w latach 60. XX w. (Radomski, 1967). Obecnie są one drugą z podstawowych grup mikroorganizmów w biostratygrafii kredy Karpat (Leszczyński i in., 1995), aczkolwiek ich występowanie jest ograniczone do osadów węglanowych. Oprócz tego rozwijają się badania dinocyst (Skupien, Vašiček, 2002; Slimani i in., 2021) i radiolarii (Bąk, 2004; Bąk i in., 2005).

Badania biostratygraficzne skupiają się w ostatnich dziesięcioleciach na doprecyzowaniu wieku wydzieleni litostratygraficznych, korelacjach wiekowych zespołów różnych grup mikroskamieniałości (otwornice, nanoplankton wapienny, bruzdnice), zagadnieniach paleoekologicznych, paleośrodowiskowych i paleogeograficznych.

Oszczypko i in. (2005) zaproponowali udokumentowany biostratygraficznie formalny podział litostratygraficzny starszych (od albu do środkowego eocenu) utworów podjednostek bystrzyckiej i raczańskiej jednostki magurskiej. Szydło (2005) wydzielił 8 zespołów otwornic bentosowych w warstwach cieszyńskich i powiązał zubożenie tych zespołów w czasie ze zmianami batymetrycznymi w basenie (przejście od zbiornika szelfowego do otwartego basenu morskiego). Olszewska i Malata (2006) przeprowadziły analizę paleośrodowiskową i paleobatymetryczną zespołów mikroskamieniałości polskich Karpat zewnętrznych. Olszewska i in. (2008) opracowali zintegrowaną biostratyografię węglanowych osadów warstw cieszyńskich, a Skupien i in. (2009) – zintegrowaną biostratyografię kredowych oceanicznych łupków pstrych, obejmującą dane o otwornicach, bruzdnicach i nanoplanktonie wapiennym. Kędzierski i in. (2012) określili na podstawie otwornic i nanoplanktonu położenie granicy cenoman/turon w profilu hemipelagicznych osadów wyniesienia podmorskiego oraz odnieśli jej położenie do standardowej zonacji nanoplanktonowej i lokalnych zonacji otwornicowych. Kędzierski i Ochabska (2012) opracowali zespoły nanoplanktonu wapiennego z górnych łupków cieszyńskich, stwierdzając zespoły o wpływach tetydzkich i borealnych, a Gasiński i in. (2013) – otwornice i okrzemki z utworów późnego mastrychtu jednostki skolskiej. Kędzierski i Leszczyński (2013) zbadali paleoekologiczne zależności między zespołami nanoplanktonu wapiennego a wapniistością w wapiennych turbidytach margli fukoidowych z Kropiwnika (górną kampan–dolny mastrycht) i zaproponowali warunki powstania obserwowanych zróżnicowanych zespołów. Uchman i in. (2013) opisali zmienność ichnofauny oraz otwornic związaną głównie z oligotrofizacją dna basenu Karpat w pobliżu granicy cenoman/turon. Kędzierski i in. (2015) porównali zespoły otwornicowe i nanoplanktonu wapiennego w profilu z jednostki skolskiej i zwrócili uwagę na wcześniejszy zanik w Karpatach indeksowego gatunku *Abathomphalus mayaroensis*. Szydło i in. (2015) odnieśli zmiany w zespołach mikroskamieniałości w okresie alb–turon do zmian poziomu morza i produktywności fitoplanktonu, co można wiązać z geotektoniczną aktywnością w basenie Karpat. Kowalczywska i Gasiński (2018) zbadali zespoły otwornicowe pogranicza kredy

FIG. 30. Warstwy Igoćkie dolne, Bugaj. Fot. L. Balicki

i paleocenu w profilu z jednostki skolskiej i stwierdzili zespoły przejściowe między prowincją tetydzką a borealną. Waśkowska i in. (2019) opracowali biostratyografię otwornicową margli fukoidowych w stanowisku z jednostki skolskiej, Machaniec i in. (2020) opisali zmiany zespołów otwornic i nanoplanktonu na granicy kredy i paleocenu w profilu z jednostki skolskiej, a Wierzbicki i Kędzierski (2020) przedstawili zapis zmian klimatycznych w mastrychcie w zespołach nanoplanktonu wapiennego z Karpat. Górny i in. (2022) stwierdzili zależność redeponowanych do basenu Karpat zewnętrznych albsko-cenomańskich zespołów radiolarii i otwornic planktonicznych od zmian eustatycznych, Waśkowska i Szczępek (2023) określili wiek i pozycję górnokredowych pstrych łupków płaszczowiny magurskiej, natomiast Woyda i in. (2023) dostarczyli danych na temat czasu redepozycji materiału egzotykowego znajdującego się w formacji z Ropiarki.

2.2.3. Chemostratygrafia

Jacek Grabowski

Badania izotopowe $\delta^{13}C_{org}$ w utworach albu i cenomanu (aż po granicę z turonem) były prowadzone w jednostkach śląskiej, podśląskiej i skolskiej w Karpatach zewnętrznych. Utwory te są precyzyjnie datowane za pomocą otwornic aglutynujących i radiolarii (Bąk i in., 2001; Bąk, 2004). Serię wydarzeń od OAE 1d, poprzez MCE do OAE 2, udokumentowano w profilu Barnasiówka w sukcesji śląskiej, niedaleko Myślenic (Bąk, 2007a; Bąk i in., 2022). Zdarzenia te są ułokowane kolejno w stropie warstw Igoćkich, w górnym albie (OAE 1d), w ogniwie rogowców mikuszowickich środkowego cenomanu (MCE) i na pograniczu radiolarytów z Barnasiówki i pstrych łupków, w interwale granicznym cenomanu i turonu (OAE 2). Zdarzenie OAE 2 opisano także w profilu Splawa (sukcesja skolska, okolice Przemyśla), również na pograniczu formacji radiolarytów z Barnasiówki oraz pstrych łupków (Bąk, 2007b, c). Szczególnie wszechstronna synteza różnorodnych danych stratygraficznych i paleośrodowiskowych (zmiany paleoproduktywności i natlenienia wód dennych oraz tempo sedimentacji materii organicznej) została przeprowadzona dla zdarzenia OAE 2; szereg zmian było prawdopodobnie równoczesnych w różnych basenach zachodniej Tetydy (Bąk, 2007c; fig. 17).

Badania izotopowe węgla organicznego oraz zawartości pierwiastków głównych i śladowych utworów dolnej i częściowo górnej kredy (najwyższy barrem – dolny cenoman) w Karpatach zewnętrznych zostały wykonane w profilach Lipnik i Rzyki w jednostce śląskiej (Wójcik-Tabol, Ślęczka, 2015; fig. 17). Długi odcinek stratygraficzny obejmował strop formacji grodzkiej, formację wierzowską i dolną część formacji Igoćkiej. Zidentyfikowano szereg interwałów wzbogacenia w materię organiczną oraz fluktuacji $\delta^{13}C_{org}$, które skorelowano z globalnymi zdarzeniami paleośrodowiskowymi: Taxy, Selli (OAE 1a), Fallota, Paquiera (OAE 1b) i z Toolebuc (OAE 1c) (Föllmi, 2012). Podwyższone wskaźniki dysoksji i anoksji obserwowano na ogół w utworach formacji wierzowskiej (apt), jednak stosunkowo mała liczba zbadanych próbek nie pozwoliła na rekonstrukcję szczegółowego scenariusza zmian paleośrodowiskowych.

2.3. PIENIŃSKI PAS SKAŁKOWY

Jacek Grabowski, Andrzej Wierzbowski

Schemat litostratygraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego (fig. 33; tab. 3) wykonano na podstawie opracowań Birkenmajera (1977, 1986, 2017), z niewielkimi modyfikacjami (np. zmienionego zakresu formacji wapienia dursztyńskiego – por. Wierzbowski, 1994).

Przy interpretacji budowy geologicznej duże znaczenie odgrywałą tzw. sukcesje – wydzielane jako zespoły osadów odpowiadające pierwotnym strefom sedimentacyjnym. Ten „odziedziczony” po okresie jurajskim układ sukcesji (od północnej sukcesji Grajczarka – sukcesje czorsztyńska i niedzicka – sukcesja braniska typu północnego – sukcesja czertezicka – sukcesja pienińska wraz z południową odmianą sukcesji braniskiej) został znacząco przekształcony we wczesnej kredzie (od hoterywu do albu). Następujące wówczas tektoniczne podniesienie (i wynurzenie) grzbietu czorsztyńskiego oraz jego rotacja doprowadziły do osuwiskowych przemieszczeń części pokrywających go osadów w kierunku głębszych południowych stref basenu. Zjawiska te, a także następująca zapewne w albie utrata przynajmniej części podłoża grzbietu czorsztyńskiego wskutek subdukcji pod płytę Karpat centralnych i dalsza tektoniczna jego deformacja, zmieniły znacząco pierwotną jurajsko-wczesnokredową paleogeografię basenu (Aubrecht i in., 2022). Nowo ukształtowany układ facjalny w późnej kredzie był uwarunkowany inną paleogeografią (m.in. rozwój bardziej głębokowodnych facji zaznaczał się w miejscu dawnego grzbietu czorsztyńskiego – sukcesji czorsztyńskiej). Swoją indywidualność zachowały tylko na



FIG. 31. Warstwy godulskie górne, Targoszów. Fot. L. Balicki



FIG. 32. Warstwy istebniańskie, Winiary. Fot. L. Balicki

północnej sukcesji Grajczarka czy sukcesji hulińska (wg Sikory, 1971, zobacz też Golonka i in., 2015, 2018) albo Šariša (szariska) na Słowacji, oraz wyodrębniająca się u schyłku kredy na południu nowa sukcesja maruszyńska (np. Birkenmajer, Gedl, 2012).

Trwające we wczesnej kredzie ruchy neokimeryjskie powodują dalsze zróżnicowanie sedimentacji na wznoszącym się grzbiecie czorsztyńskim. Utwory ogniwa z Sobótki (formacja wapienia dursztyńskiego), odpowiadające dolnemu i środkowemu beriasowi, powszechnie występują powyżej powierzchni nieciągłości sedimentacyjnej, często wypełniając żyły neptuniczne w podłożu (np. w skałce Korowa i w Lorencowych Skałkach, por. Wierzbowski, 1994), często też zaznaczają u swojej podstawy istnienie luki stratygraficznej przypadającej na najniższy berias (np. zamek Czorsztyń, skałki Rogoży – Wierzbowski, Remane, 1992; Reháková, Wierzbowski, 2006). Zróżnicowanie batymetrii wyraża się większą lub mniejszą kompletnością zapisu tych osadów, zmianami w litologii i w składzie fauny (wapienie mikrytowe vs. mikrytowe wapienie z amonitami i ramienionogami, wapienie krynoidowe; np. Birkenmajer, 1977; Krobicki, 1996). Podobny charakter wykazują młodsze utwory formacji wapieni lysańskich, należące do górnego beriasu, zdominowane w dolnej i górnej części przez muszlowce ramienionogowo-krynoidowe. Charakterystyczne ogniwo brekcji wapiennych w środku formacji (ogniwo brekcji z Walentowej) zawiera

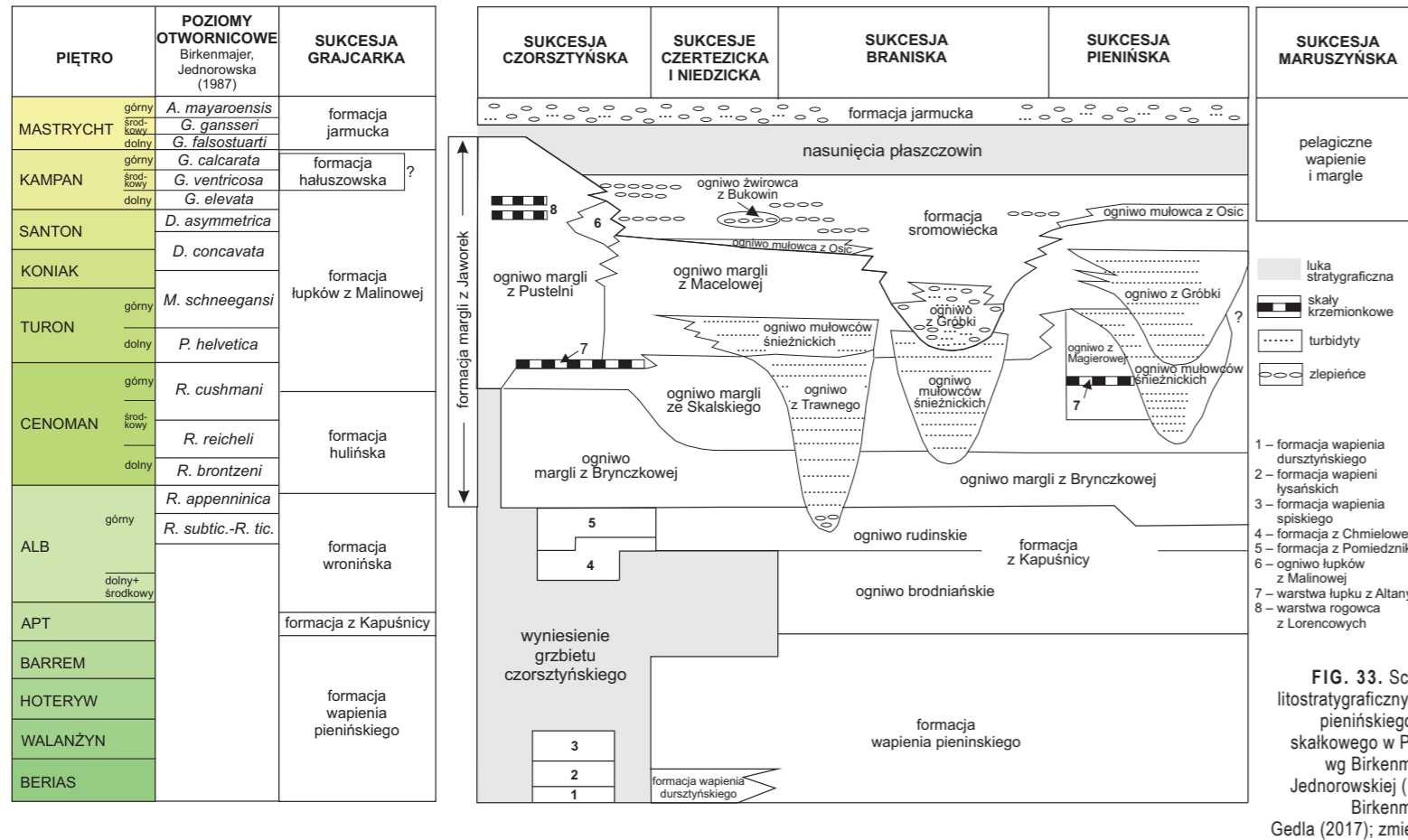


FIG. 33. Schemat litostratigraficzny kredy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce, wg Birkenmajera, Jednorowskiej (1987); Birkenmajera, Gedla (2017); zmieniono

TAB. 3. Tabela jednostek litostratigraficznych kredy – pieniński pas skałkowy

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygiczny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja wapienia pienińskiego	90–180, w sukcesji pienińskiej, 115–125, w sukcesji braniskiej, 40–60, w sukcesji czertezickiej, 2–6, w sukcesji Grajcarka, 2–3, w sukcesji niedzickiej	wszystkie sukcesje, poza czorsztyńską	Birkenmajer (1977, 2017); Golonka, Sikora (1981); Obermajer (1986, 1987a, b); Birkenmajer, Dudziak (1987b); Pszczółkowski, Myczyński (2004); Gedl (2007); Pszczółkowski (2015a)	Kapuśnica na lewym brzegu Dunajca k. Sromowiec Wyżnych	białe i szare, ulawione wapienie pelagiczne z czertami facji maolica; miejscami wapienie margliste, w sukcesji Grajcarka wapienie plamiste. W obrębie formacji wydzielono warstwę margli z Łysonki: litologia – cienkolawicowe margle i wapienie margliste; miąższość – ok. 1 m; wiek – górnym berias; podzoojony <i>Calpionellopsis simplex</i> (najwyższa część) i <i>Calpionellopsis oblonga</i>	kalpionelle, wapienne nanoskamieniałości, radiolarie, amonity	tyton (górnym kimeryd?)–apt	w sukcesji braniskiej: poziomy kalpionellidowe <i>Crassicollaria</i> (górnym tyton), <i>Calpionella</i> (dolnym berias), <i>Calpionellopsis</i> (górnym berias), <i>Calpionellites</i> (dolnym walanżyn) i <i>Tintinnopsella</i> (górnym walanżyn–hoteryw); poziomy nanoskamieniałości wapiennych dolnego beriasu: <i>Nannocoelus steinmanni minor</i> (NJKD), <i>Nannocoelus steinmanni steinmanni</i> (NK1); poziomy dinocyst wapiennych: „ <i>Cadosina</i> ” <i>minuta</i> (pogranicze beriasu i walanżynu), <i>Carpistomosphaera valanginiana</i> (walanżyn), <i>Stomiosphaera echinata</i> (górnym walanżyn–hoteryw); poziomy amonitowe: <i>Berriassella jacobii</i> (dolnym berias), <i>Fauriella boissieri</i> (górnym berias), <i>Criosarasinella furcillata</i> (górnym walanżyn)	najniższa część formacji (górnym tyton–dolnym berias) jest szczegółowo datowana w słowackiej części pienińskiego pasa skałkowego na podstawie kalpionellidów, wapiennych dinocyst i nanoskamieniałości oraz magnetostratigrafii – Michalik i in. (2009, 2016, 2021)
Formacja wapienia dursztyńskiego	od kilku do ok. 10	sukcesje: czorsztyńska, niedzicka, czertezicka i sukcesje przejściowe	Birkenmajer (1963, 1977); Barczyk (1972a, b, 1979a, b, 1991); Wierzbowski, Remane (1992); Krobicki (1994); Wierzbowski (1994); Reháková, Wierzbowski (2005); Wierzbowski i in. (2021)	okolice wsi Krem-pachy i Dursztyn, Skałka Korowa, Lorencowe Skałki	czerwone i różowe wapienie mikrytowe z <i>Globochaete</i> i kalpionellami. Formacja w sukcesjach czorsztyńskiej i niedzickiej podzielona jest na 2 ogniwa: – ogniwo wapienia z Korowej; litologia - wapienie mikrytowe jasnoczerwone; wiek: tyton – tyton/berias; – ogniwo wapienia z Sobótki; litologia – wapienie mikrytowe białe, żółte, różowe lub kremowe; wiek: berias. W obu ogniwach przeławienia wapieni detrytycznych i powierzchni erozyjne/luki sedimentacyjne; w sukcesji czertezickiej – wapienie białe w całym profilu	głównie mikroskamieniałości: <i>Globochaete</i> , wapienne dinocysty, kalpionellidy, otwornice planktoniczne, promienie, czasem ramienionogi, liliowce, rzadko amonity i belemnity	sukcesja czorsztyńska i niedzicka: tyton–berias sukcesja czertezicka: kelowej/oksford do najniższego beriasu	w sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej: poziomy kalpionellidowe <i>Crassicollaria</i> (górnym tyton) i <i>Calpionella</i> (dolnym berias), lokalnie poziomy amonitowe <i>semiforme-fallauxi</i> (dolnym tyton)	formacja omówiona bardziej szczegółowo (patrz rozdz. Jura, tab. 7)
Formacja wapieni lysańskich	0,5–13,5	sukcesja czorsztyńska	Birkenmajer (1977); Wierzbowski, Remane (1992); Wierzbowski (1994); Krobicki, Wierzbowski (1996)	Skałka Lysa k. Falsztyna	wapienie organogeniczne i detrytyczne (brekcje i mikrobrecje). Formacja jest podzielona na 3 ogniwa: – ogniwo wapienia z Harbatowej; litologia – wapienie organogeniczne z ramienionogami i liliowcami; miąższość – 5–8 m; wiek – górnym berias; – ogniwo brekcji z Walentowej; litologia – wapienie detrytyczne (brekcje i mikrobrecje) z okruchami wapieni kalpionellowych ogniwa z Sobótki; miąższość: 0,5–3,7 m; wiek: górnym berias; – ogniwo wapieni z Kosarzystka; litologia – wapienie organogeniczne z liliowcami, ramienionogami; miąższość – 0,7–2 m, w żyłach neptunicznych 0,05–0,8 m; wiek – górnym berias	powszechnie ramienionogi i liliowce, rzadziej amonity, z mikroskamieniałości kalpionellidy	górnym berias	poziom kalpionellidowy <i>Calpionellopsis</i> poziom amonitowy <i>Fauriella boissieri</i>	–
Formacja wapienia spiskiego	0,5–16,5, typowo 6–9	sukcesja czorsztyńska	Birkenmajer (1977); Wierzbowski (1994); Krobicki, Wierzbowski (1996)	Skałka Korowa	cienkolawicowe czerwone, brązowe lub pstre wapienie krynowide, w wyższej części spotyka się przeławienia wapieni drobnoziarnistych i mikrytowych	powszechnie fragmenty liliowców, rzadziej ramienionogi, amonity (muszle i aptychy), jeżowce; z mikroskamieniałości: kalpionellidy (w niższej części profilu), otwornice planktoniczne i bentosowe;	walanżyn–dolnym hoteryw(?)	niższa część formacji: poziomy amonitowe <i>Otopeta</i> , <i>Petransiensis</i> i <i>Campylotaxus</i> , oraz poziomy kalpionellidowy: <i>Calpionellites</i> ; wyżej słabsza dokumentacja paleontologiczna pokazuje obecność niższej części górnego walanżynu – prawdopodobnie poziomu amonitowego <i>Saynoceras verrucosum</i>	–
Formacja z Kapuśnicy	10–45, w sukcesji pienińskiej, 10–30, w sukcesji braniskiej, 15–30, w sukcesji czertezickiej, 9–10, w sukcesji niedzickiej, 0,5–1, w sukcesji Grajcarka	wszystkie sukcesje, poza czorsztyńską	Alexandrowicz (1966); Alexandrowicz i in. (1968); Birkenmajer (1977, 1987, 2007); Kasiński i in. (1981); Gasiński (1983, 1988); Birkenmajer, Dudziak (1987b); Birkenmajer, Gasiński (1992); Bał M. (1995, 1999a, b); Krobicki (1995); Kłosowska (1997); Pióro (2005); Gedl (2007); Birkenmajer, Gedl (2012, 2017); Gedl (2013)	Kapuśnica k. Sromowców Wyżnych; Skałka Brodna – profil Rochowica (zach. Słowacja)	formacja jest podzielona na 2 ogniwa (Birkenmajer, 1977): – ogniwo brodniańskie: litologia – łupki mulowcowe czarne, ciemnoszare do ciemnozielonych, z przeławieniami wapieni plamistych z czertami i mulowców; miąższość – 8–20 m w sukcesji pienińskiej, 6–15 m w sukcesji braniskiej, ok. 15 m w sukcesji czertezickiej, 3,5–6 m w sukcesji niedzickiej, 0,5–1 m w sukcesji Grajcarka; wiek – apt–alb górnym; – ogniwo rudniańskie: litologia – łupki margliste z przeławieniami wapieni plamistych, sporadycznie przeławienia drobnoziarnistych piaskowców i zlepieńców; miąższość – 5–25 m w sukcesji pienińskiej, 7,5–17 m w sukcesji braniskiej, do 20 m w sukcesji czertezickiej, 3–5 m w sukcesji niedzickiej; wiek – alb (górnym, wyższa część?)	otwornice planktoniczne, radiolarie, nanoplankton wapienny, lokalnie nagromadzenia skorupki małży	apt–alb	ogniwo brodniańskie: liczne otwornice z rodzaju <i>Hedbergella</i> , radiolarie i nanoplankton wapienny – Alexandrowicz i in. (1968); Michalik i in. (1999, 2008); ogniwo rudniańskie: poziom otwornicowy <i>Rotalipora subcinensis</i> – <i>R. tichensis</i> ** (alb górnym) – Gasiński (1983, 1988); Birkenmajer (1987); poziom nanoplanktonowy <i>Lithraphidites alatus</i> (alb–cenoman) – Birkenmajer, Dudziak (1987)	odmienne podziały litostratigraficzne tego interwału wydzielano na Słowacji, gdzie zlokalizowano profile stratotypowe obu ogniwa (Birkenmajer, 1977; Michalik i in., 1999, 2008); ekwiwalentem ogniwa brodniańskiego są formacje z Konhory (środkowym apt) i brodniańska (górnym apt/dolnym alb), odpowiednikiem zaś ogniwa rudniańskiego jest formacja rudniańska (górnym alb). Formacja z Konhory jest korelowana z wydarzeniem Selliego (OAE 1a) – Michalik i in. (2008)

okruchy wapieni pochodzące z rozmycia starszych utworów beriasu, lecz także osadów tytonu i kimerydu z mikrofacją z *Saccocoma*. Charakter tych okruchów wskazuje na okres wzmożonej aktywności tektonicznej wyrażający się podniesieniem bloków podłoża i erozją starszych skał prawdopodobnie w bardziej osiowej części grzbietu czorsztyńskiego. Wspomniane ruchy tektoniczne w późnym beriasie, o większym rozprzestrzenieniu w basenach Karpat Zachodnich, zostały wyodrębnione jako początek fazy tektonicznej Walentowej w ruchach neokimeryjskich wyznaczającej otwieranie się nowego oceanu Magury na północ od grzbietu czorsztyńskiego, przy krawędzi kontynentu europejskiego (np. Plašienka, 2012).

Nadległe utwory formacji wapienia spiskiego należą do walanżynu, i być może niższej części hoterywu, leżą z niezgodnością erozyjną na utworach formacji wapieni lysańskich lub formacji wapieni dursztyńskich. Podobnie jak w przypadku bezpośrednio starszych osadów formacji wapieni lysańskich, zdają się one także mieć bardziej ograniczony zasięg występowania na grzbiecie czorsztyńskim niż utwory podścielające formacji wapieni dursztyńskich. Może to wskazywać na intensywne podnoszenie bardziej centralnej części grzbietu w późnym beriasie i walanżynie powodujące brak tam osadów tego wieku. W wyższej części formacji wapienia spiskiego pojawiają się niekiedy przeławienia mikrytowych wapieni z otwornicami planktonicznymi (Wierzbowski, 1994) wskazującymi na głębsze środowisko sedimentacji. Odpowiednikiem właśnie tych utworów w przyległej od południa dość głębokowodnej sukcesji niedzickiej może być specyficzny zespół osadów opisany z doliny Kosarzystka k. Niedzicy (Birkenmajer, 1977) zaliczony do najwyższej części formacji wapienia czorsztyńskiego oraz zredukowanej tu miąższościowo formacji wapienia pienińskiego. Utwory starsze, pierwszej z formacji, z bardzo liczną mikro- i makrofauną, są odnoszone do dolnowalanżynskiego poziomu *Calpionellites*, podczas gdy te bezpośrednio nadległe – zawierające liczne radiolarie i otwornice planktoniczne oraz nanoskamieniałości – wskazują zwłaszcza na górnym walanżynie i dolnym hoterywie (Obermajer, 1987b). Podobnie jak w przypadku formacji wapienia spiskiego

sukcesji czorsztyńskiej, również wspomniane utwory formacji wapienia pienińskiego w sukcesji niedzickiej wykazują w stropie wybitną powierzchnię twardego dna, nadścieloną osadami mikrofacji hedbergellowej charakterystycznymi dla aptu–albu i odnoszonymi odpowiednio do początku sedimentacji formacji z Chmielowej i formacji z Kapuśnicy (por. Obermajer, 1987b). Podobnie mocno wyrażona powierzchnia nieciągłości sedimentacyjnej z towarzyszącymi jej dużymi koncentracjami fosforytów została stwierdzona w kredzie dolnej sukcesji niedzickiej we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego w dolinie Białej Wody i wąwozie Homole. Powstanie jej jest związane z aktywnością prądów wstępujących wzbudzonych cyrkulacją wód oceanicznych wzdłuż podwodnych stoków grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, 2022 i starsze cytowane tam prace).

Głębsze środowiska sedimentacji w strefie bardziej południowej pienińskiego basenu skałkowego powszechnie wykazują, od początku kredy do wczesnego aptu włącznie, ujednoczenie sedimentacji wyrażone obecnością białych wapieni rogowcowych formacji wapienia pienińskiego (Birkenmajer, 1977; Obermajer, 1986, 1987a; Pszczółkowski, Myczyński, 2004; Pszczółkowski, 2009, 2015a). Również w sukcesji Grajcarka, należącej do oceanicznej strefy północnej, trwała w tym czasie sedimentacja osadów formacji wapienia pienińskiego (Obermajer, 1986; Pszczółkowski, 2009).

Schyłek sedimentacji wapieni pelagicznych we wczesnym apcie (Pszczółkowski, 2015a, b) był związany najprawdopodobniej ze zdarzeniem beztlenowym OAE 1a i globalnym kryzysem nanokoidów (Michalik i in., 2008). Nadległe osady wyższego aptu, albu i najniższego cenomanu w sukcesji czorsztyńskiej charakteryzują się zredukowaną miąższością i licznymi lukami sedimentacyjnymi (formacje z Chmielowej i Pomiedznika), co jest związane z wypiętrzeniem grzbietu czorsztyńskiego we wczesnej kredzie (Aubrecht i in., 2006, 2022). W obszarze dawnego grzbietu czorsztyńskiego, który uległ rozbiuciu i obniżeniu, tworzyły się brekcje przy aktywnych strefach uskokowych. Taki charakter ma brekcja z wapiennika

Nazwa	Miaższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facie Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratygraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Chmielowej	1,5–10 często zredukowana, występuje w wypełnieniach krasowych	sukcesja czorsztyńska	Alexandrowicz (1966, 1979); Birkenmajer (1977); Gasiński (1988); Birkenmajer, Gasiński (1992); Aubrecht i in. (2006); Arabas i in. (2011); Jamrichová i in. (2012)	Skalka Chmielowa k. Falsztyna	czerwone wapienie bulaste i (lub) margliste; brekcje wapienne; w obrębie formacji wydzielono ogniwo brekcji z Wapiennika, pierwotnie zaliczone do formacji wapienia czorsztyńskiego (Birkenmajer, 1977; Arabas i in., 2011); litologia – brekcja wapienna z klastami białych wapieni krynowidowych (1,5–2 cm średnicy, maks. 7 cm), lub czerwonych wapieni pelitowych (4–5 cm średnicy), tkwiących w czerwonym, wapnistym spoiwie; miaższość – min. 2,4 m; wiek – górny alb	otwornice planktoniczne	górny alb–dolny cenoman	poziomy otwornic planktonicznych: <i>Rotalipora appenninica</i> *** (najwyższy alb) i <i>Rotalipora globotruncanoides</i> (najniższy cenoman)**** – Jamrichová i in. (2012) lub <i>Planomalina buxtorfi</i> (najwyższy alb) – <i>Thalmaninella brotzeni</i> (najniższy cenoman) – Aubrecht i in. (2006); wg Gasińskiego (1988) lokalne poziomy <i>R. ticinensis</i> – <i>P. praebuxtorfi</i> i <i>R. ticinensis</i> – <i>P. buxtorfi</i> (górny alb); wg Alexandrowicza (1979) w formacji występują otwornice środkowego i górnego albu	–
Formacja z Pomiedznika	do 35, typowo ok. 10	sukcesja czorsztyńska	Alexandrowicz (1966); Birkenmajer (1977); Gasiński (1988); Birkenmajer, Gasiński (1992); Bąk M. (1993, 1999b)		ciemnoczerwone wapienie margliste, margle i łupki margliste, czarne, zielone	otwornice planktoniczne, radiolarie	górny alb, najniższy cenoman(?)	lokalny poziom otwornic planktonicznych: <i>P. buxtorfi</i> – <i>R. appenninica</i> – Gasiński (1988); poziomy radiolariowe U.A. 3-7 – Bąk M. (1999b)	osady formacji z Chmielowej i Pomiedznika są częściowo odpowiednikami facjalnymi tego samego wieku (Aubrecht i in., 2006)
Formacja margli z Jaworek		wszystkie sukcesje, oprócz magurskiej (jednostka Grajcarka)	Alexandrowicz (1966); Birkenmajer (1977, 1987, 2007); Birkenmajer, Jednorowska (1976, 1983a, 1984, 1987a); Dudziak (1979, 1981, 1985); Jednorowska (1979); Kasiński i in. (1981); Gasiński (1981, 1983, 1984, 1988, 1991); Birkenmajer, Dudziak (1987b); Birkenmajer, Gasiński (1992); Bąk M. (1993, 1995, 1996, 1999a, b); Kłosowska (1997); Bąk K. (1995, 1998, 2000); Bąk, Sawłowicz (2000); Pióro (2005); Birkenmajer, Gedl (2012)	dolina potoku Skalskiego k. Jaworek	formacja podzielona na 8 ogniwi (Birkenmajer, Jednorowska, 1984, 1987a): – ogniwo margli z Brynczkowej: litologia – zielone (rzadko różowawe) margle, łupki margliste i wapienie margliste, często plamiste; miaższość – typowo 6–20 m; wiek – najwyższy alb–środkowy cenoman; – ogniwo margli ze Skalskiego: litologia – pstre margle, łupki i wapienie margliste; miaższość – 2–10 m; wiek – dolny cenoman–turon; – ogniwo z Magierowej: litologia – zielone i czarne łupki, łupki margliste, wapienie margliste; miaższość 8–14 m; wiek – cenoman–turon. W obrębie ogniwi z Magierowej i Skalskiego wyróżniono warstwę łupku z Altany: litologia – ciemne łupki margliste z radiolarami; miaższość – 3 m; wiek – górny cenoman; – ogniwo margli z Macelowej: litologia – czerwone margle i wapienie margliste, z drobnymi przelawieniami mulowców i piaskowców wapnistych barwy zielonej lub niebieskiej; miaższość – 10–50 m; wiek – dolny cenoman–dolny kampan; – ogniwo margli z Pustelni (tylko sukcesja czorsztyńska): litologia – ceglastoczerwone margle; miaższość 30–40 m, czasem do 100 m (powtórzenia tektoniczne?); wiek – górny cenoman–dolny mastrycht. W obrębie ogniwa z Pustelni wyróżniono warstwę rogowca z Lorenecowych: litologia – różnobarwe wapienie krzemionkowe i czerty; miaższość – 2–3 m; wiek – pogranicze santonu i kampanu – ogniwo z Trawnego: litologia – szare, niebieskie, zielone łupki margliste z przelawieniami piaskowców, górna część ogniwa ma charakter turbidytowy; miaższość – nieustalona, min. 10–15 m; wiek – górny alb–górny cenoman; – ogniwo mulowców śnieżnickich: litologia: szare, niebieskie margle z przelawieniami piaskowców i mulowców, liczne skamieniałości śladowe; miaższość – 10–30 m w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego, 70–90 m w części słowackiej; wiek – dolny cenoman–dolny turon; – ogniwo z Gróbk: litologia – zlepienie z materiałem egzotycznym; miaższość – brak danych; wiek turon–dolny santon; ogniwo z Gróbk jest też częścią formacji sromowieckiej (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a)	otwornice planktoniczne, radiolarie, nieliczne otwornice bentosowe, ichnoskamieniałości	najwyższy alb–dolny mastrycht; strop formacji jest niezochroniczny (koniak–dolny mastrycht)	poziomy otwornic planktonicznych: – ogniwo z Brynczkowej: <i>Rotalipora appenninica</i> *** (najwyższy alb) – <i>Rotalipora (Thalmaninella) brontzeni</i> (najniższy cenoman) w sukcesjach pienińskiej i braniskiej; <i>Rotalipora reicheli</i> i <i>Rotalipora cushmani</i> (środkowy cenoman) w sukcesji czorsztyńskiej – Birkenmajer, Jednorowska (1987a); – ogniwo ze Skalskiego: <i>Rotalipora reicheli</i> i <i>Rotalipora cushmani</i> (cenoman); czasem również <i>Praeglobotruncana helvetica</i> i <i>Marginotruncana schneegansi</i> (turon) – Birkenmajer, Jednorowska (1987a); – ogniwo z Magierowej: <i>Rotalipora cushmani</i> (środkowy–górny cenoman), <i>Praeglobotruncana helvetica</i> (dolny turon) i <i>Marginotruncana schneegansi</i> (górny turon); – warstwa z Altany: <i>Rotalipora cushmani</i> (górny cenoman); – ogniwo z Macelowej: <i>Praeglobotruncana helvetica</i> (dolny turon) do <i>Dicarinella asymmetrica</i> (górny santon) – wg Birkenmajera i Jednorowskiej (1987a); <i>Rotalipora globotruncanoides</i> (dolny cenoman) – <i>Globotruncanilla elevata</i> (dolny kampan) – wg Bąka K. (1998, 2000); – ogniwo z Pustelni: <i>Rotalipora cushmani</i> (górny cenoman) do <i>Globotruncana falsostuarti</i> (dolny mastrycht) – wg Birkenmajera i Jednorowskiej (1987a); <i>Rotalipora reicheli</i> (śr. cenoman) – <i>Globotruncanella havanensis</i> (górny kampan) – wg Bąka K. (1998); – ogniwo z Trawnego: <i>Rotalipora subticinensis</i> – <i>Rotalipora ticinensis</i> (górny alb) – <i>Rotalipora cushmani</i> (górny cenoman); – ogniwo mulowców śnieżnickich: <i>Rotalipora reicheli</i> (dolny cenoman) – <i>Praeglobotruncana helvetica</i> (wczesny turon); – ogniwo z Gróbk: <i>Praeglobotruncana helvetica</i> (turon) do <i>Dicarinella concavata</i> (górny koniak/dolny santon)	w sukcesji kysuckiej (zach. Słowacja) odpowiednikiem ogniwa ze Skalskiego jest formacja z Lalinka (ang. <i>Lalinok Fm</i>) – Aubrecht i in. (2022) odpowiednikiem ogniwa z Jaworek, lub też całej formacji z Jaworek, jest na Słowacji formacja puchowska (ang. <i>Púchov Fm</i>)
Formacja sromowiecka	30–110, w sukcesji czorsztyńskiej (brak w północnej części sukcesji); 100–150 w pozostałych sukcesjach	wszystkie sukcesje, oprócz magurskiej (jednostka Grajcarka). W sukcesji czorsztyńskiej formacji sromowiecka jest częściowo zastąpiona przez ogniwo margli z Pustelni formacji z Jaworek	Birkenmajer, Lefeld (1969); Birkenmajer (1977); Radwański (1978); Jednorowska (1981a, b); Kasiński i in. (1981); Birkenmajer, Jednorowska (1983a, 1987a); Birkenmajer, Skupiński (1990); Birkenmajer, Wieser (1990); Birkenmajer i in. (1990); Krobicki, Olszewska (2005); Starek i in. (2010); Birkenmajer, Gedl (2012); Aubrecht i in. (2021)	Kapuśnica k. Sromowców Wyżnich	piaskowce wapniste, mulowce, łupki margliste, margle piaszczyste, o charakterze fliszu; formacja zawiera 3 ogniwa: – ogniwo mulowca z Osic: litologia – szare lub zielone ilowce z cienkimi przelawieniami mulowców (w spagu formacji; miaższość – 5–20 m; wiek – (dolny?) górny santon); – ogniwo żwirowca z Bukowin: litologia – szary mulowiec marglisty lub lupek piaszczysty, z przelawieniami żwirowców z materiałem egzotycznym: okruchami różnorodnych wapieni, dolomitów, skał klastycznych i magmowych; miaższość – maks. 20–30 m; wiek – górny santon lub dolny kampan; – ogniwo z Gróbk (zob. także formacja margli z Jaworek). Ogniwo występuje lokalnie w spagu formacji sromowieckiej i jest interpretowane jako wypełnienie kanionów podmorskich (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a)	otwornice planktoniczne, fragmenty muszli inoceramów, skamieniałości śladowe, drobny detrytus roślinny	górny santon–dolny kampan	ogniwo z Osic: poziom otwornic planktonicznych <i>Dicarinella asymmetrica</i> (górny santon) ogniwo z Bukowin: poziomy otwornic planktonicznych <i>Dicarinella asymmetrica</i> (górny santon) lub <i>Globotruncanilla elevata</i> (dolny kampan)	—
Formacja jarmucka	10–450, zwiększająca się ku północy	wszystkie sukcesje	Birkenmajer, Jednorowska (1976); Birkenmajer (1977, 2007); Birkenmajer i in. (1979, 1987); Birkenmajer, Skupiński (1990); Birkenmajer, Wieser (1990); Krobicki, Olszewska (2005); Birkenmajer, Gedl (2012); Madzin i in. (2019); Aubrecht i in. (2021)	Jarmuta k. Szlachtovej	zlepienie, brekcje sedimentacyjne, piaskowce i łupki (flisz) z domieszką materiału egzotycznego; brak formalnego podziału litostratygraficznego	nanplankton wapienny i małe otwornice bentosowe; duże otwornice i fragmenty inoceramów w piaskowcach i drobnych zlepieńcach	mastrycht; w sukcesji Grajcarka: mastrycht–paleocen	w sukcesji Grajcarka: od spagu mastrychtu do środkowego paleocenu (zona nanoplanktonu wapiennego NP5 (Birkenmajer i in., 1987); w pozostałych sukcesjach: środkowy i górny mastrycht (poziomy otwornic planktonicznych <i>Gansserina gansseri</i> oraz <i>Abathomphalus mayaronensis</i>), jednak bez dokumentacji mikropaleontologicznej (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a)	—
Sukcesja maruszyńska	18 – profil p. Skrzypnego ok. 15 – profil Białego Dunajca	sukcesja maruszyńska	Alexandrowicz, Birkenmajer (1978, 1980); Sikora (1980); Jednorowska (1980b); Dudziak (1980, 1993); Birkenmajer, Jednorowska (1983b, 1987b); Kostka (1993); Bąk K. (2000)	Biały Dunajec k. Szafar, potok Skrzypny k. Maruszyzny	pelagiczne wapienie, wapienie margliste i margle; brak formalnych wydzieleni litostratygraficznych	otwornice planktoniczne, nanoplankton wapienny	górny santon(?)–mastrycht	wg Birkenmajera i Jednorowskiej (1987b) poziomy otwornic planktonicznych od <i>Dicarinella asymmetrica</i> (górny santon), do <i>Globotruncana falsostuarti</i> , <i>Gansserina gansseri</i> i <i>Abathomphalus mayaronensis</i> (odpowiednio dolny, górny i środkowy mastrycht); wg Kostka (1993): poziomy otwornic planktonicznych <i>Globotruncana arca</i> – poziom lokalny niesamodzielny (kampan–środkowy mastrycht) i <i>Abathomphalus mayaronensis</i> (górny mastrycht); wg Dudziak (1993): poziomy nanoplanktonu wapiennego NC20–NC23 (górny kampan–górny mastrycht)	—
Formacja wronińska	13, w profilu stratotypowym, na ogół znacznie mniej (2–5)	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977, 2017); Birkenmajer, Dudziak (1987a); Oszczypko i in. (2004, 2012); Gedl (2007); Birkenmajer i in. (2008); Gedl (2013); Birkenmajer, Gedl (2017)	Wzgórze Wronine, k. Zamku Czorsztyń	ilowce mulowcowe lub margliste, ciemne, czasem pstre, plamiste, z kongrekcjami pirytu, syderytu i dolomitu żelazistego	otwornice, radiolarie, nanoplankton wapienny, dinocysty organiczne	alb	wg Birkenmajera i Dudziaka (1987a) górna część albu dolnego–alb środkowy (poziom nanoplanktonu wapiennego <i>Prediscosphaera cretacea</i>); wg Gedla (2007) najwyższy barrem–dolny apt oraz górny alb–cenoman, na podstawie zespołów dinocyst organicznych	—
Formacja hulińska	do 10	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977, 2017); Oszczypko i in. (2004, 2012); Gedl (2007); Birkenmajer i in. (2008); Birkenmajer, Gedl (2017)	Wzgórze Hulina k. Szczawnicy	formacja podzielona na 2 ogniwa: – ogniwo radiolarytów z Gronia: litologia – zielone radiolaryty i łupki radiolariowe; miaższość – 2–6 m; wiek – alb (?); – ogniwo łupków z Uboczy: litologia – czarne, szare, zielonawe łupki ilaste, bitumiczne i bentonitowe, przewarstwienia piaskowców z pirytem i kongrekcji syderytowych; miaższość – 1,5–5 m; wiek górny alb–cenoman	dinocysty organiczne	alb–cenoman	wg Oszczypki i in. (2004) najwyższy cenoman–turon (na podstawie współwystępowania otwornic <i>Plecturecurvoides alternans</i> i <i>Uvigerinamina praejankoi</i> ; wg Gedla (2007) górny alb – cenoman na podstawie zespołów dinocyst organicznych; wg Oszczypko i in. (2012) cenoman („ <i>Cenomanian Key Horizon</i> ”)	—
Formacja łupków z Malinowej	10 – południowa część basenu 180 – północna część basenu	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977, 2017); Birkenmajer i in. (1979); Jednorowska (1980a); Bąk i in. (2000); Oszczypko i in. (2004, 2012); Gedl (2007b); Birkenmajer, Gedl (2017, 2019)	Osada Malinów (Malinowa) k. Szlachtovej, w łóżysku potoku Grajcark	czernone i pstre łupki z cienkimi przewarstwieniami turbidytowych piaskowców hieroglifowych oraz przewarstwieniami tufów biotytowych	otwornice pelagiczne i bentosowe, radiolarie, nanoplankton wapienny, dinocysty organiczne, skamieniałości śladowe	górny cenoman–kampan	wg Jednorowskiej (1980a) oraz Birkenmajera i Gedla (2017): poziom otwornic planktonicznych <i>Rotalipora cushmani</i> (górny cenoman), zespół z <i>Dicarinella (Praeglobotruncana) hagni</i> (turon), zespół koniaku – santonu z <i>Marginotruncana undulata</i> i <i>M. coronata</i> , poziom <i>Globotruncana elevata</i> (dolny kampan)	—
Formacja halusowska	do 100 często tektonicznie zredukowana do 10	sukcesja magurska (jednostka Grajcarka)	Birkenmajer (1977); Birkenmajer i in. (1979); Gedl (2007a); Birkenmajer, Gedl (2017, 2019)	Zamek Czorsztyński, Błahuty k. Falsztyna, rzeź PD-9	w dolnej części: szare margle z przewarstwieniami turbidytowych piaskowców wapnistych i syderytów; w górnej części: szaro-zielone margle o miaższości 2–5 m	otwornice bentosowe (aglutynujące), nanoplankton wapienny, dinocysty organiczne	kampan	otwornice i nanoplankton wapienny wskazują na wiek santon–mastrycht („senon”); dinocysty: alb–dolny kampan (Gedl 2007a) lub górny kampan–dolny mastrycht (Birkenmajer, Gedl, 2019)	—

* obecnie *Pseudothalmaninella subticinensis* (Gale i in., 2020); ** obecnie *Pseudothalmaninella ticinensis* (Gale i in., 2020); *** obecnie *Parathalmaninella appenninica* (Gale i in., 2020); **** obecnie *Thalmaninella globotruncanoides* (Gale i in., 2020)

w Szaflarach (ogniwo brekcji z Wapiennika) zaliczana pierwotnie do jury i złożona z okruchów skał jurajskich (por. Birkenmajer, 1977), jednak występująca w matryksie mikrofacja hedbergellowa i otwornice wskazują na późnoalbski wiek (Arabas i in., 2011). Podobny charakter wykazuje brekcja w dawnym kamieniołomie w skałkach Rogoży, gdzie przechodzi ona obocznie w czerwone utwory formacji z Jaworek, por. Reháková, Wierzbowski, 2005: fig. 1, 2006: fig. B3.49).

Wskutek wspomnianej aktywności tektonicznej w pienińskim basenie skałkowym, u schyłku wczesnej kredy, zaznaczyła się fundamentalna zmiana w charakterze sedimentacji, wyrażona obecnością wskaźników mineralogicznych pochodzących z wyniesionych stref ofiolitowych na południowych peryferiach Karpat centralnych (Płaśienka, 2012). Są to różne minerały ciężkie, m.in. spinele chromowe i granaty, których obecność została stwierdzona już w najstarszych osadach formacji z Chmielowej na Słowacji (Aubrecht i in., 2009). Występowanie podobnych asocjacji mineralnych stwierdzono w osadach łupkowo-piaskowcowych o charakterze fliszowym zaliczanych do ogniwa z Trawnego koło Rogoźnika (por. Birkenmajer, 1987). Wspomniana zmiana sedimentacji wskazuje, że obszary pienińskiego basenu skałkowego, łącznie z obszarem dawnego grzbietu czorsztyńskiego znalazły się w zasięgu dopływu materiału detrytycznego pochodzącego z wyniesionych stref ofiolitowych Karpat wewnętrznych (Aubrecht i in., 2022).

W najwyższej kredzie dolnej, w pozostałych sukcesjach skałkowych oraz sukcesji Grajcarka, występują pelagiczne i hemipelagiczne facje ciemnych margli i łupków oraz osadów krzemionkowych (formacje z Kapuśnicy, wronińska i hulińska), których sedimentacja była częściowo uwarunkowana zdarzeniami anoksycznymi na pograniczu wczesnej i późnej kredy. Obecność aktywnych stref tektonicznych jest jednak rejestrowana także wśród osadów tej głębszej części basenu pasa skałkowego, przy granicy formacji wapienia pienińskiego i formacji z Kapuśnicy, gdzie często są stwierdzane zjawiska redepozycji (np. Krobicki i in., 2022; por. także Aubrecht i in., 2022).

Biostratygrafia tych głębokomorskich osadów bazuje głównie na otwornicach planktonicznych i promienicach (np. Gasiński, 1983, 1988; Bąk M., 1993, 1995, 1999a, b). Formacje wronińska i hulińska są określane czasem jako „czarny flisz” i bywają utożsamiane ze środkowojurajskimi formacjami z Opaleńca i ze Szlachtowej (Oszczypko i in., 2012; Gedl, 2013) lub formacjami ze Sztolni i ze Sprzycnego (Golonka i in., 2018). Dyskusja nt. wieku „czarnego fliszu” w pienińskim pasie skałkowym była bardzo ożywiona na

początku XXI w (Oszczypko i in., 2004; Birkenmajer i in., 2008); część badaczy przyjęła istnienie podobnych osadów różnego wieku (środkowa jura vs. pogranicze kredy dolnej i górnej), trudnych do rozdzielenia w strefie silnych zaburzeń tektonicznych, a także możliwość redepozycji mikroskamieniałości (Barski i in., 2012).

Ujednolicenie facji w sukcesjach skałkowych nastąpiło w najpóźniejszym albie, wraz z początkiem sedimentacji formacji margli z Jaworek. Nieco później, w późnym cenomanie, rozpoczęła się sedimentacja czerwonych osadów pelagicznych w sukcesji Grajcarka (formacja łupków z Malinowej). Utwory te stanowią lokalną odmianę czerwonych oceanicznych osadów kredowych (*Cretaceous Oceanic Red Beds*), które zdominowały sedimentację pelagiczną w późniejszej kredzie zachodniej Tetydy po długotrwałym okresie deficytu tlenu w środkowej części kredy (np. Wang i in., 2011). Datowanie tych osadów zostało przeprowadzone dość precyzyjnie, na podstawie otwornic planktonicznych (np. Birkenmajer, Jednorowska, 1987a, b; Bąk, 1998) oraz promienic (Bąk, 1993, 1995, 1996, 1999a, b). Należy zaznaczyć, że obecny schemat stratygraficzny albu i kredy górnej na podstawie otwornic planktonicznych różni się nieco od tego stosowanego przez Birkenmajera i Jednorowską (1987a, b), co może wpływać na położenie granic między poszczególnymi piętrami (fig. 34). W obrębie formacji margli z Jaworek występują liczne ogniwa klastyczne o charakterze utworów fliszowych, które zostały zinterpretowane jako olistostromy lub wypełnienia kanionów podmorskich (Birkenmajer, Jednorowska, 1987a, b). Interpretacja ta bywa krytykowana, ze względu na pewne niekonsekwencje (np. ogniwo z Gróbkki jest częścią formacji z Jaworek i formacji sromowieckiej – zob. fig. 33 oraz Golonka i in., 2018). Stanowi także punkt wyjścia do dalej idącej krytyki schematu stratygraficzno-paleogeograficznego Birkenmajera (1977, 1986). Opiera się on na koncepcji Sikory (1971), w myśl której na południe od basenu sukcesji pienińskiej istniał basen sukcesji zlatniańskiej z ciągłą sedimentacją typu fliszowego od albu po oligocen (Golonka, Sikora, 1981). Ogniwa fliszowe byłyby więc pozostałościami (olistolitami?) osobnej sukcesji zlatniańskiej, a nie częściami sukcesji skałkowych sensu Birkenmajera (1977). Istnienie samego basenu zlatniańskiego, a także identyfikacja ciał olistostromowych w pienińskim pasie skałkowym, są obecnie przedmiotem licznych kontrowersji (np. Golonka i in., 2015, 2017; Płaśienka i in., 2017; Marzec i in., 2019, 2020; Jurewicz i in., 2020).

Utwory formacji sromowieckiej wykazują charakter fliszu przedorogicznego (Radwański, 1978). Ich wiek określono na podstawie otwornic (Jednorowska, 1981a, b). Formacja jarmucka stanowi część poorogicznej pokrywy osadowej górnokredowych („laramijskich”) struktur pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1986; Płaśienka, 2012). Datowanie biostratygraficzne na podstawie nanoplanktonu wapiennego i otwornic przeprowadzono głównie w profilach jednostki Grajcarka, potwierdzając w ogólnych zarysach mastrychcko-paleoceński wiek tej formacji (Birkenmajer i in., 1987; Birkenmajer, Dudziak, 1991; zob. Birkenmajer, Gedl, 2017). Formacje sromowiecka i jarmucka zawierają różnorodny materiał skalny, pochodzący ze świeżo wypiętrzonych obszarów pienińskiego pasa skałkowego, Karpat centralnych, domeny oceanicznej wahikum (np. Krobicki, Olszewska, 2005; Madzin i in., 2019; Aubrecht i in., 2021 i literatura tamże).

Skały osadowe sukcesji maruszyńskiej (fig. 33) występują tylko lokalnie, w rejonie kontaktu tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim (Birkenmajer, 1986). Ich cechą charakterystyczną jest ciągła sedimentacja głębokomorska oraz brak zapisu zjawisk tektonicznych i obecności materiału klastycznego w kredzie górnej aż po najwyższy mastrycht (Birkenmajer, Jednorowska, 1987b). Sukcesja ta jest wiązana z basenami typu „gozawskiego”, powstałymi w późnej kredzie na podłożu sfałdowanych jednostek Karpat centralnych i Alp wschodnich, lub ze szczytkowym basenem łączonym ze strefą Iłańcówce–Kričevo we wschodniej Słowacji (Płaśienka, Soták, 2015).

Przeprowadzone dotychczas w niewielkim zakresie badania chemostratygraficzne kredy pienińskiego pasa skałkowego objęły część formacji wapienia pienińskiego (walanżyn) oraz marglistych formacji albu i cenomanu.

Na pograniczu dolnego i górnego walanżynu w sukcesji pienińskiej w profilu Łysońka udokumentowano pierwsze zdarzenie izotopowe $\delta^{13}C$ w dolnej kredzie (zdarzenie Weisserta; Grabowski i in., 2014). Wzrost wartości $\delta^{13}C$ obserwowano w najwyższej części poziomu *Calpionellites* lub najniższej części poziomu *Tintinnopsella*. Szczegółowo profilowania chemostratygraficzne wykazały związek zdarzenia izotopowego ze wzrostem względnej koncentracji Mn oraz pogorszeniem warunków natlenienia, wyrażonych podwyższonym stosunkiem U/Th (Grabowski i in., 2014).

Zdarzenia anoksyczne przelomu wczesnej i późnej kredy w basenach pienińskich zostały scharakteryzowane przez Wójcik-Tabol (2006). Nawiązując do koncepcji Gasińskiego (1988) oraz Birkenmajera i Jednorowskiej (1987a, b), kolejne zdarzenia typu OAE

(fig. 17) przypisano do: dolnych części formacji wronińskiej i z Pomiedznika, lub ogniwa rudniskiego formacji z Kapuśnicy (późny alb – OAE 1c), górnych części formacji wronińskiej, z Pomiedznika i Kapuśnicy (pogranicze albu i cenomanu – OAE 1d), dolnej części formacji z Jaworek (środkowy cenoman – MCE), środkowej części formacji margli z Jaworek (ogniwo margli ze Skalskiego – warstwa z łupku z Altany, lub ogniwo z Magierowej, najwyższy cenoman – OAE 2).

2.4. TATRY

Jacek Grabowski

2.4.1. Sukcesja wierzchowa

Stratygrafia pogranicza jury i kredy w sukcesji wierzchowej jest obecnie przedmiotem rewizji (zob. rozdz. „Jura”). Według Passendorfera (1951a), Lefelda (1968), Lefelda i in. (1985) oraz nowszych opracowań syntetycznych (np. Jach i in., 2014), granica pomiędzy jurą a kredą przebiega w obrębie formacji wapieni z Raptawickiej Turni, w środkowym jej ogniwie (jasnoszare wapienie mikrytowe wg Lefelda i in., 1985). W tym ujęciu, wapienie peloidowo-bio-klastyczno-oidowe i onkoidowe z *Saccocoma* i *Globochaete alpina* to berias-walanżyn (Borowska, 2014).

Niedawno przeprowadzone badania w profilach jednostki Giewontu wykazały jednak, że najwyższa część formacji z Raptawickiej Turni, obejmująca ciemne wapienie onkolitowe (walanżyn wg Lefelda, 1968 oraz Lefelda i in., 1985), należy jeszcze do górnego tytonu, obejmując poziomy kalpionellidowe *Chitinoidea* i *Crassicollaria* (Pszczółkowski i in., 2016; Lodowski i in., 2022; Lodowski, 2022). W stropie formacji występuje nieciągłość o charakterze twardego dna oraz cienka brekcja górnego beriasu/dolnego walanżynu(?) (Lodowski i in., 2022), a zalegające powyżej wapienie ziarniste z dużą zawartością detrytusów szkarłupni – odpowiednik „ciemnych wapieni spatycznych” Lefelda (1968) – należy zaliczyć do górnego walanżynu lub hoterywu ogniwa z Giewontu formacji z Wysokiej Turni (zob. Lodowski i in., 2022; Tab. 4; fig. 35). Wyniki tych badań wskazują na konieczność rewizji stratygrafii najwyższej części formacji z Raptawickiej Turni także w innych jednostkach sukcesji wierzchowej. Sedimentacja wapieni z onkoidami na obszarze sukcesji wierzchowej mogła jednak trwać nawet do niższej części późnego beriasu, o czym świadczy skład okruchów z brekcji wapiennej w stropie ogniwa wapienia z Sobótki w słowackich Tatrach Zachodnich w rejonie Osobitej (Staniszewska, Ciborowski, 2000).

Stratygrafia formacji z Wysokiej Turni również nie jest jeszcze dokładnie ustalona. Nie ma wątpliwości, że formacja ta obejmuje utwory brekcji rafowych (zob. tab. 4) datowane na barrem – apt (Lefeld, 1968, 1985d) lub górny barrem-dolny alb (Masse, Uchman, 1997). Osady starsze, leżące bezpośrednio na utworach formacji z Raptawickiej Turni, są wykształcone jako wapienie organo-detrytyczne w typie ogniwa z Giewontu (głównie szkarłupniowe), w których w górnej części występują przelawicenia brekcji rafowych (Morycowa, Lefeld, 1966; Masse, Uchman, 1997). Wiek tych utworów obejmuje najprawdopodobniej interwał walanżyn-dolny barrem, brak jest jednak szczegółowego ich opracowania (Lodowski i in., 2022). Masse i Uchman (1997) zaliczyli je do formacji z Raptawickiej Turni, ograniczając definicję formacji z Wysokiej Turni tylko do brekcji rafowych górnego barremu-dolnego aptu. Odpowiednikami formacji z Wysokiej Turni w zachodniej części polskich Tatr Zachodnich jest formacja wapieni z Osobitej (zob. tab. 4).

Najwyższa formacja kredowa sukcesji wierzchowej to formacja margli z Zabijaka, szczegółowo opracowana pod względem litostratygraficznym (Krajewski, 2003), biostratygraficznym (Marcinowski, Wiedmann, 1985; Bąk, Bąk, 2013) i chemostratygraficznym (Bąk i in., 2016b) (zob. tab. 4). Najmłodszy wiek utworów tej formacji w Tatrach (ogniwo z Pisanej) to górny cenoman, jednak na obszarze Słowacji udokumentowano także turon (Bąk, Bąk, 2013). Bąk i in. (2016b) opisał z niej zdarzenie anoksyczne OAE 1d datowane za pomocą otwornic (blisko spągu poziomu *Planomalina buxtorfi* – *Parathalmaniella appenninica*) i korelowane z wyraźną zmianą facjalną: zanikiem wapieni szkarłupniowo-otwornicowych ze stromatolitami i onkoidami fosforanowymi (ogniwo z Żeleźniaka) i początkiem sedimentacji zielonych, szarych i czarnych margli ogniwa z Kamiennego. Szczegółowe badania materii organicznej ogniwa planktonu (Ciurej i in., 2017) umożliwiły wyróżnienie trzech faz rozwoju i zaniku zdarzenia OAE 1d oraz jego próbę korelacji z rytmem zmian poziomu morza (Haq, 2014). W kolejnej pracy Bąk i in. (2016a) przedstawili dane izotopowe $\delta^{13}C$ z odcinka bezpośrednio poprzedzającego zdarzenie OAE 2 w górnym cenomanie (fm. z Zabijaka, ogniwo z Pisanej). Dane te

mają jednak ograniczone znaczenie stratygraficzne ze względu na anomalnie negatywne wartości $\delta^{13}C$, znacznie odbiegające od danych referencyjnych, co jest spowodowane najprawdopodobniej wpływem materii organicznej transportowanej z ładu i powstaniem diagenetycznych cementów wzbogaconych w lekki izotop węgla. Ten interwał stratygraficzny był także przedmiotem studium proveniencji oraz wskaźników wietrzenia (Wolska i in., 2016).

2.4.2. Sukcesja regłowa dolna

Kreda sukcesji regłowej dolnej polskich Tatr obejmuje najwyższą część górnourajskiej formacji z Jaseniny oraz trzy formacje: z Osnicy, margli z Kościeliskiej i wapienia murańskiego. Formacje z Osnicy i z Kościeliskiej występują w całej jednostce regłowej, natomiast formacja wapienia murańskiego – tylko w reglach wschodnich (tab. 5).

Formacja wapieni z Osnicy pierwotnie stanowiła górną część formacji wapienia pienińskiego (Lefeld, 1985a, b). Pszczółkowski (1996), wzorując się na wydzieleniach litostratygraficznych opracowanych przez badaczy słowackich (Michalik i in., 1990), wydzielił ją jako ogniwo z Osnicy, które następnie zostało podniesione do rangi formacji (Pszczółkowski, 2003b). Jest to odpowiednik formacji biancone lub maiolica znanej z najwyższej jury i kredy dolnej całej zachodniej Tetydy (Wieczorek, 1988).

Cały berias i dolna część walanżynu, czyli formacja z Osnicy oraz najniższa część formacji margli z Kościeliskiej, są dokładnie datowane biostratygraficznie (kalpionellidy) i częściowo magnetostratygraficznie (tab. 5). Granica jura/kreda (tyton/berias) zdefiniowana jako granica poziomów *Crassicollaria* (podpoziom *intermedia*) i *Calpionella* (podpoziom *alpina*) przebiega w najwyższej części ogniwa z Pośredniego formacji z Jaseniny (Pszczółkowski, 1996; Grabowski, Pszczółkowski, 2006a, b), w środkowej części magnetozone M19n (magnetosubzona M19n2n) (fig. 36). Kalibracja magnetostratygraficzna umożliwiła oszacowanie tempa sedimentacji: 3–7 m/mln lat w późnym tytonie, 5–9 m/mln lat we wczesnym beriasie i 15–24 m/mln lat w późnym beriasie. Zmiany dynamiki sedimentacji znajdują swój wyraz także w składzie chemicznym osadów (fig. 37B; Grabowski i in., 2013). Zmiany te wydają się odzwierciedlać wielkoskalowe zmiany klimatyczne i paleotektoniczne w podzwrotnikowych szerokościach geograficznych półkuli północnej. Wzrost zawartości węgla wapnia na przelomie tytonu i beriasu koreluje się z generalną regresją morską i wysuszeniem klimatu, podczas gdy powrót sedimentacji marglistej w późnym beriasie był związany z transgresją i wzrostem wilgotności klimatu (np. Grabowski i in., 2021), a także wydarzeniami orogenicznymi na południowym skraju Karpat centralnych, północnych Alp Wapiennych i Bałkanów (np. Michalik, 2007; Grabowski, Sobień, 2015; Gawlick, Missoni, 2019).

Dolna część formacji z Kościeliskiej, obejmująca interwał górny berias – hoteryw (poniżej ogniwa wapienia murańskiego), jest także szczegółowo datowana na podstawie nanoskamieniałości wapiennych (Grabowski i in., 2025). W interwale tym istotne znaczenie stratygraficzne ma udokumentowanie zdarzenia izotopowego Weisserta (Pszczółkowski, 2003b; Grabowski, Pszczółkowski, 2017; Grabowski i in., 2025). Górny berias i niższa część dolnego walanżynu (do spągu ogniwa z Krytej) posiadają też kalibrację astrochronologiczną i magnetostratygraficzną (Grabowski i in., 2025). Pogranicze walanżynu i hoterywu zostało udokumentowane na podstawie amonitów (Vašiček i in., 2020), natomiast ogniwo wapienia murańskiego zostało datowane na górny hoteryw na podstawie dinocyst organicznych (Gedl i in., 2007) oraz stratygrafii $\delta^{13}C$ (Grabowski i in., 2025). Górna część formacji margli z Kościeliskiej, obejmująca górny hoteryw – dolny apt, jest datowana na podstawie otwornic planktonicznych (Pszczółkowski, 2003a, 2015). Skamieniałości śladowe wskazują na dobre natlenienie wód dennych (Uchman, 1997).

Sedimentacja wapienia murańskiego jest rezultatem powstania i erozji platform węglanowych między górnym hoterywem a aptem, licznie występujących w Karpatach centralnych i zewnętrznych, a także na szelfie helweckim (Michalik, Soták, 1990; Michalik, 1994). Formacja wapienia murańskiego ma swoje pełne i typowe wykształcenie w Tatrach Bielskich (Lefeld, 1985c; Michalik, 2014), a w Polsce opisana jest tylko z jednego odsłonięcia (Sokolowski, 1978). Wapienie organogeniczne tej formacji stanowią prawdopodobnie produkt erozji i redepozycji utworów urgońskich ze strefy wierzchowej Tatr (Lefeld, 1974; Michalik, 1994). Dolna część formacji wapienia murańskiego (tab. 5) zawiera jeszcze duże ilości przelawiczeń margli z pelagiczną mikrofauną, natomiast w części środkowej i górnej wzdłuż udział wapieni ziarnistych, bioklastycznych (Michalik, Soták, 1990; Michalik, 2014).

FIG. 34. Porównanie schematów biostratygraficznych albu i kredy górnej wg Birkenmajera, Jednorowskiej (1987); Petrizzo (w: Gale i in., 2020)

Birkenmajer, Jednorowska (1987)		Petrizzo w: Gale i in. (2020)	
MASTRYCHT	górny	<i>A. mayaroensis</i>	<i>P. hariaensis</i> <i>A. mayaroensis</i>
	środkowy	<i>G. gansseri</i>	<i>Ps. palpebra</i> <i>R. fructicosa</i> <i>G. gansseri</i>
	dolny	<i>G. falsostuarti</i>	<i>G. havanensis</i> <i>S. aegyptiaca</i>
KAMPAN	górny	<i>G. calcarata</i>	<i>R. calcarata</i>
	środkowy	<i>G. ventricosa</i>	<i>C. plummerae</i>
	dolny	<i>G. elevata</i>	<i>G. elevata</i>
SANTON		<i>D. asymmetrica</i>	<i>D. asymmetrica</i>
KONIAK		<i>D. concavata</i>	<i>D. concavata</i>
TURON	górny	<i>M. schneegansi</i>	<i>M. schneegansi</i>
	dolny	<i>P. helvetica</i>	<i>He. helvetica</i>
CENOMAN	górny	<i>R. cushmani</i>	<i>Wh. archaocretacea</i> <i>R. cushmani</i>
	środkowy	<i>R. reicheli</i>	<i>Th. greenhomensis</i>
	dolny	<i>R. brontzeni</i>	<i>Th. globotruncanoides</i>
ALB	górny	<i>R. appenninica</i>	<i>Th. appenninica</i>
	dolny+środkowy	<i>R. subtic.-R. tic.</i>	<i>Ps. ticinensis</i> <i>Bl. breggiensis</i>

TAB. 4. Tabela jednostek litostratigraficznych kredy – Tatry (sukcesja wierzchowa)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja wapieni z Wysokiej Turni	30–40 (maks. 90)	sukcesja wierzchowa	Passendorfer (1922, 1951b); Kortański (1961); Morycowa, Lefeld (1966, 1985d); Lefeld (1968, 1985d); Masse, Uchman (1997); Borowska (2014, 2015); Lodowski i in. (2022)	Wysoka Turnia, Mały Giewont, północna ściana Giewontu, północne stoki Raptawickiej Turni	wapienie organodetrytyczne (biokalkarenity do biokalcyrudytów), z przelawieniami brekcji rafowych; w spągu warstewka wapienia o charakterze mikrobrecji (pakston litoklastyczny). W obrębie formacji wyróżniono 2 ogniwa: – ogniwo z Giewontu – wapienie organodetrytyczne (Lodowski i in., 2022); – ogniwo z Mechów – wapienie mikrytowe, „sublitostratigraficzne” (Lefeld, 1985d)	w brekcjach rafowych liczne koralowce, mszywoły, glony wapienne, ślimaki, gruboskorupowe małże; w wapieniach organodetrytycznych przewaga szkarłupni	(górnym berias?) walażyn–apt; brekcje rafowe: barrem–apt (dolny alb?)	otwornice z wapieni organodetrytycznych ogniwa z Giewontu; Lodowski i in. (2022) wskazali na góry berias–hoteryw; koralowce z brekcji rafowych wskazują na barrem–dolny apt (Morycowa, Lefeld, 1966); zespoły alg wapiennych, otwornice bentosowych i małży gruboskorupowych na góry barrem–dolny alb (Masse, Uchman, 1997)	stratygrafia formacji podlega obecnie rewizji (Lodowski i in., 2022). W poprzednim ujęciu (Lefeld, 1985d i prace późniejsze) granica pomiędzy jurą a kredą przebiegała w obrębie formacji z Raptawickiej Turni
Formacja wapieni z Osobitej	45–60 (w Tatrach Słowackich)	sukcesja wierzchowa	Rabowski (1933); Passendorfer (1951b); Kortański (1959); Lefeld (1968, 1985e); Borowska (2014); Madzin i in. (2014); Uchman (2022)	Polana pod Cyganką (rejon Osobitej), w polskiej części Tatr – wylot Wąwozu Kraków	ciemne wapienie organodetrytyczne, drobnonaziemiste (kalcyluty), z przelawieniami czerstw (w rejonie Osobitej)	szczątki szkarłupni, małży, glonów wapiennych, otwornice bentosowe (w tym orbitoliny)	(hoteryw?) barrem–dolny apt (Lefeld, 1985e) lub góry walażyn–dolny alb (Madzin i in., 2014)	otwornice datują spąg i strop formacji w profilach słowackich, (Madzin i in., 2014)	formacja występuje tylko w zachodniej części Tatr Zachodnich, w rejonie doliny Kościeliskiej i na zachód od niej. W sposób typowy rozwinięte jest w Tatrach Słowackich (rejon Osobitej). W polskiej części Tatr spoczywa ona bezpośrednio na formacji z Raptawickiej Turni, natomiast w rejonie Osobitej – na skałach wulkanicznych wieku górnego tyton–dolny walażyn
Formacja margli z Zabijaka	40–380	sukcesja wierzchowa	Passendorfer (1930); Tumau-Morawska (1960); Niegodziej (1963); Krajewski (1980, 1981a, b, c, 1983, 1984, 1985); Marcinowski, Wiedmann (1985, 1990); Uchman (1997); Bąk K. (1998); Bąk, Bąk (2013); Uchman (2014)	Żleb Zabijak, Żleb Żeleźniak, Zadnie Kamiennie, Żleb Pisany, Żleb Zdziarski	ciemne margle mulowce, piaskowce, wapienie w spągu formacji. Formacja została podzielona na 3 formalne ogniwa oraz jedną warstwę, w spągu formacji (Krajewski, 2003): – ogniwo z Żeleźniaka: wapienie, z intensywnymi przejawami fosforyzacji (1,5–60 m); w spągu ogniwa występuje warstwa Ku Stawku: czerwone lub różowe wapienie, brekcje, impregnowane hematylem, miąższość do 3 m (warstwa) lub do 0,8 m (dajka osadowa); – ogniwo z Kamiennego: margle i mulowce, w spągu piaskowce (do 150 m); w spągu ogniwa wyróżniono 3 jednostki w randze warstw: – warstwa ze Spadów: zlepniec (0,2–0,25 m); – warstwa z Uplazkowej: piaskowce (0,3–2 m); – warstwy z Mulowego: margle, mulowce, piaskowce (10–12 m); – ogniwo z Pisanej: mulowce margliste lub piaszczyste, margle, piaskowce (do 170 m); – warstwa z Wielkiej Równi: wapienie z glaukonitem i stromatolitami oraz przejawami fosforyzacji i koncentracjami hiatusowymi (0,05–2 m)	amonity albu w ogniwie z Żeleźniaka, warstwie z Wielkiej Równi i najniższej części ogniwa z Kamiennego; otwornice górnego albu–cenomanu w ogniwie z Kamiennego, ichnoskamieniałości	(?górnym apt) alb–cenoman (? dolny turon)	ogniwo z Żeleźniaka i warstwa z Wielkiej Równi – alb; poziomy amonitowe <i>Douvilleceras mammilatum</i> (wyższy dolny alb), <i>Hoplites dentatus</i> (niższy środkowy alb), <i>Euhoplites lorricatus</i> (środkowa część środkowego albu), <i>Euhoplites lautus</i> (pogranicze albu środkowego i górnego), <i>Mortoniceras inflatum</i> (niższy górny alb), <i>Stoliczkaia dispar</i> (wyższy górny alb); ogniwo z Kamiennego – górny alb–cenoman: poziom amonitowy <i>Stoliczkaia dispar</i> (wyższy dolny alb); poziomy otwornic planktonicznych <i>Pseudothalmanninella ticinensis</i> , <i>Planomalina buxtorfi</i> – <i>Parathalmanninella appenninica</i> oraz <i>Parathalmanninella appenninica</i> (górnym alb), <i>Thalmanninella globotruncanoides</i> (dolny cenoman), <i>Thalmanninella reicheli</i> (środkowy cenoman), <i>Rotalipora cushmani</i> (środkowy–górnym cenoman); poziomy otwornic bentosowych: <i>Haplophragmoides nonioninoides</i> (górnym alb–dolny cenoman), <i>Bulbobaculites problematicus</i> (środkowy–górnym cenoman); ogniwo z Pisanej – cenoman–turon(?)	wydarzenie OAE 1d udokumentowano na pograniczu ogniwa z Żeleźniaka i z Kamiennego, (Bąk i in., 2016a)

TAB. 5. Tabela jednostek litostratigraficznych kredy – Tatry (sukcesja reglowa dolna)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie/ jednostka strukturalna	Historia badań	Typowy profil/ stratotyp	Litologia/facje Szczegółowy podział (ogniwa i warstwy)	Występowanie skamieniałości	Wiek chronostratigraficzny	Biostratygrafia	Uwagi
Formacja z Osnicy	25–37; w profilu Pośrednie III ok. 30	sukcesja reglowa dolna	Guzik (1939); Sokolowski (1948); Passendorfer (1951a); Lefeld (1974, 1985a); Pyszczółkowski (1996, 2014); Grabowski, Pyszczółkowski (2006a, b); Grabowski i in. (2013); Grabowski, Pyszczółkowski (2017)	Grzbiet Pośrednie, między dolinami Długą i Krytą (Profil Pośrednie II i Pośrednie III)	wapienie hemipelagiczne z kalpionellidami (facja maiolica/biancone), cienko- lub średnio-lawicowe (2–40 cm), mikrytowe lub margliste, z cienkimi przelawieniami margli, w dolnej części formacji; szare, oliwkowozielone	Kalpionellidy radiolarie, <i>Globochaete</i>	dolny i środkowy berias (M19n–M16r)	poziom kalpionellidowy <i>Calpionella</i> (podpoziomy <i>Calpionella alpina</i> , <i>Calpionella elliptica</i> , <i>Calpionella cadischiana</i>) poziom <i>Calpionellopsis</i> (podpoziomy <i>Calpionellopsis simplex</i> , dolna część)	spąg formacji z Osnicy w profilu Pośrednie III jest usytuowany ok. 1,5 m powyżej granicy jurą/kredą; najniższy berias wykształcony jest jako formacja z Jaseniny
Formacja margli z Kościeliskiej	maks. 260(?)	sukcesja reglowa dolna	Wigiew (1914); Passendorfer (1951b); Lefeld (1974, 1985b); Wiecezorek (1988); Uchman (1997); Kędziński, Uchman (1997); Pyszczółkowski (2003a, b, 2015b); Gedl i in. (2007); Uchman, Kotodziej (2014); Grabowski, Sobiń (2015); Grabowski, Pyszczółkowski (2017); Vašiček i in. (2020); Grabowski i in. (2025)	Dolina Kryta Wściekłego Żlebu Polana Kryta	szare i ciemnoszare margle i wapienie margliste, z podrzędnymi przelawieniami wapiennymi piaskowców i kalkarenitów; dolna część formacji (88–114 m) obejmuje 4 ogniwa (Pyszczółkowski, 2003a): – ogniwo Pod Furkąską: litologia – margle z przelawieniami wapieni mikrytowych i wapieni marglistych (25–26 m); wiek – górny berias (podpoziomy kalpionellowy <i>simplex</i>) – najniższy walażyn (dolna część poziomu kalpionellowego <i>Calpionellites</i>), magnetozone M16n–M13r; – ogniwo z Krytej: litologia – margle z przelawieniami piaskowców i wapieni (15–25 m). Ławice piaskowców są miejscami grube (do 130 cm) i mają charakter turbidytów; wiek – środkowa część dolnego walażynu (górną część poziomu kalpionellowego <i>Calpionellites</i> i najniższą część poziomu kalpionellowego <i>Tintinnopsella</i>); – ogniwo z Wściekłego Żlebu: litologia – margle z przelawieniami wapieni mikrytowych i wapieni marglistych; miąższość: 34–70 m; wiek – dolny walażyn–najniższy hoteryw (poziom kalpionellowy <i>Tintinnopsella</i>); – ogniwo wapienia murarskiego: litologia – wapienie ziarniste (biokalkarenity) z przelawieniami wapieni mikrytowych i margli (6–45 m); wiek – dolny hoteryw? (Pyszczółkowski, 2003a) lub niższy górny hoteryw (Gedl i in., 2007). W górnej części formacji wyróżniono dwie nieformalne jednostki litostratigraficzne, (Pyszczółkowski, 2003a; 2015b): – warstwa biokalkarenitu z glaukonitem: litologia – biokalkarenit z licznymi ziarnami glaukonitu (0,6 m); wiek – barrem (pogranicze poziomów otwornic planktonicznych <i>Liliputianella similis</i> i <i>Blowiella blowi</i>); – wapieni z nanokoniadami i otwornicami: litologia – szare wapienie plamiste, z przelawieniami margli (75 m); wiek – apt (poziomy otwornic planktonicznych <i>Praehedbergella excelsa</i> i <i>Leupoldina cabri</i>)	Kalpionellidy (w najniższej części), nanoskamieniałości, otwornice planktoniczne, dinocysty organiczne, amonity, ichnoskamieniałości	górnym berias–dolnym apt	– górny berias – Pyszczółkowski (2003a); Grabowski i in. (2025) poziom kalpionellidowy <i>Calpionellopsis</i> (podpoziomy <i>Calpionellopsis simplex</i> , górna część, <i>Calpionellopsis oblonga</i> i <i>Calpionellopsis murgeanu</i>), poziom nanoskamieniałości wapiennych NK2; – walażyn–hoteryw – Pyszczółkowski (2003a); Gedl i in. (2007); Vašiček i in. (2020); Grabowski i in. (2025); poziom kalpionellidowy <i>Calpionellites</i> (niższy dolny walażyn) poziom kalpionellidowy <i>Tintinnopsella</i> (podpoziomy: <i>Lorenziella ex gr. hungarica</i> i <i>Tintinnopsella ex gr. carpathica</i>) poziomy nanoskamieniałości wapiennych: NK3A, NK3B–NC4A, NC4B–NC5A, NC5B; – pogranicze walażynu i hoterywu: amonity oraz dinocysty organiczne (nie przypisane do konkretnych poziomów biostratigraficznych) ogniwo wapienia murarskiego: zony dinocystowe <i>Canningia pistica</i> ; <i>Aprobolocysta eilema</i> – hoteryw–apt – Pyszczółkowski (2003a, 2015b) – poziomy otwornicowe <i>Praegedbergella sigali</i> (górnym hoteryw), <i>Blefuscuiana aptiana</i> (najniższy barrem) <i>Liliputianella similis</i> (dolny barrem i pogranicze dolnego i górnego barremu) <i>Blowiella blowi</i> (górnym barrem) <i>Praehedbergella excelsa</i> (niższa część dolnego aptu) <i>Leupoldina cabri</i> (wyższa część dolnego aptu)	początek zdarzenia izotopowego Weisserta (pogranicze dolnego i górnego walażynu) wypada w dolnej części ogniwa z Wściekłego Żlebu w górnej części nanozony NK3A – Pyszczółkowski (2003b); Grabowski, Pyszczółkowski (2017); Grabowski i in. (2025)
Formacja wapienia murarskiego	ok. 100	sukcesja reglowa dolna (tylko wschodnia część)	Uhlig (1897); Sokolowski (1948, 1978); Passendorfer (1950, 1951b); Borza (1957); Lefeld (1974, 1985c); Michalik, Sołák (1990); Michalik (1994, 2014)	Ciemne Smreczyny	masywne wapienie detrytyczne, o charakterze turbidytów, zawierające m.in. liczne intra- i ekstraklasty, fragmenty gruboskorupowych małży i innych organizmów rafotwórczych oraz rogowce; formację podzielono na trzy nieformalne jednostki, o miąższości odpowiednio: 15–20 m, 30 m i > 50 m	fragmenty małży, ślimaków, koralowców, serpuł, glonów wapiennych, otwornice	górnym hoteryw(?) – barrem–dolnym apt(?)	jednostka środkowa: górnym hoteryw–dolnym barrem Jednostka górna: barrem (otwornice bentosowe z grupy <i>Milliolidae</i> i <i>Textularidae</i> (Michalik, Sołák, 1990)	formacja jest najlepiej odsłonięta i udokumentowana w Tatrach Bielskich na Słowacji

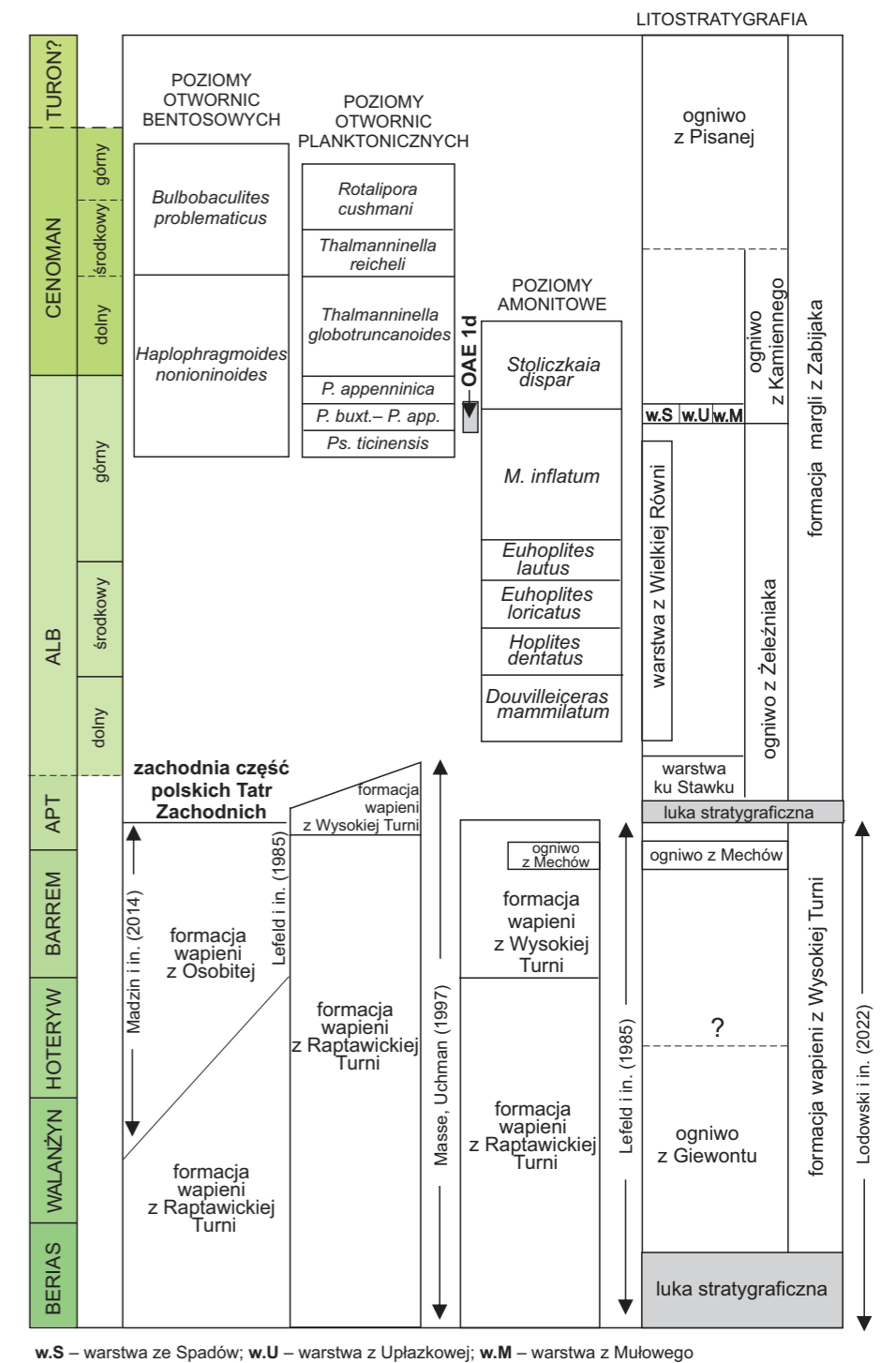


FIG. 35. Schemat stratygraficzny kredy sukcesji wierzchowej Tatr polskich

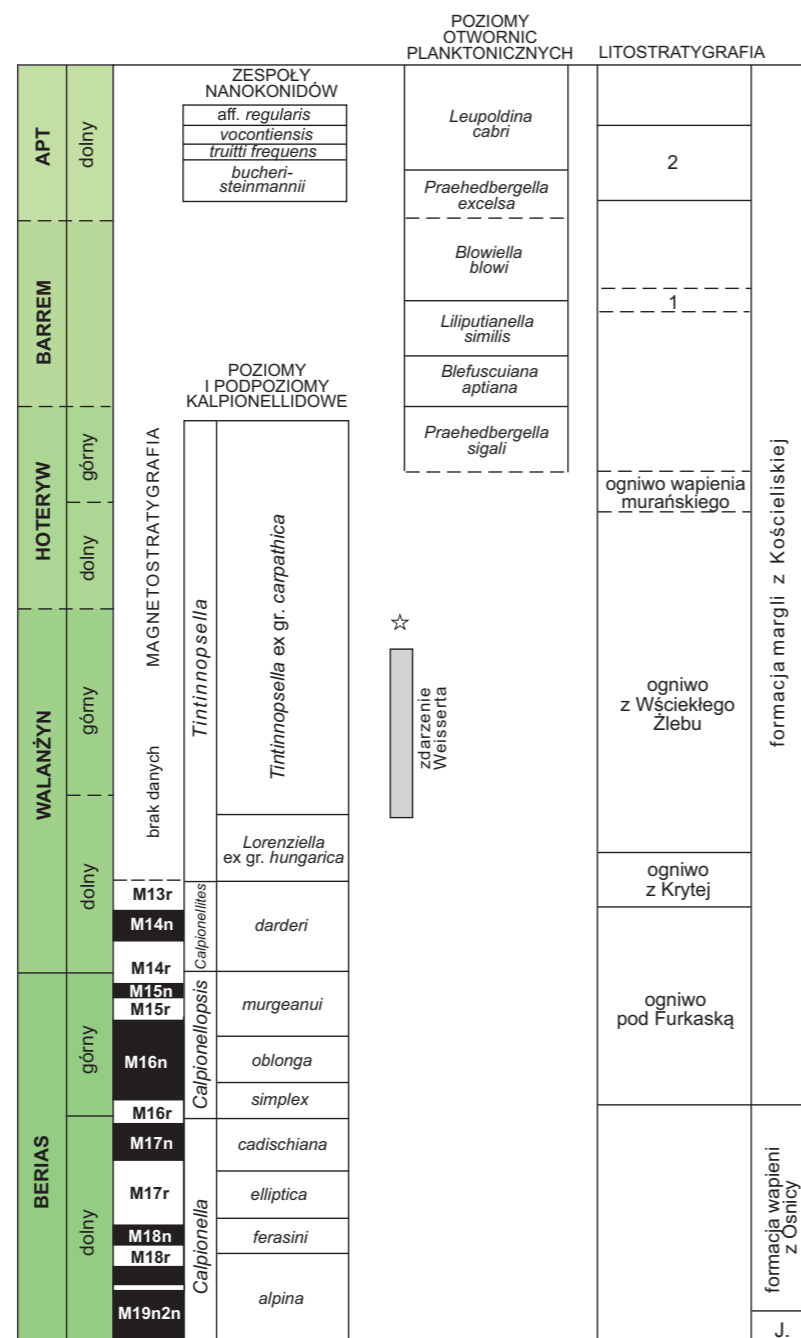


FIG. 36. Schemat stratygraficzny kredy sukcesji regłowej dolnej Tatr polskich (część zachodnia J. – formacja z Jaseniny; 1 – warstwa biokalkarenitu z glaukonitem; 2 – wapień z nanokonidami i otwornicami; * – amonity (Vašíček i in., 2020))

Magmatyzm

Krzysztof Leszczyński, Tomasz Malata

Z kredy górnej Polski pozakarpaciej znane są cienkie przewarstwienia utworów tufogenicznych. Opisał je Sujkowski (1931) z dolnego kampanu w otworze wiertniczym w Lublinie, Alexandrowicz i Parachoniak (1958) z górnego kampanu okolic Włoszczowy oraz z pogranicza dolnego i górnego kampanu rejonu Miechowa (Krauss, Rutkowski, 1962). W kredzie piszącej dolnego kampanu w otworze Tłuszcz IG 1 (niecka warszawska) stwierdzono występowanie 20-cm miąższości warstewki bentonitu pochodzenia tufogenicznego (Harapińska-Depciuch, 1967).

Przewarstwienia bentonitów w obrębie górnoturzańskich opok niecki miechowskiej opisał Walaszczyk (1992) oraz Jurkowska (2016). Źródłem popiołów wulkanicznych deponowanych w basenie sedymentacyjnym mogła być aktywność wulkaniczna prawdopodobnie w Karpatach w domenie tetydzkiej.

W kredzie polskich Karpat zewnętrznych występuje niewiele skał magmowych. Są to głównie cieszynity na obszarze pomiędzy Cieszynem, Bielskiem i Żywcem (jednostka Śląska). Poza tymi skałami dość licznie występują cienkie warstewki tufów, tufitów i bentonitów w kredowych utworach fliszowych Karpat (np. Sikora, 1970; Górniak, 2011).

Asocjacja cieszynitowo-pikrytowa (lub cieszynity) to zbiorcza nazwa skał głównie subwulkanicznych, tworzących najczęściej sille, rzadziej dajki, o grubości maksymalnie do 40 m. Występują one jako intruzje w obrębie utworów kredy dolnej, zwykle w łupkach cie-

szyńskich górnych (berias-hoteryw), rzadziej w wapieniach cieszynskich lub łupkach wierzowskich. Główny obszar ich występowania znajduje się na terenie Czech (północne Morawy), gdzie spotyka się również ich odmiany wylewne (efekt podmorskich wylewów), w Polsce występujące śladowo.

Asocjacja cieszynitowo-pikrytowa zawiera szeroką gamę skał, które należą do dwóch głównych grup: alkalicznej (cieszynit, pikryt, sjenit, lamprofir) i subalkalicznej (zwykle doleryt; Szopa i in., 2014). Alkaliczne magmy cieszynitowe były wytapiane prawdopodobnie na głębokości 70–80 km i migrowały wzdłuż szczelin w obręb ekstensyjnie spękaną na skutek ryftowania skorupy kontynentalnej (Włodyka, 2010).

Skały te były datowane metodami radiometrycznymi. Amfibole z alkalicznych lamprofirów, datowane metodą ⁴⁰Ar/³⁹Ar, dały wynik 122,3 ± 1,6 mln lat dla odmian mezokraticznych oraz 120,4 ± 1,4 mln lat dla odmian leukokraticznych (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002). Datowania metodą ⁴⁰K/⁴⁰Ar dały wiek 137,9–133,1 mln lat (walażyn) dla biotyty oraz 112,5–89,9 mln lat (alb-turon) dla amfiboli (Grabowski i in., 2003), przy czym te ostatnie uznano za odmłodzone. Natomiast datując fluoroapatyty metodą U-Pb otrzymano: 103 ± 20, 119,6 ± 3,2 i 126,5 ± 8,8 mln lat ze średnią 117,8 ± 7,3 mln lat (Szopa i in., 2014). Większość tych dat grupuje się w przedziale walażyn-apt, co odpowiada określonemu mikropaleontologicznie wiekowi skał, w których występują cieszynity.

Literatura

Abdel-Gawad G.I., 1986. Maastrichtian non-cephalopod molluscs (Scaphopoda, Gastropoda and Bivalvia) of the Middle Vistula Valley, Central Poland. Acta Geologica Polonica, 36: 69–224.

Alexandrowicz S., Parachoniak W., 1958. Utwory tufogeniczne w górnej kredzie niecki miechowskiej. Acta Geologica Polonica, 8: 213–244.

Alexandrowicz S.W., 1966. Stratygrafia środkowej i górnej kredy w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. Zeszyty Naukowe Akademii Górniczo-Hutniczej, 157, Rozprawy, 78: 1–142.

Alexandrowicz S.W., 1974a. Kreda opolska. W: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 29–38.

Alexandrowicz S.W., 1974b. Wykształcenie osadów kredy niecki opolskiej a perspektywiczne ich wykorzystanie. Materiały i Studia Opolskie, 30.

Alexandrowicz S.W., 1975. Margle kredowe w Komprachcicach koło Opola. Przegląd Geologiczny, 23: 66–68.

Alexandrowicz S.W., 1976. Foraminifera from the brackish Santonian deposits in the North Sudetic Basin (western Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 46: 183–195.

Alexandrowicz S.W., 1979. Otwornice albu serii czorsztyńskiej (formacja z Chmielowej) pienińskiego pasa skałkowego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 165–183.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., 1978. Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 27–37.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., 1980. Odpowiedź w sprawie artykułu S.W. Alexandrowicza, K. Birkenmajera: Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 301–307.

Alexandrowicz S.W., Radwan D., 1973. Kreda opolska – problematyka stratygraficzna i złożowa. Przegląd Geologiczny, 21: 183–188.

Alexandrowicz S.W., Birkenmajer K., Scheibner E., Scheibnerová V., 1968. Comparison of Cretaceous stratigraphy in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). I. Geosynclinal furrow. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 16: 77–84.

Anderson F.W., 1985. Ostracod faunas in the Purbeck and Wealden of England. Journal of the Micropaleontology, 4: 1–67.

Andrusov D., 1933. Drobné zprávy o geologii moravskoslezských Karpat. Věstník Státního geologického ústavu Československé republiky, 9: 149–199.

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

Aubrecht R., Krobicki M., Sýkora M., Mišík M., Boorová D., Schlögl J., Šamajová E., Golonka J., 2006. Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyń succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 161–196.

Aubrecht R., Méres S., Sýkora M., Mikuš T., 2009. Provenance of the detrital garnets and spinels from the Albian sediments of the Czorsztyń Unit (Pie-

niny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 60: 463–483.

Aubrecht R., Mikuš T., Holický I., 2021. Heavy mineral analysis of the Turonian to Maastrichtian exotics-bearing deposits in the Western Carpathians: What has changed after the Albian and Cenomanian? Geologica Carpathica, 72: 505–528.

Aubrecht R., Józsa Š., Plašienka D., Wierzbowski H., 2022. Mid-Cretaceous turnover in the Oravic segment of the Pieniny Klippen Belt (Western and Eastern Carpathians): new data and synthesis. Cretaceous Research, 140, 105323.

Badura J., Rauch M., 2014. Tectonics of the Upper Nysa Klodzka Graben, the Sudetes. Geologia Sudetica, 42: 137–148.

Balcer J., Koszarski L., 1992. Pozycja geologiczna i mikrofauna warstw Szydłowca i Gorzenia w Karpatach. Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, 34: 226–228.

Barczyk W., 1972a. Some representatives of the family Pygopidae (Brachiopoda) from the Tithonian of the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 22: 507–513.

Barczyk W., 1972b. On the representatives of the genus *Nucleata* Quenstedt (Brachiopoda) from the Tithonian and Berriasian of the environs of Czorsztyń, Poland. Prace Muzeum Ziemi, 20: 151–160.

Barczyk W., 1979a. Rhynchonellid brachiopods from the Upper Tithonian and Lower Berriasian of the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 29: 1–58.

Barczyk W., 1979b. Brachiopods from the Jurassic/Cretaceous boundary of Rogoźnik and Czorsztyń in the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 29: 207–214.

Barczyk W., 1991. Succession of the Tithonian to Berriasian brachiopod faunas at Rogoźnik, Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 41: 101–107.

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

Bąk K., 1995. Trace fossils and ichnofabrics in the Upper Cretaceous red deep-water marly deposits of the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 81–97.

Bąk K., 1998. Foraminiferal biostratigraphy of the Upper Cretaceous red deep water deposits in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 111: 7–92.

Bąk K., 2000. Biostratigraphy of deep-water agglutinated Foraminifera in Scaglia Rossa-type deposits of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Grzybowski Foundation Special Publication, 7: 15–41.

Bąk K., 2007a. Deep-water facies succession around the Cenomanian–Turonian boundary in the Outer Carpathian Basin: Sedimentary, biotic and chemical records in the Silesian Nappe, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 248: 255–290.

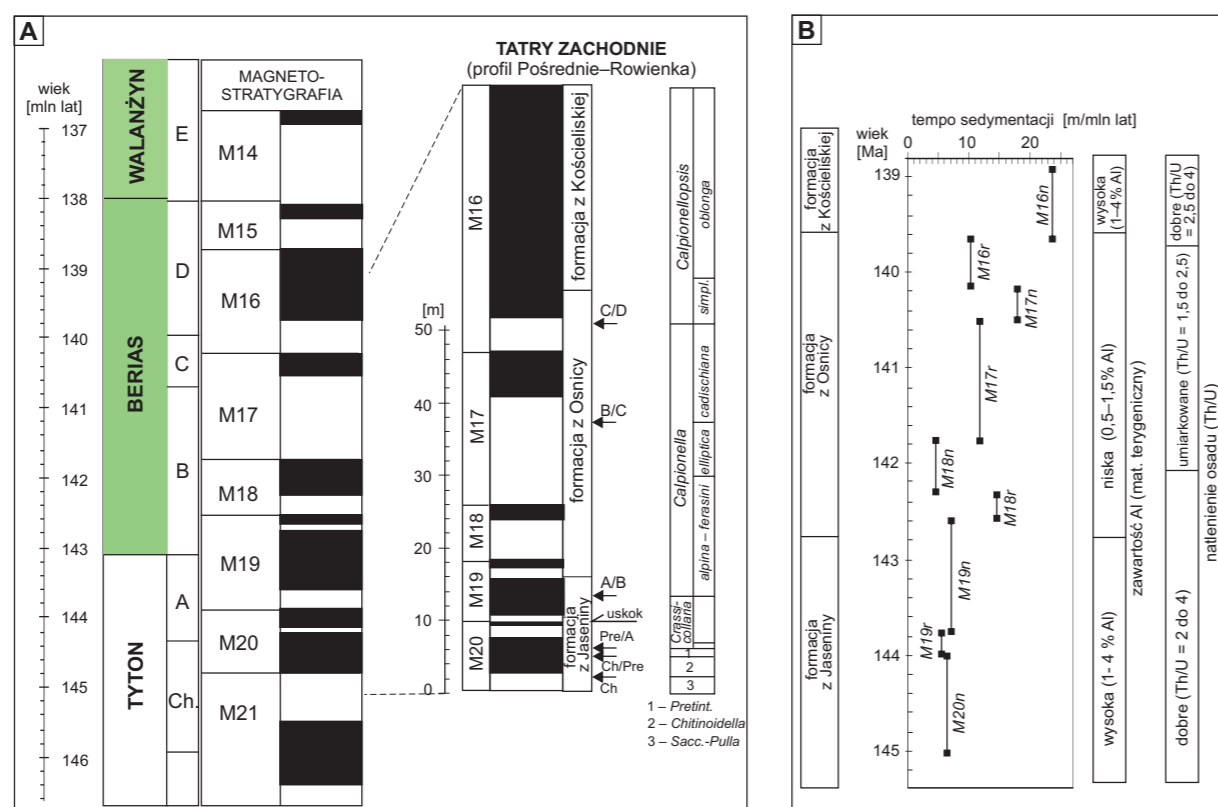


FIG. 37. Zintegrowana stratygrafia górnego tytonu i beriasu w sukcesji regłowej dolnej Tatr Zachodnich. Skala czasowa wg Gradsteina i in. (2020): A – korelacja z globalną skalą polarności oraz zonalami kalpionellidowymi; kompilacja na podstawie Opdyke’a, Channella (1996); Grabowskiego, Pszczółkowskiego (2006a); Grabowskiego (2011); A–E – zony kalpionellidowe wg Remane’a (1986); Ch – zona *Chitinoidea*; B – zmiany tempa sedimentacji oraz natlenienie osadu wg Grabowskiego, Pszczółkowskiego (2006a); Grabowskiego (2011); Grabowskiego i in. (2013)

- Bąk K., 2007b. Organic-rich and manganese sedimentation during the Cenomanian–Turonian boundary event in the Outer Carpathian Basin, a new record from the Skole Nappe, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256: 21–46.
- Bąk K., 2007c. Environmental changes during the Cenomanian–Turonian boundary event in the Outer Carpathian basins: a synthesis of data from various tectonic-facies units. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 171–191.
- Bąk K., Bąk M., 2013. Foraminiferal and radiolarian biostratigraphy of the youngest (Late Albian through Late Cenomanian) sediments of the Tatra massif, Central Western Carpathians. *Acta Geologica Polonica*, 63: 223–237.
- Bąk K., Uchman A., Bąk M., 2000. Agglutinated foraminifera, radiolaria and trace fossils from Upper Cretaceous deep water variegated shales at Trawne Stream, Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 48: 1–32.
- Bąk K., Bąk M., Paul Z., 2001. Barnasiówka Radiolarian Shale Formation – a new lithostratigraphic unit in the Upper Cenomanian – lowermost Turonian of the Polish Outer Carpathians (Silesian Series). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 75–103.
- Bąk K., Bąk M., Dulemba P., Okoński S., 2016a. Late Cenomanian environmental conditions at the submerged Tatric Ridge, Central Western Carpathians, during the period preceding Oceanic Anoxic Event 2 – a palaeontological and isotopic approach. *Cretaceous Research*, 63: 95–112.
- Bąk K., Fabiańska M., Bąk M., Misz-Kennan M., Zielińska M., Dulemba P., Bryndal T., Naglik B., 2016b. Organic matter in upper Albian marine sediments in the High-Tatric units, central western Carpathians, related to Oceanic Anoxic Event 1d – geochemistry, microfacies and palynology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 454: 212–227.
- Bąk M., 1993. Late Albian – Early Cenomanian Radiolaria from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 102: 177–207.
- Bąk M., 1994. Radiolarian biostratigraphy of the Upper Cenomanian – Lower Turonian deposits in the Subsilesian Nappe (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 55: 239–250.
- Bąk M., 1995. Mid Cretaceous Radiolaria from the Pieniny Klippen belt, Carpathians, Poland. *Cretaceous Research*, 16: 1–23.
- Bąk M., 1996. Late Cretaceous Radiolaria from the Czorsztyn Succession, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Studia Geologica Polonica*: 69–85.
- Bąk M., 1999a. Cretaceous Radiolaria from the Pieniny Succession, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 115: 91–115.
- Bąk M., 1999b. Cretaceous Radiolarian zonation in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 50: 21–31.
- Bąk M., 2000. Radiolaria from the Upper Cenomanian – Lower Turonian deposits of the Silesian Unit (Polish Flysch Carpathians). *Geologica Carpathica*, 51: 309–324.
- Bąk M., 2004. Radiolarian biostratigraphy of the Upper Cenomanian – Lower Turonian deposits in the Subsilesian Nappe (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 55: 239–250.
- Bąk M., Sawłowicz Z., 2000. Pyritized radiolarians from the mid-Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt – a model of pyritization in an anoxic environment. *Geologica Carpathica*, 51: 91–99.
- Bąk M., Bąk K., Ciurej A., 2005. Mid-Cretaceous spicule-rich turbidites in the Polish Outer Carpathians: Radiolarian and foraminiferal biostratigraphy. *Geological Quarterly*, 49: 275–290.
- Bąk M., Bąk K., Górny Z., 2022. Timing of mass redeposition of sponge spicules from the peri-Tethyan shelf into the deep Carpathian Basin and their relations to mid-Cretaceous global sea-level changes. *GSA Bulletin*, 134: 2867–2879.
- Bengtson P., 1996. The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66: 69–79.
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żyto K., 1963. Stratigraphie des Karpates externes polonaises. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 181: 5–174.
- Bielecka W., Styk O., 1973. Jura górna. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 11: 78–80.
- Bielecka W., Szejn J., 1966. Stratygrafia warstw przejściowych między jurą a kredą na podstawie mikrofauny. *Kwartalnik Geologiczny*, 10: 96–115.
- Birkelund T., Hancock J.M., Hart M.B., Rawson P.F., Remane J., Robaszynski F., Schmid F., Surluk F., 1984. Cretaceous stage boundaries. *Proposals. Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33: 3–20.
- Birkenmajer K., 1956. Występowanie wód mineralnych na tle budowy geologicznej Szczawnicy. *Przegląd Geologiczny*, 4: 499–502.
- Birkenmajer K., 1963. Stratygrafia i paleogeografia serii czorszyńskiej pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Studia Geologica Polonica*, 9: 1–380.
- Birkenmajer K., 1973. Dolna kreda. Pieniński pas skałkowy. *W: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia. Część 2: Mezozoik (red. S. Sokolowski): 674–679. Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45: 1–158.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88: 1–32.
- Birkenmajer K., 1987. The Trawne Member (Upper Albian – Upper Cenomanian) – a flysch development in the Branisko Nappe, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 92: 29–40.
- Birkenmajer K., 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, Carpathians): stratigraphy, tectonics and palaeogeography. *Studia Geologica Polonica*, 127: 7–50.
- Birkenmajer K., 2017. *Geologia Pienin. Monografie Pienińskie*, 3.
- Birkenmajer K., Dudziak J., 1987a. Wiek formacji wronińskiej (alb) jednostki Grajcarek w pienińskim pasie skałkowym na podstawie nannoplanktonu wapiennego. *Studia Geologica Polonica*, 92: 87–106.
- Birkenmajer K., Dudziak J., 1987b. Wiek utworów granicznych kredy dolnej i górnej płaszczowin braniskiej i pienińskiej (pieniński pas skałkowy) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. *Studia Geologica Polonica*, 92: 107–123.
- Birkenmajer K., Dudziak J., 1991. Middle to Late Paleocene nannoplankton zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 39: 47–54.
- Birkenmajer K., Gasiński M.A., 1992. Albian and Cenomanian palaeobathymetry in the Pieniny Klippen Belt Basin, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 13: 479–485.
- Birkenmajer K., Gedl P., 2012. Jurassic and Cretaceous strata in the Maruszyna IG-1 Deep Borehole (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland): lithostratigraphy, dinoflagellate cyst biostratigraphy, tectonics. *Studia Geologica Polonica*, 135: 7–54.
- 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., Gedl P., 2019. The Jurassic to Palaeogene strata in the northern boundary fault zone in deep borehole PD-9 at Szczawnica, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: biostratigraphy and tectonic implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 233–257.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1976. Dolny mastrycht jako górna granica wieku pelagicznych margli otwornicowych jednostki czorszyńskiej, pieniński pas skałkowy. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46: 297–307.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983a. Stratygrafia górnej kredy płaszczowiny braniskiej okolic Sromowiec Wyznich w Pieninach. *Studia Geologica Polonica*, 77: 7–26.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983b. Górna kreda i starszy paleogen w Maruszynie (płaszczowina pienińska i łuska maruszynska), pieniński pas skałkowy. *Studia Geologica Polonica*, 77: 27–54.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1984. Stratygrafia górnej kredy płaszczowiny pienińskiej okolic Sromowiec Niżnych w Pieninach. *Studia Geologica Polonica*, 83: 25–50.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987a. Late Cretaceous foraminiferal biostratigraphy of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 92: 7–28.
- Birkenmajer K., Jednorowska A., 1987b. Late Cretaceous foraminiferal zonation, Pieniny Klippen belt, Carpathians: Klippen and Maruszyna successions, Poland. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 275–286.
- Birkenmajer K., Lefeld J., 1969. Exotic Urganian limestones from the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques*, 17: 13–15.
- Birkenmajer K., Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krymca Subunit, Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59: 145–181.
- Birkenmajer K., Skupiński A., 1990. O niektórych egzotykach wulkanicznych i plutonicznych z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego. *Studia Geologica Polonica*, 97: 69–78.
- Birkenmajer K., Wieser T., 1990. Exotic rock fragments from the Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 97: 7–67.
- Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna północnej strefy dyslokacyjnej pienińskiego pasa skałkowego w Szczawnicy. *Studia Geologica Polonica*, 61: 7–36.
- Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., Kutymba J., 1987. Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Paleocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian Orogeny in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences*, 35: 287–298.
- Birkenmajer K., Kozur H., Mock R., 1990. Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 60: 3–44.
- 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.
- Błaszkievicz A., 1980. Campanian and Maastrichtian ammonites of the Middle Vistula River Valley, Poland: a stratigraphic-paleontological study. *Prace Instytutu Geologicznego*, 92.
- Błaszkievicz A., 1997. Kreda górna. Biostratygrafia. Makrofauna. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 367–380.
- Błaszkievicz A., Cieśliński S., 1979. Prace nad systematyzowaniem stratygrafii górnej kredy Polski (poza Karpatami i Sudetami). *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 639–647.
- Bojanowski M.J., Dubicka Z., Minoletti F., Olszewska-Nejbert D., Surowski M., 2017. Stable C and O isotopic study of the Campanian chalk from the Mielnik section (eastern Poland): signals from bulk rock, belemnites, benthic foraminifera, nannofossils and microcrystalline cements. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 465: 193–211.
- Borowska U., 2014. Skaly węglanowe kredy dolnej (berias-apt). *W: Skaly osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 98–109. Tatrzanski Park Narodowy, Zakopane.*
- Borowska U., 2015. Stratygrafia wapieni tytonu dolnego – aptu dolnego skałki Niedźwiedz w allochtonie wierzchowym polskich Tatr Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 63: 164–171.
- Dembowska J., Marek S., 1976. Stratygrafia i paleogeografia utworów z pogranicza jury i kredy na Niżu Polskim. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 295: 187–201.
- Don B., Don, J., 1960. Geneza rowu Nysy na tle badań wykonanych w okolicach Idzikowa. *Acta Geologica Polonica*, 10: 71–106.
- Don J., 1996. The Late Cretaceous Nysa Graben: implications for Mesozoic–Cenozoic fault-block tectonics of the Sudetes. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 24: 317–324.
- Don J., Gotowała R., 2008. Tectonic evolution of the late Cretaceous Nysa Kłodzka Graben, Sudetes, SW Poland. *Geologia Sudetica*, 40: 51–63.
- Don J., Wojewoda J., 2005. Tektonika rowu górnej Nysy Kłodzkiej – sporne problemy – dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 53: 212–221.
- Dubicka Z., Peryt D., 2012a. Latest Campanian and Maastrichtian paleo-environmental changes: Implications from an epicontinental sea (SE Poland and western Ukraine). *Cretaceous Research*, 37: 272–284.
- Dubicka Z., Peryt D., 2012b. Foraminifers and stable isotope record of the Dubivtsi chalk (upper Turonian, Western Ukraine): Palaeoenvironmental implications. *Geological Quarterly*, 56: 199–214.
- Dubicka Z., Peryt D., Szuszkiewicz M., 2014. Foraminiferal evidence for paleogeographic and paleoenvironmental changes across the Coniacian–Santonian boundary in western Ukraine. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 401: 43–56.
- Dubicka Z., Wierzbowski H., Wierny W., 2018. Oxygen and carbon isotope records of Upper Cretaceous foraminifera from Poland: vital and microhabitat effects. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 500: 33–51.
- Dubicka Z., Jurkowska A., Thibault N., Razmjooei M.J., Wójcik K., Gorzelak P., Felisiak I., 2017. An integrated stratigraphic study across the Santonian/Campanian boundary at Bocieniec, southern Poland: a new boundary stratotype candidate. *Cretaceous Research*, 80: 61–85.
- Dudziak J., 1979. Nannoplankton z górnej kredy pienińskiego pasa skałkowego Polski. *Studia Geologica Polonica*, 61: 77–104.
- Dudziak J., 1980. Nannoplankton z osadów mastrychtu i paleocenu w Szaflarach (pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, 67: 45–70.
- Dudziak J., 1981. Górno-kredowy nannoplankton z profilu Lorencowych Skalek (jednostka czorszyńska, pieniński pas skałkowy) – badania w mikroskopie skaningowym. *Studia Geologica Polonica*, 70: 55–65.
- Dudziak J., 1985. Stratygrafia osadów górno-kredowych i paleogenskich pienińskiego pasa skałkowego i jego obrzeżenia na podstawie nannoplanktonu wapiennego. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 55: 251–271.
- Dudziak J., 1993. Wiek kredowej części sukcesji maruszynskiej pienięskiego pasa skałkowego na podstawie nannoplanktonu wapiennego. *Studia Geologica Polonica*, 102: 135–158.
- Dziadzio P. S., Gaździcka E., Ploch I., 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., Ploch I., Smoleń J., 2021. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in the NW part of the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 64, 4.
- Eliš M., Vašíček Z., Skupien P., 2003. Základní rysy pozdnějurské a spodnokřídové sedimentace ve slezské jednotce na české území (vnější Západní Karpaty). *SBorník vědeckých Prací Vysoké školy báňské – TU, Rada hornicko-geologická, Monografie*, 8: 117–126.
- Föllmi K.B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35: 230–257.
- Gale A.S., Mutterlose J., Batenburg S., Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Pettrizo M.R., 2020. The Cretaceous Period. *W: Geologic Time Scale 2000 (red. F.M. Gradstein i in.): 1023–1086. Elsevier.*
- Gasiński M.A., 1981. Stratygrafia warstw z Trawnego w profile potoku Szeligowego na podstawie mikrofauny (pieniński pas skałkowy). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 331: 165–172.
- Gasiński M.A., 1983. Albian and Cenomanian Planktic Foraminifera from the Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Cretaceous Research*, 4: 221–249.
- Gasiński M.A., 1984. Selected benthic foraminifera from the so-called Trawne Beds (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 83: 51–66.
- Gasiński M.A., 1988. Foraminiferal biostratigraphy of the Albian and Cenomanian sediments in the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathian Mountains. *Cretaceous Research*, 9: 217–247.
- Gasiński M.A., 1991. Albian and Cenomanian Foraminifera from the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, 9: 187–200.
- Gasiński M.A., Olszewska A., Uchman A., 2013. Late Maastrichtian foraminifera and diatoms from the Polish Carpathians (Ropianka Formation, Skole Nappe): a case study from the Chmielnik-Grabówka composite section. *Acta Geologica Polonica*, 63: 515–525.
- Gawlick H.-J., Missoni S., 2019. Middle-Late Jurassic sedimentary mélange formation related to ophiolite obduction in the Alpine-Carpathian-Dinaric Mountain Range. *Gondwana Research*, 74: 144–172.
- Gaździcka E., 1978. Calcareous nannoplankton from the uppermost Cretaceous and Paleogene deposits of the Lublin Upland. *Acta Geologica Polonica*, 28: 335–375.
- Gaździcka E., 2012. Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 133: 123–125.
- Gaździcka E., 2017. Wyniki analizy nannoplanktonu wapiennego z otworu wiertniczego Chociwel IG-1. *W: Zabezpieczenie stratotypowych odcinków rdzeni wiertniczych. Etap: III: Dodatkowe badania na rdzeniach oraz prace logistyczno-techniczne w archiwach rdzeni (K. Leszczyński i in.). CAG, Warszawa [nr inw. 5704/2018].*
- Gaździcka E., Dziadzio P., Ploch I., Smoleń J., 2006. Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in Central and SE Poland – Reply. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 76: 321–325.
- Gąsiorowski S.M., 1962. Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the Western Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 10: 1–151.
- Gedl E., 1999. Lower Cretaceous palynomorphs from the Skole Nappe. *Geologica Carpathica*, 50: 75–90.
- Gedl E., 2007. Lower Cretaceous dinocyst stratigraphy and palynofacies of the Grajcarek Unit, Pieniny Klippen belt, West Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 127: 71–100.
- Gedl E., Kołodziej B., Uchman A., 2007. Muran Limestone Member (Upper Hauterivian) of the Kościeliska Marl Formation, Polish Western Tatra Mts: dinocyst biostratigraphy and microfacies analysis. *Studia Geologica Polonica*, 127: 119–137.
- Gedl P., 2007a. Organic-walled Dinoflagellate cysts from some Jurassic and Cretaceous strata of the Grajcarek Unit at Haluszowa, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians, Poland). *Studia Geologica Polonica*, 127: 101–117.
- Gedl P., 2007b. Dinocysts from the Upper Cretaceous deep-water marine variegated facies (Malinowa Shale Formation), Pieniny Klippen belt, Poland: example from the Potok Trawne creek. *Studia Geologica Polonica*, 127: 139–152.
- Gedl P., 2013. Dinoflagellate cysts from the Szlachtowa Formation (Jurassic) and adjacent deposits (Jurassic-Cretaceous) of the Grajcarek Unit at Szczawnica – Zabaniszce (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 57: 485–502.
- Geroch S., Nowak W., 1984. Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene, based upon arenaceous Foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration – Production Elf-Aquitaine*, 6: 225–239.
- Geroch S., Kryszewska-Iwaszkiewicz M., Michalik M., Prochazka K., Radomski A., Radwański Z., Unrug Z., Unrug R., Wieczorek J., 1979. Sedymentacja margli z Węgierki. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49: 105–133.
- Goblot H., 1928. O budowie geologicznej Karpat na północ od Krosna. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4: 442–463.
- Golonka J., Sikora W., 1981. Mikrofacje ścienionych sedymentacyjnie utworów jury i kredy dolnej pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 31: 7–37.
- Golonka J., Waškowska-Oliwa A., 2007. Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Geologia*, 33 (4/1): 3–28.
- Golonka J., Oszczytko N., Ślącza A., 2000. Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 107–136.
- Golonka J., Vašíček 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.*
- Golonka J., Krobicki M., Waškowska A., Cieszkowski M., Ślącza A., 2015. Olistostromes in the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. *Geological Magazine*, 152: 269–286.
- Golonka J., Krobicki M., Waškowska A., Cieszkowski M., Ślącza A., 2017. Reply. Discussion of 'Olistostromes in the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians'. *Geological Magazine*, 154: 193–200.
- Golonka J., Krobicki M., Waškowska A., 2018. The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geology, Geophysics & Environment*, 44: 111–125.
- Górniak K., 2011. Origin of the marls from the Polish Outer Carpathian: lithological and sedimentological aspects. *Mineralogia*, 42: 165–297.
- Górny Z., Bąk M., Bąk K., Strzeboński P., 2022. Planktonic Biota Constituents Responses to Global Sea-Level Changes Recorded in the Uppermost Albian to Middle Cenomanian Deep-Water Facies of the Outer Carpathians. *Minerals*, 12, 152.
- Grabowski J., 2011. Magnetostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the Western Tethys and its correlations with other regions: a review. *Volumina Jurassica*, 9: 105–128.
- Grabowski J., 2023. Baseny tatrzańskie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 71–72.
- Grabowski J., Krobicki M., 2023a. Baseny pienińskie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 72–74.
- Grabowski J., Krobicki M., 2023b. Baseny Karpat zewnętrznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 207: 75–77.
- 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 rełowej dolnej Tatr Zachodnich w świetle danych lito-, bio- i magnetostratygraficznych. *Przegląd Geologiczny*, 54: 870–877.

- Grabowski J., Pszczółkowski A., 2017. Part II. Tithonian – Lower Valanginian limestones and marlstones: biostratigraphy, magnetostratigraphy, carbon isotope stratigraphy and palaeoenvironmental changes. *W: Jurassica XIII, Field Trip Guidebook*: 86–91.
- Grabowski J., Sobieć K., 2015. Variation in clastic input in the Berriasian of the Lower Sub-Tatric (Križna) succession in the Tatra Mountains (Central Western Carpathians, Poland): data from magnetic susceptibility and inorganic geochemistry. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 139–150.
- Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski M., Pécskay Z., Wójtowicz A., 2003. Geochronology of teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from ⁴⁰K/⁴⁰Ar ages and biostratigraphy. *Geologica Carpathica*, 54: 385–393.
- Grabowski J., Schnyder J., Sobieć K., Koptíková 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., Krzemiński L., Schnyder J., Sobieć K., Hejnar J., Koptíková L., Pszczółkowski A., Schnabl P., 2014. Integrated magnetic susceptibility and geochemical record of $\delta^{13}\text{C}$ anomalies in the Berriasian and Valanginian sections in the Tethyan Domain (Western Carpathians, Poland). *W: Strati 2013* (red. R. Rocha i in.): 847–851. Springer Geology.
- Grabowski J., Chmielewski A., Ploch I., Smoleń J., Rogov M., Wójcik-Tabol P., Leszczyński K., Maj-Szełga 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 J., Pszczółkowski A., Stoykova K., Martinez M., Iwańczuk J., Krzemiński L., Sidorcuk M., 2025. Integrated stratigraphy of the Valanginian Carbon-Isotope-Excursion (Weissert event) from the Kryta Valley section, Western Carpathians (Poland): correlation with the Vöcöntian Basin and palaeoenvironmental implications. *Newsletters on Stratigraphy*, 58: 1–46.
- Grigelis A., Leszczyński K., 1998. Cretaceous. *W: Structural evolution of the Permian-Mesozoic complex of northeastern Poland, Lithuania and adjacent Baltic areas 1:2000 000* (red. S. Marek, A. Grigelis). Państw. Inst. Geol., Warszawa; Geologijos Institutas, Lietuva.
- Grzybowski J., 1895a. Mikrofauna karpackiego piaskowca. *Rozprawy Akademii Umiejętności*, ser. 2, 9: 181–214.
- Grzybowski J., 1895b. Otwornice czerwonych itów z Wadowic. *Rozprawy Akademii Umiejętności*, ser. 2, 10: 305–313.
- Grzybowski J., 1898. Otwornice pokładów naftonowych okolic Krosna. *Rozprawy Akademii Umiejętności*, ser. 2, 13: 257–305.
- Grzybowski J., 1901. Otwornice warstw inoceramowych okolicy Gortic. *Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego PAU*, Ser. III, 41, Ser. B: 219–288.
- Gucik S., 1963. Profil kredy dolnej z Belwina w Karpatach przemyskich. *Kwartalnik Geologiczny*, 7: 257–268.
- Gutowski J., Urbaniec A., Złonkiewicz Z., Bobrek L., Świetlik B., Gliniak P., 2007. Stratygrafia górnej jury i dolnej kredy środkowej części przedpola polskich Karpat. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 1–26.
- Guzik K., 1939. Serie reglowe na zachód od dol. Kościelskiej w Tatrach (mapa). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 18.
- Haczewski G., Bał K., Kukulak J., Mastella L., Rubinkiewicz J., 2016. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Ustrzyki Górne (1068). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.
- Hakenberg M., 1978. Paleotektonika i paleogeografia północnej części niecki miechowskiej w albie i cenomanie. *Studia Geologica Polonica*, 58.
- Hakenberg M., 1986. Alb i cenoman w niecce miechowskiej. *Studia Geologica Polonica*, 86: 57–85.
- Hakenberg M., Świdrowska J., 1999. Subsycjencja i początki inwersji bruzdy śródpolskiej na podstawie analizy map miąższości i litofacji osadów górnokredowych. *Przegląd Geologiczny*, 47: 61–68.
- Halamski A.T., Kvaček J., 2015. The Late Cretaceous (Coniacian) leaf and cone flora from the Sudetes. *Palaeontographica*, Abt. B: Palaeobotany – Palaeophytology, 292: 95–171.
- Halamski A.T., Kvaček J., Svobodová M., Durska E., Hermanova Z., 2020. Late Cretaceous mega-, meso-, and microfloras from Lower Silesia. *Acta Palaeontologica Polonica*, 65: 811–878.
- Hansen H.J., Rasmussen K.L., Gwozdz R., Hansen J.M., Radwański A., 1989. The Cretaceous/Tertiary boundary in Poland. *Acta Geologica Polonica*, 39: 1–12.
- Hansen H.J., Rasmussen K.L., Quingsheng J., Benjamini C., Walaszczyk I., Gwozdz R., Stage M., 1993. Correlation of marine and terrestrial Upper Cretaceous sediments by their magnetic susceptibility. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 40: 175–184.
- Haq B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113: 44–58.
- Harapińska-Depciuch M., 1967. Utwory tufogeniczne kredy górnej Niżu Polskiego w otworze wiertniczym Tłuszcz. *Kwartalnik Geologiczny*, 11: 647–660.
- Heller J., Moryc W., 1984. Stratygrafia utworów kredy górnej podgórz Karpat. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346: 63–108.
- Hohenegger L., 1861. Die geognostischen Verhältnisse der Nord-karpathen in Schlesien und den angrenzenden Teilen von Mähren und Galizien, als Erläuterung zur geognostischen Karte der Nordkarpathen. J. Perthes. Gotha.
- Huber B.T., MacLeod K.G., Watkins D.K., Coffin M.F., 2018. The rise and fall of the Cretaceous Hot Greenhouse climate. *Global and Planetary Change*, 167: 1–23.
- Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014. Skaly osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Jakubowski M., 1987. A proposed Lower Cretaceous Calcareous Nannofossil Zonation Scheme for the Moray Firth Area of the North Sea. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 39: 99–120.
- Jamrichová M., Józsa Š., Aubrecht R., Schlögl J., 2012. Lower Cretaceous palaeokarst in a klippe of the Czorsztyn Succession north of Zazriva (Pieniny Klippen Belt, Orava sector, northern Slovakia). *Acta Geologica Slovaca*, 4: 75–90.
- Jarvis I., Gale A.S., Jenkyns H.C., Pearce M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian-Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143: 561–608.
- Jarvis I., Pearce M.A., Monkenbusch J., Jurkowska A., Ullmann C.V., Dubicka Z., Thibault N., 2023. Carbon isotopes, palynology and stratigraphy of the Santonian-Campanian boundary: the GSSP auxilliary sections, Seaford Head (England) and Bocieniec (Poland), and correlation between the Boreal and Tethyan realms. *Cretaceous Research*, 143, 105415.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1972. Kreda górna w niecce mogileńsko-łódzkiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 16: 315–329.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1976. Kreda górna (łącznie z albem górnym i paleocenem dolnym). *Prace Instytutu Geologicznego*, 79: 94–105.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1977a. Kreda górna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 80: 99–112.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1977b. Kreda górna. Profil Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 41: 54–71.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1979. Kreda górna (łącznie z albem górnym). *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 77–89.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1981. Sedymentacja i stratygrafia kredy górnej w północno-zachodniej Polsce. *Prace Instytutu Geologicznego*, 98.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., 1987. Kreda górna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 140–151.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1983. Kreda górna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 103: 177–197.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., Krassowska A., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy górnej w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 177–198.
- Jaskowiak-Schoeneichowa M., Pożaryski W., 1979. Kreda górna polskiej części Bałtyku. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 421–427.
- Jednorowska A., 1979. Mikrofauna i wiek górnokredowych margli z Pustelni w pienińskim pasie skałkowym Polski. *Studia Geologica Polonica*, 61: 37–76.
- Jednorowska A., 1980a. Mikrofauna i wiek formacji łupków z Malinowej (górna kreda) w pienińskim pasie skałkowym. *Studia Geologica Polonica*, 67: 7–21.
- Jednorowska A., 1980b. Mikrofauna osadów mastrychtu i paleocenu w Szafarach (pieniński pas skałkowy). *Studia Geologica Polonica*, 67: 23–44.
- Jednorowska A., 1981a. Mikrofauna i wiek fliszu formacji sromowieckiej (górna kreda) w obszarze typowym, pieniński pas skałkowy. *Studia Geologica Polonica*, 70: 37–50.
- Jednorowska A., 1981b. Mikrofauna i wiek zwirowca z Bukowin (formacja sromowiecka, górna kreda), pieniński pas skałkowy. *Studia Geologica Polonica*, 70: 51–54.
- Jerzykiewicz T., 1971. A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. *Acta Geologica Polonica*, 21: 165–199.
- Jerzykiewicz T., Wojewoda J., 1986. The Radków and Szczeliniac sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 11: 1–15.
- Jugowiec-Nazarkiewicz M., 2007. Nanoplankton wapienny górnokredowych facji pelagicznych jednostki podśląskiej Polskich Karpat Fliszowych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426: 53–70.
- Jurewicz E., Segit T., Plaśienka D., Chrapkiewicz K., 2020. Discussion of 'Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study'. *Journal of the Geological Society*, 178, 021.
- Jurkowska A., 2016. Inoceramid stratigraphy and depositional architecture of the Campanian and Maastrichtian of the Miechów Synclinorium (southern Poland). *Acta Geologica Polonica*, 66: 59–84.
- Jurkowska A., Świerczewska-Gładysz E., 2020. Evolution of Late Cretaceous Si cycling reflected in the formation of siliceous nodules (flints and cherts). *Global and Planetary Change*, 195, 2.
- Jurkowska A., Świerczewska-Gładysz E., 2022. Opoka – a mysterious carbonate-siliceous rock: an overview of general concepts. *Geology, Geophysics & Environment*, 48: 257–278.
- Kasiński J.R., Pierkowski G., Piser A., 1981. Charakterystyka litologiczno-mikrofacjalna jednostek braniskiej i czorszyńskiej wzduż drogi Krośnica-Kąty w Pieninach. *Studia Geologica Polonica*, 70: 73–94.
- Kemper E., Rawson P.F., Thielouy J.-P., 1981. Ammonites of Tethyan ancestry in the early Lower Cretaceous of north-west Europe. *Palaeontology*, 24: 251–311.
- Kennedy W.J., Machalski M., 2015. A late Albian ammonite assemblage from the mid-Cretaceous succession at Annopol, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 65: 545–553.
- Keutgen N., Remin Z., Walaszczyk I., 2012. Early representatives of the belemnite genus *Belemnella* (Cephalopoda) from the uppermost Campanian–Lower Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 535–559.
- Kędzierski M., 2008. Calcareous nanofossil and inoceramid biostratigraphies of a Middle Turonian to Middle Coniacian section from the Opole Trough of SW Poland. *Cretaceous Research*, 29: 451–467.
- Kędzierski M., Leszczyński S., 2013. A paleoceanographic model for the Late Campanian-Early Maastrichtian sedimentation in the Polish Carpathian Flysch basin based on nanofossils. *Marine Micropaleontology*, 102: 34–50.
- Kędzierski M., Ochabaska A., 2012. Calcareous nanofossil biostratigraphy and sedimentary environment of Valanginian-Hauterivian rhythmites (Silesian Nappe, Polish Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82: 225–237.
- Kędzierski M., Uchman A., 1997. Age and palaeoenvironment of the Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Tatra Mountains, Poland: preliminary results. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 237–247.
- Kędzierski M., Uchman A., 2001. Ichnofabrics of the Upper Cretaceous marlstones in the Opole region, southern Poland. *Acta Geologica Polonica*, 51: 81–91.
- Kędzierski M., Uchman A., 2018. Epikratoniczne osady kredy opolskiej – przykład basenu sedymentacyjnego w warunkach klimatu supercieplarnianego. *W: Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 7: 51–59.*
- Kędzierski M., Machaniec E., Rodríguez-Tovar F.J., Uchman A., 2012. Bio-events, foraminifera and nanofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie section, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 35: 181–198.
- Kędzierski M., Gasiński A., Uchman A., 2015. Last occurrence of *Abathomphalus mayaroensis* (Boll) foraminiferid index of the Cretaceous-Paleogene boundary: the calcareous nanofossil proof. *Geologica Carpathica*, 66: 181–195.
- Kłowska B., 1997. Albian and Cenomanian foraminifera from the Kosarzyska section, Niedzica succession, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Geologica Carpathica*, 48: 163–170.
- Kokoszyńska B., 1949. Stratygrafia dolnej kredy północnych Karpat fliszowych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 6.
- Kostka A., 1993. The age and microfauna of the Maruszyna Succession (Upper Cretaceous – Palaeogene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 102.
- Koszarski L., Ślęczka A., 1973. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). *W: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. Mezozoik* (red. S. Sokolowski): 492-496. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Kotański Z., 1959. Nowe ognia stratygraficzne serii wierchowej w rejonie Osobitej. *Przegląd Geologiczny*, 7: 507–509.
- Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 11: 187–476.
- Kotlarczyk J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm) czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Prace Geologiczne*, 108.
- Kotlarczyk J., 1988. Geologia Karpat Przemyskich – "szkic do portretu". *Przegląd Geologiczny*, 36: 325–333.
- Kowalczevska O., Gasiński M.A., 2018. Late Cretaceous foraminiferids from sections in the Zabratówka area (Skole Nappe, Outer Carpathians, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 88: 71–85.
- Kowalski A., 2021. Late Cretaceous palaeogeography of NE Bohemian Massif: diachronous sedimentary successions in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 91: 1–36.
- Koziar J., 2007. Tensyjna geneza inwersji w basenie polskim z nawiązaniem do tensyjnego rozwoju masywu czeskiego. *W: 8th Czech-Polish Workshop On Recent Geodynamics of the Sudety Mts. and Adjacent Areas, Abstracts: 17–21.*
- Krajewski K.P., 1980. Z badań sedymentologicznych utworów kredy wierchowej w Dolinie Kościelskiej. *Przegląd Geologiczny*, 28: 636–637.
- Krajewski K.P., 1981a. Phosphatic microstromatolites in the High-Tatric Albian limestones of the Polish Tatra Mountains. *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre*, 29: 175–183.
- Krajewski K.P., 1981b. Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 731–759.
- Krajewski K.P., 1981c. Phosphate pisolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 51: 339–352.
- Krajewski K.P., 1983. Albian pelagic phosphate-rich macrooncolites from the Tatra Mts, Poland. *W: Coated Grains* (red. T.M. Pery): 344–357. Springer, Berlin.
- Krajewski K.P., 1984. Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology*, 31: 443–470.
- Krajewski K., 1985. Zabijk Marlstone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 34–37.
- Krajewski K.P., 2003. Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid-Cretaceous (Zabijk Formation) in the Polish Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 121: 81–158.
- Krassowska A., 1976. Kreda między Zamościem, Tomaszowem Lubelskim a Krylowem. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 291: 51–101.
- Krassowska A., 1977. Kreda w okolicy Kraśnika-Zakrzewa (na podstawie głębokich otworów wiertniczych). *Przegląd Geologiczny*, 25: 65–70.
- Krassowska A., 1981a. Korelacja geofizyczna utworów kredy we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i na południowym Podlasiu. *Przegląd Geologiczny*, 29: 538–542.
- Krassowska A., 1981b. Charakterystyka osadów kredy na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Kwartalnik Geologiczny*, 25: 703–716.
- Krassowska A., 1982. Pozycja fauny w stosunku do kompleksów geofizycznych wydzielonych dla kredy centralnej części regionu lubelskiego. *Przegląd Geologiczny*, 30: 269–273.
- Krassowska A., 1986. Kreda górna i paleocen dolny okolic Lublina. *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 559–574.
- Krassowska A., 1990. Utwory młodszej kredy górnej i paleocenu dolnego w głębokich otworach wiertniczych w rejonie Puław, Lublina i Lubartowa. *Przegląd Geologiczny*, 38: 168–173.
- Krassowska A., 1997. Kreda górna. Sedymentacja, paleogeografia i paleotektonika. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 386–402.
- Krauss E., Rutkowski J., 1962. Bentonitowy senonu okolic Miechowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 32: 359–370.
- Krobicki M., 1994. Stratigraphic significance and palaeoecology of the Tithonian-Berriasian brachiopods in the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 106: 89–156.
- Krobicki M., 1995. Storm-generated shell beds in pelagic Albian-Cenomanian sediments, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Geologica Carpathica*, 46: 277–284.
- 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., 2022. Biała Woda valley (near Brysztan Klippe): Berriasian phosphatic structures. *W: Cretaceous of Poland and adjacent areas, Field trip guides* (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 333–336. Faculty of Geology, University of Warsaw.
- Krobicki M., Olszewska B., 2005. Urgonian-type microfossils in exotic pebbles of the Late Cretaceous and Palaeogene gravelstones from the Sromowce and Jarmuta formations (Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 124: 215–235.
- Krobicki M., Wierzbowski A., 1996. New data on stratigraphy of the Spisz Limestone Formation (Valanginian) and the brachiopod succession in the lowermost Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 109: 53–67.
- Książkiewicz M., 1933. Przyczynę do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach zachodnich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 9: 88–95.
- Książkiewicz M., 1938. Fauna górnokredowska z Lanckorony. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU za 1937 r.*, 72: 223–261.
- Książkiewicz M., 1951. Objasnienie arkusza Wadowice, Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M. (red.), 1962. Atlas geologiczny Polski – Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1:600 000, z. 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych. Inst. Geol., Warszawa.
- Kubiłowicz W., 1983. Upper Jurassic and Neocomian ostracodes from central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 33: 1–72.
- Kudrewicz R., Olszewska-Nejbert D., 1997. Upper Cretaceous 'Echinoidlagerstätten' in the Kraków area. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 1–12.
- Kuhn O., Weissert H., Föllmi K.B., Hennig S., 2004. Altered carbon cycling and trace-metal enrichment during the late Valanginian and early Hauterivian. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 98: 333–344.
- Kutek J., 1996. Polski basen permsko-mezozoiczny jako asymetryczny basen ryftowy. *W: Analiza basenów sedymentacyjnych, a nowoczesna sedymentologia*: 26.
- Kutek J., 2001. The Polish Permo-Mesozoic rift basin. *Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle*, 186: 213–236.
- Kutek J., Marcinowski R., 1996. The Mid-Cretaceous Boreal/Tethyan biogeographical boundary in the Carpatho-Balkan area. *Mitteilungen aus dem Geologische-Paläontologische Institut der Universität Hamburg*, 77: 141–147.
- Kutek J., Marcinowski R., Wiedmann J., 1989. The Wąwał section, Central Poland, an important link between Boreal and Tethyan Valanginian. *W: Cretaceous in the western Tethys* (red. J. Wiedmann): 717–754. E Schweizerbart, Stuttgart.
- Lefeld J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. *Studia Geologica Polonica*, 24.
- Lefeld J., 1973. Karpaty wewnętrzne (Tatry). *W: Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. Mezozoik* (red. S. Sokolowski): 497-498. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Lefeld J., 1974. Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 24: 277–364.
- Lefeld J., 1985a. Pieniny Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 76–77.
- Lefeld J., 1985b. Kościeliska Marl Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 77–79.
- Lefeld J., 1985c. Muran Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 79–81.
- Lefeld J., 1985d. Wysoka Turnia Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 30–32.
- Lefeld J., 1985e. Osobita Limestone Formation. *Studia Geologica Polonica*, 84: 33–34.
- Lefeld J., Gaździcka A., Iwanow A., Krajewski K., Wójcik J., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Studia Geologica Polonica*, 84: 1–93.
- Leszczyński K., 1997a. The Lower Cretaceous depositional architecture and sedimentary cyclicity in the Mid-Polish Trough. *Geological Quarterly*, 41: 509–520.
- Leszczyński K., 1997b. The Upper Cretaceous carbonate-dominated sequences of the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 41: 521–532.
- Leszczyński K., 2002a. Ewolucja geologiczna strefy Ponętów-Wartkowiec w kredzie. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 176.

- Leszczyński K., 2010. Rozwój litofacyjny późnej kredy Niżu Polskiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 443: 33–54.
- Leszczyński K., 2012. The internal geometry and lithofacies pattern of the Upper Cretaceous-Danian sequence in the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 56: 363–386.
- Leszczyński K., 2017a. The significance of Upper Cretaceous hardgrounds and other discontinuity surfaces for basin-wide correlations, based on drillcore data from boreholes in northern Poland. *Geological Quarterly*, 61: 825–844.
- Leszczyński K., 2017b. Ewolucja rowu tektonicznego Nasielsk–Dębe w kredzie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 470: 49–62.
- Leszczyński S., 2010. Coniacian-?Santonian paralic sedimentation in the Rakowice Male area of the North Sudetic Basin, SW Poland: sedimentary facies, ichnological record and palaeogeographical reconstruction of an evolving marine embayment. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80: 1–24.
- Leszczyński S., 2018. Integrated sedimentological and ichnological study of the Coniacian sedimentation in North Sudetic Basin, SW Poland. *Geological Quarterly*, 62: 767–816.
- Leszczyński S., Nemeč W., 2020. Sedimentation in a synclinal shallow-marine embayment: Coniacian of the North Sudetic Synclinorium, SW Poland. *The Depositional Record*, 6: 144–171.
- Leszczyński S., Malik K., Kędziński M., 1995. Margle krzemionkowe i fukoidowe w rejonie Rybotycz: nowe dane litofacyjne i stratygraficzne (płaszczowina skolska, kreda, Karpaty). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 43–62.
- Leśniak T., 1994. Litostratygrafia i sedimentacja piaskowców z Rybia. *W: III Krajowe spotkanie sedimentologów: 110–111.*
- Leško B., Nemček J., Koráb T., 1960. Flyš Užskej hornatiny. *Geologické Práce, Správy*, 19: 65–94.
- Lodowski D., 2022. Stop 1: P8. Raptawicka Gate: Jurassic/Cretaceous boundary interval in the High-Tatric succession. *W: Cretaceous of Poland and adjacent areas, Field trip guides (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 320–326.*
- 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*, 172: 107–135.
- Lucińska-Anczkiewicz A., Villa I.M., Anczkiewicz R., Ślącza A., 2002. ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of the alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 53: 45–52.
- Machalski M., 2012a. A new ammonite zonation for the Maastrichtian Stage in Poland. *W: The Maastrichtian Stage; the Current Concept (red. J.W.M. Jagt, E.A. Jagt-Yazykova): 40–44.* *Natuurhistorisch Museum Maastricht, Maastricht.*
- Machalski M., 2012b. Stratigraphically important ammonites from the Campanian-Maastrichtian boundary interval of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 61: 91–116.
- Machalski M., Malchuk O., 2019. Relative bathymetric position of opoka and chalk in the Late Cretaceous European Basin. *Cretaceous Research*, 102: 30–36.
- Machalski M., Olszewska-Nejbert D., Wilmsen M., 2022. Stratigraphy of the Albian–Cenomanian (Cretaceous) phosphorite interval in central Poland: a reappraisal. *Acta Geologica Polonica*, 73: 1–31.
- Machanic E., Kowalczyńska O., Jugowiec M., Gasiński M.A., Uchman A., 2020. Foraminiferal and calcareous nannoplankton bioevents and changes at the Late Cretaceous – earliest Paleogene transition in the northern margin of Tethys (Hyžne section, Polish Carpathians). *Geological Quarterly*, 64: 567–588.
- Madzin J., Sýkora M., Soták J., 2014. Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). *Geological Quarterly*, 58: 163–180.
- Madzin J., Sýkora M., Soták J., 2014. Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). *Geological Quarterly*, 58: 163–180.
- Madzin J., Plašienka D., Meres Š., 2019. Provenance of synorogenic deposits of the Upper Cretaceous – Lower Palaeogene Jarmuta – Proč Formation (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 70: 15–34.
- Malata E., 2002. Albian-Early Miocene foraminiferal assemblages of the Magura Nappe (Polish Outer Carpathians). *Geologica Carpathica*, 53, special issue: 77–79.
- Malata E., Oszczypko N., 1990. Deep water agglutinated foraminiferal assemblages from Upper Cretaceous red shales of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. *NATO ASI Series C 327: 507–524.*
- Malata T., 1996. Analiza formalnych wydzieleni litostratygraficznych oraz propozycja podziału jednostki skolskiej polskich Karpat fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, 44: 509–513.
- Malata T., Rączkowski W., 1996. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Tyrawa Wołoska (1042). *Państw. Inst. Geol., Warszawa.*
- Malata T., Żytko K. (red.), 2006. Kuźmina 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 110.
- Malinowska L. (red), 1984. Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2c. Mezozoik, kreda. *Wydaw. Geol., Warszawa.*
- Mamczar J., 1968. The Jurassic-Cretaceous boundary in the Polish Lowland in the light of spores-and-pollen analysis. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 7: 11–23.
- Mamczar J., 1986. Palinostratygrafia najwyższej jury i kredy dolnej na Niżu Polskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 116.

- Marcinowski R., 1974. The transgressive Cretaceous (Upper Albian through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain. *Acta Geologica Polonica*, 24: 117–217.
- Marcinowski R., Radwański A., 1983. The Mid-Cretaceous transgression onto the Central Polish Uplands (marginal part of the Central European Basin). *Zitteliana*, 10: 65–95.
- Marcinowski R., Radwański A., 1989. A biostratigraphic approach to the Mid-Cretaceous transgressive sequence of the Central Polish Uplands. *Cretaceous Research*, 10: 153–172.
- Marcinowski R., Wiedmann J., 1985. The Albian ammonite fauna of Poland and its paleogeographical significance. *Acta Geologica Polonica*, 35: 119–219.
- Marcinowski R., Wiedmann J., 1990. The Albian ammonites of Poland. *Palaeontologia Polonica*, 50: 3–94.
- Marek S., 1964. Szkic paleogeograficzno-stratygraficzny kredy dolnej na Niżu Polskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 8: 282–290.
- Marek S., 1967. Infrawalanzyn Kujaw. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 200: 134–236.
- Marek S., 1968. Zarys stratygrafii kredy dolnej niecki brzeźnej. *Kwartalnik Geologiczny*, 12: 345–368.
- Marek S., 1969. Zarys stratygrafii kredy dolnej Kujaw. *Kwartalnik Geologiczny*, 13: 139–153.
- Marek S., 1977. Kreda dolna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 80: 83–99.
- Marek S., 1983. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna kredy dolnej w strefie uskoku Grójca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 344: 135–153.
- Marek S., 1984. Kreda dolna. *Prace Instytutu Geologicznego*, 103: 161–177.
- Marek S., 1988. Paleomiąższości, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 157–174.
- Marek S., 1997a. Kreda dolna (berias-alb górny). *Litostratygrafia i litofacje. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 351–366.
- Marek S., 1997b. Tektonika kompleksu permsko-mezozoicznego. *Ogólne wnioski o ewolucji tektonicznej. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 414–415.
- Marek S., Raczynska A., 1973. The stratigraphy and paleogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish Lowland area. *Geological Journal Special Issue*, 5: 369–386.
- Marek S., Raczynska A., 1979. Obecny podział litostratygraficzny epikontynentalnej kredy dolnej w Polsce i propozycje jego uporządkowania. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 631–637.
- Marek S., Rajska M., 1997. Kreda dolna. *Biostratygrafia. Makrofauna. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 153: 333–347.
- Marek S., Shulgina N., 1996. Biostratigraphic correlation between Lower Cretaceous deposits in the central region of East-European Platform and the Polish Lowlands. *Geological Quarterly*, 40: 129–140.
- Marek S., Rajska M., Szejn J., 1989. Nowe dane na temat stratygrafii pogranicza jury i kredy w Polsce centralnej (Kujawy). *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 209–224.
- Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. C – Mapa podłoża kenozoiku. *Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.*
- Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Seismic imaging of mélanges: Pieniny Klippen Belt case study. *Journal of the Geological Society*, 177: 629–646.
- Masse J.-P., Uchman A., 1997. New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. *Cretaceous Research*, 18: 713–729.
- Matyja, Barski, 2007. *Stratygrafia górnej jury podłoża zapadliśka przedkarpackiego. Volumina Jurassica*, 4: 39–50.
- Matyszkiewicz J., Słomka T., 1994. Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their palaeogeographic significance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 63: 211–248.
- Michalik J., 1994. Lower Cretaceous carbonate platform facies, Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 111: 263–277.
- Michalik J., 2007. Sedimentary rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (Central West Carpathians). *Geologica Carpathica*, 58: 443–453.
- Michalik J., 2014. Skaly węglanowe i klastyczne kredy dolnej (formacja wapieni murańskich oraz formacja z Hali Murańskiej). *W: Skaly osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 200–203.* *Tatzański Park Narodowy, Zakopane.*
- Michalik J., Soták J., 1990. Lower Cretaceous shallow marine buildups in the Western Carpathians and their relationship to pelagic facies. *Cretaceous Research*, 11: 211–227.
- Michalik J., Vašíček Z., Borza V., 1990. Aptychy, tintinidy, a stratigrafia hraničných jursko-kriedových súvrstvi v profile Strážovce/zliechovská jednotka krížňanského príkrova, Strážovské vrchy, centrálné Západné Karpaty. *Knihovnička Zemního plyna a nafty*, 9a: 69–92.
- Michalik J., Reháková D., Lintnerová O., Boorová D., Halásová E., Kotulová J., Soták J., Peterčáková M., Hladíková J., Skupien P., 1999. Sedimentary, biological and isotopic record of early Aptian paleoclimatic event in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50: 169–191.
- Michalik J., Soták J., Lintnerová O., Halásová E., Bąk M., Skupien P., Boorová D., 2008. The stratigraphic and paleoenvironmental setting of Aptian OAE black shale deposits in the Pieniny Klippen Belt, Slovak Western Carpathians. *Cretaceous Research*, 29: 871–892.
- Michalik J., Reháková D., Halásová E., Lintnerová O., 2009. The Brodno section – a potential regional stratotype of the Jurassic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 60: 213–232.
- Michalik J., Reháková D., Grabowski J., Lintnerová O., Svobodová A., Schlögl J., Sobeň K., Schnabl P., 2016. Stratigraphy, plankton communities, and

- magnetic proxies at the Jurassic/Cretaceous boundary in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). *Geologica Carpathica*, 67: 303–328.
- Michalik J., Grabowski J., Lintnerová O., Reháková D., Kdýr S., Schnabl P., 2021. Jurassic-Cretaceous boundary record in the Carpathian sedimentary sequences. *Cretaceous Research*, 118, 104659.
- Milewicz J., 1979. Rozmieszczenie osadów kredowych w basenie północnosudeckim. *Kwartalnik Geologiczny*, 23: 819–826.
- Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. *Przegląd Geologiczny*, 33: 385–390.
- Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 1971, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne*, 61.
- Milewicz J., 2006. O osadach santonńskich na obszarze basenu północnosudeckiego. *Przegląd Geologiczny*, 54: 693–694.
- Mitta V.V., Ploch I., 2009. The ammonite migrations in the Tethyan and Sub-Boreal basins during Rjasanensis Chron (Berriasian). *W: Abstract Volume – 8th International Symposium on the Cretaceous System: 176–177.*
- Mitta V.V., Ploch I., 2012. Comparative study of the Berriasian ammonites of Poland and Central Russia (preliminary data). *W: Contribution to current cephalopod research: Morphology, Systematics, Evolution, Ecology and Biostratigraphy. Proceeding of conference: 99–101.*
- Morales C., Kujau A., Heimhofer U., Mutterlose J., Spangenberg J.E., Adatte T., Ploch I., Föllmi K.B., 2015. Palaeoclimate and palaeoenvironmental changes through the onset of the Valanginian carbon-isotope excursion: evidence from the Polish Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426: 183–198.
- Morgiel J., Olszewska B., 1981. Biostratigraphy of the Polish External Carpathians, based on agglutinated foraminifera. *Micropaleontology*, 27: 1–30.
- Moryc W., 1997. The Lower Cretaceous in the Pre-Miocene Substratum of the southern part of the Carpathian Foredeep in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 287–296.
- Morycowa E., Lefeld J., 1966. Korolowce z wapieni urgońskich serii wierchowej Tatr polskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 36: 519–542.
- Niedźwiedzki R., Kalina M., 2003. Late Cretaceous sharks in the Opole Silesia region (SW Poland). *Geologia Suetica*, 13: 35–24.
- Niegodziej J., 1965. Stratomolity z albu wierchowej Tatr. *Acta Geologica Polonica*, 15: 529–549.
- Niemczycka T., Brochwicz-Lewiński W., 1988. Rozwój górnourajskiego basenu sedimentacyjnego na Niżu Polskim. *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 137–155.
- Nowak W., 1980. Próba wyznaczenia granicy jura/kreda w Karpatach polskich na podstawie nowszych badań kalpionel. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN*, 21 (2): 99–102.
- Nowak W., 1986. Rozwój oraz próba rozpoznania „nierozdzielonych wapieni cieszyńskich” (rec. formacji wapieni z Golezowa) w Kozach. *Kwartalnik Geologiczny*, 30: 412–413.
- Obermajer M., 1986. Mikrofacje i wiek formacji wapieni pienińskiego (tyton-barrem) jednostki Grajczarka we wschodniej części Pienińskiego Pasa Skałkowego. *Przegląd Geologiczny*, 34: 317–323.
- Obermajer M., 1987a. Wstępna analiza mikropaleontologiczna formacji wapieni pienińskiego (tyton-barrem) w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego. *Studia Geologica Polonica*, 92: 41–54.
- Obermajer M., 1987b. Dolnokredowa powierzchnia nieciągłości sedimentacyjnej w jednostce niedzickiej okolic Niedzicy, pieniński pas skałkowy. *Studia Geologica Polonica*, 92: 55–68.
- Ogg J.G., Hinnov L.A., 2012. Cretaceous. *W: The Geological Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 793–853.* Elsevier.
- Olszewska B., 1980. Stratygrafia osadów kredy górnej i paleogenu w centralnej części jednostki dukielskiej na podstawie otwornic. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 326: 59–97.
- Olszewska B., 1984. Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 346: 7–62.
- Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 325–337.
- Olszewska B., Malata E., 2006. Analiza paleośrodowiskowa i paleobatytryczna zespołów mikroskamieniałości polskich Karpat zewnętrznych. *W: Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego (red. N. Oszczypko i in.): 61–84.* ING UJ, Kraków.
- 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., 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.
- Olszewska-Nejbert D., 2004. Development of the Turonian/Coniacian hardground boundary in the Cracow Swell area (Wielkanoc quarry, Southern Poland). *Geological Quarterly*, 48: 159–170.
- Olszewska-Nejbert D., 2005. Development of the Turonian *Conulus* Lagerstätte in the Wielkanoc quarry, Miechów Upland (South Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 199–210.
- Olszewska-Nejbert D., 2007. Late Cretaceous (Turonian–Coniacian) irregular echinoids of western Kazakhstan (Mangyshlak) and southern Poland (Opole). *Acta Geologica Polonica*, 57: 1–87.

- Opdyke N.D., Channell J.E.T., 1996. *Magnetic Stratigraphy*. Academic Press, San Diego.
- Opolski Z., 1926. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 15: 29–30.
- Opolski Z., 1928. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1928 na arkuszach Wola Michowa, Lisko, Ustrzyki Górne. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 24: 10–11.
- Oszczypko N., 2006. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin. *Geological Quarterly*, 50: 169–194.
- 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.
- Oszczypko N., Malata E., Bąk K., Kędziński M., Oszczypko-Clowes M., 2005. Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Albian – Lower-Middle Eocene flysch deposits in the Bystrica and Rača subunits of the Magura Nappe (Beskid Wyspowy and Gorce Ranges; Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75: 27–69.
- Oszczypko N., Olszewska B., Malata E., 2012. Cretaceous (Aptian/Albian – ?Cenomanian) age of “black flysch” and adjacent deposits of the Grajczarek thrust-sheets in the Małe Pieniny (Pieniny Klippen Belt, Polish Outer Carpathians). *Geological Quarterly*, 56: 411–440.
- Passendorfer E., 1922. Urgon w Tatrach. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 1: 601–603.
- Passendorfer E., 1930. Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 2: 351–677.
- Passendorfer E., 1950. Materiały do geologii Tatr. I. O zlepińcu koperszadzkiem – II. O wapieniu murańskim. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 19: 401–418.
- Passendorfer E., 1951a. Jura Tatry. *W: Regionalna Geologia Polski I (1): 49–57.* *Pol. Tow. Geol., Kraków.*
- Passendorfer E., 1951b. Kreda Tatr. *W: Regionalna Geologia Polski I (1): 73–81.* *Pol. Tow. Geol., Kraków.*
- Paul C.M., 1869. Die geologischen Verhältnisse des nördlichen Saroser und Zempliner Comitates. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 19: 265–279.
- Paul C.M., Tietze E., 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 27: 31–130.
- Perch-Nielsen K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. *W: Plankton Stratigraphy (red. H.M.Bolli i in.): 329–426.* Cambridge University Press.
- Peryt D., 1980. Planktic foraminifera zonation of the Upper Cretaceous in the Middle Vistula River Valley, Poland. *Palaeontologia Polonica*, 41.
- Peryt D., Wyrwicka K., 1989. „Zdarzenie beztlenowe” na granicy cenomanu i turonu w Polsce południowo-wschodniej. *Przegląd Geologiczny*, 37: 563–569.
- Peryt D., Wyrwicka K., 1991. The Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event in SE Poland. *Cretaceous Research*, 12: 65–80.
- Peryt D., Wyrwicka K., 1993. The Cenomanian/Turonian boundary event in Central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104: 185–197.
- Peryt D., Dubicka Z., Wierny W., 2022. Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Cretaceous of the Central European Basin. *Geosciences*, 12, 22.
- Picha F., Stráník Z., Krejčí S., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer West Carpathians and their foreland, Czech Republic. *AAPG Memoir*, 84: 49–175.
- Pióro K., 2005. The Trawne Member (Albian–Cenomanian, Pieniny Klippen Belt, Carpathians): a new insight into its foraminiferal assemblages and biostratigraphy. *Studia Geologica Polonica*, 124: 237–248.
- Pivko D., 2002. Geology of Pilsko Mountain and surroundings (Flysch belt on northern Orava). *Acta Universitatis Comenianae*, 57: 67–94.
- 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., Soták J., 2015. Evolution of Late Cretaceous – Palaeogene syn-orogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 43–76.
- Plašienka D., Soták J., Aubrecht R., Michalik J., 2017. Discussion of ‘Olistostromes in the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians’. *Geological Magazine*, 154: 187–192.
- Plasota T., Nawrocki J., Walaszczyk I., 2015. Magnetostratigraphy of the Campanian/Maastrichtian boundary succession from the Middle Vistula River section, central Poland. *Geological Quarterly*, 59: 831–842.
- Ploch I., 2022. Palaeoecological implications of stable isotope analyses of late Valanginian ammonites from central Poland. *Cretaceous Research*, 140, 105322.
- Plachno B.J., Jurkowska A., Pacyna G., Worobiec E., Gedl P., Świerczewska-Gładysz E., 2018. Plant assemblage from Opole, southern Poland: New data on Late Cretaceous vegetation of the northern part of the European Province. *Proceedings of the Geologists' Association*, 129: 159–170.
- Poprawa P., Malata T., 2006. Model późnourajsko-wczesnomiocenowej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. *Przegląd Geologiczny*, 54: 1066–1080.
- Požaryski W., 1938. Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 6.

- Pszczółkowski A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian–Berriasian pelagic limestones in the Tatra Mts (Western Carpathians). *Studia Geologica Polonica*, 109: 103–130.
- Pszczółkowski A., 2003a. Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: lithostratigraphy and microfossil zones. *Studia Geologica Polonica*, 121: 7–50.
- Pszczółkowski A., 2003b. Zdarzenia tytonu–hoterywu w sukcesji reglowej dolnej Tatr na tle stratygrafii kalpionellidowej. *Przegląd Geologiczny*, 51: 169–177.
- Pszczółkowski A., 2009. The Tithonian – earliest Berriasian *Nannoconus* zones in selected sections of the Pieniny Klippen Belt and the Western Tatra Mountains (southern Poland). *Studia Geologica Polonica*, 132: 7–38.
- Pszczółkowski A., 2014. Skaly węglanowe kredy dolnej (formacja z Osnicy). *W: Skaly osadowe Tatr* (red. R. Jach i in.): 190–194. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Pszczółkowski A., 2015a. Aptian age of the “spotted limestone” (Pieniny Limestone Formation) in Grajcarek Stream (Pieniny Klippen Belt, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 21–42.
- Pszczółkowski A., 2015b. Aptian foraminiferal stratigraphy and *Nannoconus* assemblages from the Kopka section (Western Tatra Mountains, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85: 123–138.
- Pszczółkowski A., Myczyński R., 2004. Ammonite-supported microfossil and nannocoid stratigraphy of the Tithonian – Hauterivian limestones in selected sections of the Branisko succession, Pieniny Klippen Belt (Poland). *Studia Geologica Polonica*, 123: 133–197.
- Pszczółkowski 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 G., 1836. Geognostische Beschreibung von Polen so wie der übrigen Nordkarpathen-Länder. II Teil. Stuttgart, Tübingen.
- Rabowski F., 1933. Sposzczenie geologiczne w grupie Osobitej. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 7: 379–398.
- Raczyńska A., 1979a. Kreda dolna (bez albu górnego). *Prace Instytutu Geologicznego*, 96: 69–77.
- Raczyńska A., 1979b. Stratygrafia i rozwój litofacjalny młodszej kredy dolnej na Niżu Polskim. *Prace Instytutu Geologicznego*, 89.
- Raczyńska A., 1987. Budowa geologiczna wału pomorskiego i jego podłoża. *Prace Instytutu Geologicznego*, 119: 131–140.
- Radwański S., 1969. Pozycja stratygraficzna „strefy *Actinocamax plenus*” w Sudetach Środkowych. *Kwartalnik Geologiczny*, 13: 821–829.
- Radwański S., 1975. Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 287: 5–59.
- Radwański S., 1978. Sedimentary environment of the Sromowce Formation flysch deposits (Upper Cretaceous) of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 57: 7–86.
- Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M., Kennedy W.J. (red.), 1995. Proceedings of the Second International Cretaceous Symposium on Stage Boundaries, Brussels 8–16 September 1995. *Bulletin de l’Institut royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre*, 66 – Supplement.
- Reboulet S., Rawson P.F., Moreno-Bedmar J.A., Aguirre-Urreta M.B., Barragán R., Bogomolov Y., Company M., González-Arreola C., Idakieva Stoyanova V., Lukeneder A., Matron B., Mita V., Randrianaly H., Vašíček Z., Baraboshkin E.J., Bert D., Bersac S., Bogdanova T.N., Bulot L.G., Latil J.-L., Mikhailova I.A., Popolo P., Szives O., 2011. Report on the 4th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the “Kilian Group” (Dijon, France, 30th August 2010). *Cretaceous Research*, 32: 786–793.
- Reboulet S., Szives O., Aguirre-Urreta B., Barragán R., Company M., Ivanov M., Kakabadze M.V., Moreno-Bedmar J.A., Sandoval J., Baraboshkin E.J., Çağlar M.K., Fözy I., González-Arreola C., Kenjo S., Lukeneder A., Raisossadat S.N., Rawson P.F., Tavera J.M., 2014. Report on the 5th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Ankara, Turkey, 31st August 2013). *Cretaceous Research*, 50: 126–137.
- 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.
- Reháková D., Wierzbowski A., 2006. The Rogoża Coquina Member and overlying White Micritic Coquina: microfossils and stratigraphical setting. *W: Field trip guidebook of 7th International Congress on the Jurassic System*: 122–123.
- Remane J., 1986. Calpionellids and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Acta Geologica Hungarica*, 2: 15–26.
- Remin Z., 2004. Biostratigraphy of the Santonian in the SW margin of the Holy Cross Mountains near Lipnik, a potential reference section for extra-Carpathian Poland. *Acta Geologica Polonica*, 54: 587–596.
- Remin Z., 2010. Upper Coniacian, Santonian, and lowermost Campanian ammonites of the Lipnik-Kije section, central Poland, taxonomy, stratigraphy, and palaeogeographic significance. *Cretaceous Research*, 31: 154–180.
- Remin Z., 2012. The *Belemnella* stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary; a new methodological and taxonomic approach. *Acta Geologica Polonica*, 62: 495–533.
- Remin Z., 2015. The *Belemnella* stratigraphy of the Upper Campanian – basal Maastrichtian of the Middle Vistula section, central Poland. *Geological Quarterly*, 59: 783–813.
- Remin Z., Gruszczynski M., Marshall J.D., 2016. Changes in paleocirculation and the distribution of ammonite faunas at the Coniacian–Santonian transition in central Poland and western Ukraine. *Acta Geologica Polonica*, 66: 107–124.
- Remin Z., Cyglicki M., Barski M., Dubicka Z., Roszkowska-Remin J., 2021. The K-Pg boundary section at Nasiłów, Poland: stratigraphic reassessment based on foraminifers, dinoflagellate cysts and palaeomagnetism. *Geological Quarterly*, 65: 45.
- Robaszynski F., Caron M., 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: Commentaire de la zonation Europe Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166: 681–692.
- Rogała W., 1909. Przyczynki do górnosenońskiej fauny Karpat. *Kosmos*, 34: 739–748.
- Rogała W., 1921. Materiały do geologii Karpat, cz.I. Nowa górnekredowa fauna z Pralkowiec koło Przemysła. *Kosmos*, 46: 597–605.
- Rogała W., Kokoszyńska B., 1936. Sprawozdanie ze studiów nad stratygrafią łupków spaskich. *Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego*, 45.
- Rogała W., Kokoszyńska B., 1948. Rewizja fauny kredowej z Pralkowiec koło Przemysła. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 42: 41–44.
- Rogała W., Opolski Z., Styrnałówna M., 1924. Sprawozdanie z badań geologicznych w Karpatach Starosamborskich. *Kosmos*, 49: 377–378.
- Rotnicka J., 2005. Ichnofabrics of the Upper Cretaceous fine-grained rocks from the Góry Stołowe Mountains (Sudetes, SW Poland). *Geological Quarterly*, 49: 15–30.
- Rutkowski J., 1965. Senon okolic Miechowa. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 35: 3–53.
- Sames B., Wagreich M., Wendler J.E., Haq B.U., Conrad C.P., Melinte-Dobrinescu M.C., Hu X., Wendler I., Wolfgring E., Yilmaz I.Ö., Zorina S.O., 2016. Short-term sea-level changes in a greenhouse world – a view from the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441: 393–411.
- Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zülke R., Maystrenko Y., Frizheim N., 2008. Permian to Cretaceous tectonics. *W: The Geology of Central Europe* (red. T. McCann), 2: 999–1030. Geological Society, London.
- Siemiradzki J., 1909. Geologia Ziemi Polskich. II. Formacje młodsze (kreda – dyluwium). Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
- Sikora W., 1970. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojową. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 235: 5–121.
- Sikora W., 1971. Zarys tektonogenezy pienińskiego pasa skałkowego w Polsce w świetle nowych danych. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 221–239.
- Sikora W.J., 1980. Uwagi w sprawie artykułu S.W. Alexandrowicza, K. Birkenmajera: Upper Maastrichtian and Paleocene deposits at Szaflary, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 50: 301–307.
- Sikora W., Żytko K., 1959. Budowa Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 141: 61–204.
- Sikora W., Wieser T., Żgiet J., Żytko K., 1959. Tuff horizons in the Menilite-Krosno Series of the Flysch Carpathians. *Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Chimiques, Géologiques et Géographiques*, 7: 497–503.
- Sissingh W., 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, 56: 37–65.
- Skoczylas-Ciszewska K., 1960. Budowa geologiczna strefy żegocińskiej. *Acta Geologica Polonica*, 10: 485–591.
- Skupien P., Vašíček Z., 2002. Lower Cretaceous Ammonite and Dinocyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Silesian Basin (Outer Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 53: 179–189.
- Skupien P., Bubik M., Švábenická L., Mikuláš R., Vašíček Z., Matýšek D., 2009. Cretaceous Oceanic Red Beds in the Outer Western Carpathians, Czech Republic. *SEPM Special Publication*, 91: 99–109.
- Slimani H., M’Hamdi A., Uchman A., Gasiński M.A., Guédé K.É., Mahboub I., 2021. Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Upper Cretaceous turbiditic deposits from a part of the Bałkowiec section in the Skole Nappe (Outer Carpathians, southern Poland). *Cretaceous Research*, 123, 104780.
- Słomka T., 1986. Analiza sedymentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56: 227–336.
- Słomka T., 1995. Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Prace Geologiczne*, 139.
- Słomka T., Słomka E., 2001. Sequences of the lithofacies and depositional intervals in the Godula Beds of the Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 35–42.
- Sokolowski S., 1948. Tetry Bielskie. *Geologia zbroczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4.
- Sokolowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom I. Stratygrafia, część 2. *Mezozoik*. Wydaw. Geol., Warszawa.
- Sokolowski S., 1978. Geologia strefy reglowej Tatr Polskich między Kopami Sołtysimi a Białką. *Prace Muzeum Ziemi*, 28: 34–63.
- Staniszewska A., Ciborowski T., 2000. Dolnokredowa brekcja wapienna w autochtonicznej serii wierchowej w Tatrach Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 48: 246–250.
- Starek D., Aubrecht R., Sliva L., Józsa Š., 2010. Sedimentary analysis of the Cretaceous flysch sequences at the Zemianska Dedina locality (Nižna Unit, Pieniny Klippen Belt, northern Slovakia). *Mineralia Slovaca*, 42: 179–188.
- Stephenson R.A., Narkiewicz M., Dadlez R., Van Wees J.D., Andriessen P., 2003. Tectonic subsidence modelling of the Polish Basin in the light of new data on crustal structure and magnitude of inversion. *Sedimentary Geology*, 156: 59–70.
- Strzeboński P., 2005. Debryty kohezcyjne warstw istebniańskich (senon górny – paleocen) na zachód od Skawy. *Geologia*, 31: 201–224.
- Styrnałówna M., de Cizancourt H., 1925. O budowie geologicznej Rybnika nad Strjmem. *Kosmos*, 50: 13–30.
- Sujkowski Z., 1931. Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. *Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego*, 6: 483–615.
- Szajnocha W., 1884. Studia geologiczne w Karpatach Galicyi Zachodniej. *Kosmos*, 9: 5–13.
- Szajnocha W., 1899. Warstwy z Węgierki pod Przemysłem. *Kosmos*, 24: 174–182.
- Szives O.A., Moreno-Bedmar J.A., Aguirre-Urreta B., Company M., Frau C., López-Horgue M., Pictet A., Ploch I., Salazar Ch., Barragán R., Latil J.-L., Lehmann J., Robert E., Reboulet S., 2023. Report on the 7th International Meeting of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the Kilian Group (Warsaw, Poland, 21st August 2022): state of the art on the current Standard Ammonite Zonation of the Western Tethyan Mediterranean Province. *Cretaceous Research*, 153, 105716.
- Szopa K., Włodyka R., Chew D., 2014. LA-ICP-MS U-Pb apatite dating of Lower Cretaceous rocks from teschenite-picrite association in the Silesian Unit (southern Poland). *Geologica Carpathica*, 65: 273–284.
- Sztejn J., 1969. Mikrofauna dolnokredowa na wale kujawskim w świetle nowych badań. *Geological Quarterly*, 13: 155–165.
- Sztejn J., 1984. Mikrofauna w osadach młodszej kredy dolnej Niżu Polskiego. *Prace Instytutu Geologicznego*, 111.
- Sztejn J., 1990. Lower Cretaceous foraminifera assemblages in the Middle Poland. *Geological Quarterly*, 34: 457–464.
- Sztejn J., 1991. Ostracods from the Purbeckian of Central Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, 36: 115–142.
- Szydło A., 1997. Biostratigraphical and palaeoecological significance of small foraminiferal assemblages in the Silesian (Cieszyn) unit, Western Carpathians, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67: 345–354.
- Szydło A., 2005. Otwornice warstw cieszyńskich z obszaru Pogórza Cieszyńskiego (Karpaty zewnętrzne). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 415: 59–99.
- Szydło A., Jugowicz M., 1999. Foraminifera and calcareous nannoplankton assemblages from ?Tithonian – Neocomian “Cieszyn Beds” (Silesian unit, Polish Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 50: 203–211.
- Szydło A., Jugowicz-Nazarkiewicz M., Olszewska B., 2015. Fossils from the Silesian-Subsilesian series of the Polish Western Carpathians: the implications for changes in sea level and the marine environment during the Albian-Turonian. *Geological Quarterly*, 59: 215–228.
- Szymakowska F., 1981. Stratygrafia osadów kredy dolnej fliszowych Karpat zewnętrznych na podstawie amonitów. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 331: 57–68.
- Ślączka A., Miziołek M., 1995. Sytuacja geologiczna warstw ropianieckich w Ropiance (Polskie Karpaty fliszowe). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 65: 29–41.
- Świdrowska J., 2007. Kreda w regionie lubelskim. Sedymentacja i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 422: 63–78.
- Świdrowska J., Hakenberg M., Poluhtovič B., Seghedí A., Višňakov I., 2008. Evolution of the Mesozoic basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldavia, Romania). *Studia Geologica Polonica*, 130.
- Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 37.
- Świerczewska-Gładysz E., 2012. Hexactinellid sponge assemblages across the Campanian–Maastrichtian boundary in the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 62: 561–580.
- Świerczewska-Gładysz E., Jurkowska A., 2013. Occurrence and paleontological significance of lyssacinoid sponges in the Upper Cretaceous deposits of Southern Poland. *Facies*, 59: 773–777.
- Tarkowski R., 1991. Stratygrafia, makroskamieniości i paleogeografia utworów górnej kredy niecki opolskiej. *Geologia*. Zeszyty Naukowe AGH, 51.
- Teisseyre B., 1972. Zespół dolnoturońskiej mikrofauny z Krzeszowa. *Acta Geologica Polonica*, 22: 71–81.
- Teisseyre B., 1975. Stratygrafia mikrofaunistyczna górnej kredy rowu Nysy (Sudety środkowe). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 45: 81–136.
- Thierstein H., 1971. Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 64: 459–488.
- Turnau-Morawska M., 1960. Wapień glaukonitowy z albu Wielkiej Równi w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 10: 265–281.
- Uchman A., 1991. Trace fossils from stress environments in the Cretaceous-Paleogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 61: 207–220.
- Uchman A., 1997. Paleosrodowisko margli kredowych w Tatrach Polskich w świetle badań ichnologicznych. *Przegląd Geologiczny*, 45: 1018–1023.
- Uchman A., 2014. Skaly węglanowe i klastyczne kredy (alb-cenoman). *W: Skaly osadowe Tatr* (red. R. Jach i in.): 110–115. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Uchman A., 2022. Lower part of Kraków Gorge and surroundings: Wysoka Turnia Formation (Hauterivian – Albian) of the High-Tatric autochthonous succession (Tatric Domain). *W: Cretaceous of Poland and of adjacent areas* (red. I. Walaszczyk, J.P. Todes): 320.
- Uchman A., Kolodziej B., 2014. Skaly węglanowe i klastyczne kredy dolnej (formacja margli z Kościeliskiej). *W: Skaly osadowe Tatr* (red. R. Jach i in.): 195–199. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.
- Uchman A., Rodriguez-Tovar F.J., Machaniec E., Kędziński M., 2013. Ichnological characteristics of Late Cretaceous hemipelagic and pelagic sediments in a submarine high around the OAE-2 event: A case from the
- Rybie section, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 370: 222–231.
- Uhlig V., 1888. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen I. Die Sandsteinzone zwischen dem penninischen Klippenzuge und dem Nordrande. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 38: 83–264.
- Uhlig V., 1897. Die Geologie des Tatrgebirges. I: Einleitung und stratigraphischer Teil. *Denkschriften der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 64: 643–684.
- Urbaniec A., Bobrek L., Świątek B., 2010. Litostratygrafia i charakterystyka mikropaleontologiczna utworów kredy dolnej w środkowej części przedgórza Karpat. *Przegląd Geologiczny*, 58: 1161–1175.
- Vacek M., 1881. Beiträge zur Kenntnis der mittelkarpatischen Sandsteinzone. *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 30: 191–208.
- Vašíček Z., Błażejowski B., Gaździcki A., Król M., Lefel J., Skupien P., Wierzbowski A., 2020. Early Cretaceous ammonites and dinoflagellates from the Western Tatra Mountains, Poland. *Acta Geologica Polonica*, 65: 799–810.
- Vejbæk O.V., Andersen C., Dusar M., Hemgreen G.F.W., Krabbe H., Leszczyński K., Lott G.K., Mutterlose J., Van der Molen A.S., 2010. Cretaceous. *W: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area* (red. J.C. Doornbal, A.G. Stevenson): 195–209. EAGE Publications, Houten.
- Voigt S., Wagreich M. (coordinators), Surlyk F., Walaszczyk I., Uličný D., Čech S., Voigt T., Wiese F., Wilmsen M., Niebuhr B., Reich M., Funk H., Michalik J., Jagt J.W.M., Felder P.J., Schulp A.S., 2008. Cretaceous. *W: The Geology of Central Europe* (red. T. McCann), 2: 923–997. The Geological Society, London.
- Wagner R. (red.), 2008. Tabela Stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Walaszczyk I., 1987. Mid-Cretaceous events at the marginal part of the Central European Basin (Annapol-on-Vistula section, Central Poland). *Acta Geologica Polonica*, 37: 61–74.
- Walaszczyk I., 1988. Inoceramid stratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in the environs of Opole (Southern Poland). *Acta Geologica Polonica*, 38: 51–61.
- Walaszczyk I., 1992. Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy. *Acta Geologica Polonica*, 42: 1–122.
- Walaszczyk I., 2000. Inoceramid bivalves at the Turonian/Coniacian boundary; biostratigraphy, events and diversity trend. *Acta Geologica Polonica*, 50: 421–430.
- Walaszczyk I., 2004. Inoceramids and inoceramid biostratigraphy of the Upper Campanian to basal Maastrichtian of the Middle Vistula River section, central Poland. *Acta Geologica Polonica*, 54: 95–168.
- Walaszczyk I., 2012. Integrated stratigraphy of the Campanian–Maastrichtian boundary succession of the Middle Vistula River (central Poland) section; introduction. *Acta Geologica Polonica*, 62: 485–493.
- Walaszczyk I., Cobban W.A., 2006. Palaeontology and biostratigraphy of the Middle-Upper Coniacian and Santonian of the US Western Interior. *Acta Geologica Polonica*, 56: 241–348.
- Walaszczyk I., Remin Z., 2015. Kreda obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W: 85 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 41–50.
- Walaszczyk I., Wood C.J., Lees J., Peryt D., Voigt S., Wiese F., 2010. The Salzgitter-Salder Quarry (Lower Saxony, Germany) and Stupia Nadbrzeźna river cliff section (central Poland): A proposed candidate composite Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Coniacian Stage (Upper Cretaceous). *Acta Geologica Polonica*, 60: 445–477.
- Walaszczyk I., Dubicka Z., Olszewska-Nejbert D., Remin Z., 2016. Integrated biostratigraphy of the Santonian through Maastrichtian (Upper Cretaceous) of extra-Carpathian Poland. *Acta Geologica Polonica*, 66: 312–350.
- Walaszczyk I., Čech S., Crampton J.S., Dubicka Z., Ifrim C., Jarvis I., Kennedy W.J., Lees J.A., Lodowski D., Pearce M., Peryt D., Sageman B.B., Schioler P., Todes J., Uličný D., Voigt S., Wiese F., 2022. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Coniacian Stage (Salzgitter-Salder, Germany) and its auxiliary sections (Ślupia Nadbrzeźna, central Poland; Střeleč, Czech Republic; and El Rosario, NE Mexico). *Episodes*, 45: 181–220.
- Wang C., Hu X., Huang Y., Wagreich M., Scott R., Hay W., 2011. Cretaceous Oceanic Red Beds as possible consequence of oceanic anoxic events. *Sedimentary Geology*, 235: 72–78.
- Waškowska A., Szczęch M., 2023. The Upper Cretaceous variegated shales in the Ropianka Formation of the Magura Nappe (Outer Carpathians) – age and lithostratigraphic position. *Geological Quarterly*, 67, 18.
- Waškowska A., Cieszkowski M., Golonka J., Kowal-Kasprzyk J., 2014. Paleocene sedimentary record of ridge geodynamics in Outer Carpathian basins (Subsilesian Unit). *Geologica Carpathica*, 65: 35–54.
- Waškowska A., Joniec A., Kotlarczyk J., Siwek P., 2019. The Late Cretaceous Fucoid Marl of the Ropianka Formation in the Kąkolówka structure (Skole nappe, Outer Carpathians, Poland) – lithology and foraminiferal biostratigraphy. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 89: 259–284.
- Waškowska A., Golonka J., Starzec K., Cieszkowski M., 2021. Campanian–Paleocene Jaworzynka Formation in its type area (Magura Nappe, Outer Carpathians). *Acta Geologica Polonica*, 71: 345–370.
- Wdowiarsz S., Wieser T., Szczurowska J., Morgiel J., Szotowa W., 1974. Budowa geologiczna jednostki skolskiej i jej podłoża w profilu otworu Cisowa IG 1. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 273: 5–96.
- Wiałow O.S., 1951. Skhema stratigrafii severnogo skłona Karpat. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 77: 689–691. (po rosyjsku)

Literatura

- Wieczorek J., 1988. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 58: 255–276.
- Wierzbicki A., Kędziński M., 2020. Maastrichtian climate changes – the calcareous nannofossil record from flysch deposits of the Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 90: 447–462.
- 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: 223–249.
- Wierzbowski A., Remane J., 1992. The ammonite and calpionellid stratigraphy of the Berriasian and lowermost Valanginian in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians, Poland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 85: 871–891.
- 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.
- Wigilew B., 1914. Neokom reglowy w Tatrach. *Sprawozdania Komisji Fizjograficznej Akademii Umiejętności*, 48: 42–26.
- Wiśniowski T., 1908. *Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 21 (Dobromil)*. Wydaw. Kom. Fizyogr. AU, Kraków.
- Wiśniowski T., 1918. Fauna małżów górnej kredy karpackiej okolicy Przemyśla. *Kosmos*, 43–44: 77–93.
- Włodyka R., 2010. Ewolucja składu mineralnego skał cieszyńskiej prowincji magmowej. Wydaw. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Wojewoda J., 1997. Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mountains. *W: Obszary źródłowe: Zapis w osadach*: 81–96.
- Wojewoda J., Białek D., Bucha M., Gluszyński A., Gotowała R., Krawczewski J., Schutty B., 2011. *Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia. W: Geoekologiczne Warunki Środowiska Przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych (red. T. Chodak i in.)*: 53–96. WIND, Wrocław.
- Wolska A., Bąk K., Bąk M., 2016. Siliciclastic input into Upper Cenomanian synorogenic sediments of the High-Tatric Unit, Central Western Carpathians (Tatra Mountains); petrography, geochemistry and provenance. *Geological Quarterly*, 60: 919–934.
- 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-Tabol P., 2006. Organic carbon accumulation events in the mid-Cretaceous rocks of the Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians) – a petrological and geochemical approach. *Geological Quarterly*, 50: 419–436.
- Wójcik-Tabol P., Ślęczka A., 2015. Are Early Cretaceous environmental changes recorded in deposits of the western part of the Silesian Nappe? A geochemical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417: 293–308.
- Woyda J., Waškowska A., Remin Z., 2023. New biostratigraphic data on the Ropianka Formation in the Przemyśl area (Skole Nappe, Polish Outer Carpathians) – a clue to understanding the timing of exotic material redeposition. *Geological Quarterly*, 67, 45.
- Wyrwicka K., 1984. Litostratigraficzne podstawy podziału surowcowego kredy górnej z obszaru radomsko-lubelskiego. *Przegląd Geologiczny*, 32: 333–339.
- Zuber R., 1909. *Przyczynki do stratygrafii i tektoniki Karpat*. Kosmos, 34: 788–829.
- Żytko K., 1989. Profil otworu wiertniczego Kuźmina 1 (polskie Karpaty Wschodnie). *Kwartalnik Geologiczny*, 33: 360–362.
- Żytko K., 1999. Correlation of the main structural units of the Western and Eastern Carpathians. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168: 135–164.