

## Klimat i oceanografia przełomu jury i kredy zachodniej Tetydy

Damian Gerard Lodowski<sup>1,2</sup>



**Climate and oceanography of the Jurassic/Cretaceous transition in the Western Tethys.** *Prz. Geol.*, 71: 514–522; doi: 10.7306/2023.39

*Abstract.* The key aspect for evaluation of potential effects of ongoing environmental changes is identification of their controls on one hand, and understanding of their mutual relations on other. In this context, the best source of information about medium and long term consequences of various environmental processes is the geologic record. Numerous different-scale palaeoenvironmental events took place during the Jurassic/Cretaceous transition; amongst them, the best documented so far are: long term marine regression during the Tithonian–early Berriasian, climate aridization during the late Tithonian–early Berriasian, and tectonic activity in western parts of the NeoTethys Ocean during the late Berriasian–Valanginian. This study, which is based on the PhD dissertation of Damian Gerard Lodowski, attempts to reconstruct the latest Jurassic–earliest Cretaceous palaeoenvironment and its evolution in the area of the Western Tethys, with special attention paid to cause-and-effect relationships between climate changes, tectonic activity and oceanographic conditions (perturbations in marine circulation and bioproductivity). Here are presented the basic results of high-resolution geochemical investigations performed in the Transdanubian Range (Hárskút and Lókút, Hungary), High-Tatric (Giewont, Poland) and Lower Sub-Tatric (Pośrednie III, Poland) series, Pieniny Klippen Belt (Brodno and Snežnica, Slovakia; Velykyi Kamianets, Ukraine) and Western Balkan (Barlya, Bulgaria) sections. The sections were correlated and compared in terms of paleoredox conditions (authigenic U), accumulation of micronutrient-type element (Zn) and climate changes (chemical index of alteration, CIA), providing a consistent scenario of the Tithonian–Berriasian palaeoenvironment evolution in various western Tethyan basins. Amongst the first-order trends and events, characteristic of studied sections are the two intervals recording an oxygen deficient at the seafloor: 1) the upper Tithonian–lowermost Berriasian (OD I); and 2) at the lower/upper Berriasian transition (OD II). Noteworthy, this phenomena cooccurred with elevated accumulations of nutrient-type elements (i.e. enrichment factor of Zn). Besides, collected data document the late Tithonian–early Berriasian trend of climate aridization, as well as the late Berriasian humidification. Such record is explained by a model, in which decreasing intensity of atmospheric circulation during the late Tithonian–early Berriasian was directly connected with climate cooling and aridization. This process resulted in lesser efficiency of up- and/or downwelling currents, which induced seawater stratification, seafloor hypoxia and perturbations in the nutrient-shuttle process during the OD I. On the other hand, the OD II interval may correspond to tectonic reactivation in the NeoTethyan Collision Belt. This process might have led to physical cutoff of Alpine Tethys basins from the NeoTethyan circulation (both atmospheric and oceanic), driving the limited stratification in the former, and limiting the effect of gradual humidification of global climate (i.e. due to increasing strength of monsoons and monsoonal upwellings).

**Keywords:** palaeoenvironment, oxidation, productivity, climate, geochemistry, Tithonian, Berriasian, Alpids, Carpathians, Tethys

Prawidłowa ocena potencjalnych skutków współcześnie obserwowanych zmian środowiskowych zależy nie tylko od rozpoznania czynników, które je kształtują, ale również od zrozumienia skomplikowanej sieci współzależności zachodzących pomiędzy tymi czynnikami. W tym kontekście najlepszym źródłem informacji o przyczynach oraz średnio- i długoterminowych konsekwencjach rozmaitych procesów środowiskowych jest zapis geologiczny. Liczne i różnej skali zmiany paleośrodowiskowe miały miejsce m.in. na przełomie jury i kredy. Wśród nich najbardziej charakterystyczne, a zarazem najlepiej udokumentowane są:

1. długotrwały cykl regresywny w tytonie–wczesnym beriasie (Hardenbol i in., 1998; Haq, 2014, 2018);
2. zjawisko osuszania klimatu w późnym tytonie–wczesnym beriasie, znane dotychczas głównie z profili subborealnych (Deconinck i in., 1983; Wignall, Ruffel, 1990; Hallam i in., 1991; Hesselbo i in., 2009; Grabowski i in., 2021a; Błazejowski i in., 2023);
3. aktywność tektoniczna na obszarze zachodniej części oceanu Neotetydy w późnym beriasie–walanżynie (Gawlick i in., 2009; Missoni, Gawlick, 2011; Fodor i in., 2013; Lodowski i in., 2022a).

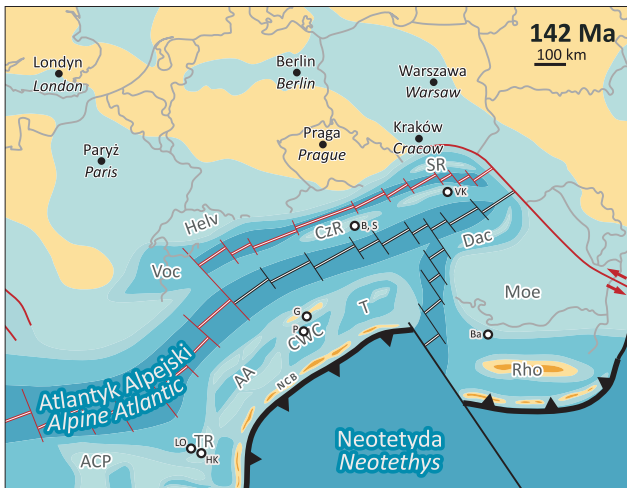
W niniejszej pracy, przygotowanej na podstawie pracy doktorskiej autora, zostały zintegrowane i zinterpretowane dane paleoklimatyczne, paleoredoks oraz paleoproduktywne pochodzące z różnych górnourajsko–dólnokredowych basenów sedymentacyjnych zachodniej Tetydy, dzięki czemu możliwa była odpowiedź na pytanie, czy istniał jakiś nadrzędny mechanizm kontrolujący warunki depozycji w nich panujące.

### PALEOGEOGRAFIA ZACHODNIEJ TETYDY

Zagadnienie paleogeografii zachodniej Tetydy od lat pozostaje przedmiotem debaty, czego skutkiem jest obecność w literaturze licznych, często istotnie różniących się w szczegółach interpretacji paleotektonicznych tego obszaru (np. Golonka i in., 2000; Csontos, Vörös, 2004; Haas, Péro, 2004; Schmid i in., 2008; Stampfli, Hochard, 2009; Schettino, Turco, 2011). W tej pracy jako punkt wyjściowy do dalszych rozważań przyjmuje się rekonstrukcję autorstwa Stampfli i Hochard (2009), uzupełnioną o prace Golonki i in. (2000) oraz Haasa i Péro (2004), które w większym stopniu uwzględniają niuanse geologii Karpat Wewnętrznych (ryc. 1).

<sup>1</sup> Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; [damian.lodowski@uw.edu.pl](mailto:damian.lodowski@uw.edu.pl); ORCID ID: 0000-0001-9755-1527.

<sup>2</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.



**Ryc. 1.** Uproszczona rekonstrukcja paleogeograficzna zachodniej Tetydy w beriasie (142 Ma); zmodyfikowano za: Golonką i in. (2000), Haas, Péro (2004), Stampfli, Hochard (2009), Grabowskim i in. (2019). Objasnienia: AA – jednostka Austroalpejska; ACP – platforma węglanowa Adrii; CWC – Centralne Karpaty Zachodnie; NCB – Neotetydzki Pas Kolizyjny; Voc – basen wokontyjski; CzR – grzbiet czorsztyński; Dac – Dacia; Helv – jednostki helweckie; Moe – platforma mezyjska; Rho – Rodopy; TR – Średniogórze Zadunajskie. Profile: HK – Hárskút; LO – Lókút; G – Giewont; P – Pośrednie III; B – Brodno; S – Sneżnica; VK – Velykyi Kamianets; Ba – Barlya

**Fig. 1.** Simplified palaeogeographic reconstruction of the western Tethyan region during the Berriasian (142 Ma); modified after Golonka et al. (2000), Haas, Péro (2004), Stampfli, Hochard (2009) and Grabowski et al. (2019). Abbreviations: AA – Austroalpine; ACP – Adria Carbonate Platform; CWC – Central Western Carpathians; NCB – NeoTethyan Collision Belt; Voc – Vocontian Basin; CzR – Czorsztyń Ridge; Dac – Dacicum; Helv – Helveticum; Moe – Moesian Platform; Rho – Rhodopes; TR – Transdanubian Range. Sections: HK – Hárskút; LO – Lókút; G – Giewont; P – Pośrednie III; B – Brodno; S – Sneżnica; VK – Velykyi Kamianets; Ba – Barlya

Model ten zakłada, iż na przełomie jury i kredy jednostki tektoniczne Średniogórze Zadunajskiego, Austroalpejska, Centralnych Karpat Zachodnich oraz Cisy były zlokalizowane na przedłużeniu mikroptyty Adrii *ss.*, wzdłuż osi o przebiegu SW–NE. Na wschód od nich, już za hipotetycznym korytarzem łączącym Neotetydę z oceanami Penińskim–Liguryjskim–Vah (tzw. Alpejska Tetyda, Atlantyk Alpejski; zob. Gawlick i in., 1999), znajdowała się płyta Mezyjska i okalające ją obszary depozycji dzisiejszych Wewnętrznych Karpat Wschodnich, Karpat Południowych oraz Bałkanu Zachodniego. Co ważne, wymienione wyżej mikroterranie od południa były ograniczone przez tzw. Neotetydzki Pas Kolizyjny (*NeoTethyan Collision Belt*), tj. łańcuch przyzm akrecyjnych wykształconych w wyniku subdukcji płyt litosfery pod stosunkowo młodą skorupę oceaniczną zachodniej części Neotetydy. Proces ten rozpoczął się jeszcze we wczesnej jurze (np. Kozur, 1991; Missoni, Gawlick, 2010), a w okresach o zwiększonej intensywności manifestował się on w paleogeografii jako łuk wysp dostarczający do okolicznych basenów sedymentacyjnych materiału klastycznego z jego erozji, w tym detrytusu ofiolitowego (np. Árgyelán, 1997).

## KONTEKST PALEOKLIMATYCZNY

Jednym z najbardziej charakterystycznych zjawisk paleośrodowiskowych rozpoznanych w utworach pogranicza jury i kredy domeny subborealnej jest proces stopniowego osuszania się klimatu w tytonie i wczesnym beriasie. Liczne dane na ten temat pochodzą zarówno z analiz minerałów ilastych, wskaźników potasowych, jak i analiz palinologicznych (Deconinck i in., 1983; Wignall, Ruffel, 1990; Hallam i in., 1991; Abbink i in., 2001; Hesselbo i in., 2009; Grabowski i in., 2021a; Błażejowski i in., 2023). Inaczej wygląda sytuacja w przypadku prowincji tetydzkiej; dostępne dane ograniczają się do obserwacji przeprowadzonych w górach Jura (Rameil, 2005; Bover-Arnal, Strasser, 2013) oraz Tunezji (Schnyder i in., 2005), są one jednak w ogólnym rozrachunku zgodne z trendem udokumentowanym w sukcesjach północnej Europy.

Na przełomie wczesnego i późnego beriasu wyżej opisany trend uległ odwróceniu, prowadząc do stopniowego wilgotnienia klimatu. Zjawisko to jest znane zarówno z profili subborealnych (Hallam i in., 1991; Abbink i in., 2001; Schnyder i in., 2006; Schneider i in., 2018; Grabowski i in., 2021a), jak i tetydzkich (Rameil, 2005; Schnyder i in., 2005; Bover-Arnal, Strasser, 2013; Morales i in., 2013; Grabowski i in., 2021b).

Warte omówienia jest również zagadnienie ochłodzenia klimatu na przełomie jury i kredy. Opierając się na analizach globalnego rozkładu paleotemperatur, autorzy pracy Gröcke i in. (2003) doszli do wniosku, iż po okresie stosunkowo ciepłego kimerydu–wczesnego tytonu nastąpił spadek temperatur na przełomie wczesnego i późnego tytonu (środkowy wołg) oraz ponowny ich wzrost na przełomie tytonu i beriasu oraz we wczesnym beriasie (późny wołg–wczesny riazan). Z kolei Weissert i Erba (2004) postulowali występowanie długotrwałego trendu ochłodzenia w całym tytonie–walanżynie. Wreszcie, argumentów za chłodnym klimatem przełomu tytonu i beriasu dostarczyli Schneider i in. (2020), dokumentując pierwsze wystąpienia dropstonów w basenie Sverdrup (arktyczna Kanada) już na pograniczu dolnego i górnego tytonu.

## ZARYS GEOLOGII OBSZARU BADAŃ

Przełom jury i kredy na obszarze szeroko rozumianej zachodniej Tetydy charakteryzował się istnieniem całej serii basenów sedymentacyjnych (m.in. wokontyjskiego, lombardzkiego, bakońskiego, zliechowskiego, pienińskiego) oraz rozdzielających je stref podmorskich wyniesień (np. grzbiet czorsztyński, grzbiet południowotatrzański, zręby tektoniczne Średniogórze Zadunajskiego) i/lub typowo płytkomorskich platform węglanowych (m.in. dynaryjsko-adriatycka, prowansalska, apulijska). W niniejszej pracy analizowane są dane pochodzące z utworów deponowanych w różnych jednostkach tektonicznych oraz w odmiennych pozycjach paleobatymetrycznych, dzięki czemu zaobserwowane w nich trendy paleośrodowiskowe mogły zostać zinterpretowane nie tylko w kontekście lokalnym, ale także regionalnym i ponadregionalnym.

W artykule jako podstawowe źródło informacji o paleośrodowisku przełomu jury i kredy traktowane są dane pochodzące z utworów tytonu–beriasu Średniogórze Zadunaj-

skiego (Węgry). Pozycja paleogeograficzna tego obszaru, tj. lokalizacja pomiędzy oceanami Neotetydy oraz Tetydy Alpejskiej, w połączeniu z wysoką rozdzielczością opróbowania oraz dostępnością licznych oraz różnego rodzaju danych literaturowych sprawia, iż z powodzeniem może on służyć za obszar referencyjny dla ewentualnych rozważań ponadregionalnych. W późnej jurze charakteryzował się on architekturą typu horst-graben, jednak w związku z reaktywacją subdukcji oraz powstaniem Neotetydzkiego Pasa Kolizyjnego na przełomie jury i kredy (np. Missoni, Gawlick, 2011) został on podzielony na trzy – w dużej mierze niezależne od siebie – strefy depozycji. Na południowym wschodzie, w pozycji proksymalnej do strefy kolizji (basen Gerecse), zachodziła sedimentacja silikoklastyków oraz utworów ilastych. W pozycji dystalnej (NW; basen Bakony) dominowały wapienie pelagiczne oraz krzemionkowe muły. Pomiedzy nimi zaś występowało podmorskie plateau, charakteryzujące się depozycją mało miąższych i skondensowanych pakietów węglanowych (np. Vörös, Gálacz, 1998; Szederkényi i in., 2013). W ostatnich latach szczegółowym badaniom stratygraficznym i paleośrodowiskowym poddano profile Hárskút (zapisujący depozycję strefy wyniesienia podmorskiego) oraz Lókút (deponowany na obrzeżach basenu bakońskiego) (m.in. Főzy i in., 2010; Grabowski i in., 2010, 2017; Szives, Főzy, 2022; Lodowski i in., 2022a; Lodowski, 2023).

Profil Giewontu (Tatry Zachodnie, Polska; ryc. 1) dostarcza informacji na temat warunków panujących na tzw. grzbiecie południowotatrzańskim, tj. podmorskim wyniesieniu zlokalizowanym pomiędzy basenem zliechowskim i oceanem Neotetydy na południu, a oceanem Vah (Tetyda Alpejska) na północy. Profil ten zbudowany jest z wapieni formacji z Raptawickiej Turni oraz wapieni formacji z Wysokiej Turni (zob. Lefeld i in., 1985; Lodowski i in., 2022b). W ostatnich latach był on przedmiotem badań Pszczółkowskiego i in. (2016), Pszczółkowskiego (2018), Lodowskiego i in. (2022b) oraz Lodowskiego i Grabowskiego (2023). W publikacjach tych precyzyjnie określono zasięg stratygraficzny profilu, udokumentowano występowanie nieciągłości stratygraficznej obejmującej najwyższy tyton i dolny berias oraz dyskutowano nad różnymi aspektami zmian paleośrodowiskowych charakteryzujących przełom jury i kredy obszaru Tatricum.

W artykule wykorzystano również dane pochodzące z utworów tytonu–beriasu Pienińskiego Pasa Skalkowego (PPS; ryc. 1), deponowanych na południowym skłonie grzbiecu czorsztyńskiego, w strefie braniskiej (profile Brodno i Sneżnica, Słowacja). Od wczesnej jury aż do wczesnej kredy grzbiet czorsztyński, wraz z przyległymi strefami basenowymi stanowił podmorskie wyniesienie, które od południowego szelfu kontynentu europejskiego oddzielał basen magurski, a od obszarów depozycji Centralnych Karpat Zachodnich – tzw. Vahicum (basen pieniński sensu largo) (np. Golonka, Krobicki, 2004; Golonka i in., 2018). Litologia profili badawczych jest typowa dla pogranicza jury i kredy PPS: na formacji radiolarytów z Czajakowej (oksford i dolny kimeryd) zalegają czerwone wapienie formacji wapienia czorsztyńskiego (kimeryd–tyton) oraz formacja wapienia pienińskiego (tyton–berias) (Birkenmajer, 1977). Interwał pogranicza jury i kredy słowackiego sekto-

ra PPS był przedmiotem licznych badań, z których najbardziej aktualne są prace Michalíka i in. (2009, 2021; stratygrafia profili Brodno i Sneżnica).

Dodatkowych informacji dostarczają dane pochodzące z opracowań innych autorów, dotyczące górnego kimerydu–dolnego beriasu ukraińskiego sektora PPS (profil Velykyi Kamianets; Grabowski i in., 2019), tytonu i beriasu basenu Zliechowskiego (profil Pośrednie III; Grabowski i in., 2013) oraz beriasu Bałkanu Zachodniego (profil Barlya, Bułgaria; Grabowski i in., 2021b). Profil Velykyi Kamianets od profili Brodno i Sneżnica odróżnia fakt, iż na formacji wapienia czorsztyńskiego (górnym kimeryd–tyton) zalega formacja wapienia dursztyńskiego (dolny berias) (Grabowski i in., 2019). Z kolei profil Pośrednie III zapisuje sedimentację basenu Zliechowskiego, tj. obszaru znajdującego się na południe od grzbiecu Południowotatrzańskiego, w strefie proksymalnej do Neotetydzkiego Pasa Kolizyjnego. Jest wykształcony w sposób typowy dla utworów pogranicza jury i kredy sukcesji reglowej dolnej Tatr; w jego dolnej części (górnym tyton–najniższym berias) występuje formacja Jasenyiny, na niej zaś zalegają formacja z Ośnicy (cf. dolny berias) oraz formacja margli z Kościeliskiej (cf. górny berias) (Grabowski i in., 2013). Wreszcie, profil Barlya zapisuje fliszową sedimentację tzw. basenu perymezyjskiego (formacje Glozhene oraz Salash), proksymalnego względem mikroplaty Mezyjskiej, a oddzielnego od otwartych wód oceanu Neotetydy przez tzw. wyspę Tracką, basen Północnoegejski oraz archipelag Południowo-egejski (łuk wysp wulkanicznych; Nikolov, Minkovska, 2012; ryc. 1).

## METODY BADAWCZE

W pracy tej są wykorzystywane dane na temat zawartości pierwiastków głównych i śladowych pochodzące z terenowych pomiarów spektrometrii gamma (GRS; profile Brodno i Sneżnica) oraz laboratoryjnych pomiarów spektrometrii mas (ICP-MS; profil Giewontu, profile Średniogóra Zadunajskiego). Dane te zostały częściowo opublikowane w pracy Lodowskiego i Grabowskiego (2023; profil Giewontu) lub były omawiane w pracy doktorskiej Lodowskiego (2023); profile Średniogóra Zadunajskiego). Dane na temat koncentracji pierwiastków głównych i śladowych w profilach Pośrednie III, Velykyi Kamianets oraz Barlya pochodzą z prac Grabowskiego i in. (2013, 2019, 2021b) (zob. też Lodowski, 2023).

Aby określić czy badane utwory osadzały się środowisku zubożonym w tlen, pomierzone zawartości U zostały przeliczone zgodnie z formułą U autigenicznego, zaproponowaną przez Jonesa i Manninga (1994):

$$U_{\text{autigeniczny}} = U_{\text{PRÓBA}} - \frac{Th_{\text{PRÓBA}}}{3}$$

Procesy związane z bioproduktywnością toni wodnej oceniano na podstawie analiz zawartości Zn (np. Tribovillard i in., 2006); w tym celu został obliczony wskaźnik wzbogacenia EF Zn, zgodnie ze wzorem Li i Schoonmaker (2003):



$$EF_{Zn} = \frac{\frac{Zn_{PRÓBA}}{Al_{PRÓBA}}}{\frac{Zn_{WZORZEC}}{Al_{WZORZEC}}}$$

gdzie wzorec stanowi średni łupek czarny (Li, Schoonmaker, 2003).

Pomimo iż pierwiastek ten może być zależny od stopnia natlenienia osadu (por. Calvert, Pedersen, 2007), to w badanych profilach nie wykazuje on zależności od zawartości U (współczynnik korelacji Pearsona nie przekracza 0,15). Ponadto obserwacje autora wskazują na to, iż dystrybucja w osadzie pierwiastków takich jak Zn jest bardziej równomierna niż „klasycznego” wskaźnika bioproduktywności, jakim jest fosfor. W przypadku występowania fosforanów udział P rośnie w dużo większym stopniu niż koncentracje innych mikronutrientów, przez co niższej rangi zmiany w zawartości fosforu są stosunkowo mniej czytelne.

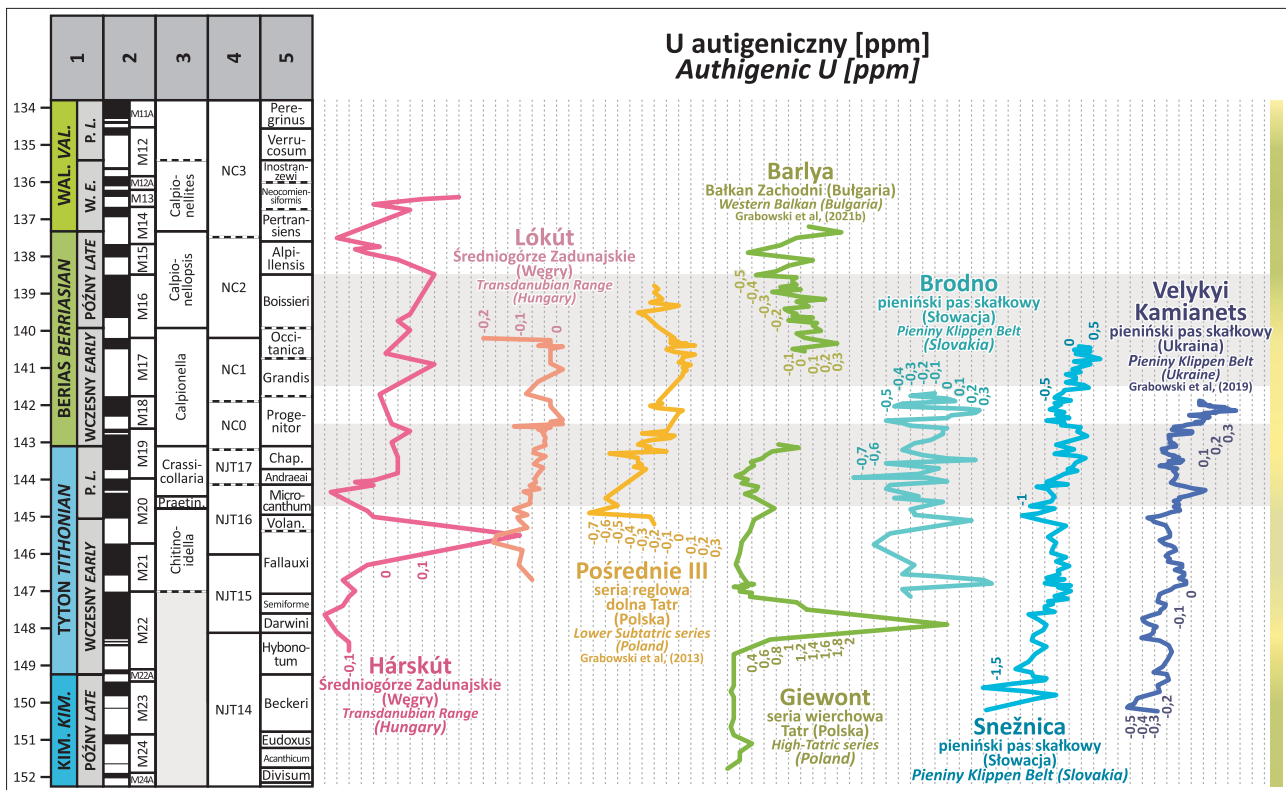
Wreszcie zmiany warunków paleoklimatycznych są oceniane na podstawie indeksu wietrzenia chemicznego (CIA; *chemical index of alteration*), który jest miarą procesów wietrzenia chemicznego na kontynentach. Obliczany jest on zgodnie ze wzorem:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2 + K_2O)] \square 100\%$$

gdzie CaO\* jest wartością CaO zawartego we frakcji krzemianowej (Nesbitt, Young, 1982).

## WSKAŹNIKI PALEOŚRODOWISKOWE

Spośród wskaźników paleośrodowiskowych omawianych w tej pracy najbogatsze są dane dotyczące zawartości autigenicznej frakcji U w skale, tj. stopnia natlenienia stref przydennych różnych basenów sedimentacyjnych Alpejskiej Tetydy (ryc. 2). W obrębie górnego kimerydu profilu Giewontu jego koncentracje są bardzo niskie, co świadczy o dobrej wentylacji dna. Istotny wzrost wartości (do ok. 3 ppm) charakteryzuje krótki interwał w obrębie dolnego tytonu (poziom *dimocystowy* Tithonica–Pulla, cf. magnetozone M22n), po którym następuje powrót do niskich wartości już w górnej części dolnego tytonu. O ile w przypadku najwyższego kimerydu–dolnego tytonu profili PPS (Brodno, Sneżnica oraz Velykyi Kamianets na rycinie 2) obserwuje się generalnie rosnące wartości uranu autigenicznego, tak jego ujemne wartości – podobnie jak w przypadku profilu Giewontu – sugerują zapis stanu dobrego natlenienia dna. Analogiczna obserwacja tyczy się również dolnego tytonu profili Średniogórze Zadunajskie (Hárskút i Lókút

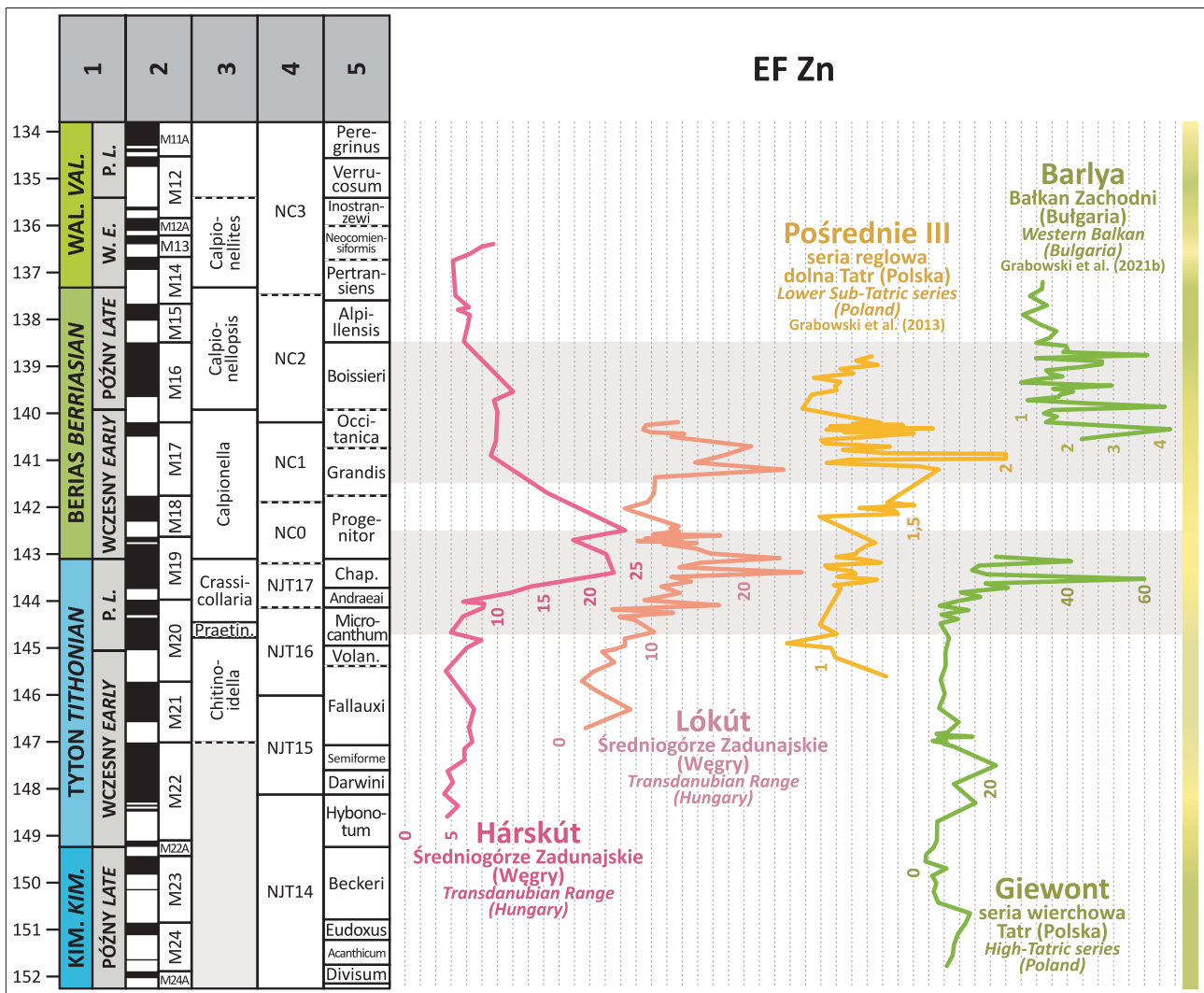


**Ryc. 2.** Główne trendy zmian natlenienia przydennych stref zbiorników sedimentacyjnych (na przykładzie obliczonych koncentracji uranu autigenicznego) zachodniej Tetydy w późnym kimerydzie–wczesnym walażynie. Objasnienia: 1 – wiek; 2 – magnetostratygrafia; 3 – poziomy kalpionellidowe; 4 – poziomy nanoplanktonu wapiennego; 5 – poziomy amonitowe (tetydzkie). Skróty: KIM – kimeryd; WAL – walażyn; P – późny; W – wczesny; Praetina – Praetintinnopsella; Volan – Volanense; Chap – Chaperi. Po prawej stronie wykresu dla porównania dodano kolumnę reprezentującą główne trendy paleoklimatyczne z ryc. 4. Szare pasy wyznaczają interwały zubożenia stref przydennych w tlen OD I i OD II

**Fig. 2.** Main trends in seafloor oxidation (example of calculated authigenic uranium concentrations) in different sedimentary zones of the Western Tethys during the late Kimmeridgian–early Valanginian. Explanations: 1 – age; 2 – magnetostratigraphy; 3 – calpionellid zonation; 4 – calcareous nannofossil zonation; 5 – Tethyan ammonite zonation. Abbreviations: KIM – Kimmeridgian; VAL – Valanginian; L – late; E – early; Praetina – Praetintinnopsella; Volan – Volanense; Chap – Chaperi. The column on the right side represents the main palaeoclimate trends, as in Fig. 4. Grey belts indicate oxygen depletion intervals OD I and OD II

na rycinie 2). W tym kontekście warto również zauważyć, iż dolnotytońskie „wydarzenie” uranowe odnotowano wyłącznie w profilu Giewontu, co świadczy o jego lokalnym/regionalnym charakterze. Z kolei istotnie podwyższone zawartości uranu w najwyższym dolnym tytonie sukcesji Hárskút należy interpretować jako efekt lokalny, związany prawdopodobnie z poziomem kondensacji stratygraficznej (= długotrwałej ekspozycji osadu na jony uranowe), na co wskazuje brak odpowiadającego mu zdarzenia w utworach sąsiedniej sukcesji Lókút (Lodowski, 2023). Charakterystyczną cechą górnego tytonu–najniższego beriasu (magnetozony M20n–M19n), wspólną dla profili Średniogórza Zadunajskiego (Hárskút, Lókút), sukcesji wierzchowej (Giewont) oraz reglowej Tatr (Pośrednie III), jak również PPS (Brodno, Sneżnica, Velykyi Kamiants) (ryc. 2), są lokalne maksima koncentracji autogenicznej frakcji uranu. W każdym przypadku jego obliczone zawartości przekraczają 0 ppm, co sugeruje faktyczne zubożenie osadu w tlen, przez co interwał ten w dalszej

części tekstu jest określany jako interwał OD I (*oxygen depletion I*; zob. też Lodowski, 2023). Wyżej, w środkowej części dolnego beriasu można zaobserwować krótkotrwały oraz ograniczony spadek wartości wskaźników uranowych, w różny sposób wyrażony w poszczególnych profilach. Z kolei w górnej części dolnego beriasu (a także – do pewnego stopnia – również w dolnej części górnego beriasu) występuje kolejne lokalne maksimum zawartości uranu autogenicznego, co jest interpretowane jako wydarzenie OD II (*oxygen depletion II*) (ryc. 2). W powyższy kontekst wpisuje się także profil Barlya (Bałkan Zachodni; Grabowski i in., 2019), w którym najwyższe koncentracje uranu autogenicznego występują na pograniczu dolnego i górnego beriasu (ryc. 2). Niemniej jednak, biorąc pod uwagę skondensowany charakter górnego beriasu profilu Hárskút, a także punkt widzenia zaprezentowany w pracy Grabowskiego i in. (2021b; tj. wielofazowość zmian natlenienia dna basenu perymezyjskiego), jednoznaczne stwierdzenie ciągłości wydarzenia OD II, jak również precyzyjne okreś-



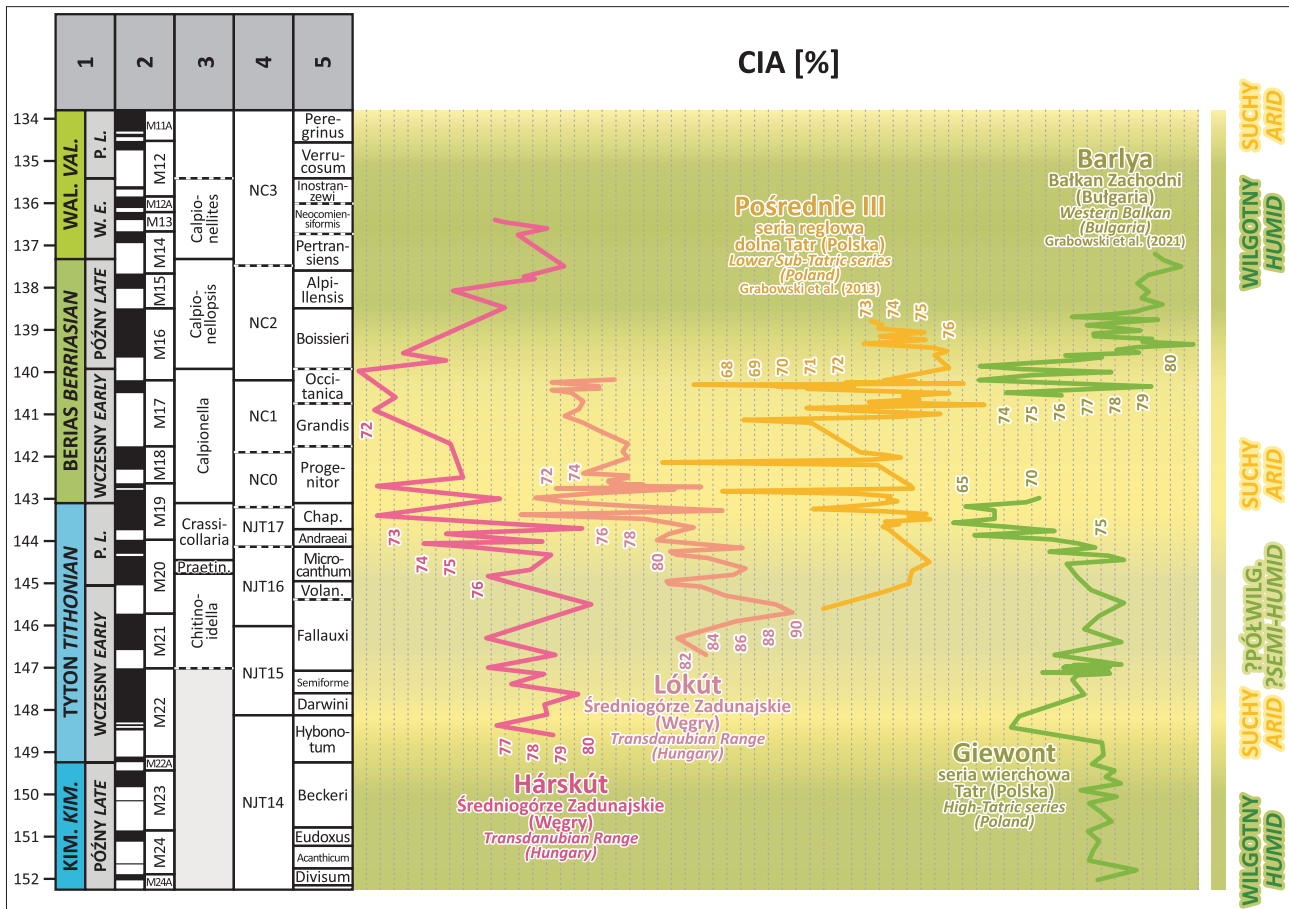
Ryc. 3. Główne trendy zmian akumulacji pierwiastków w typie mikronutrientów (na przykładzie wzbogacenia w Zn) w basenach sedymentacyjnych rejonu zachodniej Tetydy w późnym kimerydzie–wczesnym walażynie. Objasnienia i skróty jak na ryc. 2. Po prawej stronie wykresu dla porównania dodano kolumnę reprezentującą główne trendy paleoklimatyczne (zob. ryc. 4). Szare pasy wyznaczają interwały zubożenia stref przydenny w tlen (OD I i OD II)

Fig. 3. Main trends in micronutrient-type elements concentrations (an example of Zn enrichment) in different sedimentary zones of the Western Tethys during the late Kimmeridgian–early Valanginian. Explanations and abbreviations as in Fig. 2. The column on the right side reflects the main palaeoclimate trends, as in Fig. 4. Grey belts indicate oxygen depletion intervals OD I and OD II

lenie jego zasięgu stratygraficznego wymaga dalszych badań (Lodowski, 2023).

Podobne do uranu autigenicznego trendy dokumentują krzywe wzbogacenia w cynk (EF Zn na rycinie 3). Górny kimeryd i dolny tyton Średniogórza Zadunajskiego (Hárskút, Lókút) oraz sukcesji wierchowej Tatr (Giewont) cechują stosunkowo niskie i stabilne wartości EF Zn; wyjątkiem są podwyższone wzbogacenia w dolnym tytonie profilu Giewontu, stratygraficznie odpowiadające pikowi uranowemu (zob. wyżej). Najbardziej charakterystyczną cechą krzywych EF Zn jest istotny wzrost ich wartości w górnym tytonie, odnotowywany w każdym z profili zapisujących ten interwał (a więc także w profilu Pośrednie III; ryc. 3). Podobnie jak w przypadku uranu autigenicznego, także stopień wzbogacenia w cynk maleje w obrębie najniższego beriasu; należy jednak odnotować, że zjawisko to jest znacznie lepiej wyrażone w profilach Średniogórza Zadunajskiego niż utworach sukcesji regłowej dolnej Tatr (ryc. 3). Wreszcie w wyższej części dolnego beriasu EF Zn osiąga lokalne maksimum (lub, jak w przypadku sukcesji Hárskút, pozostaje na podwyższonym względem utworów dolnego tytonu poziomie), po czym maleje w kierunku górnego beriasu i walańzynu. Z omówionymi trendami dobrze koresponduje krzywa EF Zn z profilu Barlya, gdzie najwyższe wartości wzbogacenia w cynk występują w spągu profilu (najwyższy dolny berias) (ryc. 3).

Z punktu widzenia dalszych rozważań niezwykle istotnym jest fakt, iż CIA dostarcza spójnego obrazu zmian klimatycznych zachodzących w domenie zachodniej Tetydy na przełomie jury i kredy (ryc. 4). Wyłączając krótki interwał w obrębie poziomów dinocystowych Tithonica–Pulla (cf. M22n) w profilu Giewontu (zob. Lodowski, Grabowski, 2023), dolny tyton cechują stosunkowo wysokie i stabilne wartości CIA. Istotna zmiana występuje na pograniczu dolnego i górnego tytonu, gdzie wskaźnik ten wykazuje jednoznacznie malejące trendy zarówno w profilach Średniogórza Zadunajskiego (Hárskút, Lókút), jak i sukcesji wierchowej (Giewont) oraz regłowej dolnej (Pośrednie III) Tatr (ryc. 4). Spadek wartości kontynuuje się aż do górnej części dolnego beriasu, gdzie następuje odwrócenie trendu, prowadzące do wzrostu wartości CIA w kierunku walańzynu. W tym miejscu warto odnotować, iż w przypadku profilu Pośrednie III odwrócenie trendu wypada w nieco niższej pozycji stratygraficznej niż w przypadku Średniogórza Zadunajskiego (cf. górna część magnetozony M17r vs. pogranicze magnetozon M17n i M16r; ryc. 4), co może świadczyć o pewnym stopniu diachroniczności tego procesu. Powyższy obraz uzupełniają dane pochodzące z Bałkanu Zachodniego (Grabowski i in., 2021b), gdzie stopniowy, ale fluktuujący wzrost wartości CIA kontynuuje się od spągu profilu (najwyższego dolny berias), aż ku jego stropowi (dolny walańzyn; ryc. 4).



**Ryc. 4.** Główne trendy zmian paleoklimatu (na przykładzie indeksu wietrzenia chemicznego CIA) w rejonie zachodniej Tetydy w późnym kimerydzie–wczesnym walańzynie. Objasnienia i skróty jak na ryc. 2

**Fig. 4.** Main trends in palaeoclimate (based on CIA chemical index of alteration) in the Western Tethyan region during the late Kimmeridgian–early Valanginian. Explanations and abbreviations as in Fig. 2



Co istotne, omówiony powyżej zapis zjawisk i trendów paleośrodowiskowych niezależnie potwierdzają zarówno inne wskaźniki geochemiczne (natlenienia strefy przydennej, np. EF U, Fe/Al; paleoproduktywności, np. EF P, EF Ba, EF Cu; oraz zmian paleoklimatu, np. Al/K, Ga/Rb, Zr/Al); jak i zmiany w zespołach nanoplanktonu wapiennego (Lodowski 2023; Lodowski, Grabowski, 2023).

### WARUNKI OCEANOGRAFICZNE – INTERPRETACJA

Charakterystyczną cechą opisywanych w tej pracy profili jest występowanie interwałów wskazujących na występowanie w trakcie ich depozycji warunków okresowo pogorszonej wentylacji dna morskiego, tj.:

1. okres hipoksji charakteryzujący późny tyton–najwcześniejszy berias (wydarzenie „OD I”), po którym nastąpił stosunkowo krótki „okres przejściowy”;
2. wydarzenie „OD II”, którego czas trwania można przybliżyć na przełom wczesnego i późnego beriasu, które to jednak prawdopodobnie składa się z serii kilku niższych rangom zaburzeń w dostępności tlenu (zob. Grabowski i in., 2021b).

Korelacja pomiędzy trendami obserwowanymi we wskaźnikach paleoredoks oraz koncentracjami pierwiastków „produktywnych” (por. ryc. 2 i 3) sugeruje istnienie wspólnego mechanizmu kontrolującego oba te procesy. W pracy tej przyjmuje się, że zarówno natlenienie strefy przydennej, jak i intensywność akumulacji mikronutrientów wynikały bezpośrednio ze stanu kolumny wody, tj. tego czy była ona dobrze wymieszana, czy nie. Zakłada się, iż w przypadku dobrze wymieszanych mas wodnych – np. w wyniku aktywności indukowanego monsunami up- i/lub downwellingu (np. De Wever i in., 2014) – tlen był w efektywny sposób dostarczany do głębszych partii basenów sedymentacyjnych, zaś substancje odżywcze podlegały wynoszeniu ku powierzchni zbiorników, zamiast być grzebane w osadzie. Z kolei w okresach stratyfikacji wody przydenne podlegały ograniczeniom w dostawie tlenu, stopniowo stając się coraz bardziej dysoksydacyjnymi, zaś pierwiastki odżywcze ulegały bardziej intensywnemu pogrzebaniu z uwagi na zakłócenie mechanizmu ich recyklingu (wynoszeniu ku powierzchni). W związku z tym, przełom tytonu i beriasu, a także wczesnego i późnego beriasu należy interpretować jako okresy, w których baseny sedymentacyjne położone wzdłuż północnozachodniej krawędzi Neotetydy podlegały stratyfikacji (interwały OD I i OD II na rycinach 2–3). Co istotne, zmienność stopnia wymieszania kolumny wody obserwuje się także w zespołach nanoskamieniałości; w górnym tytonie–najniższym beriasie profili Średniogórza Zadunajskiego (Lodowski, 2023) są one zdominowane przez rodzaj *Conusphaera*, który wg Mattioli i in. (2014) rozkwitał właśnie w warunkach stratyfikacji. Należy mieć jednak na względzie, że omawiane w tej pracy procesy paleośrodowiskowe doprowadziły jedynie do zubożenia wód przydennych w tlen (hipoksji), nie zaś do warunków silnie redukcyjnych (tj. anoksydacyjnych i/lub euksynicznych).

### WPŁYW ZMIAN KLIMATYCZNYCH ORAZ PROCESÓW TEKTONICZNYCH NA WARUNKI OCEANOGRAFICZNE PANUJĄCE NA POGRANICZU JURY I KREDY W ZACHODNIEJ TETYDZIE

Liczni autorzy postulowali występowanie ochłodzenia klimatu rozpoczynającego się na przełomie wczesnego i późnego tytonu (Weissert, Erba, 2004, Tremolada i in., 2006; Tennant i in., 2016). O wyraźnym impulsie ochłodzenia klimatu w początkach późnego tytonu można wnioskować na podstawie pracy Schneidera i in. (2020). Jej autorzy udokumentowali wystąpienia dropstonów w basenie Sverdrup (arktyczna Kanada), których pojawienie się przybliżyć można do poziomu amonitowego *Variabilis*. Ponieważ chłodny typ klimatu skutkuje obniżeniem gradientu termicznego pomiędzy masami lądowymi a oceanem, prowadzi on również do redukcji intensywności cyrkulacji atmosferycznej (e.g. Trujillo, Thurman, 2014). Takie warunki nie tylko sprzyjają arydzacji klimatu, ale również – poprzez występowanie mniej intensywnych monsunów – doprowadzić mogą do obniżenia wydajności procesów transportu Ekmana (= indukcji up- i downwellingów). W konsekwencji w pracy tej przyjmuje się interpretację, iż względna stratyfikacja basenów sedymentacyjnych Atlantyku Alpejskiego w trakcie wydarzenia OD I (ryc. 2–3) mogła być bezpośrednio związana z procesem ochładzania i wysuszenia się klimatu (ryc. 4).

Na przełomie wczesnego i późnego beriasu obserwowane są wskaźniki ocieplania klimatu, takie jak zmiana przebiegu wskaźników geochemicznych (ryc. 4) czy wystąpienia ciepłolubnych form nanoplanktonu wapiennego *R. asper* i *Z. embergeri* w profilach Średniogórza Zadunajskiego (Lodowski, 2023; zob. rów. Föllmi, 2012). To – w kontekście opisanego powyżej modelu – powinno doprowadzić do przywrócenia cyrkulacji monsunowej, charakteryzującej się efektywną indukcją up- i/lub downwellingów. Jednak równoczesowa reaktywacja tektoniczna na obszarze Neotetydzkiego Pasa Kolidacyjnego (np. Gawlick i in., 2009, Fodor i in., 2013; Lodowski i in., 2022a) – tj. jego wyniesienie i wypiętrzenie w formie łuku wysp – mogła w istotnym stopniu ograniczyć wymianę wód pomiędzy Tetydą Alpejską a Neotetydą ss. W konsekwencji przyjmuje się, iż w późnym beriasie baseny sedymentacyjne zlokalizowane na północ od Neotetydzkiego Pasa Kolidacyjnego (tj. te znajdujące się w domenie Alpejskiej Tetydy) mogły podlegać stratyfikacji (OD II na ryc. 2–3) wymuszonej odcięciem omawianego obszaru od cyrkulacji atmosferycznej i morskiej panujących w Neotetydzie.

Opisane w tej pracy procesy pierwszego rzędu (tj. arydzacja klimatu na przełomie tytonu i beriasu oraz reaktywacja tektoniczna Neotetydzkiego Pasa Kolidacyjnego w późnym beriasie) z dużą dozą prawdopodobieństwa były dodatkowo modyfikowane przez procesy paleośrodowiskowe niższej (lokalnej i/lub regionalnej) rangi. Wskazuje na to m.in.:

1. krótkotrwałe osuszenie klimatu i stratyfikacja udokumentowane wyłącznie w obrębie dolnego tytonu grzbietu południowotatrzańskiego (ryc. 2–4) (zob. Lodowski, Grabowski, 2023);

2. różniący się w szczegółach (pomiędzy różnymi strefami depozycji Tetydy Alpejskiej) przebieg krzywych paleoredoks oraz krzywych koncentracji mikronutrientów w interwałach wydarzeń OD I i OD II (ryc. 2–3).

Zagadnienia te wymagają jednak dalszych prac, w większym stopniu skupiających się na lokalnych procesach sedymentacyjnych.

Autor pragnie gorąco podziękować recenzentowi prof. dr. hab. Hubertowi Wierzbowskiemu (PIG-PIB). Jego niezwykle cenne uwagi pozwoliły dopracować tę pracę zarówno pod względem merytorycznym, jak i redakcyjnym.

## LITERATURA

- ABBINK O., TARBARONA J., BRINKHUIS H., VISSCHER H. 2001 – Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Glob. Planet. Change*, 30: 231–256.
- ÁRGYELÁN G.B. 1997 – Ophiolitic detritus in the Lower Cretaceous sandstone of Gerecse Mountains, Hungary: petrography, detrital modes, provenance. *Mineral. Slovaca*, 29: 262–263.
- BIRKENMAJER K. 1977 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt. *Stud. Geol. Pol.*, 45: 1–158.
- BLĄŻEJOWSKI B., PSZCZÓLKOWSKI A., GRABOWSKI J., WIERZBOWSKI H., DECONINCK J.-F., OLEMPKA E., TEODORSKI A., NAWROCKI J. 2023 – Integrated stratigraphy and clay mineralogy of the Owadów-Brzezinki section (Lower–Upper Tithonian transition, Central Poland): implications for correlations between the Boreal and the Tethyan domains and palaeoclimate. *J. Geol. Soc.*, doi: 10.1144/jgs2022-073
- BOVER-ARNAL T., STRASSER A. 2013 – Relative sea-level change, climate, and sequence boundaries: insights from the Kimmeridgian to Berriasian platform carbonates of Mount Saleve (E France). *Internat. J. Earth Sci.*, 102: 493–515.
- CALVERT S.E., PEDERSEN T.F. 2007 – Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. *Develop. Marine Geol.*, 1: 567–644.
- CSONTOS L., VÖRÖS A. 2004 – Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeograph., Palaeoclimat., Palaeoecolog.*, 210: 1–56.
- DE WEVER P., O'DOHERTY L., GORIČAN Š. 2014 – Monsoon as a cause of radiolarite in the Tethyan realm. *Comptes Rendus Geosci.*, 346: 287–297.
- DECONINCK J.-F., CHAMLEY H., DEBRABANT P., COLBEAUX J.P. 1983 – Le Boulonnais au Jurassique supérieur: données de la minéralogie des argiles et de la géochimie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 102: 145–152.
- FODOR L., SZTANÓ O., KÖVÉR S. 2013 – Mesozoic deformation of the northern Transdanubian Range (Gerecse and Vértes Hills). *Acta Mineralog.-Petrograph.*, 31: 1–52.
- FÖLLMI K. B. 2012 – Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Res.*, 35: 230–257.
- FÓZY I., JANSSEN N.M.M., PRICE G. D., KNAUER J., PÁLFY J. 2010 – Integrated isotope and biostratigraphy of a Lower Cretaceous section from the Bakony Mountains (Transdanubian Range, Hungary): A new Tethyan record of the Weissert event. *Cretaceous Res.*, 31: 525–545.
- GAWLICK H.-J., FRISCH W., VECSEI A., STEIGER T., BÖHM F. 1999 – The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geol. Rundsch.*, 87: 644–657.
- GAWLICK H.-J., MISSONI S., SCHLAGINTWEIT F., SUZUKI H., FRISCH W., KRYSZTYN L., LEIN R. 2009 – Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. *J. Alpine Geol.*, 50: 1–152.
- GOLONKA J., KROBICKI M. 2004 – Jurassic palaeogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. *Rivista Ital. Paleontol. Stratigraf.*, 110: 5–14.
- GOLONKA J., KROBICKI M., WAŚKOWSKA A. 2018 – The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geol., Geophys., Environ.*, 44: 111–125.
- GOLONKA J., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. 2000 – Late Carboniferous–Neogene geodynamic evolution and palaeogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70: 107–136.
- GRABOWSKI J., HAAS J., MÁRTON E., PSZCZÓLKOWSKI A. 2010a – Magneto- and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous boundary in the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Stud. Geophys. Geodaet.*, 54: 1–26.
- GRABOWSKI J., SCHNYDER J., SOBIEN K., KOPTÍKOVÁ L., KRZEMIŃSKI L., PSZCZÓLKOWSKI A., HEJNAR J., SCHNABL P. 2013a – Magnetic susceptibility and spectral gamma logs in the Tithonian–Berriasian pelagic carbonates in the Tatra Mts (Western Carpathians, Poland): Palaeoenvironmental changes at the Jurassic/Cretaceous boundary. *Cretaceous Res.*, 43: 1–17.
- GRABOWSKI J., HAAS J., STOYKOVA K., WIERZBOWSKI H., BRAŃSKI P. 2017 – Environmental changes around the Jurassic/Cretaceous transition: New nannofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Sediment. Geol.*, 360: 54–72.
- GRABOWSKI J., BAKHMUTOV V., KDÝR Š., KROBICKI M., PRUNER P., REHÁKOVÁ D., SCHNABL P., STOYKOVA K., WIERZBOWSKI H. 2019 – Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets section (Pieniny Klippen Belt, Ukraine). *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 532: 109216.
- GRABOWSKI J., CHMIELEWSKI A., PLOCH I., ROGOV M., SMOLEŃ J., WÓJCIK-TABOL P., LESZCZYŃSKI K., MAJ-SZELIGA K. 2021a – Palaeoclimatic changes and inter-regional correlations in the Jurassic/Cretaceous boundary interval of the Polish Basin: portable XRF and magnetic susceptibility study. *Newslet. Stratigraph.*, 54: 123–158.
- GRABOWSKI J., STOYKOVA K., WIERZBOWSKI H., WÓJCIK-TABOL P. 2021b – Upper Berriasian chemostratigraphy, clay minerals and calcareous nannofossils of the Barlya section (Western Balkan, Bulgaria): implications for paleoclimate and productivity changes, and stratigraphic correlations across the Alpine Tethys. *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 567: 110252.
- GRÖCKE D.R., PRICE G.D., RUFFEL A.H., MUTTERLOSE J., BARABOSHKIN E. 2003 – Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change. *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 202: 97–118.
- HAAS J., PÉRO C. 2004 – Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *Internat. J. Earth Sci.*, 93: 297–313.
- HALLAM A., GROSE J.A., RUFFEL A.H. 1991 – Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic–Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 81: 173–187.
- HAQ B.U. 2014 – Cretaceous eustasy revisited. *Glob. Planet. Change*, 113: 44–58.
- HAQ B.U. 2018 – Jurassic sea-level variations: A reappraisal. *GSA Today*, 28: 4–10.
- HARDENBOL J., THIERRY J., HARLEY M.B., JACQUIN TH., DE GRACIANSKY P.-C., VAIL P.R. 1998 – Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. Appendix. *SEPM Spec. Publ.*, 160: 763–786.
- HESELBO S.P., DECONINCK J.-F., HUGGETT J.M., MORGANS-BELL H.S. 2009 – Late Jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK. *J. Geol. Soc., London*, 166: 1123–1133.
- JONES B., MANNING, A.C. 1994 – Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, 111: 111–129.
- KOZUR H. 1991 – The evolution of the Meliata–Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 87: 109–135.
- LEFELD J., GAŻDZICKI A., IWANOW A., KRAJEWSKI K., WÓJCIK K. 1985 – Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mountains. *Stud. Geol. Pol.*, 84: 7–93.
- LI Y.-H., SCHOONMAKER J.E. 2003 – Chemical Compositions and Mineralogy of Marine Sediments. *Treatise Geochem.*, 7: 1–35.
- LODOWSKI D.G. 2023 – Praca doktorska „Zapis zmian paleosrodowiska pogranicza jury i kredy Karpat w świetle badań sedymentologicznych, paleomagnetycznych i geochemicznych”. UW, Wydz. Geol., praca niepubl.
- LODOWSKI D.G., GRABOWSKI J. 2023 – Tracing the latest Jurassic–earliest Cretaceous palaeoenvironment evolution in swell carbonate facies: a case study of the High-Tatric succession (Central Western Carpathians, Tatra Mts, Poland). *Acta Geol. Pol.*, 74; doi: 10.24425/agn.2023.145629
- LODOWSKI D.G., PSZCZÓLKOWSKI A., SZIVES O., FÓZY I., GRABOWSKI J. 2022a – Jurassic–Cretaceous transition in the Transdanubian Range (Hungary): integrated stratigraphy and paleomagnetic study of the Hárskút and Lókút sections. *Newslet. Stratigraph.*, 55: 99–135.
- LODOWSKI D.G., PSZCZÓLKOWSKI A., WILAMOWSKI A., GRABOWSKI J. 2022b – The Jurassic–Cretaceous transition in the High-Tatric succession (Giewont Unit, Western Tatra Mts, Poland): integrated stratigraphy and microfacies. *Acta Geol. Pol.*, 72: 107–135.
- MATTIOLI E., PITTET B., RIQUIER L., GROSSI V. 2014 – The mid-Valangian Weissert Event as recorded by calcareous nannoplankton in the Vocontian Basin. *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 414: 472–485.
- MICHALÍK J., REHÁKOVÁ D., HALÁSOVÁ E., LINTNEROVÁ O. 2009 – The Brodno section – a potential regional stratotype of the Juras-



- sic/Cretaceous boundary (Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 60: 213–232.
- MICHALÍK J., GRABOWSKI J., LINTNEROVÁ O., REHÁKOVÁ D., KDÝR Š., SCHNABL P. 2021 – Jurassic–Cretaceous boundary record in Carpathian sedimentary sequences. *Cretaceous Res.*, 118: 104659.
- MISSONI S., GAWLICK H.-J. 2010 – Jurassic mountain building and Mesozoic–Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). *Facies*, 57: 137–186.
- MISSONI S., GAWLICK H.-J. 2011 – Evidence for Jurassic subduction from the Northern Calcareous Alps (Berchtesgaden; Austroalpine, Germany). *Internat. J. Earth Sci.*, 100: 1605–1631.
- MORALES C., GARDIN S., SCHNYDER J., SPANGENBERG J., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., ADATTE T., FÖLLMI K.B. 2013 – Berriasian and early Valanginian environmental change along a transect from the Jura Platform to the Vocontian Basin. *Sedimentolog.*, 60: 36–63.
- NESBITT H.W., YOUNG G.M. 1982 – Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715–717.
- NIKOLOV T., MINKOVSKA V. 2012 – The Lower Cretaceous in Bulgaria: a review. *Revue de Paléobiologie, Geneve*, 11: 77–87.
- PSZCZÓŁKOWSKI A. 2018 – Upper Jurassic bacteria from the Raptawicka Turnia Limestone Formation in the Mały Giewont area (Western Tatra Mountains, Poland). *Geol. Quart.*, 62: 840–857.
- 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 Mountains, Poland). *Geol. Quart.*, 60: 893–918.
- RAMEIL N. 2005 – Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains. A high-resolution record of changes in sea level and climate. PhD thesis. *GeoFocus*, 13.
- SCHETTINO A., TURCO E. 2011 – Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 123: 89–105.
- SCHMID S.M., BERNOULLI D., FÜGENSCHUH B., MATENCO L., SCHEFER S., SCHUSTER R., TISCHLER M., USTASZEWSKI K. 2008 – The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss J. Geosci.*, 101: 139–183.
- SCHNEIDER A.C., HEIMHOFER U., HEUNISCH C., MUTTERLOSE J. 2018 – From arid to humid – The Jurassic–Cretaceous boundary interval in northern Germany. *Rev. Paleobot. Palynolog.*, 255: 57–69.
- SCHNEIDER S., KELLY S.R.A., MUTTERLOSE J., HERRLE J.O., HÜLSE P., JOLLEY D.W., SCHRÖDER-ADAMS C.J., LOPEZ-MIR B. 2020 – Macrofauna and biostratigraphy of the Rollrock Section, northern Ellesmere Island, Canadian Arctic Islands – a comprehensive high latitude archive of the Jurassic–Cretaceous transition. *Cretaceous Res.*, 114: 104508.
- SCHNYDER J., GORIN G., SOUSSI M., BAUDIN F., DECONINCK J.-F. 2005 – A record of the Jurassic/Cretaceous boundary climatic variation on the southern margin of the Tethys: clay minerals and palynofacies of the early Cretaceous Jebel Meloussi section (central Tunisia, Sidi Kralif Formation) *Bull. Soc. Geol. France*, 176: 171–182.
- SCHNYDER J., RUFFEL A., DECONINCK J.-F., BAUDIN F. 2006 – Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic–early Cretaceous paleoclimate change (Dorset, U.K.). *Palaeogeograph., Palaeoclimatolog., Palaeoecolog.*, 229: 303–320.
- STAMPFLI G.M., HOCHARD C. 2009 – Plate tectonics of the Alpine realm. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, 327: 89–111.
- SZEDERKÉNYI T., HAAS J., NAGYMAROSY A., HÁMOR G. 2013 – Geology and History of Evolution of the ALCAPA Mega-Unit. In: Haas, J. (Ed.), *Geology of Hungary*, 244 pp. Springer; Heidelberg, New York, Dordrecht, London.
- SZIVES O., FÖZY I. 2022 – Towards the ammonite zonation of the Jurassic/Cretaceous transition: new data from ammonitico rosso/Biancone sections of the Transdanubian Range (Hungary). *Newslet. Stratigraph.*, 55: 385–426.
- TENNANT J.P., MANNION P.D., UPCHURCH P., SUTTON M.D., PRICE G.D. 2016 – Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover. *Biol. Rev.*, 1; doi: 10.1111/brv.12255.0
- TREMOLADA F., BORNEMANN A., BRALOWER T.J., KOEBERL C., VAN DE SCHOOTBRUGGE B. 2006 – Paleooceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: The calcareous phytoplankton response. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241: 361–371.
- TRIBOVILLARD N., ALGEO T.J., LYONS T., RIBOULLEAU A. 2006 – Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chem. Geol.*, 232: 12–32.
- TRUJILLO A.P., THURMAN H.V. 2011 – *Essentials of Oceanography*. Tenth Edition. 551 pp. Prentice Hall, Boston.
- VÖRÖS A., GALÁCZ A. 1998 – Jurassic palaeogeography of the Transdanubian Central Range. *Rivisit. Ital. Paleontolog. Stratigraf.*, 104: 69–83.
- WEISSERT H., ERBA E. 2004 – Volcanism, CO<sub>2</sub> and palaeoclimate: a Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *J. Geol. Soc., London*, 161: 695–702.
- WIGNALL P.B., RUFFEL A.H. 1990 – The influence of a sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of northwest Europe. *J. Geol. Soc., London*, 147, 365–371.

Praca wpłynęła do redakcji 23.10.2023 r.

Akceptowano do druku 7.11.2023 r.