

3.

KONFERENCJA NAUKOWA:

ZMIANY KLIMATYCZNE W PRZESZŁOŚCI GEOLOGICZNEJ

REFERATY / POSTERY

9–11.12.2020

WARSZAWA

3. paleoklimat

PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY

100 LAT 1919 2019

PATRONAT HONOROWY

Ministerstwo Klimatu i Środowiska

Piotr Dziadzio
Podsekretarz stanu, Główny Geolog Kraju,
Pełnomocnik Rządu ds. Polityki Surowcowej Państwa

KOMITET NAUKOWY:

dr hab. Jacek Grabowski, prof. PIG-PIB, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr Urszula Hara, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr inż. Michał Krobicki, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza
dr Ewa Krzemińska, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
prof. dr hab. Leszek Marks, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
prof. dr hab. Grzegorz Pieńkowski, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
prof. dr hab. Joachim Szulc Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński
prof. dr hab. Szymon Uścinowicz, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
dr hab. Hubert Wierzbowski, prof. PIG-PIB, Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy
prof. dr hab. Anna Wysocka, prof. UW, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski
dr hab. Michał Zatoń, prof. UŚ, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski

KOMITET ORGANIZACYJNY:

dr hab. Barbara Słodkowska – Przewodnicząca
mgr Anna Bagińska
mgr Ewa Dąbrowska-Jędrusik
mgr Jolanta Iwańczuk
mgr Ewa Krzemińska
mgr Barbara Massalska
mgr inż. Dominika Sieradz
mgr Paweł Urbański

Projekt, opracowanie typograficzne, skład i łamanie:

Anna Andraszek, Agnieszka Byliniak

Projekt okładki:

Monika Cyrklewicz

ISBN 978-83-66752-82-5

Sfinansowano ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

SPIS RZECZY

REFERATY

Paweł BRAŃSKI

Kontrowersyjny zapis minerałów ilastych podczas globalnego ocieplenia we wczesnym toarku i jego przyczyny 6

Controversial clay mineral record of the early toarcian global warming and the reasons for this

Anna FIJAŁKOWSKA-MADER, Karol JEWUŁA

Odzwierciedlenie globalnych zmian klimatycznych na granicy smitu i spatu (wczesny trias) w mikroflorze Polski 8

Reflection of global climatic changes at the Spathian/Smithian boundary (Early Triassic) in the Polish microflora

Maria GAJEWSKA, Zofia DUBICKA, Wojciech KOZŁOWSKI

Wpływ fotosymbiozy na radiację pierwszych wielokomorowych otwornic środkowopaleozoicznych (dewon środkowy) 10

Impact of photosymbiosis on the radiation of the first multi-chambered mid-Paleozic foraminifera (Middle Devonian)

Andrzej GAŁAŚ, Tomasz KALICKI, Slávka GAŁAŚ

Analiza potencjalnego wpływu erupcji wulkanów w holocenie i zanieczyszczeń przemysłowych na zmiany środowiska i klimatu w Polsce 12

Analysis of the potential impact of volcanic eruptions in the Holocene and industrial pollution on environmental and climate changes in Poland

Jacek GATLIK, Kamila KOMĘDERA, Artur BŁACHOWSKI, Michał RAKOCIŃSKI

Spektroskopia Mössbauera ^{57}Fe w badaniach paleośrodowiskowych warunków redox na przykładzie dewońskiego kryzysu Hangenberg 14

^{57}Fe Mössbauer spectroscopy applied to study of paleoenvironmental redox conditions on example of the Devonian Hangenberg event

Jacek GRABOWSKI, Izabela PLOCH, Jolanta SMOLEŃ, Patrycja WÓJCIK-TABOL, Mikhail ROGOV, Andrzej CHMIELEWSKI, Krzysztof LESZCZYŃSKI, Katarzyna MAJ-SZELIGA

Zmiany paleoklimatyczne w interwale granicy jura/kreda na platformie europejskiej – implikacje stratygraficzne 15

Palaeoclimatic changes in the Jurassic/Cretaceous boundary interval in the European Platform – stratigraphic implications

Wojciech GRANOSZEWSKI, Marek KRĄPIEC, Włodzimierz MARGIELEWSKI, Anna HRYNOWIECKA, Bartłomiej KOTRYS, Wojciech DRZEWICKI, Justyna RYŁKO

Rejestr zmian klimatycznych o wysokiej rozdzielczości w ostatnich tysiącleciach w świetle analiz osadów biogenicznych, badań dendrochronologicznych i izotopowych 17

High-resolution climate changes over the last millennia in the light of biogenic sediment analyzes, dendrochronological and isotope studies

Urszula HARA

Climatic event in the fossil records of the Ypresian/Lutetian bryozoan biota: (Early Cenozoic, Seymour island, Antarctic peninsula) 18

Zdarzenia klimatyczne w zapisie zespołu faun mszywiołowych wieku iprez/lutet: (wczesny kenozoik, wyspa Simur, półwysep antarktyczny)

Roger HIGGS

Late Holocene ~350–450 AD sun-driven rapid global warming and ~3-meter sea-level rise: geological, archaeological and astrophysical synthesis 20

Anna HRYNOWIECKA, Bartosz KOTRYS

Różnice w oszacowaniu średnich temperatur powietrza we wczesnym Vistulianie na podstawie analiz palinologicznych i Chironomidae z profilu osadów z Gorzowa Wielkopolskiego (NW Polska) 22

Differences in the estimation of mean air temperatures in Early Vistulin based on palynological and Chironomidae analyzes from the Gorzów Wielkopolski profile (NW Poland)

Jolanta IWAŃCZUK, Matias REOLID, Andrzej WIERZBOWSKI, Hubert WIERZBOWSKI

Zmiany środowiska sedymentacji głębokobasenowych osadów tatrzańskich i betyckich na przełomie pliensbachu i toarku 23

Changes of the depositional environment of deep-basinal Tatric and Baetic strata at the Pliensbachian-Toarcian transition

Gustaw KONOPKA, Karol ZGLINICKI, Krzysztof SZAMAŁEK, Irena GÓRSKA

Wietrzenie laterytowe skał ultrazasadowych i jego znaczenie złożotwórcze 25

Lateritic weathering of ultramafic rocks and its significance in formation of Ni-Co deposits

Michał KROBICKI, Maria BARBACKA, Irena DEBELJAK, Luka GALE, Špela GORIČAN, Jolanta IWAŃCZUK, Marianna KATI, Maja MARTINUŠ, Bardhyl MUCEKU, Kabi Raj PAUDYAL, Krzysztof STARZEC, Igor VLAHOVIĆ, Alexandra Zambetakis-LEKKAS

Paleoklimatyczne uwarunkowania rozmieszczenia wczesnojurajskich (pliensbach-wczesny toark) budowli małżowych facji *lithiotis* wzdłuż południowego brzegu Tetydy 27

Palaeoclimatic conditions of the distribution of Early Jurassic (Pliensbachian–Early Toarcian) bivalve buildups of lithiotis-facies along the southern margin of Tethys

Leszek MARKS

Współczesne globalne ocieplenie – naturalne czy antropogeniczne? 29

Modern global warming – natural or human-induced?

Joanna MIROSŁAW-GRABOWSKA, Joanna STAŃCZAK

Początek interglacjału eemskiego w świetle analiz geochemicznych osadów jeziornych 31

The beginning of the Eemian Interglacial in the light of geochemical analyzes of lake sediments

Igor NIEZGODZKI, Jarosław TYSZKA, Gregor KNORR, Gerrit LOHMANN

Wpływ CO_2 oraz subarktycznych połączeń morskich na klimat oraz formowanie pokrywy lodowej na Oceanie Arktycznym u schyłku kredy 32

The effect of CO_2 and subarctic gateway configurations on the latest Cretaceous climate and the Arctic Ocean sea-ice formation

Irena Agnieszka PIDEK, Renata STACHOWICZ-RYBKA, Marcin ŻARSKI, Abdelfattah ZALAT; Magdalena SUCHORA, Kamil KULTYS

Zapis klimatu interglacjału eemskiego w profilu K2-19 Kozłów (Równina Garwolińska) 33

Climate record of the Eemian Interglacial in the Kozłów K2-19 profile (Garwolin Plain)

Grzegorz PIEŃKOWSKI, Wolfgang RUEBSAM, Lorenz SCHWARK

Jurajski cykl węglowy i materia organiczna jako wskaźniki powiązanych z paleoklimatem zmian poziomu morza i mobilizacji kopalnej materii organicznej 34

Toarcian climate and carbon cycle perturbations – its impact on sea-level changes, enhanced mobilization and oxidation of fossil organic matter

Izabela PLOCH

Gdzie powinna być geologia? Pokłosie konferencji stron ramowej konwencji narodów zjednoczonych dotyczącej zmian klimatu 35

Where the geology should be? After the conference of the parties of the united nations framework convention on climate change

Barbara SŁODKOWSKA, Jacek Robert KASIŃSKI

Czynniki środowiskowe i klimatyczne warunkujące zmiany charakteru sedymentacji klastycznej zapisane w osadach późnego neogenu. 36

Environmental and climatic factors controlling changes on the nature of clastic sedimentation recorded in the Late Neogene sediments

Renata STACHOWICZ-RYBKA, Hanna WINTER, Olga ROSOWIECKA, Stanisław LISICKI

Klimat, środowisko oraz stratygrafia osadów w profilu Domuraty 2 (NE Polska) na podstawie wyników analiz geologicznych, paleobotanicznych i paleomagnetycznych. 37

Climate, environment and sediment stratigraphy profile Domuraty 2 (NE Poland) on the basis of results of geological palaeobotanical and paleomagnetic analyzes

Barbara STUDENCKA

Zmiany środowiskowo-klimatyczne w środkowym miocenie Paratetydy na podstawie małżów z rodzin Pectinidae i Cardiidae: dane z Polski 39

The environmental/climatic changes during the Middle Miocene in the Paratethys Sea: evidence from the bivalve fauna (Pectinidae and Cardiidae) of Poland

Andrzej SZYDŁO, Barbara SŁODKOWSKA, Małgorzata JUGOWIEC, Małgorzata GARECKA, Urszula HARA, Leszek JANKOWSKI, Tomasz MALATA, Piotr NESCIERUK

Zapis kopalny wydarzeń termalnych w paleogenie: przykłady z polskich Karpat zewnętrznych i obszarów przygranicznych 41

Fossil record of thermal events in the Paleogene: examples from the Polish Outer Carpathians and border areas

Artur TEODORSKI

Zmiany dostawy materiału terygenicznego do zastoiska warszawskiego na podstawie pomiarów podatności magnetycznej w stanowisku Dębe – wstępne wyniki 43

Changes in the inflow of terrigenous material to the Warsaw ice-dammed lake based on magnetic susceptibility measurements at the Dębe site – preliminary results

Michał TOMCZAK, Jérôme KAISER, Krzysztof R. BORÓWKA, Anna HRYNOWIECKA, Joanna SŁAWIŃSKA, Bartosz KOTRYS, Krzysztof STEFANIAK, Adam KOTOWSKI, Helge W. ARZ

Zmienność średniej rocznej temperatury powietrza w północno-zachodniej Polsce w późnym plejstocenie 44

Mean annual air temperature variability in NW Poland during the Late Pleistocene

Marek WIDERA, Tomasz ZIELIŃSKI

Mioceńskie zmiany klimatu i środowisk sedymentacyjnych na Niżu Polskim – wstępne wyniki badań z konińsko-adamowskich odkrywek węgla brunatnego 45

Miocene changes of climate and sedimentary environments in the Polish Lowlands – preliminary results from Konin-Adamów lignite opencasts

Weronika WIERNY

Otwornicowy zapis zmian klimatycznych środkowej części mastrychtu na obszarze Europy 47

Foraminiferal record of Mid-Maastrichtian climate changes in Europe

Hubert WIERZBOWSKI, Alexei P. IPPOLITOV, Denis B. GULYAEV, Mikhail A. ROGOV

Callovian oxygen and carbon isotope record of the Russian Platform 49

Zapis izotopowy tlenu i węgla platformy rosyjskiej w keloweju

Jakub WITKOWSKI, Karolina BRYŁKA

Głębokomorska biogeniczna sedymentacja krzemionkowa w kontekście wahań klimatycznych paleogenu 51

Deep-sea biosiliceous sedimentation versus Paleogene climate variability

Marcin ŻARSKI, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC

Plejstoceńskie cykle klimatyczne na południowo-wschodnim Podlasiu i Polesiu – zapis w osadach 53

Pleistocene climate cycles in south-eastern Podlasie and Polesie – record in sediments

POSTERY

Aleksandra BOBER, Dorota BRZOZOWICZ, Danuta DRZYMULSKA, Marcin ŻARSKI, Irena Agnieszka PIDEK

Zapis paleobotaniczny sukcesji eemskiej – stanowisko Jagodne (Równina Garwolińska) 55

Palaeobotanical record of Eemian succession – Jagodne site (Garwolin Plain)

Lilianna CHOMIAK, Paweł KACZMAREK, Michał KUBIAK, Paweł URBAŃSKI, Robert WACHOCKI, Marek WIDERA

Sedymentacyjny zapis paleopowodzi na obszarze środkowomioceńskich torfowisk (odkrywki Jóźwin IIB i Tomisławice, PAK KWB Konin S.A.) 57

Sedimentary record of palaeofloods in the area of the Mid-Miocene peat (Jóźwin IIB and Tomisławice opencasts, Konin lignite mine)

Wojciech DRZEWICKI, Małgorzata MALKIEWICZ, Mateusz MESERSZMIT, Marek KRĄPIEC

Zmiany klimatyczne w holocenie na podstawie badań izotopowych i palinologicznych profilu torfowego w Sudetach wschodnich 59

Climate changes in the Holocene based on isotope and palynological studies of the peat profile in the Eastern Sudetes

Józef GORELL

Wpływ grawitacji na zmiany geologiczne i klimatyczne Ziemi 60

The influence of gravity on geological and climatic changes of the Earth

Artur GÓRECKI, Anna HRYNOWIECKA, Joanna ZALEWSKA-GAŁOSZ, Marcin ŻARSKI

Oscylacje klimatyczne w zapisie mazowieckiej sukcesji pyłkowej na stanowisku Skrzynka II (Równina Łukowska). 61

Climatic oscillations in the Masovian (MIS 11c) pollen record from Skrzynka II locality (Łukowska Plain)

Agata JARZYNKA, Artur GÓRECKI, Maria BARBACKA, Jadwiga ZIAJA, Grzegorz PACYNA

Adaptacje środowiskowe w jurajskiej florze z wiercenia Cianowice 2. 63

Environmental adaptations in the Jurassic flora from Cianowice 2 borehole

Monika NISKA

Zmiany klimatyczne i środowiskowe w interglacjale eemskim w świetle wyników analizy kopalnych *Cladocera* 64

Climatic and environmental changes in the Eemian Interglacial in the light of the results of subfossil Cladocera *analysis*

Karolina PASZCZA

Środkowotriasowe wężowidła (Ophiuroidea, Echinodermata) z Sadowej Góry (Jaworzno, południowa Polska) 65

Middle Triassic ophiuroids (Ophiuroidea, Echinodermata) from Sadowa Góra (Jaworzno, southern Poland)

Wiesława RADMACHER, Martin J. HEAD, Vartika SINGH

Zmiany paleoceanograficzne podczas ostatniego interglacjału w subarktycznej strefie Atlantyku 66

Paleoceanographic implications during the last interglacial at high northern latitudes

Joanna RYCHEL, Radosław WASILUK, Dominika SIERADZ, Barbara MASSALSKA, Jerzy NAWROCKI

Zapis warunków klimatycznych od schyłku interglacjału eemskiego (Mis 5) po maksymalny zasięg zlodowacenia wisły (Mis 2) na stanowisku Stara Maryśka II (północne Mazowsze). 67

A paleoclimatic record from Stara Maryśka II (North Mazovia, Poland) covering the decline of the Eemian Interglacial (MIS 5) and the maximum extent of the Vistulian glaciation (MIS 2)

Grzegorz WOROBIEC, Elżbieta WOROBIEC, Marek WIDERA

Mikroszczątki grzybów z mioceńskiego pokładu węgla brunatnego z Adamowa jako wskaźniki paleoklimatu – wstępne wyniki badań. 68

Microremains of fungi from the Miocene lignite seam from Adamów as palaeoclimatic proxy – a preliminary report

REFERATY

KONTROWERSYJNY ZAPIS MINERAŁÓW ILASTYCH PODCZAS GLOBALNEGO OCIEPLENIA WE WCZESNYM TOARKU I JEGO PRZYCZYNY

CONTROVERSIAL CLAY MINERAL RECORD OF THE EARLY TOARCIAN GLOBAL WARMING AND THE REASONS FOR THIS

Paweł BRAŃSKI

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
pawel.branski@pgi.gov.pl

Na pograniczu pliensbachu i toarku zaznaczyły się fundamentalne, globalne zmiany paleośrodowiskowe, związane z postępującym rozpadem Pangei i rozwojem wielkiej prowincji magmowej Karoo-Ferrar na obszarze południowej Gondwany. Po okresie przewagi klimatu zimnego i suchego w późnym pliensbachu (zlodowacenia okołobiegunowe) miał miejsce ciepły i wilgotny epizod na pograniczu pliensbachu i toarku, po którym, znów na krótko, zapanował klimat chłodniejszy i mniej wilgotny. Następnie rozpoczęła się główna faza globalnego ocieplenia (jednego z największych w fanerozoiku). Na średnich szerokościach geograficznych zapanował gorący i wilgotny klimat typu tropikalnego. Powszechnie stwierdzono bardzo intensywne zaburzenia globalnego cyklu węglowego w wielu basenach morskich - wydarzenie anoksyczne (TOAE, Jenkyns event). W ostatnich latach, w PIG-PIB wykonano badania mineralogiczne skały i frakcji ilastej (XRD), a także analizy zawartości pierwiastków głównych (XRF), 145 próbek skał ilastych pobranych z rdzeni 5 otworów archiwalnych, reprezentujących formację ciechocińską, której spąg stanowi poziom transgresji wczesnego toarku w dawnym basenie polskim (Pieńkowski, 2004). Ponad połowa próbek pochodziła z odcinka odpowiadającego TOAE, wyznaczanego przez główną anomalię negatywną na krzywych $\delta^{13}C$. Wyniki badań izotopowych w basenie polskim (Hesselbo, Pieńkowski, 2011) sugerują, że zmiany paleoklimatyczne narastały w postaci kolejnych impulsów efektu cieplarnianego, aż po warunki ekstremalnie gorące i wilgotne we wczesnej zonie *falciferum*. Zespól minerałów ilastych w skałach drobnoziarnistych formacji ciechocińskiej składa się głównie z illitu, kaolinitu i chlorytu występujących w zmiennych proporcjach, a tylko podrzędnie pojawiają się minerały mieszanopakietowe illit-smektyt (Brański, 2010, 2012). W najniższej części tej formacji przeważnie zaznacza się niedobór kaolinitu, związany z kontynuacją przejściowej fazy chłodniejszego i mniej wilgotnego klimatu, po wyraźnym ochłodzeniu u schyłku pliensbachu. Jednak wyżej należałoby się spodziewać zdecydowanego wzrostu udziału kaolinitu, który powinien się zwiększać, aż po maksimum wczesnotoarckiego efektu cieplarnianego. Jednak, jak na tak ekstremalne zdarzanie klimatyczne i środowiskowe, wzrost zawartości kaolinitu w tych odcinkach profili jest niejednoznaczny i niezbyt zdecydowany. Obserwujemy albo wyraźne podwyższenie jego udziału na samym początku zdarzenia (lub nawet nieco wcześniej), a następnie widoczny spadek, albo ogólnie stabilną i niezbyt wysoką jego zawartość, przerywaną przez epizodyczne maksima. Taka sytuacja mogłaby sugerować mniejszą wilgotność klimatu (pomimo rosnącej temperatury), albo silną diagenezę, jednak inne dowody wykluczają takie scenariusze. Najprawdopodobniej, taki zapis mineralogiczny został spowodowany przerywaniem cyklu wietrzenia chemicznego i zmianami źródła minerałów ilastych. Stanowi efekt nagłego wzrostu temperatury, obfitych opadów i raptownego przyśpieszenia cyklu hydrologicznego, co spowodowało

nagłą intensyfikację wietrzenia, erozji i zmywania materiału osadowego do basenów. Nastąpiło szybkie usunięcie bogatej w kaolinit strefy silnie zwietrzałej na lądach otaczających basen i odsłonięcie położonych głębiej, starszych i słabo zwietrzałych skał o odmiennej mineralogii (zdominowanych przez illit i chloryt). Czas pomiędzy kolejnymi impulsami tego zdarzenia był zbyt krótki, aby ponownie utworzyły się grube poziomy gleb kaolinitowych. Oznacza to, że przedłużające się oddziaływanie silnego efektu cieplarnianego może powodować niespodziewany brak wzrostu, a nawet względny spadek zawartości kaolinitu. Natomiast w najwyższej części dolnego toarku (także powyżej odcinka TOAE), zawartość kaolinitu może relatywnie rosnąć, ponieważ wciąż przeważał klimat ciepły i wilgotny, a erozja i recykling skał starszych były już mniej intensywne.

Literatura

BRAŃSKI P., 2010 – Kaolinite peaks in early Toarcian profiles from the Polish Basin – an inferred record of global warming. *Geol. Quart.*, **54**: 15–24.

BRAŃSKI P., 2012 – The mineralogical record of the Early Toarcian stepwise climate changes and other environmental variation (Ciechocinek Formation, Polish Basin). *Volumina Jurassica*, **10**: 1–24.

HESSELBO S.P., PIEŃKOWSKI G., 2011 – Stepwise atmospheric carbon isotope excursion during the Early Jurassic Oceanic Anoxic Event. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **301**: 365–372.

PIEŃKOWSKI G., 2004 – The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Sp. Papers*, **12**: 1–154.

ODZWIERCIEDLENIE GLOBALNYCH ZMIAN KLIMATYCZNYCH NA GRANICY SMITU I SPATU (WCZESNY TRIAS) W MIKROFLORZE POLSKI

REFLECTION OF GLOBAL CLIMATIC CHANGES AT THE SPATHIAN/SMITHIAN BOUNDARY (EARLY TRIASSIC) IN THE POLISH MICROFLORA

Anna FIJAŁKOWSKA-MADER[1], Karol JEWUŁA[2]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; anna.mader@pgi.gov.pl;

[2] Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Senacka 1, 31-002 Kraków; k.jewula@ingpan.krakow.pl

Podczas trwania całego okresu triasu zakłada się, że temperatura oceanu Tetydy była o kilka-kilkanaście stopni wyższa od panującej we współczesnych mórzach a pod koniec smitu (ok. 250,7 mln lat), w strefie równikowej, mogła osiągać nawet 40°C przy powierzchni. Ten wyjątkowy w historii Ziemi wzrost temperatury został nazwany *Późnosmickim Maksimum Termalnym*. Tuż po nim, we wczesnym spacie, doszło do gwałtownego ochłodzenia i temperatura oceanu w strefie równikowej obniżyła się o prawie 5°C. Okres ochłodzenia trwał ok. 75–150 tys. lat i temperatura znowu zaczęła rosnąć, nie przekraczając jednakże 36°C. Wysoka temperatura wody, spowodowane przez nią warunki anoksyczne oraz nagłe ochłodzenie były zabójcze dla morskich organizmów. Temu kryzysowi towarzyszył wzrost zawartości izotopu $^{13}C_{org}$, stwierdzony w tetydzkich osadach węglanowych, określony mianem *Zdarzenia na granicy smit-spat* (Sun i in., 2012; Lindström i in., 2019).

Celem przeprowadzonych przez autorkę badań było stwierdzenie, czy przedstawione powyżej zmiany klimatyczne znalazły odzwierciedlenie w roślinnych ekosystemach lądowych na obszarze Polski, który we wczesnym triasie znajdował się na dwudziestym stopniu szerokości północnej, w strefie cyrkulacji monsunowej, charakteryzującej się wyraźną sezonowością temperatur i opadów (Ziegler, 1989; Kutzbach, Gallimore, 1989).

Analizie palinoklimatycznej, opartej o model Visscher'a & van der Zwan'a (1981), poddano zespoły sporowo-pyłkowe, występujące w osadach z pogranicza smitu i spatu (środkowy pstry piaskowiec) w pięciu otworach wiertniczych z obszaru Gór Świętokrzyskich (Cierchy IG 1 , Opoczno PIG 2) i Niżu Polski (Dachów M 24, Otyń IG 1, Środa IG 2). Dodatkowo, dla każdego zespołu policzono wskaźnik wilgotności, będący stosunkiem udziału form wilgotnolubnych do sucholubnych. Zespoły starsze (smit) reprezentowały podpoziom palinologiczny *Densoisporites nejburgii* poziomu o tej samej nazwie, natomiast młodsze (spat) – podpoziom *Cycloverrutriletes presselensis* poziomu *Densoisporites nejburgii*.

W rezultacie przeprowadzonych badań nie stwierdzono większych różnic w składzie taksonomicznym zespołów smitu i spatu z wyjątkiem pojawienia się spory *Cycloverrutriletes presselensis* Schulz w tym ostatnim. W spektrach obu podpoziomów przeważają spory widłaków z rodzaju *Densoisporites* i paproci (rodzaje *Punctatisporites, Cyclotriletes, Cycloverrutriletes),* stanowiące elementy wilgotnolubne. Formy sucholubne reprezentowane są przez ziarna pyłku roślin iglastych z rodzajów *Lunatisporites* i *Ptotohaploxypinus.*

Zaobserwowano natomiast wzrost udziału elementów wilgotnolubnych w zespołach podpoziomu poziomu *D. nejburgii*, w stosunku do starszych spektrów, co wskazuje na stopniowy zwilgotnienie klimatu począwszy od późnego smitu. Dalszy wzrost ilości form higrofilnych ma miejsce w zespołach podpoziomu *presselensis*, gdzie wartości wskaźnika wilgotności przekraczają w niektórych próbkach 20 i charakteryzują się dużym zróżnicowaniem w różnych regionach Polski (3–15). To zwilgotnienie klimatu można utożsamiać ze zdarzeniem pluwialnym sugerowanym przez Paul'a i Puff'a (2010).

Podsumowując, nie stwierdzono znaczących zmian w zespołach sporowo-pyłkowych na granicy smitu i spatu w Polsce i można wnioskować, że nie uległy też większym zmianom ekosystemy roślinne, złożone głównie z widłaków i paproci.

Literatura

KUTZBACH J.E., GALLIMORE R.G., 1989 – Pangaean climate: megamonsoons of the megacontinent. *J. Geoph. Res*., **94D**: 3341–3357.

LINDSTRÖM S., BJERAGER M., ALSEN P., SANEI H., BOJESEN-KOEFOED J., 2019 – The Smithian-Spathian boundary in North Greenland: implications for extreme global climate changes. *Geological Magazine*. DOI://doi.org/10.1017/S0016756819000669

PAUL J., PUFF P., 2010 – Das Klima im Buntsandstein. [W:] Deutsche Stratigraphische Kommission (red.): Stratigraphie von Deutschland. Buntsandstein. *Schriften deutschen Gesellschaft des Geowissenschaften*, **69**: 58–69.

SUN Y., JOACHIMSKI M.M., WIGNALL P.B., YAN C., CHEN Y., JIANG H., LAI X., 2012 – Lethally hot temperatur es Turing the Early Triassic Greenhouse. *Science*, **338**: 366–370. DOI: 10.1126/science. 1224126

VISSCHER H., van der ZWAN C.J., 1981 – Palynology of the Circum-Mediterranean Triassic: phytogeographical and palaeoclimatological implications. *Geologische Rundscha*u, **70**: 625–634.

ZIEGLER P.A., 1989 – Evolution of Laurussia. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/London. Literatura

WPŁYW FOTOSYMBIOZY NA RADIACJĘ PIERWSZYCH WIELOKOMOROWYCH OTWORNIC ŚRODKOWOPALEOZOICZNYCH (DEWON ŚRODKOWY)

IMPACT OF PHOTOSYMBIOSIS ON THE RADIATION OF THE FIRST MULTI-CHAMBERED MID-PALEOZIC FORAMINIFERA (MIDDLE DEVONIAN)

Maria GAJEWSKA[1], Zofia DUBICKA[1], Wojciech KOZŁOWSKI[1]

[1] Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; mi.gajewska@uw.edu.pl, z.dubicka@uw.edu.pl, woko@uw.edu.pl

Jednym z największych postępów ewolucyjnych wśród wszystkich znanych organizmów jednokomórkowych jest endosymbioza otwornic z mikroorganizmami fotosyntetyzującymi. Rolę endosymbiontów u otwornic pełnią organizmy autotroficzne takie jak krasnorosty, zielenice, bruzdnice, okrzemki oraz niektóre bakterie, dla których skorupka otwornicy, gospodarza, jest optymalnym miejscem bytowania zapewniającym stabilne środowisko oraz dopływ nieorganicznych składników odżywczych z metabolitów żywiciela (Lee i in., 2010). Natomiast otwornice zyskują wytworzoną podczas fotosyntezy energię, którą następnie wykorzystują w procesach metabolicznych. W wyniku symbiozy u otwornic zachodzi również wspomaganie procesu kalcyfikacji ich skorupki, przez co osiągają wyjątkowo duże rozmiary jak na organizmy jednokomórkowe. W celu zapewnienia odpowiednich warunków do rozwoju symbiozy, otwornice przechodziły szereg modyfikacji morfologicznych skorupki umożliwiających dostateczny dostęp światła do jej wnętrza (Hohenegger, 2009). Wiadomo, że endosymbioza pojawiała się podczas ewolucji otwornic kilkukrotnie w różnych, niezależnych liniach filogenetycznych (Prazeres, Renema, 2019). Współcześnie, mikroorganizmy fotosyntetyzujące zamieszkują komórki wybranych gatunków Rotaliida oraz Miliolida. U Miliolida stwierdzono występowanie różnych grup symbiontów, co dodatkowo potwierdza hipotezę o polifiletyczności otwornic endosymbiotycznych. Obecnie otwornice endosymbiotyczne pełnią istotną rolę w funkcjonowaniu środowisk rafowych, gdzie są odpowiedzialne za wytworzenie 5% węglanu wapnia, co stanowi 1% globalnej produkcji węglanów w ekosystemach morskich (Hallock, 1999). Kiedy jednak endosymbioza pojawiła się u otwornic i jak wpłynęła na rozwój zarówno samych otwornic, jak i kopalnych ekosystemów morskich, pozostawało niejasne. W trakcie naszych badań (Dubicka i in.,) poddaliśmy analizie jedne z najstarszych (eifel) zaawansowanych morfologicznie wielokomorowych otwornic środkowopaleozoicznych z rodzaju Semitextularia z dewonu Gór Świętokrzyskich. Wykonana została szczegółowa analiza morfologiczna niniejszych otwornic w porównaniu z budową współczesnych otwornic endosymbiotycznych. Ponadto zostały pomierzone wielkości dewońskich okazów oraz stosunki izotopów trwałych węgla i tlenu ($\delta^{13}C$ oraz $\delta^{18}O$) w ich skorupkach i otaczającej skale w korelacji z paleośrodowiskiem sedymentacji. Należy podkreślić, że badania te zostały poprzedzone analizą stanu zachowania skorupek, które nie wykazywały istotnych zmian diagenetycznych. Uzyskane wyniki wyraźnie pokazują ścisłą korelację pomiędzy wielkością skorupek otwornic, podwyższonymi wartościami $\delta^{13}C$ skorupek otwornic w wyniku aktywności fotosyntetycznej, a także stopniem eufotyczności środowiska sedymentacji. Dane te wskazują, że wapienne otwornice wielokomorowe *Semitextularia* rozwijały się w relacji fotosymbiotycznej, która korzystnie wpływała zarówno na ich rozwój osobniczy jak i ewolucje. Ponadto wydaje się, że to właśnie wykształcenie symbiozy z innymi organizmami miało istotny wpływ na zwiększenie rozmiarów, a także pojawianie się kompleksowej budowy i wielokomorowości u wapiennych otwornic paleozoicznych.

Literatura

DUBICKA Z., GAJEWSKA M., KOZŁOWSKI W. – Evidence for photoendosymbiosis in early multichambered calcareous foraminifera (Semitextularia, Middle Devonian) [w druku].

HALLOCK P., 1999 – Symbiont-Bearing Foraminifera. [W]: Modern Foraminifera (red. B.K. SenGupta): 123–39, Springer.

HOHENEGGER J., 2009 – Functional Shell Geometry of Symbiont-Bearing Benthic Foraminifera. *Galaxea. J. Coral Reef Stud.*, **11**: 81–89.

LEE J.J., CERVASCO M., MORALES J., BILLIK M., FINE M., 2010 – Symbiosis Drove Cellular Evolution: Symbiosis Fueled Evolution of Lineages of Foraminifera (Eukaryotic Cells) into Exceptionally Complex Giant Protists. *Symbiosis*, **51**:13–25.

PRAZERES M., RENEMA W., 2019 – Evolutionary Significance of the Microbial Assemblages of Large Benthic Foraminifera. *Biol. Rev.*, **94**: 828–848.

ANALIZA POTENCJALNEGO WPŁYWU ERUPCJI WULKANÓW W HOLOCENIE I ZANIECZYSZCZEŃ PRZEMYSŁOWYCH NA ZMIANY ŚRODOWISKA I KLIMATU W POLSCE

ANALYSIS OF THE POTENTIAL IMPACT OF VOLCANIC ERUPTIONS IN THE HOLOCENE AND INDUSTRIAL POLLUTION ON ENVIRONMENTAL AND CLIMATE CHANGES IN POLAND

Andrzej GAŁAŚ[1], Tomasz KALICKI[2], Slávka GAŁAŚ[1]

[1] Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

[2] Instytut Geografii, Uniwersytet im. Jana Kochanowskiego, ul. Żeromskiego 5, 25-369 Kielce

Nowoczesne kształtowanie polityki miejskiej jest odpowiedzią na rozpoznanie zagrożeń klimatycznych w miastach. Do głównych zagrożeń w miastach na terenie naszego kraju zalicza się upały, mrozy, intensywne opady i burze, powodzie, osuwiska, suszę i wichury, a w strefie brzegowej morza podnoszenie się jego poziomu. W celu zapewnienie miastom zdolności radzenia sobie z zagrożeniami klimatycznymi powstał „Plan adaptacji do zmian klimatu 44 miast Polski" (Ministerstwo Środowiska, 2018). Aby opisać jedną z przyczyn tych zmian przeprowadziliśmy obserwacje wpływu erupcji wulkanicznych na zmiany klimatyczne, w tym celu przeanalizowaliśmy informacje o zmianach klimatycznych w przeszłości, zapisanych w różnego typu danych: geologicznych (w tym tefrochronologicznych), archeologicznych, dendrochronologicznych, historycznych oraz meteorologicznych.

Sięgając do początku holocenu, łatwo ustalić najważniejsze erupcje, które wywarły wpływ na środowisko, a nawet zmieniły na określony czas klimat. Najważniejsze z nich to erupcje wulkanów Islandii: Hekla, Laki, Katla, Askja i Eyjafjallajökull. Istotne zmiany klimatu na całej planecie przyniosły także erupcje wulkanów z Indonezji: Tambora i Krakatau. Erupcje dostarczają do atmosfery dużą ilość CO_2, SO_2 i CH_4.

Podczas erupcji Ejjafjallajokul w 2010 r. do atmosfery dostało się 140 mln m^3 tefry (Gudmundson i in., 2012). Z czego jednak niewiele dotarło do Europy Środkowej (fig. 1). W holocenie na obszarze Polski.

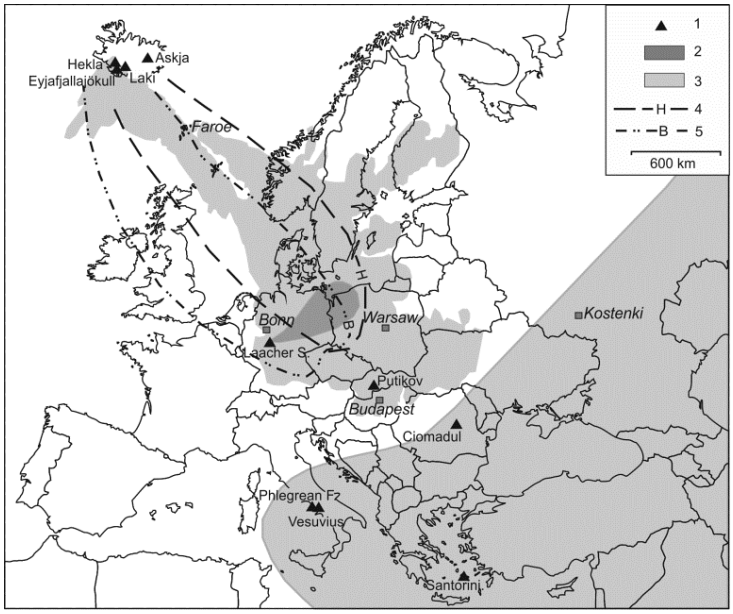


Fig. 1. Zasięg opadu pyłu wulkanicznego (Gałaś 2016, zmienione)

Pola Flegrejskie (Fedele i in., 2008), Laacher See (Schmincke i in., 1999), Eyjafjallajökull (Gudmundsson i in., 2012) Hasseldalen and Borrobol (Housley i in., 2013). 1 – wulkany, 2 – chmura pyłu, 3 – opad tefry (isopacha 3 mm); zasięg występowania tefry z erupcji: 4 – Hasseldalen, 5 – Borrobol. także nie nastąpiły intensywne opady deszczu popiołów, a opisane warstwy tefry, która pochodzi z różnych wulkanów Islandii, nie przekraczają 5 mm (Ott i in., 2016)

Z reguły erupcje wulkanów, nawet bardzo odległych od Polski, wywołują na terenie naszego kraju długotrwałe opady atmosferyczne, a co za tym idzie powodzie i ruchy masowe. Zwykle towarzyszy im też obniżenie temperatury i warunków nasłonecznia. Takie zmiany były obserwowane po aktywności wulkanów Laki, Tambora, Krakatau oraz Eyjafjallajökull.

Omawiane zjawiska (ochłodzenie, intensywne opady) są związane z naturalnymi oscylacjami klimatycznymi oraz globalnymi zmianami klimatu wywołanymi szeroko rozumianą przemysłową działalnością człowieka. Erupcje wulkanów stanowią dodatkowy czynnik wpływający na klimat na terenie Polski. Są trudniejsze do prognozowania i mogą pogłębiać zjawiska sprowokowane globalnym zmianami klimatu. Są więc istotnym zagrożeniem dla gospodarki naszego kraju.

Literatura

FEDELE F.G., GIACCIO B., HAJDAS I., 2008 – The Campanian Ignimbrite Eruption, Heinrich Event 4, and Palaeolithic Change in Europe: a High-Resolution Investigation. *Am. Geophys. Union*, **139**: 301–325.

GAŁAŚ A., 2016 – Impact of volcanic eruptions on the environment and climatic conditions in the area of Poland (Central Europe). *Earth-Science Reviews*, **162**: 58–64.

GUDMUNDSSON M., THORDARSON T., HÖSKULDSSON A., LARSEN G., BJÖRNSSON H., PRATA F., ODDSSON B., MAGNÚSSON E., HÖGNADÓTTIR T., PETERSEN G.N., HAYWARD CH.L., STEVENSON J.A., JÓNSDÓTTIR I., 2012 – Ash generation and distribution from the April-May 2010 eruption of Eyjafjallajökull, Iceland. *Nature, Scientific Reports*, **2**: 572.

HOUSLEY R.A., MACLEOD A., NALEPKA D., JUROCHNIK A., MASOJĆ M., DAVIES L., LINCOLN P.C., RAMSEY C.B., GAMBLE C.S., LOWE J.J., 2013 – Tephrostratigraphy of a Lateglacial lake sediment sequence at Węgliny, southwest Poland. *Quaternary Science Rev.*, **77**: 4–18.

MINISTERSTWO ŚRODOWISKA, 2018 – Plany Adaptacji do Zmian Klimatu 44 Miast Polski. Publikacja podsumowująca, Warszawa.

SCHMINCKE H.U. PARK C., HARMS E., 1999 – Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See volcano (Germany) 12 900 a BP. *Quaternary International*, **61**: 61–72.

OTT F., WULF S., SERB J., SŁOWIŃSKI M., OBREMSKA M., TJALLINGII R., BŁASZKIEWICZ M., BRAUER A., 2016 – Constraining the time span between the Early Holocene Hässeldalen and Askja-S Tephras through varve counting in the Lake Czechowskie sediment record, Poland. *J. Quat. Sci*., **31**, 2: 103–113.

SPEKTROSKOPIA MÖSSBAUERA ^{57}FE W BADANIACH PALEOŚRODOWISKOWYCH WARUNKÓW REDOX NA PRZYKŁADZIE DEWOŃSKIEGO KRYZYSU HANGENBERG

^{57}FE MÖSSBAUER SPECTROSCOPY APPLIED TO STUDY OF PALEOENVIRONMENTAL REDOX CONDITIONS ON EXAMPLE OF THE DEVONIAN HANGENBERG EVENT

Jacek GATLIK[1], Kamila KOMĘDERA[1], Artur BŁACHOWSKI[1], Michał RAKOCIŃSKI[2]

[1] Laboratorium Spektroskopii Mössbauerowskiej, Instytut Fizyki, Uniwersytet Pedagogiczny, Kraków; j.gatlik@interia.eu; kamila.komedera@up.krakow.pl; artur.blachowski@up.krakow.pl

[2] Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec; michal.rakocinski@us.edu.pl

Spektroskopia Mössbauera jest jądrową metodą badawczą opartą na zjawisku rezonansowej absorpcji promieniowania gamma. W badaniach geochemicznych jest stosowana do analizy składu fazowego materiałów zawierających żelazo oraz wyznaczenia ich parametrów fizyko-chemicznych, np.: stopnia utlenienia/redukcji – stosunek Fe^{2+}/Fe^{3+} (Skoneczna i in., 2019); symetrii koordynacyjnej atomów Fe – oktaedryczna/tetraedryczna (Lempart i in., 2018); właściwości magnetycznych – identyfikacja tlenków i wodorotlenków żelaza. Analizy materiałów geologicznych wykonuje się na próbkach proszkowych o masie około 100 mg, poza standardowym rozdrobnieniem materiał nie jest poddawany innej obróbce. Metoda jest niedestrukcyjna, po pomiarze próbka może być wykorzystana do dalszych badań.

Zdarzenie Hangenberg było ostatnim etapem wymierania dewońskiego, dotknęło szczególnie mocno morskie organizmy zarówno pelagiczne (amonitowate, konodonty, ryby pancerne), jak i bentosowe (trylobity i organizmy rafowe). Analiza zapisu kopalnego pod kątem warunków redox jest podstawą do rekonstrukcji warunków paleośrodowiskowych oraz określenia stopnia natlenienia wód będącego głównym czynnikiem rozwoju biocenozy.

Przykładem wskaźników pozwalających określić warunki redox są wskaźniki mineralogiczne, które mogą być badane z wykorzystaniem spektroskopii Mössbauera. Analizując zachowanie żelaza w różnych warunkach sedymentacyjnych, został zaproponowany model oszacowania paleośrodowiskowych warunków redox (Bąk i in., 2020). Wykorzystano pojęcie facji geochemicznych środowisk morskich, czyli: 1) facja siarkowodorowa – żelazo w formie pirytu FeS_2, warunki silnie redukujące; 2) facja syderytowa – żelazo w formie węglanu typu $FeCO_3$, warunki redukujące z nadmiarem CO_2; 3) facja szamozytowa – żelazo w formie glinokrzemianów z $Fe^{2+} > Fe^{3+}$, brak wolnego O_2 i CO_2; 4) facja glaukonitowa – żelazo w formie glinokrzemianów z $Fe^{3+} > Fe^{2+}$, granica pomiędzy środowiskiem redukującym i utleniającym z niewielkim nadmiarem wolnego O_2; 5) facja utleniona – żelazo w formie Fe_2O_3, nadmiar wolnego O_2.

W ramach niniejszych badań wyznaczono względny rozkład atomów żelaza na powyższe typy minerałów występujących w skałach osadowych reprezentujących okres dewońskiego kryzysu Hangenberg i pochodzących z Kamieniołomu Kowala (Góry Świętokrzyskie, Polska). Na podstawie powyższego modeul potwierdzono silne warunki beztlenowe (anoksyczne i euksyniczne) panujące w tym okresie masowego wymierania.

Literatura

BĄK K., BĄK M., GATLIK J., BŁACHOWSKI A., 2020 – Oscillating redox conditions in the Middle–Late Jurassic Alpine Tethys: Insights from selected geochemical indices and 57Fe Mössbauer spectroscopy. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **537**: 109440.

LEMPART M., DERKOWSKI A., LUBERDA-DURNAŚ K., SKIBA M., BŁACHOWSKI A., 2018 –Dehydrogenation and dehydroxylation as drivers of the thermal decomposition of Fe-chlorites. *American Mineralogist*, **103**: 1837–1850.

SKONECZNA M., SKIBA M., SZYMAŃSKI W., KISIEL M., MAJ-SZELIGA K., BŁACHOWSKI A., 2019 – Weathering of glauconite in alkaline soils of temperate climate: A case study from Górniki, eastern Poland. *Geoderma*, **340**: 146–156.

ZMIANY PALEOKLIMATYCZNE W INTERWALE GRANICY JURA/KREDA NA PLATFORMIE EUROPEJSKIEJ – IMPLIKACJE STRATYGRAFICZNE

PALAEOCLIMATIC CHANGES IN THE JURASSIC/CRETACEOUS BOUNDARY INTERVAL IN THE EUROPEAN PLATFORM - STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS

Jacek GRABOWSKI[1], Izabela PLOCH[1], Jolanta SMOLEŃ[1], Patrycja WÓJCIK-TABOL[2], Mikhail ROGOV[3], Andrzej CHMIELEWSKI[1], Krzysztof LESZCZYŃSKI[1], Katarzyna MAJ-SZELIGA[2]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jacek.grabowski@pgi.gov.pl; izabela.ploch@pgi.gov.pl; jolanta.smolen@pgi.gov.pl; andrzej.chmielewski@pgi.gov.pl; krzysztof.leszczynski@pgi.gov.pl

[2] Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, Gronostajowa 3a, 30-387 Kraków; p.wojcik-tabol@uj.edu.pl; k.maj@uj.edu.pl

[3] Instytut Geologii, Rosyjska Akademia Nauk, Pyzhevski Lane, 7, 119017 Moskwa; russianjurassic@gmail.com

Otwór Kcynia IG 2 jest zlokalizowany w centralnej części basenu polskiego w okolicach Bydgoszczy (Dembowska, 1964). Profil, o miąższości ok. 330 m, obejmuje górną część formacji pałuckiej (dolny – środkowy wołg = dolny tyton), formację kcyńską (środkowy wołg – najniższy riazań = górny tyton – dolny berias) oraz formację rogoźniańską (riazań/górny berias – dolny walanżyn). Datowanie biostratygraficzne (Dembowska, 1973; Marek i in., 1989; Sztejn ,1991 i nowe dane) przeprowadzono na podstawie amonitów wołgu i wyższego riazania (fm. pałucka i rogoźniańska) oraz małżoraczków w facjach „purbeku" (fm kcyńska). Badania geochemiczne i podatności magnetycznej wykonano za pomocą ręcznej sondy XRF Delta TM oraz kappametru SM30. Podatność magnetyczna doskonale koreluje się ze wskaźnikami dostawy materiału terygenicznego. Zawartość pierwiastków litogenicznych (np. Ti, K, Rb, Zr) jest stosunkowo wysoka w dolnej części profilu (dolny wołg) i spada w środkowym i górnym wołgu przy jednoczesnym wzroście udziału węglanów (ogniwo wapieni korbulowych) i ewaporatów (ogniwo z Wieńca). Sedymentacja klastyczna powraca w wyższej części riazania, w dolnej części formacji rogoźniańskiej następuje znaczny spadek zawartości $CaCO_3$. Podwyższone wartości stosunku Ti/K oraz Zr/Rb i niska zawartość węglanów w dolnym–środkowym wołgu oraz riazaniu/dolnym walanżynie wskazują na dominację klimatu wilgotnego. Obecność ewaporatów oraz niskie stosunki Ti/K o Zr/Rb we frakcji terygenicznej wskazują na dominację klimatu suchego od środkowego wołgu po najniższy riazań (pogranicze tytonu i beriasu). Rytm zmian klimatycznych bardzo dobrze koreluje się ze wskaźnikami wietrzenia (CIA, CPA), stosunkiem Ga/Rb, obliczonymi na podstawie badań kontrolnych metodą ICP-MS oraz mineralogią ilastą.

Dodatkowo, wyraźne zwilgotnienie klimatu w riazaniu, w dolnej części fm. rogoźniańskiej, jest udokumentowane badaniami palinologicznymi (Mamczar, 1986).

Zmiany klimatyczne udokumentowane w otworze Kcynia IG 2 można porównać z analogicznymi trendami znanymi z platformy rosyjskiej, basenu dolnej Saksonii południowej Anglii, gór Jura oraz południowo-wschodniej Francji (np. Hesselbo i in., 2009; Schneider i in., 2018). Dolną część formacji rogoźniańskiej (poziom *Rjasanites riasanensis*) należy korelować poziomem *Cinder Bed* w pd Anglii oraz granicą formacji Műnder i Isterberg w basenie dolnej Saksonii. Wzrost wilgotności klimatu nastąpił najprawdopodobniej w magnetozonie M17n, w najwyższej części dolnego beriasu.

Literatura

DEMBOWSKA J., 1964 – The stratigraphy of 4 bore-holes from the vicinity of Kcynia (northern Poland). *Biul. Inst. Geol.,* **175**, 7–127 (in Polish with Russian and English summaries).

DEMBOWSKA J., 1973 – Portlandian in the Polish Lowlands. *Pr. Inst. Geol.*, **70**, 5–107 (in Polish, English summary).

HESSELBO 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.

MAMCZAR J., 1986 – Palynostratigraphy of the uppermost Jurassic and Lower Cretaceous in the Polish Lowlands. *Pr. Inst. Geol.*, **116**, 5–54 (in Polish with English summary).

MAREK S., RAJSKA M., SZTEJN J., 1989 – New views on stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in central Poland. *Geol. Quart.,* **33**, 209–224 (in Polish, English summary).

MAREK S., RAJSKA M., SZTEJN J., 1989 – New views on stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in central Poland. *Geol. Quart.,* **33**, 209–224 (in Polish with English summary).

SCHNEIDER A.C., HEIMHOFER U., HEUNISCH C., MUTTERLOSE J., 2018 – From arid to humid – the Jurassic-Cretaceous boundary interval in northern Germany. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **255**, 57–69.

SZTEJN J., 1991 – Ostracods from the Purbeckian of Central Poland. *Acta Paleont. Pol.*, **36**, 115–142.

REJESTR ZMIAN KLIMATYCZNYCH O WYSOKIEJ ROZDZIELCZOŚCI W OSTATNICH TYSIĄCLECIACH W ŚWIETLE ANALIZ OSADÓW BIOGENICZNYCH, BADAŃ DENDROCHRONOLOGICZNYCH I IZOTOPOWYCH

HIGH-RESOLUTION CLIMATE CHANGES OVER THE LAST MILLENNIA IN THE LIGHT OF BIOGENIC SEDIMENT ANALYZES, DENDROCHRONOLOGICAL AND ISOTOPE STUDIES

Wojciech GRANOSZEWSKI[1], Marek KRĄPIEC[2], Włodzimierz MARGIELEWSKI[3], Anna HRYNOWIECKA[4], Bartłomiej KOTRYS[5], Wojciech DRZEWICKI[6], Justyna RYŁKO[1]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Odział Karpacki PIG-PIB, ul Skrzatów 1, 31-560 Kraków; wgra@pgi.gov.pl

[2] Katedra Geologii Ogólnej i Geoturystyki, AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

[3] Instytut Ochrony Przyrody, Polska Akademia Nauk, al. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków

[4] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza PIG-PIB, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

[5] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Odział Pomorski PIG-PIB, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

[6] Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. Borna 9, 50-204 Wrocław

Celem tego projektu jest rekonstrukcja zmian klimatycznych w holocenie, zarejestrowanych w osadach torfowisk, a także w sekwencjach przyrostów rocznych drzew subfosylnych zachowanych w torfach i aluwiach rzek. Szczegółowej analizie wielodyscyplinarnej (metody paleontologiczne, dendrochronologiczne, oraz izotopy stabilne w osadzie i w datowanych rdzeniach przyrostowych drewien) wraz wiarygodnymi modelami wiekowymi, zostaną poddane osady deponowane w ciągu ostatnich 7–8 tys. lat, co pozwoli na zestawienie naturalnych zmian klimatu z postępującą już wówczas antropopresją.

Osady torfowisk oraz drewna subfosylne są, obok laminowanych osadów jeziornych i oceanicznych jak również rdzeni lodowych, jednym z najlepszych archiwów zmian paleoklimatycznych, umożliwiającym rekonstrukcję tych zmian z bardzo wysoką rozdzielczością i wiarygodnością.

Usytuowanie Polski (zwłaszcza obszarów niżowych) jest szczególnie korzystne do realizacji tematu badawczego. W zależności od cyrkulacji atmosferycznej, zaznaczają się tu bowiem okresowo wpływy klimatu zarówno o cechach suboceanicznych, jak i subkontynentalnych. Wybrane stanowiska na obszarze całej Polski są zlokalizowane na transektach o zmiennym gradiencie kontynentalizmu – oceanizmu klimatu. Pierwszy transekt północ-południe obejmuje w Polsce zachodniej 3 torfowiska położone w obszarze nadmorskim (Nizina Szczecińska), na Pojezierzu Lubuskim i w Sudetach. Drugi transekt północ-południe zlokalizowany w Polsce wschodniej obejmie 3 torfowiska położone odpowiednio na Suwalszczyźnie, na Polesiu lub w pasie wyżyn oraz we wschodniej części polskich Karpat.

CLIMATIC EVENT IN THE FOSSIL RECORDS OF THE YPRESIAN/LUTETIAN BRYOZOAN BIOTA: (EARLY CENOZOIC, SEYMOUR ISLAND, ANTARCTIC PENINSULA)

ZDARZENIA KLIMATYCZNE W ZAPISIE ZESPOŁU FAUN MSZYWIOŁOWYCH WIEKU IPREZ/LUTET: (WCZESNY KENOZOIK, WYSPA SIMUR, PÓŁWYSEP ANTARKTYCZNY)

Urszula HARA

Polish Geological Institute- National Research Institute, 4, Rakowiecka Street, 00-975 Warsaw, Poland; uhar@pgi.gov.pl

The evolution of the Early Cenozoic bryozoan biota is expressed by a major Paleocene-Eocene turnover where many new taxa originated represented abundantly the cheilostome microporoideans, umbunulomorphs and lepraliomorphs. Another ones mostly composed of the cerioporoidean cyclostomes, which survived the K-T boundary are successful migrants inhabited the marine and glacio-marine Paleogene-Neogene sequences in Antarctica. The changes in the biotic and taxonomical composition, associated faunas, colony growth-forms, a biodiversity, and skeletal mineralogy of the differenciated bryozoan assemblages are important indicators for reconstruction of the climatic regimes in Cenozoic.

The evolution of the earliest Cenozoic Antarctic bryozoan fossil records (late early Eocene) are well documented from the shallow-marine–estuarine clastic succession of the lower part (Telm1-2) of the La Meseta Formation of Seymour Island, where the faunas are represented by the spectacular in size, massive multilamellar colonies dominated by the cyclostome cerioporids as well as diverse ascophoran cheilostomes. The recently studied distinct free-living lunulitiforms bryozoans, for the first time reported from Antarctica from the Ypresian/Lutetian of the middle part of the La Meseta Fm. (Telm4-6, Cucullaea I-II; lower part of the Submeseta Allomember) are represented by the disc-shaped colonies, which are characteristic for the temperate warm, shallow-shelf environment, with the bottom temperature, which are never lower than 10 to 12°C (Hara *et al*., 2018). The skeletons of the recognized taxa such as Lunulites, Otionellina, and Uharella are formed by the intermediate-Mg calcite (IMC) with the 4.5 mol% $MgCO_3$. The examination with the use of the X-ray diffraction (XRD) and the Laser Raman spectroscopy (Hara *et al*., in preparation) shows that they build the bimineralic skeletons (with the traces of aragonite, calcite and strontium apatite), which are indicative for the temperate shelf environment, sandy and often shifting substrate. Biogeographically, the free-living lunulitiforms such as Lunulites and Otionellina are valuable climatic indicators, inhabited at the present day the circumtropical, tropical-subtropical to warm-temperate Australasian sand environments with their abundant predecessors in the Cretaceous seas of Europe and the Eocene of North and Central America.

Contrary to that, the bryozoans from the upper part of the LMF (Telm6-7) are represented by the scarce lepraliomorphs accompanied by the crustaceans, brachiopods and gadiform fish remains. The recognision of the bryozoan-bearing horizon occurring in the sandstone of the Telm6-7 with a taxon tentatively assignated to ?Goodonia Bishop and Hayward, 1989, is known from the temperate environments.

It is worth pointing out that the evolution of the modern Antarctic bryozoan community was initiated towards the end of the Eocene with the start of the major decline in global temperatures, based on evidence from the late Eocene of Seymour Island (Crame *et al*., 2014).

The middle Ypresian/early Lutetian bryozoan fauna, which in the stratigraphical profile of the LMF documents the nearly 10 MA evolutionary history of the bryozoans are well-correlated with the MECO event, what is also consisted with the isotopic data based on the other marine macrofaunal marine fossil records (see also Ivany *et al*., 2008).

References

CRAME J.A., BEAU A.G., INESON J.E., WHITTLE R.J., BOWMAN V.C., 2014 – The early origin of the Antarctic marine fauna and its evolutionary PLOS one/DOI: 10.1371/journal.pone.0114743.

HARA U., MORS T., HAGSTROM J., REGUERO M.A., 2018 – Eocene bryozoans assemblages from the La Meseta Formation of Seymour Island, Antarctica. *Geol. Quar.*, **62**: 705–728.

HARA U., WRZOSEK B., MORS T., 2020 – Calcite and aragonite distribution in the skeletons of bimineralic high-latitude bryozoans in the Raman spectroscopy [in preparation].

IVANY L.C., LOHMANN K.C., HASIUK F., BLAKE D.B., GLASS A., ARONSON R.B., MOODY R.M., 2008 – Eocene climate record of the high southern latitude continental shelf: Seymour Island, Antarctica. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **120**, 5–6: 659–678.

LATE HOLOCENE ~350–450AD SUN-DRIVEN RAPID GLOBAL WARMING AND ~3-METER SEA-LEVEL RISE: GEOLOGICAL, ARCHAEOLOGICAL AND ASTROPHYSICAL SYNTHESIS

Roger HIGGS

Geoclastica Ltd, Union House, 111 New Union Street, Coventry, United Kingdom CV1 2NT; rogerhiggs@geoclastica.com

Geological and archaeological sea-level (SL) indicators from stable areas worldwide collectively indicate, between 100 BC and 700 AD (imprecise carbon dating), two SL falls of ~2 m, separated by a ~3 m SL rise that reached ~1.5 m above modern SL, allowing for compaction, subsidence-uplift and possible tide-range changes. Superbly dated (coins, pottery, dendro) archaeology in southern Britain (GIA subsidence ~1 mm/yr, GPS) constrains the first fall, *e.g.* at Roman Londinium fort, successive quays span 50–250 AD and step down 2 m into the Thames estuary. Similarly the 3 m transgression and ensuing 2 m fall are constrained to ~350–450 AD and ~500–650 AD, *e.g.*: (1) coastal saltworks spanning ~200–350 AD, covered by foraminifer-bearing mud (*i.e.* SL rise), re-habitable (SL fall) by the late 7th Century (royal land charters); and (2) in Portchester sea-fort, a ~300 AD water-well dug to 7 m (over--deep relative to today's water table, *i.e.* SL was low) contains 2 m of rubble and silt layers introduced in the 5th C (age of two jewellery items in the fill), suggesting deliberate backfilling due to salt-wedge intrusion by SL rise. The well was re-dug in the 6th C (timber lining dendro), *i.e.* SL fall. Further supporting the age and severity of the rise is the 410–450 AD main exodus of Anglo-Saxons to Britain (origin of the English nation), probably forced to abandon their NW European coastal-plain homelands, pinched between rising SL and hostile barbarian tribes driven west, domino-style, by Asian drought (climate change; see below). No known documents mention the SL rise (except perhaps the ~450 AD 'Groans of the Britons'; google), possibly due to barbarians burning libraries; or maybe literate peoples constantly facing death (war, plague, drought, *etc.*) were unimpressed by SL rising a few centimeters a year, scarcely noticeable and certainly not life-threatening.

The ~350–450 AD transgression has many local names around the world, *e.g.* Rottnest (Australia), Romano-British (UK), Lytham IX (UK), V (UK), Dunkirk II (Belgium), St Firmin (France), PTM-9 (Sweden), Gilbert V (Pacific), Wulfert (USA). I propose the global name 'Early Dark Age (EDA) Transgression'. A similarly rapid SL rise, 2 to 3 m in <100 yr, is known from the previous interglacial (MIS5e). The Holocene global SL 'Fairbridge curve' shows the EDA- and other large (2–5 m) rapid SL oscillations, separated by 500–1,500 yr intervals of smaller rises and falls. The newest curve (Fairbridge, Hillaire-Marcel, 1977) shows the EDA highstand at ~350 AD, the highest of the last 2,000 yr. Only glacio-eustasy explains the rapidity of 'Fairbridge-type' large SL oscillations; glacio-isostatic models are incompatible with the rapidity and predict only one-way rise or fall, depending on latitude (Clark *et al.*, 1978 model and its derivatives).

Within carbon-dating error, Fairbridge's Holocene highstands correlate with (1) global-warmth peaks (from proxies, *e.g.* tree-ring widths, ice-core oxygen isotopes) and (2) solar Grand Maxima (cosmogenic isotopes in tree rings and ice cores). The EDA Transgression coincided with strong warming ~350–450 AD, possibly the warmest of the last 2,000 yr (PAGES2k, 2017, fig.7a), quite likely warmer than now (like earlier Holocene peaks; Marcott *et al.*, 2013); and occurred <100 yr after a solar Grand Maximum spanning 275–345 AD. These correlations support Svensmark's theory of increasing solar-magnetic output reducing cloudiness (cosmic-ray link), causing increased solar warming of the ocean (in turn warming the atmosphere). The ~100 yr time-lag is currently ~80 yr, based on my visual cross-correlation of post-1700 AD measured global temperature (HadCRUT) and solar magnetic output, while SL (from tide gauges) is seen to lag only 40 yr. I attribute the lags to global-ocean 'conveyor belt' circulation (implying full-circuit periodicity of ~80 yr). In this model, Fairbridge-type rapid SL-rise events (2–5 m within 200 yr) are each due to a solar Grand Maximum 'over-warming' the Atlantic surface water, which then downwells in the North Atlantic and eventually upwells at Antarctica (after 40 yr half-circuit), provoking glacier-front collapse and release of iceberg armadas into the ocean, hence sudden SL rise (google MISI and MICI). Another solar Grand Maximum (1937–2004) has just ended, unfortunately the strongest in >2,000 yr,

stronger than the 275–345 AD one, so another meter-scale SL rise is predictable by 2100. Each Fairbridge-type rise was closely followed by an equally rapid 2–5 m SL fall, evidently intrinsic, *e.g.* the iceberg armadas sharply cooled the global ocean and (in turn) the atmosphere, causing more snowfall and ice buildup.

Contradicting everything above, the IPCC (2013) says the 30 cm SL rise since 1800 AD (tide gauges) must be due to global warming by man-made CO_2, because all SL oscillations in the preceding 1,800 yr were smaller than 25 cm (and never reached today's SL), they say, citing the 2010 smoothed SL curve of co-lead-author Lambeck (in IPCC 2013 fig. 5.17f), who treats outliers as errors.

References

CLARK J.A., FARRELL W.E., PELTIER W.R., 1978 – Global changes in post-glacial sea level: a numerical calculation. *Quaternary Research*, **9**: 265–287.

FAIRBRIDGE R.W., HILLAIRE-MARCEL C., 1977 – An 8,000-yr palaeoclimatic record of the 'Double-Hale' 45-yr solar cycle. *Nature*, **268**: 413–416.

IPCC, 2013 – Chapter 5. Information from paleoclimate archives. [W]: Climate Change 2013: Physical Science Basis. Contribution Working Group I, 5th Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change.

MARCOTT S.A., SHAKUN J.D., CLARK P.U., MIX A.C., 2013 – A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, **339**: 1198–1201.

PAGES2k CONSORTIUM 2017 – A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. *Nature Scientific Data*, **4**: 170088.

RÓŻNICE W OSZACOWANIU ŚREDNICH TEMPERATUR POWIETRZA WE WCZESNYM VISTULIANIE NA PODSTAWIE ANALIZ PALINOLOGICZNYCH I CHIRONOMIDAE Z PROFILU OSADÓW Z GORZOWA WIELKOPOLSKIEGO (NW POLSKA)

DIFFERENCES IN THE ESTIMATION OF MEAN AIR TEMPERATURES IN EARLY VISTULIN BASED ON PALYNOLOGICAL AND CHIRONOMIDAE ANALYZES FROM THE GORZÓW WIELKOPOLSKI PROFILE (NW POLAND)

Anna HRYNOWIECKA[1], Bartosz KOTRYS[2]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

[2] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin

Jednym z zadań Państwowej Służby Geologicznej (PIG-PIB) jest kartowanie odsłonięć powstających w trakcie budowy „liniowych obiektów infrastrukturalnych". Podczas prac monitoringowych związanych z budową trasy szybkiego ruchu S3 w Gorzowie Wielkopolskim (NW Polska) odkryto osady organiczne, których wiek, po wstępnej analizie palinologicznej, określono na interglacjał eemski (MIS 5e), a wiek osadów nadległych – na wczesny Vistulian.

Na podstawie metody wskaźników roślinnych, czyli współczesnych wymagań termicznych rozpoznanych gatunków roślin, określono średnie temperatury najcieplejszego miesiąca dla poszczególnych poziomów pyłkowych (L PAZ) wyznaczonych od optimum klimatycznego interglacjału eemskiego (E5) poprzez jego okres schyłkowy (E6 i E7) do pierwszego stadiału (EV1) i interstadiału (EV2) wczesnego Vistulianu.

Do rekonstrukcji średnich temperatur lipca użyto również analiz Chironomidae (ochotkowatych), w których szczątki bogate były osady wczesnego Vistulianu profilu z Gorzowa Wielkopolskiego. W tym celu wybrano najbardziej optymalną metodę funkcji transferowej Weighted Averaging Partial Least Squares regression (WA-PLS) oraz użyto, bazujący na 357 jeziorach norweskich, szwajcarskich i polskich, zbiór testowy subfosylnych szczatków Chironomidae.

Porównanie wyników analiz palinologicznej i Chironomidae wykazuje wyraźne różnice. Szczególnie istotne są one dla najzimniejszego poziomu GW 5 L PAZ NAP, utożsamianego ze schyłkiem EV1, charakteryzującego się skrajnym odlesieniem i dominacją roślinności zielnej, dla którego średnią temperaturę lipca wyznaczono palinologicznie na poziomie (8)10–12°C, podczas gdy analiza Chironomidae wskazuje dla tego odcinka średnie temperatury na poziomie 15,1–15,9°C. Sytuację odwrotną można zaobserwować dla poziomu GW 7 L PAZ Pinus-Betula, początkowego odcinka EV2, gdzie sosna i brzoza tworzyły rzadkie lasy ze średnią temperaturą lipca ok. 15–17°C, przy czym szczątki Chironomidae wskazują na 15,3°C.

Przyczyny takiej rozbieżności należy upatrywać w opóźnionej nawet o kilkadziesiąt do kilkuset lat responsywności roślin zielnych, drzew i krzewów na zmiany temperaturowe w stosunku do ochotkowatych, które są bardzo czułe nawet na niewielkie zamiany środowiskowe, a co za tym idzie szybko reagują na wszelkie fluktuacje klimatyczne. Za prawdopodobne można przyjąć, że z uwagi na wiek analizowanego osadu zachowała się tylko ta część grup gatunków Chironomide o wytrzymałej strukturze puszek głowowych. Pozostałe mogły ulec całkowitemu zniszczeniu. W przypadku selektywnego zachowania szczątków oszacowanie temperatury powietrza może być zaburzone. Dotychczas przeprowadzono zaledwie kilka rekonstrukcji temperatur na podstawie analiz Chironomide z rdzeni starszych niż 100 ky, dlatego nie dysponujemy udokumentowaną wiedzą, czy współczesne analogi larw Chironomidae oddają preferencje temperaturowe gatunków żyjących ok 100 ky.

ZMIANY ŚRODOWISKA SEDYMENTACJI GŁĘBOKOBASENOWYCH OSADÓW TATRZAŃSKICH I BETYCKICH NA PRZEŁOMIE PLIENSBACHU I TOARKU

CHANGES OF THE DEPOSITIONAL ENVIRONMENT OF DEEP-BASINAL TATRIC AND BAETIC STRATA AT THE PLIENSBACHIAN-TOARCIAN TRANSITION

Jolanta IWAŃCZUK[1], Matias REOLID[2], Andrzej WIERZBOWSKI[3], Hubert WIERZBOWSKI[1]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; jolanta.iwanczuk@pgi.gov.pl; hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl; jiwa@pgi.gov.pl

[2] Departamento de Geología, Universidad de Jaén Campus Las Lagunillas sn; 23071 Jaen, Spain; mreolid@ujaen.es

[3] Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, Poland; andrzej.wierzbowski@uw.edu.pl

We wczesnej jurze (hettang–pliensbach) na rozległych szelfach zachodniej Tetydy rozwijały się łąki gąbkowe, co w zapisie kopalnym notuje się jako masowe wystąpienia krzemionkowych wapieni i margli plamistych lub spikulitów. Ten typ sedymentacji we wczesnym toarku uległ zmianie na sedymentację ilastą lub węglanowo-ilastą. Prawdopodobną przyczyną były zmiany środowiskowe występujące przed i w trakcie tzw. toarckiego wydarzenia anoksycznego (TOAE, Toarcian Oceanic Anoxic Event). Zmiany środowiskowe dotknęły również głębsze partie oceanu Tetydy, co uwidacznia się w wielu odległych profilach. W interwale odpowiadającym TOAE na obszarze północnej Tetydy występują, podobnie jak w innych obszarach, anomalnie niskie wartości $\delta^{13}C$ skał węglanowych i materii organicznej (Sabatino i in., 2013; Suan i in., 2018). W Tatrach Zachodnich w tym samym przedziale odnotowano obecność rud Mn (Jach, Dudek, 2005). Mineralizację manganową w osadach dolnego toarku obserwuje się również w wielu profilach tetydzkich (Jenkyns i in., 1991). Za zwiększoną dostawę Mn odpowiadał zapewne silny wzrost aktywności hydrotermalnej skorupy oceanicznej.

W tatrzańskich profilach Świniarskiego Żlebu oraz Suchej Wody na granicy pliensbachu i toarku występuje gwałtowna zmiana sedymentacji: spikulity i wapienie spikulitowe są zastępowane przez łupki ilaste i margle. Pomiary wykazały podwyższenie wartości podatności magnetycznej (MS) w dolnym toarku. W tym samym przedziale wzrasta zawartość Ti i Al, co potwierdza terygeniczne pochodzenie minerałów magnetycznych. Amonity pochodzące z dolnej części profilu Świniarskiego Żlebu datują ten fragment profilu na poziom serpentinum toarku dolnego, jednakże dość wysokie wartości $\delta^{13}C$ skał, które oscylują głównie między 0,5 a 1,5‰ VPDB, mogą wskazywać, iż badana część profilu zaczyna się w górnej części podpoziomu falciferum, poziomu serpentinum, bezpośrednio ponad interwałem TOAE. Podwyższone zawartości Mn w najniższej części profilu Świniarskiego Żlebu odpowiadającej wyższej części dolnego toarku wpisują się w światowe trendy. W odległym o 2500 km profilu Mingarron Gór Betyckich występują podobne zmiany typu sedymentacji. Na granicy pliensbachu i toarku osady krzemionkowe i węglanowo-krzemionkowe ustępują sedymentacji ilasto-marglistej. Znaczny wzrost wartości MS skał tego profilu obserwuje się w dolnym toarku, a podwyższone zawartości K (uzyskane na podstawie pomiaru sygnału gamma) zdają się potwierdzać terygeniczne pochodzenie minerałów magnetycznych.

Uzyskane dane geochemiczne dowodzą, że globalna zmiana warunków środowiskowych we wczesnym toarku spowodowała zwiększoną dostawę elementów terygenicznych. Proces ten należy wiązać ze wzrostem wilgotności i tempa wietrzenia osadów lądowych po gwałtownym ociepleniu klimatu we wczesnym toarku, co zostało udokumentowane również na innych obszarach (por. Hesselbo, Pieńkowski, 2011; Brański, 2012; Krencker i in., 2015). Duży dopływ nutrientów do ogrzewających się oceanów doprowadził zarówno do eutrofizacji i stratyfikacji wód, jak i zmiany reżimu sedymentacyjnego.

Literatura

BRAŃSKI P., 2012 – The mineralogical record of the Early Toarcian stepwise climate changes and other environmental variation (Ciechocinek Formation, Polish Basin). *Volumina Jurassica*, **10**: 1–24.

JACH R., DUDEK T., 2005 – Origin of a Toarcian manganese carbonate/silicate deposit from the Krížna unit, Tatra Mountains, Poland. *Chem. Geol.*, **224**: 136–152.

JENKYNS H.C., GÉCZY B., MARSHALL J.D., 1991 – Jurassic manganese carbonates of Central Europe and the Early Toarcian Anoxic Event. *J. Geol*., **99**: 137–149.

HESSELBO S.P., PIEŃKOWSKI G., 2011 – Stepwise atmospheric carbon-isotope excursion during the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic, Polish Basin). *Earth Planet. Sci. Lett*., **301**: 365–372.

KRENCKER F.-N., BODIN S., SUAN G., HEIMHOFER U., KABIRI L., IMMENHAUSER A., 2015 – Toarcian extreme warmth led to tropical cyclone intensification. *Earth Planet. Sci. Lett*., **425**: 120–130.

SABATINO N., VLAHOVI I.,JENKYNS H.C., SCOPELLITI G., NERI R., PRTOLJAN B., VELI I., 2013 – Carbon-isotope record and palaeoenvironmental changes during the early Toarcian oceanic anoxic event in shallow-marine carbonates of the Adriatic Carbonate Platform in Croatia. *Geological Magazine*, **150**: 6, 1085–1102.

SUAN G., SCHÖLLHORN I., SCHLÖGL J., SEGIT T., MATTIOLI E., LÉCUYER CH., FOUREL F., 2018 – Euxinic conditions and high sulfur burial near the European shelf margin (Pieniny Klippen Belt, Slovakia) during the Toarcian oceanic anoxic event. *Global and Planetary Change*, **170**: 246–259.

WIETRZENIE LATERYTOWE SKAŁ ULTRAZASADOWYCH I JEGO ZNACZENIE ZŁOŻOTWÓRCZE

LATERITIC WEATHERING OF ULTRAMAFIC ROCKS AND ITS SIGNIFICANCE IN FORMATION OF NI-CO DEPOSITS

Gustaw KONOPKA[1], Karol ZGLINICKI[2], Krzysztof SZAMAŁEK[1, 2], Irena GÓRSKA[1]

[1] Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

[2] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Laterytowy profil wietrzeniowy skał ultrazasadowych ma zazwyczaj dwa albo trzy główne poziomy. W spągu profilu na skale macierzystej (lherzolit, dunit, harzburgit lub ich zserpentynizowane odpowiedniki) występuje saprolit zawierający krzemiany magnezu najczęściej minerały z grupy serpentynu (fig. 1). Wyżej może znajdować się strefa przejściowa zbudowana z saprolitu z żyłkami wietrzeniowego kwarcu lub wykształcona w postaci warstwy smektytów (najczęściej nontronitu). W najwyższej części profilu znajduje się poziom limonitowy zbudowany przede wszystkim z tlenków i tlenoworodotlenków żelaza (głównie goethytu i podrzędnie hematytu). Lateryty są obecnie głównym źródłem pozyskania rud niklu, a uzupełniającym są rudy siarczkowe. Lateryty charakteryzują się znacznym rezydualnym wzbogaceniem

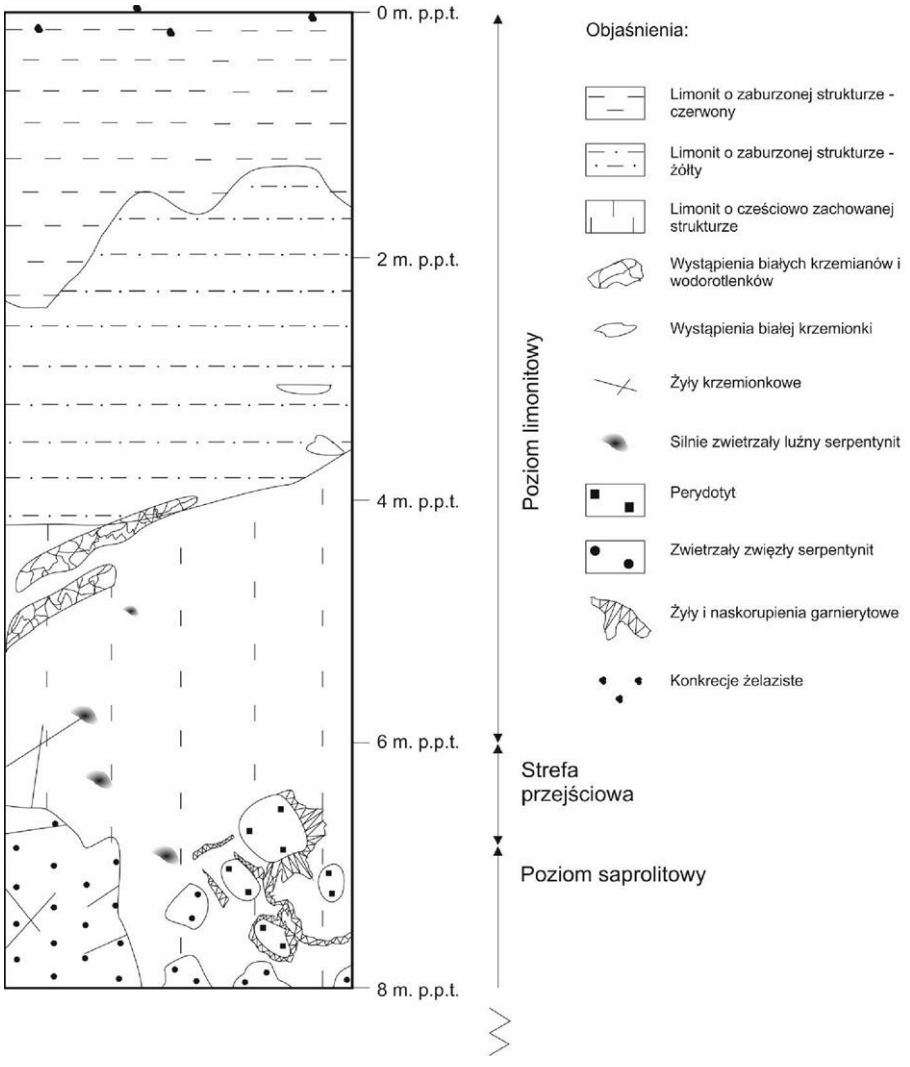


Fig. 1. Profil wietrzeniowy złoża niklu i kobaltu na Halmaherze

(w stosunku do skał macierzystych) w pierwiastki trudno mobilne takie jak Fe, Cr, Al. Dodatkowo strefa wietrzenia rozwinięta nad tektonitami płaszczowymi charakteryzuje się supergenicznym wzbogaceniem w pierwiastki częściowo mobilne, do których przede wszystkim zaliczają się Ni oraz Co. Mineralizacja niklowa o szczególnie wysokich wartościach Ni występuje w garnierytach obecnych saprolicie. Tworzą ją wtórne krzemiany niklu i magnezu (nepouit, pimelit i rzadziej falcondoit) barwy zielonej lub zielono-niebieskiej. Garnieryty występują najczęściej w postaci żył przecinających słabo zserpentynizowany protolit lub tworzą naskorupienia na skale niezserpentynizowanej. Nikiel występuje także w minerałach manganu takich jak asbolan czy litioforyt, obecnych w niższej części poziomu limonitowego, zawierających także większość kobaltu znajdującego się w zwietrzelinie. Nośnikami Ni są także zwietrzałe serpentynity. Nikiel ługowany jest z górnej części poziomu tlenkowego i w dole profilu jest podstawiany w strukturze minerałów z grupy serpentynu. Nikiel w poziomie limonitowym występuje w strukturze goethytu. Geneza złóż laterytowych wiąże się z wietrzeniem chemicznym skały macierzystej. Złoża te powstają w strefie klimatu ciepłego i wilgotnego – równikowego i podrównikowego. Do złóż tego typu zalicza się złoża występujące na francuskiej Nowej Kaledonii, indonezyjskich wyspach (Sulawesi, Halmahera), Filipinach, w Brazylii. Laterytowe złoża niklu znane są także w Polsce, Australii, Grecji.

PALEOKLIMATYCZNE UWARUNKOWANIA ROZMIESZCZENIA WCZESNOJURAJSKICH (PLIENSBACH–WCZESNY TOARK) BUDOWLI MAŁŻOWYCH FACJI *LITHIOTIS* WZDŁUŻ POŁUDNIOWEGO BRZEGU TETYDY

PALAEOCLIMATIC CONDITIONS OF THE DISTRIBUTION OF EARLY JURASSIC (PLIENSBACHIAN–EARLY TOARCIAN) BIVALVE BUILDUPS OF *LITHIOTIS*-FACIES ALONG THE SOUTHERN MARGIN OF TETHYS

Michał KROBICKI[1], Maria BARBACKA[2,3], Irena DEBELJAK[4], Luka GALE[5,6], Špela GORIČAN[4], Jolanta IWAŃCZUK[7], Marianna KATI[8], Maja MARTINUŠ[9], Bardhyl MUCEKU[10], Kabi Raj PAUDYAL[11], Krzysztof STARZEC[1], Igor VLAHOVIĆ[9], Alexandra Zambetakis-LEKKAS[8]

[1] Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Polska; krobicki@agh.edu.pl; kstarzec@agh.edu.pl

[2] Wydział Botaniczny, Węgierskie Muzeum Historii Naturalne; H-1431 Budapeszt, PO Box 137, Węgry

[3] Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, Lubicz 46, 31-512 Kraków, Polska; maria.barbacka@gmail.com

[4] Centrum Badań Słoweńskiej Akademii Nauk i Sztuk, Novi trg 2, Lublana, Słowenia; irenade@alpha.zrc-sazu.si; spela@zrc-sazu.si

[5] Uniwersytet w Lublanie, Wydział Nauk Przyrodniczych i Inżynierii, Privoz 11, Lublana, Słowenia; luka.gale@geo.ntf.uni-lj.si

[6] Słoweński Instytut Geologiczny, Dimičeva 14, Lublana, Słowenia

[7] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, Polska; jiwa@pgi.gov.pl

[8] Wydział Geologii i Geośrodowiska, Uniwersytet Narodowy i Kapodistrian w Atenach, Zografou, 157 84 Ateny, Grecja; kati@geol.uoa.gr; zambetaki@ geol.uoa.gr

[9] Wydział Geologii, Uniwersytet w Zagrzebiu, Horvatovac 102a, 10000 Zagrzeb, Chorwacja; maja.martinus@geol.pmf.hr; ivlahovi@rgn.hr

[10] Wydział Geologii i Górnictwa, Politechnika w Tiranie, Matki Teresy 4, Tirana, Albania; bardhyl.muceku@fgjm.edu.al

[11] Centralny Wydział Geologii, Uniwersytet Tribhuvan, Kirtipur, Katmandu 44618, Nepal; paudyalkabi1976@gmail.com

Wczesnojurajskie (pliensbach-wczesny toark) budowle "lithiotisowe" zlokalizowane w wielu miejscach na świecie po obu stronach kontynentu Pangea, najliczniej występują w południowej części Oceanu Tetydy (dzisiejszy obszar to pas ciągnący się od zachodu, poczynając od Maroka poprzez Hiszpanię, Włochy, Słowenię, Chorwację, Albanię, Grecję, Oman, Iran, Pakistan aż po Nepal czy wyspę Timor na wschodzie). W Europie znane są z alpejsko-adriatycko-dynarydzko-helleńskich platform węglanowych, rozwijających się w skrajnie płytkich środowiskach sedymentacji przybrzeżnych. Analiza paleontologiczna, paleoekologiczna, sedymentologiczna i paleobiogeograficzna stanowi podstawę studiów porównawczych tych biostruktur, dając możliwość określenia przyczyn pojawienia się unikalnych „raf lithiotisowych" w pliensbachu i ich całkowitemu zanikowi pod koniec wczesnego toarku.

Kryzys środowiskowy z pogranicza triasu i jury doprowadził do jednego z wielkich wymierań (wyginęło około 80% wszystkich organizmów) dlatego we wczesnej jurze organizmy zasiedlające środowiska rafowe i rafo-podobne odbudowywały swoje biocenozy. Jedną z pierwszych grup morskich bezkręgowców, zasiedlających wolne nisze ekologiczne, były wczesnojurajskie małże tzw. facji Lithiotis. Najbardziej charakterystyczni przedstawiciele tej grupy należą do następujących rodzajów: Lithiotis, Cochlearites, Lithioperna i Mytiloperna. W profilach wczesnej jury szelfu południowej Tetydy udokumentowane są środowiska płytkowodnej sedymentacji węglanowej lub węglanowo-klastycznej, gdzie małże te występowały masowo, bardzo często w pozycjach przyżyciowych, tworząc swoiste budowle „rafowe". Sedymentacja tych utworów była związana z subtropikalnymi warunkami środowiska jak na to wskazują nie tylko facje (wapienie oolitowo-onkolitowe, wapienie oczkowe, węglanowe utwory pedogeniczne itp.), ale również niekiedy spektakularnie zachowane siedliska kopalnych mangrowii, które zostały ostatnio odkryte przez polskich autorów w północnej Albanii. Doskonale zachowane systemy korzeniowe, w tym korzenie oddechowe, reprezentują przybrzeżne bagna typu namorzynowego. Osady interpretowane jako tempestyty przykrywające horyzonty z korzeniami wskazują na katastroficzne, sztormowe niszczenie subtropikalnej roślinności zajmującej obszary przybrzeżne. Z kolei niedawno odkryte budowle „lithiotisowe" w rejonie Thakkhola (północny centralny Nepal) wpisują się doskonale w zapis tych bio-

struktur wzdłuż południowego szelfu Tetydy. Doskonale odsłonięty, wzdłuż górnej części doliny Kali Gandaki, ciągły profil klastyczno-węglanowych utworów jest zapisem sekwencji transgresywnej, której późnotriasowy lądowo-przybrzeżnomorski epizod sedymentacji płynnie przechodzi we wczesnojurajskie, skrajnie płytkomorsko-lagunowe paleośrodowiska związane z platformą węglanową Kioto. Z paleogeograficznej perspektywy rozwijała się ona również w warunkach subtropikalnych, po południowej stronie ówczesnego równika (ok. 30º paleoszerokości południowej), w przeciwieństwie do „marokańsko-europejskich" platform węglanowych goszczących budowle „lithiotisowe", które rozwijały się po jego północnej stronie (ok. 30º paleoszerokości północnej), na przestrzeni paru tysięcy kilometrów na południowotetydzko-perygondwańskim szelfie Pangei.

WSPÓŁCZESNE GLOBALNE OCIEPLENIE – NATURALNE CZY ANTROPOGENICZNE?

MODERN GLOBAL WARMING – NATURAL OR HUMAN-INDUCED?

Leszek MARKS

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa, ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Współczesne ocieplenie globalne charakteryzuje się wzrostem temperatury na Ziemi, szczególnie w średnich i wysokich szerokościach geograficznych półkuli północnej, wpływając na procesy naturalne i gospodarcze oraz stymulując zmianę innych parametrów klimatu. Natomiast koncepcja globalnego ocieplenia antropogenicznego została sformułowana przez Międzyrządowy Zespół ds. zmian klimatu (IPCC), organizacji założonej w 1988 r. w celu oceny ryzyka związanego z wpływem człowieka na zmianę klimatu i sponsorowanej przez Światową Organizację Meteorologiczną (WMO) oraz Program Środowiskowy Narodów Zjednoczonych (UNEP). Dotychczas opracowano 5 wielotomowych raportów IPCC wskazujących, że przyczyną współczesnego ocieplenia jest zwiększanie zawartości CO_2 w atmosferze, przede wszystkim wskutek spalania paliw kopalnych, co skutkuje między innymi podnoszeniem się poziomu morza, topnieniem lodowców, zakwaszaniem oceanu, zwiększoną intensywnością ekstremalnych zjawisk pogodowych oraz przyspieszonym wymieraniem gatunków flory i fauny. Do najbardziej istotnych kwestii w toczącej się obecnie debacie klimatycznej należy wykazanie, czy ocieplenie od epoki przeduindustrialnej (od XVIII w.) zostało spowodowane głównie przez człowieka i czy , jak bardzo atmosfera ziemska będzie się ocieplać w XXI w., czy ocieplenie jest niebezpieczne, czy ludzkość może sobie pozwolić na radykalne zmniejszenie emisji CO_2 i czy ta redukcja spowoduje ograniczenie tempa ocieplenia.

Zgodnie z podstawową w geologii zasadą aktualizmu, którą sformułował James Hutton (1795), a rozwinął Charles Lyell (1830), czynniki działające na skorupę ziemską były w przeszłości podobne do obecnych i wywoływały podobne procesy geologiczne. Obecnie przyjmuje się jednak, że niektóre czynniki kształtujące Ziemię podlegały zmianom, występowały również wielkoskalowe katastrofy geologiczne, ale generalnie aprobowana jest teza, że teraźniejszość jest kluczem do przeszłości. Intensyfikacja geologicznych badań paleoklimatycznych pozwala na ich wykorzystanie w prognozowaniu zmian klimatu zgodnie ze strawestowaną zasadą aktualizmu geologicznego, że przeszłość jest kluczem do przyszłości.

Jesienią 2019 r. Komitet Nauk Geologicznych PAN przedstawił ponownie, po 10 latach, Stanowisko w debacie klimatycznej (http://www.kngpan.agh.edu.pl/) stwierdzając, że ocieplenie, obserwowane od około 150 lat, jest udokumentowane bezpośrednimi pomiarami temperatury i takimi zjawiskami, jak zmniejszanie zasięgu lodu morskiego czy recesja lodowców. Towarzyszył temu stały wzrost zawartości CO_2 w atmosferze, zbieżny w czasie z rosnącą konsumpcją paliw kopalnych, co sprzyja łączeniu tych zjawisk w ciąg przyczynowo-skutkowy.

Argumenty z dziedziny geologii dotyczące współczesnej zmiany klimatu to informacje o stanie powierzchni Ziemi w przeszłości przedindustrialnej, gdy dominowały z pewnością czynniki naturalne. Nie ulega wątpliwości, że wiodącą cechą klimatu na Ziemi jest zmienność, a zmiany zachodzą w nakładających się cyklach o różnym rytmie (od kilku lat do dziesiątków milionów lat), rządzonych splotem wielu czynników pozaziemskich i ziemskich. Zmiany klimatu są wymuszane także przez procesy aperiodyczne wynikające z ewolucji Słońca, zmienności koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze, kumulacji działalności wulkanicznej i impaktów ciał pozaziemskich. Dane geologiczne, analizowane w różnych skalach czasowych, nie potwierdzają prostej uniwersalnej zależności przyczynowo-skutkowej między zwiększaniem zawartości CO_2 w atmosferze a wzrostem temperatury. Z drugiej strony nie wykluczają takiej zależności w konkretnych przypadkach, a w szczególności sprzężenia zwrotnego polegającego na wzmacnianiu naturalnego trendu wzrostu temperatury przez wywołane tym wzrostem zwiększanie zawartości CO_2 w atmosferze, także wskutek działalności człowieka.

Skomplikowane procesy rządzące klimatem wymagają prowadzenia badań interdyscyplinarnych przez różne grupy reprezentujące różne specjalności. Takie badania powinny koncentrować się na cyklicznych fluktuacjach klimatycznych w przeszłości Ziemi i definiować ich uwarunkowania, a także rozkład regionalny na podstawie zapisu kopalnego. Należy również monitorować poznane dotychczas czynniki sprawcze, modelować ich udział w przekształceniach klimatu oraz weryfikować sporządzane modele w odniesieniu do zdarzeń przeszłych do oceny ich wiarygodności w prognozowaniu zdarzeń przyszłych. Spory naukowe dotyczące roli CO_2 w procesie zmian klimatu, często uwarunkowane konfliktami grupowymi lub personalnymi, powinny iść torem przyjętym w dyskursie naukowym, a nie odbywać się na forum publicznym, gdyż rozbieżne oceny powodują zamęt pojęciowy, chaos informacyjny, a nawet panikę, szczególnie wśród młodzieży.

POCZĄTEK INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO W ŚWIETLE ANALIZ GEOCHEMICZNYCH OSADÓW JEZIORNYCH

THE BEGINNING OF THE EEMIAN INTERGLACIAL IN THE LIGHT OF GEOCHEMICAL ANALYZES OF LAKE SEDIMENTS

Joanna MIROSŁAW-GRABOWSKA, Joanna STAŃCZAK

Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa; jmirosla@twarda.pan.pl, j.stanczak@twarda.pan.pl

Zmiany klimatyczne zachodzące od końca zlodowacenia warty (Saalian) przez interglacjał eemski do początku zlodowacenia wisły (Vistulian) odzwierciedliły się przede wszystkim w ewolucji szaty roślinnej, odtworzonej na podstawie zapisu pyłkowego. Zmiany klimatyczne przejawiające się w zmianach temperatury powietrza i ilości opadów, wpływały nie tylko na rozwój roślinności, ale także na warunki panujące w jeziorach. Zachodzące procesy powodowały zmiany w litologii osadów jeziornych, a także w ilości, składzie i kompozycji izotopowej akumulowanej materii organicznej oraz w składzie izotopowym autigenicznych węglanów.

Przedmiotem badań geochemicznych, w tym izotopowych, były osady eemskie z profilu Studzieniec (Wysoczyzna Płocka, centralna Polska). Celem tych badań było prześledzenie reakcji środowiska jeziornego, zapisanej w osadach, na postępujące ocieplenie klimatu.

W miejscowości Studzieniec koło Sierpca, pod osadami piaszczysto-gliniastymi pochodzącymi z okresu zlodowacenia wisły, nawiercono osady jeziorno-bagienne o miąższości ponad 10 m. Analiza palinologiczna tych osadów wykazała, że uzyskana sukcesja palinologiczna ma charakter sukcesji interglacjału eemskiego (Krupiński, 2005).

Osady jeziorne wykształcone są w spągu w postaci mułków o zawartości węglanów do 20%, o miąższości około 20 cm. Wyżej występują gytie węglanowe o zawartości $CaCO_3$ ponad 70%, laminowane, barwy od oliwkowej do szarej, o miąższości ponad 8 m. W stropie omawiane osady przechodzą w gytie z dużą zawartością substancji organicznej, a następnie w torfy.

Z przeprowadzonych badań wynika, że zawartość węgla organicznego (TOC) i azotu (TN) była ściśle związana z klimatem. Pod koniec zlodowacenia warty zanotowano najniższą zawartość węgla organicznego poniżej, 6%, i azotu, poniżej 0,5%. Akumulowana wówczas materia organiczna pochodziła z lądu (C/N powyżej 20; $\delta^{13}C_{org}$ ok. –26–28‰). Wraz z postępującym ociepleniem wzrosła ilość deponowanej materii organicznej, początkowo do 20% TOC i 1% TN (wczesny eem), a maksymalnie do 50% TOC i 3%TN (optimum i postoptimum). Znaczna część materii pochodziła z produkcji pierwotnej (algi).

Początek interglacjału eemskiego jest również wyrażony w zapisie izotopowym węglanów poprzez znaczny spadek wartości $\delta^{18}O$ (Mirosław-Grabowska, Niska, 2007). Ten spadek odzwierciedla zasadniczą zmianę składu izotopowego tlenu w wodzie jeziora spowodowaną prawdopodobnie dopływem chłodnej wody z wytapianych brył martwego lodu i /lub zwiększonymi opadami. Stopniowe ocieplenie klimatu (wczesny eem) widoczne jest w pozytywnym trendzie wartości $\delta^{18}O$ (wzrost o 4–5‰, wzrost temperatury wody) i wartości $\delta^{13}C$ (wzrost o ok. 3–4‰, wzrost zawartości materii organicznej).

Wyniki analiz geochemicznych osadów jeziornych skorelowane z danymi biologicznymi pozwoliły na rekonstrukcję warunków środowiskowych i genezy materii organicznej.

Literatura

KRUPIŃSKI K.M., 2005 – Badania paleobotaniczne młodoplejstoceńskich osadów jeziornych Wysoczyzny Płockiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **184**: 1–58.

MIROSŁAW-GRABOWSKA J., NISKA M., 2007 – Reconstruction of environmental conditions of Eemian palaeolake at Studzieniec (Central Poland) on the basis of stable isotope and Cladocera analyses. *Quaternary International*, **162–163**: 195–204.

WPŁYW CO_2 ORAZ SUBARKTYCZNYCH POŁĄCZEŃ MORSKICH NA KLIMAT ORAZ FORMOWANIE POKRYWY LODOWEJ NA OCEANIE ARKTYCZNYM U SCHYŁKU KREDY

THE EFFECT OF CO_2 AND SUBARCTIC GATEWAY CONFIGURATIONS ON THE LATEST CRETACEOUS CLIMATE AND THE ARCTIC OCEAN SEA-ICE FORMATION

Igor NIEZGODZKI[1, 2], Jarosław TYSZKA[1], Gregor KNORR[2, 3], Gerrit LOHMANN[2, 4]

[1] Grupa Modelowania Biogeosystemu, Oddział Badawczy w Krakowie, Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Senacka 1, 31-002 Kraków; i.niezgodzki@ingpan.krakow.pl; j.tyszka@ingpan.krakow.pl.

[2] Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bussestrasse 24, D-27570 Bremerhaven, Niemcy; Gregor.Knorr@awi.de.

[3] School of Earth and Ocean Sciences, Cardiff University, Cardiff CF10 3AT, Wielka Brytania

[4] MARUM-Center for Marine Environmental Sciences, University Bremen, Leobener Strasse, D-28359 Bremen, Niemcy; Gerrit.Lohmann@awi.de.

Badamy wpływ różnych poziomów CO_2 na temperaturę powierzchniową w najpóźniejszej kredzie przy pomocy numerycznego modelu systemu Ziemi COSMOS. Symulowane temperatury są porównywane do rekonstruowanych temperatur powierzchniowych na podstawie ostatniej kompilacji wskaźników paleośrodowiska najpóźniejszej kredy. W naszych symulacjach, poziom CO_2 waha w przedziale 1–6-krotności poziomu przedindustrialnego (PI), równego 280 ppm. W skali globalnej, najbardziej wiarygodna zgodność między symulacjami a wskaźnikami paleośrodowiska jest osiągnięta dla symulacji ze stężeniem CO_2 między 3 a 5-krotnym PI. Testujemy również, czy niezgodności między symulacjami a danymi proxy mogą być spowodowane zbyt uproszczonymi interpretacjami wskaźników paleośrodowiska. Nasze wyniki sugerują, że w wysokich szerokościach geograficznych większość danych może wskazywać letnie temperatury powierzchniowe. W konsekwencji północny region polarny w najpóźniejszej kredzie mógł być chłodniejszy niż wcześniej uważano. Niższe temperatury mogły wspierać istnienie przynajmniej tymczasowego lodu morskiego w Oceanie Arktycznym. W celu przetestowania tej hipotezy, uruchomiliśmy kolejne testy czułościowe z 3 i 4-krotnym poziomem PI CO_2 w pięciu konfiguracjach połączeń morskich w rejonie subarktycznym. W symulacjach z 3-krotnym poziomem PI CO_2 sezonowy lód morski w Oceanie Arktycznym jest obserwowany w każdej konfiguracji paleogeograficznej między grudniem a czerwcem, natomiast w przypadku 4-krotnego poziomu PI CO_2 zasięg lodu morskiego w centralnym Oceanie Arktycznym jest albo ograniczony, albo nie ma go wcale, w zależności od konfiguracji połączeń morskich. Sugeruje to istnienie progu CO_2, pomiędzy poziomami 3 a 4-krotnym PI, poniżej którego lód morski w otwartym oceanie istnieje niezależnie od konfiguracji połączeń zbiorników morskich. Przy wyższym stężeniu atmosferycznego CO_2 formowanie lodu morskiego w oceanie może nastąpić tylko przy jednoczesnym chłodzeniu oceanu przez adwekcję zimnego powietrza znad kontynentalnej Ameryki Północnej podczas borealnej zimy oraz wysładzaniu oceanu. To drugie może być spowodowane przez bardzo ograniczone połączenie morskie między Oceanem Arktycznym a oceanem światowym albo wręcz jego brak. Taka konfiguracja mogła istnieć w najpóźniejszej kredzie.

ZAPIS KLIMATU INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO W PROFILU K2-19 KOZŁÓW (RÓWNINA GARWOLIŃSKA)

CLIMATE RECORD OF THE EEMIAN INTERGLACIAL IN THE KOZŁÓW K2-19 PROFILE (GARWOLIN PLAIN)

Irena Agnieszka PIDEK[1], Renata STACHOWICZ-RYBKA[2], Marcin ŻARSKI[3], Abdelfattah ZALAT[4]; Magdalena SUCHORA[1], Kamil KULTYS[1]

[1] Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl.

[2] Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; r.stachowicz@botany.pl.

[3] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mzar@pgi.gov.pl

[4] Geology Department, Faculty of Science, Tanta University; Tanta 31527; Egypt; abzalat@science.tanta.edu.eg.

Siedemdziesiąt próbek kopalnych osadów jeziornych z profilu Kozłów K2-19 (głębokość 2,50–8,50 m) zostało zbadanych metodą analizy pyłkowej. Diagram palinologiczny jednoznacznie wykazuje eemski wiek badanej serii osadów i pozwala na korelację z MIS 5e. Sukcesja obejmuje sześć lokalnych poziomów zespołów pyłkowych (*Local Pollen Assemblage Zones*; L PAZ), które odpowiadają regionalnym poziomom pyłkowym od E2 do E7 R PAZ wg Mamakowej (1989). Charakterystyczną cechą badanego profilu jest duża miąższość osadów reprezentujących poziom grabowy (E5 R PAZ), który stanowi młodszą część interglacjalnego optimum klimatycznego. Poziom grabowy podzielono na trzy podpoziomy i porównano z wysokorozdzielczym diagramem palinologicznym eemskiego profilu Hieronimowo na północnym Podlasiu (Kupryjanowicz i in., 2018), w którym bardzo miąższa seria osadów reprezentujących E5 R PAZ pozwoliła na wyróżnienie aż czterech podpoziomów o zmiennym udziale *Carpinus, Corylus, Tilia, Picea, Alnus* i *Pinus*. Bazując na wymaganiach termicznych taksonów wskaźnikowych (m.in. *Buxus, Ilex, Viscum, Tilia tometosa*) oraz na porównaniu z wysokorozdzielczymi opracowaniami palinologicznymi eemskiej serii jeziornej na Podlasiu (Granoszewski, 2003; Kupryjanowicz, 2008), odtworzono zmiany roślinności i klimatu (średnia temperatura najcieplejszego i najchłodniejszego miesiąca) na Równinie Garwolińskiej zapisane w osadach organogenicznych profilu K2-19. Szczególną uwagę zwraca zapis spadku temperatury najchłodniejszego miesiąca w najmłodszej części poziomu grabowego, który jednak jest słabiej wyrażony w K2-19 niż w profilu Hieronimowo. Wynika to zapewne z mniejszego stopnia kontynentalizmu klimatu Równiny Garwolińskiej. Nie odnotowano w poziomie grabowym gwałtownej oscylacji klimatycznej podobnie jak w profilu Hieronimowo (Kupryjanowicz i in., 2018). Wnioski klimatyczne wyciągnięte dla profilu K2-19 na bazie zmian szaty roślinnej i taksonów wskaźnikowych dla różnych cech klimatu wsparto wynikami analizy kopalnych okrzemek i wioślarek. Zwraca uwagę duża zgodność w interpretacjach paleoklimatycznych opartych na wynikach wszystkich trzech analiz.

Badania finansowanie w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki OPUS nr 2017/27/B/ST10/01905

Literatura

GRANOSZEWSKI W., 2003 – Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, Eastern Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobot.*, *Suppl.*, **4**: 3–95.

KUPRYJANOWICZ M., 2008 – Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobot.*, 48, 1: 3–130.

KUPRYJANOWICZ M., FIŁOC M., KWIATKOWSKI W., 2018 – Was there an abrupt cold climatic event in the middle Eemian? Pollen record from a palaeolake at the Hieronimowo site, NE Poland. *Quater. Internat.*, **467**: 96–106.

MAMAKOWA K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, **29**, 1: 11–176.

JURAJSKI CYKL WĘGLOWY I MATERIA ORGANICZNA JAKO WSKAŹNIKI POWIĄZANYCH Z PALEOKLIMATEM ZMIAN POZIOMU MORZA I MOBILIZACJI KOPALNEJ MATERII ORGANICZNEJ

TOARCIAN CLIMATE AND CARBON CYCLE PERTURBATIONS – ITS IMPACT ON SEA-LEVEL CHANGES, ENHANCED MOBILIZATION AND OXIDATION OF FOSSIL ORGANIC MATTER

Grzegorz PIEŃKOWSKI[1], Wolfgang RUEBSAM[2], Lorenz SCHWARK[2,3]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; grzegorz.pienkowski@pgi.gov.pl.

[2] Department of Organic and Isotope Geochemistry, Institute of Geoscience, University of Kiel, Niemcy; wolfgang.ruebsam@ifg.uni-kiel.de; lorenz.schwark@ifg.uni-kiel.de.

[3] WA-OIGC, Curtin University, Perth, Australia; Lorenz.Schwark@curtin.edu.au

Badania geochemii organicznej w połączeniu z danymi palinologicznymi ujawniły zmiany organofacjalne w toarckim brakiczno-morskim basenie na terenie Polski. Wskazują one na okresowe zmiany zasolenia i pośrednio na zmiany poziomu morza oraz okresowe otwieranie się połączeń basenu epikontynentalnego Polski z oceanem Tetydy. Każdorazowy wzrost zasolenia wody przyczyniał się do zwiększenia udziału biomasy, pochodzącej z morskiego fitoplanktonu przystosowanego do słonych warunków. Co więcej, ingresje te wyznaczone na podstawie składu materii organicznej korelują się z wcześniejszymi wynikami badań sedymentologicznych, analizą sekwencyjną, a także zaburzeniami cyklu węglowego, wskazując na związek epizodów zwiększonego udziału lekkiego izotopu węgla z zalewami morskimi, co pośrednio łączy je z globalnymi zmianami klimatycznymi na granicy pliensbach–toark (Pl-Toa) i w czasie toarckiego oceanicznego wydarzenia anoksycznego (Toa-OAE). Jednocześnie wykazano związek zmian cyklu węglowego ze zmianami klimatu, w tym zwłaszcza ze wzmożonym cyklem hydrologicznym, co powodowało nasiloną erozję i dostarczanie do basenu zwiększonej ilości osadów, niwelujących miejscami efekty eustatyczne. Nasilenie cyklu hydrologicznego we wczesnym toarku doprowadziło także do intensyfikacji erozji na obszarach alimentacyjnych. Odsłonięciu, a następnie erozji, utlenieniu i redepozycji uległy między innymi paleozoiczne utwory ordowiku, syluru i karbonu bogate w materię organiczną. W efekcie w skałach toarckich obserwuje się występowanie zróżnicowanych populacji materii organicznej – „oryginalnej" jurajskiej, głównie kontynentalnego pochodzenia, oraz staropaleozoicznej – pochodzenia morskiego (ordowik–sylur) lub karbońskiej – głównie lądowego pochodzenia. Intensyfikacja wietrzenia i utlenianie starszych skał bogatych w materię organiczną mogła być dodatkowym czynnikiem nasilającym toarcki efekt cieplarniany. Jednocześnie potwierdzenie erozji bogatych w materię organiczną skał paleozoicznych wskazuje na ich częściowe odsłonięcie we wczesnej jurze, co mogło się przyczynić do częściowej destrukcji paleozoicznych systemów naftowych i węglonośnych, a także lokalnie zmienić charakterystykę jurajskich skał macierzystych.

Projekt jest finansowany ze strony polskiej przez Narodowe Centrum Nauki (decyzja programu Harmonia no. DEC-2012/06/M/ST10/00478 oraz decyzja programu Opus 13 No2017/25/B/ST10/02235), a także ze środków statutowych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (temat 61.5101.1701.00.0).

GDZIE POWINNA BYĆ GEOLOGIA? POKŁOSIE KONFERENCJI STRON RAMOWEJ KONWENCJI NARODÓW ZJEDNOCZONYCH DOTYCZĄCEJ ZMIAN KLIMATU

WHERE THE GEOLOGY SHOULD BE? AFTER THE CONFERENCE OF THE PARTIES OF THE UNITED NATIONS FRAMEWORK CONVENTION ON CLIMATE CHANGE

Izabela PLOCH

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa;
izabela.ploch@pgi.gov.pl.

Eksperci z PIG-PIB zostali zaproszeni do wsparcia działań Ministerstwa Środowiska przygotowującego się do objęcia prezydencji Konferencji Klimatycznej (COP) w grudniu 2018 r. Po dwuletnim udziale w corocznych Konferencjach i licznych wydarzeniach z nimi związanych, można było wykazać obszary gdzie brakuje informacji geologicznych w kluczowych aspektach planowania międzynarodowych działań dotyczących zmian klimatycznych. Zakresy w których powinny być wykorzystane informacje geologiczne, niezbędne w celu uzyskania obiektywnego obrazu obszarów mogących być dotkniętymi zmianami klimatu, powinny zawierać rzetelne dane geologiczne konieczne do stworzenia potencjalnych scenariuszy przyszłych zmian klimatycznych i zakresu adaptacji do nich. Jednym z nich są dane paleoklimatyczne. Chociaż w obecnych raportach IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) pojawiają się odniesienia do paleoklimatu (Masson-Delmotte, Schulz, 2013), to są one wciąż mocno ograniczone. Wiele informacji publikowanych w różnorodnych czasopismach jest mało znanych i nie ma panelu, w którym byłyby one zebrane, a następnie udostępnione z komentarzem. Geologia powinna mieć szerszą dostępność i zastosowanie w działaniach związanych ze zmianami klimatu, szczególnie w odniesieniu do ich praktycznej strony. Istotne jest, aby w planowaniu działań adaptacyjnych, ich zakresu oraz oceny kosztów adaptacji uwzględnić szeroko rozumiane informacje geologiczne.

Literatura

MASSON-DELMOTTE V., SCHULZ M. (koordynacja), 2013 – Information from Paleoclimate Archives. *W*: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change: 383–464. Cambridge University Press.

CZYNNIKI ŚRODOWISKOWE I KLIMATYCZNE WARUNKUJĄCE ZMIANY CHARAKTERU SEDYMENTACJI KLASTYCZNEJ ZAPISANE W OSADACH PÓŹNEGO NEOGENU

ENVIRONMENTAL AND CLIMATIC FACTORS CONTROLLING CHANGES ON THE NATURE OF CLASTIC SEDIMENTATION RECORDED IN THE LATE NEOGENE SEDIMENTS

Barbara SŁODKOWSKA, Jacek Robert KASIŃSKI

[1]Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; barbara.słodkowska@pgi.gov.pl; jkas@pgi.gov.pl.

Utwory późnego neogenu na obszarze Niżu Polskiego są w przeważającej mierze osadami lądowymi, wykształconymi w facjach fluwialnych, limnicznych i telmatycznych. Ramy czasowe tego odcinka neogenu są określone przez dwa zdarzenia geologiczne. Dolną granicę definiuje początek sedymentacji węgla brunatnego I. pokładu środkowopolskiego, a strop stanowi ostra, najczęściej erozyjna granica pomiędzy neogenem a plejstocenem przebiegająca w stropie różnych ogniw miocenu i pliocenu. W badanym interwale miały miejsce procesy sedymentacyjne stymulowane najczęściej zmianami geotektonicznymi i związanymi z nimi oscylacjami klimatycznymi. Obraz szaty roślinnej górnego neogenu rejestruje zmiany jakie zachodziły w zbiorowiskach roślinnych tego okresu pod wpływem zmian klimatu i warunków paleogeograficznych.

Ostatni duży cykl węglotwórczy zarejestrowano u schyłku miocenu środkowego (pokład I i IA). To okres rozwoju bujnych lasów bagiennych i torfowisk spowodowany długotrwałymi i stabilnymi warunkami klimatycznymi – wysoką temperaturą oraz stałą i wysoką wilgotnością. Takie warunki zapewniał dopływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa. Skład spektrów pyłkowych z tych osadów wskazuje na panowanie lasów bagiennych i łęgowych. W zbiorowisku lasu mieszanego wyraźnie zaznacza się liczny udział roślin klimatu umiarkowanie ciepłego, niewielki jest udział roślin zielnych otwartych zbiorowisk. Sedymentacja węglowa zakończyła się na skutek wydźwignięcia Karpat i zamknięcia drogi wędrówce ciepłych i wilgotnych mas powietrza, a klimat późnego neogenu uległ ochłodzeniu. To spowodowało zmianę charakteru sedymentacji z bagienno-jeziornej na rzeczną. W zespołach flory kopalnej jest mniej elementów ciepłolubnych. Panują jeszcze drzewa lasu mieszanego, ale wyraźnie zaznacza się wzrost udziału roślin zielnych, co świadczy o tendencji do rozluźniania pokrywy leśnej, a wiąże się z osuszeniem i ochłodzeniem klimatu oraz dominacją zbiorowisk o charakterze stepu. Tego typu warunki środowiska trwały nieprzerwanie przez ok. 7 mln lat aż do pierwszych zlodowaceń plejstoceńskich.

KLIMAT, ŚRODOWISKO ORAZ STRATYGRAFIA OSADÓW W PROFILU DOMURATY 2 (NE POLSKA) NA PODSTAWIE WYNIKÓW ANALIZ GEOLOGICZNYCH, PALEOBOTANICZNYCH I PALEOMAGNETYCZNYCH

CLIMATE, ENVIRONMENT AND SEDIMENT STRATIGRAPHY PROFILE DOMURATY 2 (NE POLAND) ON THE BASIS OF RESULTS OF GEOLOGICAL PALAEOBOTANICAL AND PALEOMAGNETIC ANALYZES

Renata STACHOWICZ-RYBKA[1], Hanna WINTER[2], Olga ROSOWIECKA[2], Stanisław LISICKI[2]

[1] Instytut Botaniki im. W. Szafera, PolskaAkademia Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; r.stachowicz@botany.pl.

[2] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; hwin1@o2.pl, olga.rosowiecka@pgi.gov.pl, stanislaw.lisicki@pgi.gov.pl.

Badania serii osadów rzeczno-jeziorno-bagiennych z rdzenia wiertniczego Domuraty wykonane na potrzeby *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000* ark. Sztabin pozwoliły na rekonstrukcję zmian roślinności i klimatu oraz środowiska, a także wyróżnienie nowej sekwencji palinologicznej o charakterze interglacjału, sytuowanej w środkowym plejstocenie (Lisicki, Winter, 2004; Winter, Lisicki, 2005; Ber i in., 2007; Kacprzak, Lisicki, 2007; Winter i in., 2008).

Ze względu na odrębność, ale i nieciągłość sekwencji domuratowskiej w 2008 r. powtórnie odwiercono osady w Domuratach w ramach projektu badawczego *Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski*. W wierceniu Domuraty 2 uzyskano serię osadów o znacznie większej miąższości oraz o innym wykształceniu litologicznym niż profil Domuraty. W profilu Domuraty 2 szczegółowym badaniom poddano serię osadów jeziorno-rzeczno-bagiennych, w której wykonano szczegółową analizę palinologiczną oraz makroszczątków roślinnych, a w celu uściślenia wieku osadów wykonano badania paleomagnetyczne.

Analiza palinologiczna osadów ze stanowisk Domuraty i Domuraty 2 pozwoliła na odtworzenie zmian roślinności i przedstawienie ewolucji klimatu zachodzących w czasie plejstocenu środkowego i sytuowanych między interglacjałem augustowskim i ferdynandowskim w kompleksie południowopolskim (Ber i in., 2007; Winter, 2017).

Sekwencja z Domurat ma charakter długiej sukcesji pyłkowej z trzema ciepłymi jednostkami Do I, Do II i Do III różniącymi się rozwojem roślinności leśnej i przedzielonymi okresami zimnymi z roślinnością zbiorowisk otwartych, a w jednym także roślinności leśnej w typie tajgi (Winter i in., 2008). Najlepiej reprezentowana pod względem taksonomicznym jest ciepła jednostka Do II z najwyższym udziałem taksonów o wysokich wymaganiach termicznych (Stachowicz-Rybka, 2015). Trójdzielność sukcesji interglacjalnej w osadach pomiędzy poziomami glin zwałowych jest zjawiskiem do tej pory nieznanym z obszaru Europy Środkowej. Zapis kilku, następujących po sobie, zmian roślinności zarówno w okresach interglacjalnych, jak i glacjalnych należy wiązać z globalnymi oscylacjami klimatu (Winter, 2017).

Odtworzono także sukcesję lokalnych zbiorowisk roślinnych, zmian klimatu, poziomu wody i trofii w czasie interglacjału domuratowskiego. Nową jednostkę klimatostratygraficzną odniesiono do zmian klimatycznych zachodzących w MIS 17, z widocznym w wielu rdzeniach głębokomorskich trzykrotnym wzrostem wartości $\sigma^{18}O$ (Bassinot i in., 1994; Lisiecki, Raymo, 2005). Dane paleomagnetyczne wskazują, że sekwencja osadów zawiera głównie pozostałość magnetyczną o polarności normalnej, a więc osady deponowane były w okresie Bruhnes. Opierając się na danych paleobotanicznych i paleomagnetycznych można uznać, że w profilach Domuraty i Domuraty 2 została zapisana seria zdarzeń klimatycznych o globalnym znaczeniu zachodzących w czasie MIS 17.

Literatura

BASSINOT F.C., LABEYRIE L.D., VINCENT E., QUIDELLEUR X., SHACKLETON N.J., LANCELOT Y., 1994 – The astronomical theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Letters*, **126**: 91–108.

BER A, LINDNER L., MARKS L., 2007 – Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Prz. Geol.*, **55**, 2: 115–118.

KACPRZAK L., LISICKI S., 2007 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Sztabin (186) wraz z objaśnieniami. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

LISICKI S., WINTER H. 2004 – Rewizja pozycji stratygraficznej osadów dolnego i środkowego plejstocenu północno-wschodniej Polski. *W*: Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Tom IV (red. A. Kostrzewski). *Seria Geografia,* **68**, 3: 259–283. Wydaw. Nauk. UAM, Poznań.

LISIECKI L.E., RAYMO M.E., 2005 – A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ^{18}O records. *Paleoceanogr. Paleoclimatol.*, **20**, 1: PA1003, doi: 10.1029/2004PA001071.

STACHOWICZ-RYBKA R., 2015 – Environmental and climate changes of the Domuraty 2 section (NE Poland) based on analysis of plant macroremains. *Acta Palaeobot.*, **55**, 2: 213–231.

WINTER H., 2017 – Palinokompleks południowopolski jako zapis różnoskalowych zmian klimatycznych we wczesno-środkowoplejstoceńskim przejściu (MIS 22-13). *Acta Geogr. Lodz.*, **106**: 139–154.

WINTER H., KHURSEVICH G., FEDENYA S., 2008 – Pollen and diatom stratigraphy of the lacustrine-fluvial-swamp deposits from the profile Domuraty. *Geol. Quart.*, **52**: 269–280.

WINTER H., LISICKI S., 2005 – Sukcesja pyłkowa z Domurat (Wzgórza Sokólskie) i jej znaczenie dla plejstocenu Polski pólnocno-wschodniej. (summary: A pollen succesion from Domuraty (Sokólskie Hills) and its signification for the Pleistocene of NE Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **416**: 115–131.

ZMIANY ŚRODOWISKOWO-KLIMATYCZNE W ŚRODKOWYM MIOCENIE PARATETYDY NA PODSTAWIE MAŁŻÓW Z RODZIN PECTINIDAE I CARDIIDAE: DANE Z POLSKI

THE ENVIRONMENTAL/CLIMATIC CHANGES DURING THE MIDDLE MIOCENE IN THE PARATETHYS SEA: EVIDENCE FROM THE BIVALVE FAUNA (PECTINIDAE AND CARDIIDAE) OF POLAND

Barbara STUDENCKA

Muzeum Ziemi w Warszawie, Polska Akademia Nauk, Al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa; bstudencka@mz.pan.pl

Środkowy miocen to czas istotnych zmian klimatycznych w Paratetydzie Środkowej, rozległego śródlądowego morza, złożonego z kilku połączonych ze sobą akwenów. Zdaniem Holbourna i in. (2007) po środkowomioceńskim optimum klimatycznym (MMCO, *Middle Miocene Climatic Optimum*), trwającym do 14,7 mln lat temu, i fazie przejściowej (MMCT, *Middle Miocene Climatic Transition*) ok. 13,82 mln lat temu, temperatura uległa znacznemu obniżeniu. Dane uzyskane z badań izotopów trwałych tlenu i węgla z muszli ostryg *Crassostrea gryphoides* pozwoliły na oszacowanie temperatur podczas MMCO i MMCT (Harzhauser i in., 2010). Spadek wartości średniej rocznej temperatury o 3–4°C mógł być przyczyną regionalnego wymierania większości termofilnych ciepłolubnych organizmów.

Małże są jedną z najlepiej poznanych grup występujących w osadach środkowego miocenu (badenu i dolnego sarmatu) Paratetydy Środkowej. Rozpoznanie składu gatunkowego zespołów małżowych ma kluczowe znaczenie dla rekonstrukcji paleośrodowisk. W utworach dolnego badenu (dane na podstawie 8 stanowisk facji piaszczystej) rozpoznano 343 gatunki. Zróżnicowanie zespołów późnobadeńskich (13 stanowisk) jest nieco mniejsze i wynosi 316 gatunków (Studencka i in., 1998). Obecność 273 gatunków wspólnych dla obu zespołów badeńskich świadczy o znikomym wpływie środkowobadeńskiego kryzysu solnego na skład fauny małżowej. Natomiast zespoły wczesnosarmackie charakteryzują się niewielkim zróżnicowaniem i wysokim endemizmem. Niemal 2/3 spośród 40 gatunków to formy endemiczne (Studencka, Jasionowski, 2011).

Przedmiotem badań były zespoły małżowe z polskiej części basenu przedkarpackiego, który w środkowym miocenie stanowił najbardziej północną strefę Paratetydy Środkowej. Nacisk położono na rozpoznanie składu gatunkowego przegrzebków (Pectinidae) i sercówek (Cardiidae). Zespół przegrzebków z badenu Polski obejmuje 33 gatunki, występowanie 14 gatunków ograniczone jest do utworów dolnego badenu. Natomiast zespół sercówek stwierdzony w osadach badenu to 17 gatunków, spośród których 6 występuje tylko w dolnym badenie. W utworach dolnego sarmatu Polski znaleziono 10 gatunków sercówek, tylko 2 gatunki są wspólne z zespołami badeńskimi.

Brak w zespołach późnobadeńskich ciepłolubnych przegrzebków takich jak *Cristatopecten cristatum*, *Gigantopecten nodosiformis*, *Austrohinnites brussoni*, *Amussiopecten spinulosus attenuatus* i *Aequipecten opercularis,* jak też sercówek z rodzajów Procardium i Discors związany jest z postępującym ochłodzeniem wód Paratetydy Środkowej podczas MMCT. Natomiast kryzys faunistyczny wyznaczający granicę baden/sarmat to skokowy spadek bioróżnorodności (określany jako BSEE *Badenian Sarmatian Extinction Event*), którego przyczyny należy doszukiwać się nie tylko w przerwaniu połączenia Paratetydy Środkowej z obszarem śródziemnomorskim, ok. 12,65 mln lat temu, ale również w powstaniu szerokiego połączenia z niemal trzykrotnie większą Paratetydą Wschodnią, której wody przez większość środkowego miocenu charakteryzowały się obniżonym zasoleniem, nigdy nie osiągającym 25‰ (Nevesskaja i in., 2005). Cechą charakterystyczną zespołów wczesnosarmackich jest wysoka frekwencja przedstawicieli sercówek z podrodziny Lymnocardiinae, którą reprezentują trzy endemiczne rodzaje – *Inaequicostata*, *Plicatiforma* i *Obsoletiforma*. Natomiast przegrzebki, podobnie jak inne morskie gatunki stenohalinowe, nie przeżyły zmian środowiska, w wyniku których pełnomorski zbiornik późnobadeński przekształcił się w silnie izolowany basen wczesnego sarmatu o znacznych fluktuacjach w poziomie zasolenia (30–18‰), malejącym w kierunku wschodnim: grupy tej nie spotyka się w osadach młodszych od górnego badenu (Bohn-Havas i in., 1987; Studencka, Jasionowski, 2011). Skład taksonomiczny ro-

dzin Pectinidae i Cardiidae w modelowy sposób odzwierciedla reakcję małżów na zmiany środowiska w środkowym miocenie Paratetydy.

Literatura

BOHN-HAVAS M., BÁLDI T., KÓKAY J., HALMAI J., 1987 – Pectenid assemblage zones of the Miocene in Hungary. *Ann. Inst. Geol. Public. Hung.*, **70**: 335–367.

HARZHAUSER M., PILLER W.E., MÜLLEGGER S., GRUNERT P., MICHEELS A., 2010 – Changing seasonality patterns in Central Europe from Miocene Climate Optimum to Miocene Climate Transition deduced from the *Crassostrea* isotope archive. *Global and Planetary Change*, **76**, 1–2: 77–84.

HOLBOURN A., KUHNT W., SCHULZ M., FLORES J.-A., ANDERSEN N., 2007 – Orbitally-paced climate evolution during the middle Miocene "Monterey" carbon-isotope excursion. *Earth Planet. Sci. Letters,* **261**: 534–550.

NEVESSKAJA L.A., GONCHAROVA I.A., ILJINA L.B., 2005 – Types of Neogene marine and nonmarine basins exemplified by the Eastern Paratethys. *Paleontological J.*, **39**, 3: 227–235.

STUDENCKA B., JASIONOWSKI M., 2011 – Bivalves from the Middle Miocene reefs of Poland and Ukraine: A new approach to Badenian/Sarmatian boundary in the Paratethys. *Acta Geol. Pol.*, **61**, 1: 79–114.

STUDENCKA B., GONTSHAROVA I.A., POPOV S.V., 1998 – The bivalve faunas as a basis for reconstruction of the Middle Miocene history of the Paratethys. *Acta Geol. Pol.*, **48**, 3: 285–342.

ZAPIS KOPALNY WYDARZEŃ TERMALNYCH W PALEOGENIE: PRZYKŁADY Z POLSKICH KARPAT ZEWNĘTRZNYCH I OBSZARÓW PRZYGRANICZNYCH

FOSSIL RECORD OF THERMAL EVENTS IN THE PALEOGENE: EXAMPLES FROM THE POLISH OUTER CARPATHIANS AND BORDER AREAS

Andrzej SZYDŁO, Barbara SŁODKOWSKA, Małgorzata JUGOWIEC, Małgorzata GARECKA, Urszula HARA, Leszek JANKOWSKI, Tomasz MALATA, Piotr NESCIERUK

Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Kraków/Warszawa: aszy@pgi.gov.pl, bslo@pgi.gov.pl, mjug@pgi.gov.pl, uhar@pgi.gov.pl

W paleogenie basen zewnętrznokarpacki usytuowany na północnych obrzeżach oceanu tetydzkiego był miejscem gromadzenia osadów klastycznych deponowanych w systemie turbidytowym. Dominacja tego reżimu sedymentacyjnego była związana z gwałtownymi wahaniami poziomu morza (kreda/paleocen, paleocen/eocen) i intensywną geotektoniczną przebudową basenu czego efektem były także luki w zapisie kopalnym. Towarzyszące im osady węglanowe odzwierciedlające okresy podwyższonego poziomu morza (późny paleocen, późny eocen). W wyniku przebudowy przedpola i wypiętrzania resztek platformy węglanowej dostawały się one do basenu karpackiego w formie zsuwów i bloków oraz mniejszych fragmentów jako składnik spływów debrytowych. Razem z osadami gruboklastycznymi (piaskowce) były one zwykle transportowane po skłonie pokrytym hemipelagicznymi i pelagicznymi łupkami pstrymi, których dominacja przypadła na eocen (szczególnie jego środkową cześć), kiedy dochodziło głównie do zmian eustatycznych i termalnych. Ich kontynuacja nastąpiła w oligocenie wraz z rozwojem bogatej w materię organiczną, niekiedy marglistej facji menilitowej, która ostatecznie została zastąpiona przez piaskowcowe osady serii krośnieńskiej.

Powyższe uwarunkowania miały wpływ na wielkość i intensywność dostawy osadów terygenicznych, których chemiczny charakter oraz obecny w nich materiał organiczny i mineralny odzwierciedlał zmiany środowiskowe i termalne zachodzące zarówno w basenie, jak i na sąsiednim lądzie. Na pewno intensywna depozycja turbidytowa nie sprzyjała nagromadzeniu się materii organicznej, która ulegała w tych warunkach silnemu rozproszeniu i utlenieniu. Ponadto zmiany eustatyczne i wahania względnego poziomu morza przyczyniały się do wynoszenia wód bogatych w materię ograniczą lub wzrostu jej dostawy przez wody powierzchniowe z otaczających lądów. Akumulacja tej materii była możliwa tylko w okresach stagnacji wód i spadku aktywności geotektonicznej. W tych okresach jej rozkład na dnie basenu zintensyfikowany przez procesy hydrotermalne i diagenetyczne był związany z konsumpcją tlenu i wzrostem zawartości gazów cieplarnianych (CO_2, NH_4) odpowiedzialnych za niedotlenienie wód i ich zakwaszenie. Ponadto ograniczony zasięg występowania w paleogenie osadów węglanowych, które dodatkowo mogły wiązać dwutlenek węgla, przyczynił się do wzrostu jego udziału w atmosferze.

Do wzmożonego oddziaływania tych procesów na rozwój i rozprzestrzenienie świata organicznego przyczyniła się również w tym czasie termalna i gęstościowa stratyfikacja wód związana z uwarunkowaniami termalnymi i dopływem wód powierzchniowych do basenu.

Stres środowiskowy, wzmożony procesami sedymentacyjnymi i upwellingiem, doprowadził do gwałtownych zmian i niestabilności fizykochemicznych uwarunkowań w basenie. W tych niesprzyjających warunkach zdeponowany osad był kolonizowany w paleogenie przez mało zróżnicowaną, niekiedy ograniczoną do jednego gatunku, czy rodzaju krzemionkową mikrofaunę otwornicową typową dla paleocenu (*Glomospira*, *Glomospirella, Rzehakina),* czy też obecną również w eocenie (*Ammodiscus*, *Recurvoides*, *Bolivinopsis*) i oligocenie (*Chilostomella, Bulimina, Bolivina*). Natomiast wody powierzchniowe były zasiedlane przez specyficzny plankton wapienny i krzemionkowy. Ten ostatni obejmuje karłowate (*Globoconusa, Subbotina*), oportunistyczne i odporne na stres otwornice (*Gümbelitria*, *Chiloguembelina*, *Globanomalina*, *Globigerina, Cassigerinella*, *Catapsydrax*) typowe dla wczesnego paleocenu i eocenu oraz mikrofaunę (radiolarie) i mikroflorę krzemionkową (okrzemki), które kolonizowały odpowiednio: głębsze wody powierzchniowe w eocenie oraz płytsze i wysłodzone we wczesnym oligocenie. Stres środowiskowy dokumentują także kokolity i dinocysty, natomiast udział sporomorf w materii organicznej wskazuje na zmiany poziomu morza i wpływ lądu.

Na ciepłe interwały w eocenie karpackim wskazują również odporne na rozpuszczanie masywne skorupki planktonu (*Morozovella*, *Accarinina*) i bentosu otwornicowego (numulity) będącego, podobnie jak opisane mszywioły (cupuladriids), pozostałością budowli węglanowych, które istniały w paleogenie karpackim.

Specyficzne minerały i związki chemiczne w osadach paleocenu i eocenu (glaukonit, fosfor, syderyt) oraz wczesnego oligocenu (krzemionka) wskazują na sprzyjające ich powstaniu warunki klimatyczne i środowiskowe w basenie karpackim.

Ze względu na uwarunkowania paleogeograficzne i geotektoniczne, a także charakter sedymentacji na badanym obszarze zapis kopalny w różnym stopniu rejestruje globalne wydarzenia klimatyczne (KTB, PETM, EECO, MECO, EOT).

ZMIANY DOSTAWY MATERIAŁU TERYGENICZNEGO DO ZASTOISKA WARSZAWSKIEGO NA PODSTAWIE POMIARÓW PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ W STANOWISKU DĘBE – WSTĘPNE WYNIKI

CHANGES IN THE INFLOW OF TERRIGENOUS MATERIAL TO THE WARSAW ICE-DAMMED LAKE BASED ON MAGNETIC SUSCEPTIBILITY MEASUREMENTS AT THE DĘBE SITE – PRELIMINARY RESULTS

Artur TEODORSKI

Szkoła Doktorska Nauk Ścisłych i Przyrodniczych, Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski; a.teodorski@student.uw.edu.pl

W stanowiskach w okolicach miejscowości Dębe, około 20 km na N od Warszawy, odsłaniają się iły warwowe. Utwory te powstały w obrębie zastoiska warszawskiego, podczas fazy recesyjnej zlodowacenia odry (MIS 6) (Różycki, 1972). Zbiornik ten według poglądów Merty (1978, 1986) jest zbiornikiem ekstraglacjalnym, czyli w głównej mierze zasilanym przez rzeki roztopowe. Iły warwowe odsłaniające się na tym obszarze powstały w brzeżnej części zbiornika.

Do pilotażowych badań wykorzystano stanowisko pomiędzy miejscowościami Dębe a Izbica, zlokalizowane w krawędzi wysoczyzny polodowcowej. Odsłaniają się tutaj iły warwowe przykrywające bezpośrednio ilasto-piaszczystą warstwę z wyraźnymi strukturami przepływu, które najprawdopodobniej powstały z rozmycia wcześniej zdeponowanych iłów. W spągowej części odsłonięcia zalegają piaski fluwioglacjalne. W obrębie iłów warwowych zaobserwowano występowanie 69 warw. Warwy w spągowej części (w. 1–9) są cieńsze (6–12 mm grubości) i wyraźnie zaburzone. Powyżej występują bardziej miąższe warwy (7–28 mm), jednak zmniejszają one swoją grubość ku górze profilu (w. 10–59). W tej części występują liczne riplemarki. Stropowa część (w. 59–69) charakteryzuje się najgrubszymi warwami, osiągającymi maksymalnie 46 mm, bez widocznych riplemarków.

Podatność magnetyczna (MS) iłów waha się w przedziale od 64,7 (w. 57) do 116,6 x 10–6 [SI] (w. 24) i ogólnie współgra ze zmieniającą się grubością warw. Wyraźnie widoczne są fragmenty profilu o wyższej wartości MS (w. 1–29, 47–52, 62–69), gdzie przekracza 80 x 10–6 [SI] oraz fragmenty o niższej podatności (w. 30–46, 53–61). Wysokie wartości MS korelują się dobrze (r = –0,76) z malejącym stosunkiem ARM/IRM1T, co może świadczyć o większej ilości grubszego magnetytu w stosunku do drobnego magnetytu i odwrotnie w strefach o mniejszej podatności. Parametr S wskazuje na obopólny udział minerałów o wysokiej i niskiej koercji. Jednak dla fragmentów profilu o niskiej podatności jest widoczny większy udział hematytu.

Otrzymane wyniki wskazują na zmiany w zasięgu występowania zastoiska warszawskiego w jego początkowym etapie istnienia oraz podniesienie się poziomu wody wraz z krótkimi okresami zmiany dostawy materiału terygenicznego (w. 19–21 i w. 47–52). Dolna jak i górna część odsłonięcia mogą reprezentować płytsze środowisko zbliżone do strefy proksymalnej, podczas gdy w środkowej części zapisane jest pogłębienie zbiornika.

Literatura

MERTA T., 1978 – Extraglacial varved deposits of the Warsaw Ice-Dammed Lake (younger Pleistocene), Mazovia Lowland, Central Poland. *Acta Geol. Pol*., **28**, 2: 241–271.

MERTA T., 1986 – Varve sedimentation in extraglacial ice-dammed lakes. *Acta Geol. Pol*., **36**, 4: 325–336.

RÓŻYCKI Z.S., 1972 – Plejstocen Polski Środkowej, wyd. 2. PWN, Warszawa.

ZMIENNOŚĆ ŚREDNIEJ ROCZNEJ TEMPERATURY POWIETRZA W PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ POLSCE W PÓŹNYM PLEJSTOCENIE

MEAN ANNUAL AIR TEMPERATURE VARIABILITY IN NW POLAND DURING THE LATE PLEISTOCENE

Michał TOMCZAK[1], Jérôme KAISER[2], Krzysztof R. BORÓWKA[3], Anna HRYNOWIECKA[1], Joanna SŁAWIŃSKA[3], Bartosz KOTRYS[1], Krzysztof STEFANIAK[4], Adam KOTOWSKI[4], Helge W. ARZ[2]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; michal.tomczak@pgi.gov.pl

[2] Institute for Baltic Sea Research, Warnemünde, Rostock, Niemcy

[3] Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński, ul. Mickiewicza 16, 70-383 Szczecin

[4] Wydział Nauk Biologicznych, Uniwersytet Wrocławski, ul. Kuźnicza 35, 50-138 Wrocław

Rekonstrukcja zdarzeń klimatycznych i zmian środowiskowych późnego plejstocenu jest niezbędna dla zrozumienia obecnego systemu klimatycznego oraz zmian przewidywanych w przyszłości. Zapis tych zmian w wysokich szerokościach geograficznych jest bardzo ograniczony ze względu na erozyjną działalność nasuwających się lądolodów. W 2016 r. podczas budowy zachodniej obwodnicy Gorzowa Wielkopolskiego odkryto kompleks osadów kopalnego jeziora osiągający miąższość 11 m. W jednej z facji osadowych odkryto prawie kompletny szkielet ciepłolubnego nosorożca Stephanorhinus kirchbergensis, który jest jednym z najlepiej zachowanych egzemplarzy in situ w Europie. W celu uzyskania wstępnego modelu wiekowego tego profilu, jego spągową i stropową część poddano odpowiednio badaniom OSL i ^{14}C AMS. Uzyskane wyniki wskazują na okres depozycji osadów pomiędzy interglacjałem eemskim a środkowym pleniglacjałem (140 ka i 33,2 ka cal BP). Prezentowane wyniki badań przedstawiają rekonstrukcję zmienności średniej rocznej temperatury powietrza (mean annual air temperaturę, MAAT) opartą na analizie specyficznych lipidów błonowych (glycerol dialkyl glycerol tetraethers, GDGT) produkowanych przez bakterie (kwasowe) żyjące głównie w glebie. Wyniki wskazują, że rekonstrukcja MAAT objęła okres interglacjału eemskiego (MIS 5e), ze średnią roczną (wieloletnią) temperaturą powietrza 9,5°C (tj. wyższą o około 1°C od współczesnych wartości), oraz wczesnego Vistulianu, w którym to temperatura obniżyła się do 5°C (MIS 5d), następnie osiągnęła współczesną wartość 8,5°C (MIS 5c), aby w stropowej części profilu obniżyć się do 6°C (MIS 5b). Te same próbki osadu posłużyły analizie koncentracji rtęci (mającej właściwości zwiększonej absorpcji w okresach zimnych przez rośliny naczyniowe), która potwierdziła charakter i przebieg zmian klimatycznych. Otrzymane wyniki dodatkowo zestawiono z wynikami analizy palinologicznej oraz zgromadzeń Chironomidae celem ustalenia dokładniejszej chronologii tego profilu oraz szerszego tła środowiskowego. Rezultaty oparte na analizie biomarkerów stanowią unikalny ciągły zapis zmian temperatury interglacjału eemskiego oraz wczesnego Vistulianu w Europie.

Projekt badawczy sfinansowany przez Narodowe Centrum Nauki (NCN), na podstawie umowy nr UMO-2017/25/B/ST10/00111.

MIOCEŃSKIE ZMIANY KLIMATU I ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH NA NIŻU POLSKIM – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ Z KONIŃSKO-ADAMOWSKICH ODKRYWEK WĘGLA BRUNATNEGO

MIOCENE CHANGES OF CLIMATE AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS IN THE POLISH LOWLANDS – PRELIMINARY RESULTS FROM KONIN-ADAMÓW LIGNITE OPENCASTS

Marek WIDERA, Tomasz ZIELIŃSKI

Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; widera@amu.edu.pl; zielu@amu.edu.pl

Trend zmian klimatycznych w miocenie miał charakter globalny, ale na rytm tych zmian wpływ miały też regionalne zjawiska tektoniczne (Zachos i in., 2001). W przypadku Niżu Polskiego były to ruchy orogenu alpejsko-karpackiego (Słodkowska, Kasiński, 2016; Widera i in., 2019). Z jednej strony na przedpolu Karpat dochodziło wtedy do wielkopromiennych ruchów epejrogenicznych, ale także uaktywnieniu uległy lokalne strefy uskokowe, tj. rowy tektoniczne, w których powstały najbardziej produktywne pokłady węgla brunatnego (Widera, 2007). Z drugiej natomiast końcowe etapy intensywnego wznoszenia się Karpat bardzo ograniczyły dopływ ciepłych i wilgotnych mas powietrza z południa na obszar Niżu Polskiego (Kasiński, Słodkowska, 2016). Skutkiem wywołanych m.in. regionalną tektoniką zmian klimatu były też zmiany środowisk sedymentacyjnych, a w efekcie – zróżnicowanie osadów.

Obecnie w konińsko-adamowskich odkrywkach eksploatowany jest wyłącznie pierwszy środkowopolski pokład węgla brunatnego. Pomijając paleogen, neogen na omawianym obszarze obejmuje wyłącznie dwie formacje litostratygraficzne, czyli koźmińską i poznańską. Formacja koźmińska obejmuje osady podwęglowe, głównie piaszczyste z cienkimi przewarstwieniami piasków węglistych i węgli brunatnych. Ich środowisko sedymentacji wiąże się z rozległymi równinami aluwialnymi, po których płynęły rzeki o charakterze roztokowym (Widera, 2007). Formacja poznańska dzieli się na ogniwo iłów szarych i ogniwo wielkopolskie. Ogniwo iłów szarych na badanym obszarze to przede wszystkim pierwszy środkowopolski pokład węgla brunatnego. Do tego ogniwa, jak wynika z jego nazwy, należą też nieciągłe, cienkie soczewy „iłów szarych" z ksylitami, które zalegają wprost na stropie ww. pokładu (Widera, 2007). Dość powszechna obecność osadów stożków krewasowych w obrębie tego pokładu węglowego dowodzi, że powstał on głównie jako torfowisko niskie, w strefie poza-, międzykorytowej środkowomioceńskiej rzeki anastomozującej lub meandrującej (Widera, 2016; Widera i in., 2017; Chomiak i in., 2019). Odpowiada to ostatniemu pikowi środkowomioceńskiego optimum klimatycznego, kiedy klimat był umiarkowany ciepły i wilgotny (Kasiński, Słodkowska, 2016; Worobiec i in., 2020). Następnie powstało ogniwo wielkopolskie, składające się z różnokolorowych „iłów", poziomów gleb kopalnych i paleokoryt rzecznych. Ostatnie badania pozwalają łączyć powstanie osadów tego ogniwa ze środowiskiem fluwialnym, a na obszarze złóż węgla brunatnego – z rzeką o charakterze anastomozującym (Widera i in., 2019). W tym czasie klimat stawał się coraz chłodniejszy i bardziej suchy, z wyraźnie zaznaczającą się sezonowością (Słodkowska, 1998; Słodkowska, Kasiński, 2016).

Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu nr 2017/27/B/ST10/00001

Literatura

CHOMIAK L., WACHOCKI R., MACIASZEK P., WIDERA M., ZIELIŃSKI T., 2019 – Seismically-induced soft-sediment deformation in crevasse-splay microdelta deposits (Middle Miocene, central Poland). *Geol. Quart.*, **63**: 162–177.

KASIŃSKI J.R., SŁODKOWSKA B., 2016 – Factors controlling Cenozoic anthracogenesis in the Polish Lowlands. *Geol. Quart.*, **60**: 959–974.

SŁODKOWSKA B., 1998 – Palynological characteristics of the Neogene brown coal seams. [W:] Ważyńska H. (red.), Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **160**: 28–33.

SŁODKOWSKA B., KASIŃSKI J.R., 2016 – Paleogen i neogen – czas dynamicznych zmian klimatycznych. *Prz. Geol.*, **64**: 15–25.

WIDERA M., 2007 – Litostratygrafia i paleotektonika kenozoiku podplejstoceńskiego Wielkopolski. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

WIDERA M., 2016 – Depositional environments of overbank sedimentation in the lignite-bearing Grey Clays Member: New evidence from Middle Miocene deposits of central Poland. *Sed. Geol.*, **335**: 150–165.

WIDERA M., CHOMIAK L., GRADECKI D., WACHOCKI R., 2017 – Osady glifu krewasowego z miocenu Polski środkowej w okolicach Konina. *Prz. Geol.*, **65**: 251–258.

WIDERA M., CHOMIAK L., ZIELIŃSKI T., 2019 – Sedimentary facies, processes and paleochannel pattern of an anastomosing river system: an example from the Upper Neogene of Central Poland. *Jour. Sediment. Res.*, **89**: 487–507.

WOROBIEC E., WIDERA M., WOROBIEC G., KURDZIEL B., 2020 – Middle Miocene palynoflora from the Adamów lignite deposit, central Poland. *Palynology*, **44**. Doi: org/10.1080/01916122.2019.1697388.

ZACHOS J., PAGANI M., SLOAN L., THOMAS E., BILLUPS K., 2001 – Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**: 686–693.

OTWORNICOWY ZAPIS ZMIAN KLIMATYCZNYCH ŚRODKOWEJ CZĘŚCI MASTRYCHTU NA OBSZARZE EUROPY

FORAMINIFERAL RECORD OF MID-MAASTRICHTIAN CLIMATE CHANGES IN EUROPE

Weronika WIERNY[1, 2]

[1] Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; weronika.wierny@student.uw.edu.pl

[2] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; weronika.wierny@pgi.gov.pl

Historia Ziemi obfitowała w liczne perturbacje ekosystemowe, do których należały tzw. wielkie wymierania, związane najczęściej z nagłymi zmianami zachodzącymi w środowisku. Poznanie ich przyczyn stanowi istotne zagadnienie w naukach geologicznych oraz biologicznych, ponieważ są one kluczem do zrozumienia współczesnych zmian klimatycznych.

W późnej kredzie, w środkowej części mastrychtu, miał miejsce globalny kryzys biotyczny, nazywany zdarzeniem środkowego mastrychtu (ang. mid-Maastrichtian Event, MME). Kryzys ten kojarzony jest ze zmianami paleoklimatycznymi i paleośrodowiskowymi, takimi jak stosunkowo nagły i krótkotrwały wzrost poziomu morza oraz migracja morskich organizmów, zarówno planktonicznych, jak i bentosowych (Thibault, Husson, 2016). W zapisie kopalnym notowane są masowe wymierania wśród bezkręgowców morskich takich jak inoceramy właściwe i rudysty (Johnson, Kauffman, 1996; MacLeod, Huber, 2001; Gómez-Alday i in., 2004). MME jest, obok wymierania w pobliżu granicy cenoman/turon (ang. *Cenomanian-Turonianananoxic event*, OAE2), jednym z ważniejszych kryzysów biotycznych występujących w okresie kredowym. Mimo to jest ono znacznie słabiej rozpoznane zarówno w zapisie paleontologicznym, jak i geochemicznym.

W celu dokładniejszego ustalenia pozycji stratygraficznej MME oraz interpretacji zmian paleośrodowiskowych, jakie zaszły w badanym czasie, opracowaniu poddano dwa ciągłe profile utworów mastrychtu z obszaru basenu środkowoeuropejskiego: (1) w Danii (Stevns 1) oraz (2) w Polsce (Polanówka UW-1). W ramach badań wykonano szczegółowe analizy ilościowe i jakościowe występujących w próbkach zespołów otwornicowych (zarówno planktonicznych, jak i bentosowych). Ponadto oceniono stan zachowania materiału mikropaleontologicznego. Następnie wykonano analizy geochemiczne obejmujące pomiary wartości stosunków izotopów trwałych węgla i tlenu ($\delta^{18}O$ i $\delta^{13}C$) skorupek wybranych otwornic reprezentujących różne środowiska życia (*Gyroidinoides globosus*, *Cibicidoides voltzianus*, *Globigerinelloides* spp.). Taksony poddane badaniom geochemicznym wytypowano na podstawie wcześniejszych obserwacji wpływu efektu witalnego poszczególnych gatunków otwornic na zapis stosunków izotopowych w ich skorupkach (Dubicka i in., 2018).

Porównanie zespołów otwornicowych oraz wartości $\delta^{13}C$ umożliwiło skorelowanie ze sobą obydwu profili oraz zlokalizowanie w ich obrębie MME. Otrzymane wartości stosunków izotopów trwałych węgla i tlenu pozwoliły wskazać zmiany środowiskowe, jakie zaszły w tym czasie: m.in. znaczny wzrost poziomu morza oraz zmiany w cyrkulacji wód basenu środkowoeuropejskiego.

Badania zostały wykonane w wyniku realizacji projektu badawczego o numerze 2017/27/B/ST10/00687 finansowanego ze środków Narodowego Centrum Nauki.

Literatura

DUBICKA Z., WIERZBOWSKI H., WIERNY W., 2018 – Oxygen and carbon isotope records of Upper Cretaceous foraminifera from Poland: Vital and microhabitat effects. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **500**: 33–51.

GÓMEZ-ALDAY J.J., LOPEZ G., ELORZA J., 2004 – Evidence of climatic cooling at the Early/Late Maastrichtian boundary from inoceramid distribution and isotopes: Sopelana section, Basque Country, Spain. *Cretaceous Res.*, **25**: 649–668.

JOHNSON C.C., KAUFFMAN E.G., 1996 – Maastrichtian extinction patterns of Caribbean Province rudistids. *W*: The Cretaceous-Tertiary Mass Extinction: Biotic and Environmental Events (red. MacLeod N., Keller G.): 231–273. W.W. Norton and Co, New York.

MACLEOD K.G., HUBER B.T., 2001 – The Maastrichtian record at Blake Nose (western North Atlantic) and implications for global palaeoceanographic and biotic changes. *Geol. Soc., London, Spec. Publ.*, **183**: 111–130.

THIBAULT N., HUSSON D., 2016 – Climatic fluctuations and sea-surface watercirculation patterns at the end of the Cretaceous era: Calcareous nannofossil evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **441**: 152–164.

CALLOVIAN OXYGEN AND CARBON ISOTOPE RECORD OF THE RUSSIAN PLATFORM

ZAPIS IZOTOPOWY TLENU I WĘGLA PLATFORMY ROSYJSKIEJ W KELOWEJU

Hubert WIERZBOWSKI[1], Alexei P. IPPOLITOV[2], Denis B. GULYAEV[3], Mikhail A. ROGOV[2]

[1] Polish Geological Institute – National Research Institute, Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, Poland; hubert.wierzbowski@pgi.gov.pl

[2] Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky lane 7, 119017 Moscow, Russia; ippolitov.ap@gmail.com, russianjurassic@gmail.com

[3] Interdepartmental Stratigraphic Committee (ISC) of Russia, Chekhova 25-7, 150054 Yaroslavl, Russia; dbgulyaev@gmail.com

The Callovian–Kimmeridgian oxygen isotope record of belemnite rostra from the Russian Platform and other European basins has been for a long time a matter of debate. An increase in belemnite and fish tooth $\delta^{18}O$ values at the Callovian–Oxfordian transition was interpreted as an evidence of a severe cooling (e.g., Dromart *et al.*, 2003) or a result of changes in water circulation (e.g., Wierzbowski *et al.*, 2013). A pronounced increase of the $\delta^{18}O$ values was linked to a gradual climatic warming or shallowing of epeiric sea basins (Dromart *et al.*, 2003; Wierzbowski *et al.*, 2013). A recent clumped isotope study of Wierzbowski *et al.* (2018) has, however, shown that the belemnite $\delta^{18}O$ record of the Russian Platform is affected by salinity variations. The clumped isotope data indicate a constant seawater temperature (ca. 16°C) of the Middle Russian Sea throughout the latest Callovian–mid-Kimmeridgian and its progressive freshening (Wierzbowski *et al.*, 2018).

A compilation of new and published belemnite data from the poorly studied Callovian interval of the Russian Platform is presented. Newly collected samples were carefully screened for the preservation state using cathodoluminescence and chemical analyses. The studied rostra were non-luminescent and characterized by low Mn (≤10 ppm), Fe (≤35 ppm) and high Sr (≥883 ppm) contents.

Belemnite $\delta^{18}O$ values are scattered and vary between –0.4 to 2.4‰ VPDB (fig. 1). Three positive excursions (in the lowermost Callovian, at the Lower–Middle Callovian boundary and in the uppermost

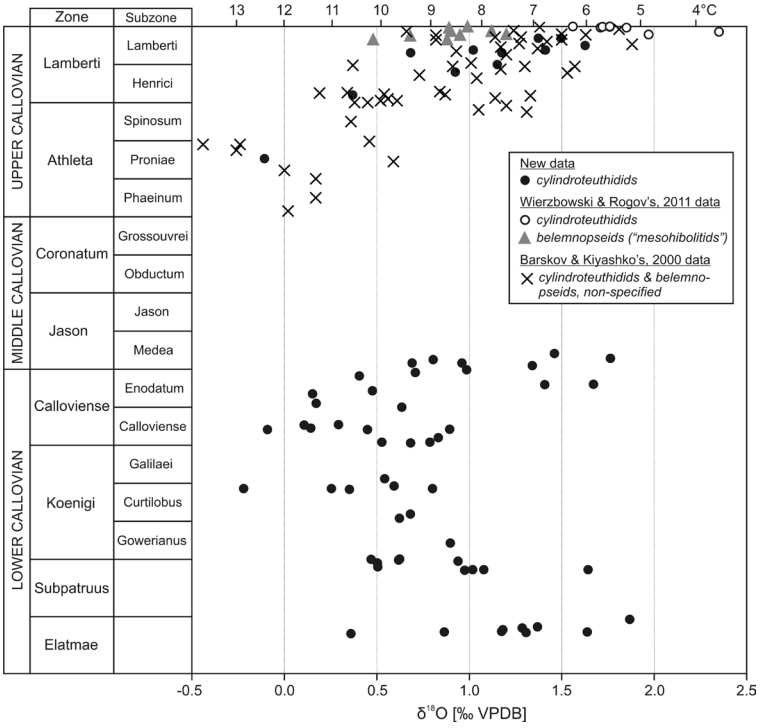


Fig. 1. $\delta^{18}O$ values of Callovian belemnite rostra from the Russian Platform and palaeotemperatures calculated assuming a constant $\delta^{18}O_{water}$ = –1‰ VSMOW

Callovian) are observed. High belemnite $\delta^{18}O$ values coincide with elevated $\delta^{13}C$ values. A moderate, statistically significant correlation (R = 0.46) is observed between belemnite $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values in the new dataset, similar correlation (R = 0.48) is found within the sole cylindroteuthidid data.

Positive $\delta^{18}O$ shifts, which are predominantly associated with transgressions and the periods of prevalence of (Sub) boreal cephalopod faunas, could have resulted from decreased water temperatures. The partial co-variance between belemnite $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values corresponds, however, to salinity variations rather than the temperature changes. In addition, relatively high $\delta^{18}O$ values (0.2 to 1.9‰ VPDB) measured from the lowermost Callovian and the Lower–Middle Callovian boundary show that there was no single cooling or increased salinity episode in the Middle Russian Sea (cf. Dromart *et al*., 2003; Wierzbowski *et al*., 2018). The fluctuations in the Callovian belemnite $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ trends should be related to multiphase changes in the circulation patterns of local basin water. Although the Middle Callovian isotope record needs further studies the presented data confirm a dominant effect of regional factors on the isotope record of the Russian Platform.

References

BARSKOV I.S., KIYASHKO S.I., 2000 — Thermal regime variations in the Jurassic Marine Basin of the East European Platform at the Callovian/Oxfordian boundary: evidence from stable isotopes in belemnite rostra. *Dokl. Earth Sc.*, **372**: 643–645.

DROMART G., GARCIA J.-P., GAUMET F., PICARD S., ROUSSEAU M., ATROPS F., LECUYER C., SHEPPARD S.M.F., 2003a — Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: geological and geochemical evidence. *Am. J. Sci*., **303**: 667–707.

WIERZBOWSKI H., ROGOV M.A., MATYJA B.A., KISELEV D., IPPOLITOV A., 2013 —Middle–Upper Jurassic (Upper Callovian–Lower Kimmeridgian) stable isotope and elemental records of the Russian Platform: Indices of oceanographic and climatic changes. *Global Planet. Change*, **107**: 196–212.

WIERZBOWSKI H., BAJNAI D., WACKER U., ROGOV M.A., FIEBIG J., TESAKOVA E.M., 2018 — Clumped isotope record of salinity variations in the Subboreal Province at the Middle–Late Jurassic transition. *Global Planet. Change*, **167**: 172–189.

GŁĘBOKOMORSKA BIOGENICZNA SEDYMENTACJA KRZEMIONKOWA W KONTEKŚCIE WAHAŃ KLIMATYCZNYCH PALEOGENU

DEEP-SEA BIOSILICEOUS SEDIMENTATION VERSUS PALEOGENE CLIMATE VARIABILITY

Jakub WITKOWSKI[1], Karolina BRYŁKA[2]

[1] Instytut Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński; jakub.witkowski@usz.edu.pl

[2] Department of Geology, Faculty of Science, Lund University, Szwecja

Globalny cykl obiegu węgla i jego powiązania z innymi cyklami biogeochemicznymi to od wielu lat jedne z najważniejszych zagadnień nauk o Ziemi. Z punktu widzenia wyzwań, jakie stawia przed ludzkością obserwowane współcześnie globalne ocieplenie, szczególnie istotne jest rekonstruowanie zmian klimatycznych, jakie towarzyszyły zaburzeniom globalnego cyklu obiegu węgla w przeszłości geologicznej. Poza czynnikami tektonicznymi, obitalnymi i atmosferycznymi, tradycyjnie branymi pod uwagę w badaniach paleoklimatycznych, coraz większą wagę przywiązuje się do kwestii wzajemnych oddziaływań pomiędzy poszczególnymi rezerwuarami węgla.

W ostatnich latach przedmiotem ożywionej dyskusji jest funkcjonowanie sprzężenia zwrotnego pomiędzy stężeniem gazów cieplarnianych w atmosferze a intensywnością wietrzenia chemicznego skał krzemianowych na lądach. Sprzężenie to ma oddziaływać w skali czasowej od setek tysięcy do milionów lat, spełniając rolę termostatu w skali planetarnej. Wzrost stężenia gazów cieplarnianych w atmosferze prowadzi do nasilonego wietrzenia krzemianów, co z kolei pochłania CO_2. Skutkiem tego procesu jest nie tylko obniżenie pCO_2 i temperatury, ale także uwolnienie krzemianów i alkaliów, które w postaci roztworu dostają się do oceanów wraz ze spływem powierzchniowym. Pod uwagę brane są dwa modele funkcjonowania termostatu: model, w którym siła związku pomiędzy klimatem a wietrzeniem nie ulega zmianie oraz taki, w którym siła związku zmienia się w czasie. Jak dotąd nie jest jasne, który z modeli poprawnie opisuje działanie planetarnego termostatu. Wydaje się jednak, że kluczem do wyłonienia bardziej prawdopodobnego spośród powyższych modeli jest wnikliwa analiza długookresowych zmian klimatycznych w paleogenie.

Zwiększona dostawa krzemianów ze spływu powierzchniowego powinna się przejawiać wzmożoną akumulacją krzemionki biogenicznej w oceanach. Liniowy model sprzężenia zwrotnego powinien przejawiać się apogeum pogrzebania krzemionki w osadach oceanicznych podczas wczesnoeoceńskiego optimum klimatycznego (EECO), kiedy temperatury wód powierzchniowych i głębinowych oceanu światowego osiągnęły najwyższy poziom w kenozoiku. Z kolei model zakładający zmienną siłę związku pomiędzy klimatem a wietrzeniem na lądach powinien przejawiać się obniżoną częstością występowania osadów krzemionkowych we wczesnym eocenie.

Analiza rozmieszczenia stratygraficznego paleogeńskich facji krzemionkowych (czert, tzw. porcelanit, a także osady biogeniczne) daje sprzeczne sygnały. Maksimum występowania czertu i porcelanitu w czasie koreluje się ściśle z EECO, co wskazuje na wielowymiarowe związki pomiędzy stężeniem atmosferycznych gazów cieplarnianych, produkcją pierwotną, temperaturą wód głębinowych i diagenezą biogenicznych osadów krzemionkowych. Z kolei paleogeńskie osady biogeniczne zasobne w krzemionkę wykazują najwyższą frekwencję – i największe rozprzestrzenienie geograficzne – w środkowym eocenie. Wskazuje to na związek produktywności powierzchniowych wód oceanu światowego z nasilonym mieszaniem wód oceanicznych w pionie, wymuszonym przez postępujące od schyłku wczesnego eocenu globalne ochłodzenie. Spostrzeżenia te są spójne z danymi ilościowymi: te spośród paleogeńskich sukcesji osadowych, w których stan zachowania krzemionki biogenicznej jest dobry, a efekty diagenezy znikome, wskazują, że tempo akumulacji krzemionki biogenicznej we wczesnym eocenie było niskie, natomiast w środkowym eocenie miało wyraźną tendencję wzrostową.

Z przeprowadzonej analizy płyną dwa istotne wnioski. Po pierwsze, brak jest jednoznacznych dowodów przemawiających na korzyść linearnego modelu sprzężenia zwrotnego pomiędzy klimatem a wietrzeniem chemicznym krzemianów na lądach. Ilościowe rekonstrukcje tempa akumulacji krzemionki biogenicznej

są spójne z modelem nielinearnym. Po drugie, wydaje się, że natężenie biogenicznej sedymentacji krzemionkowej na przestrzeni paleogenu nie było uzależnione wyłącznie od dostawy rozpuszczonej krzemionki z kontynentów. Wyraźny wpływ na jej rozprzestrzenienie geograficzne miały zmiany cyrkulacji oceanicznej podyktowane globalnym ochłodzeniem na przestrzeni środkowego i późnego eocenu.

Badania sfinansowano z grantu NCN 2016/21/B/ST10/02937.

PLEJSTOCEŃSKIE CYKLE KLIMATYCZNE NA POŁUDNIOWO-WSCHODNIM PODLASIU I POLESIU – ZAPIS W OSADACH

PLEISTOCENE CLIMATE CYCLES IN SOUTH-EASTERN PODLASIE AND POLESIE – RECORD IN SEDIMENTS

Marcin ŻARSKI, Katarzyna POCHOCKA-SZWARC

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mzar@pgi.gov.pl, kpoch@pgi.gov.pl.

W plejstocenie na skutek drastycznego ochłodzenia klimatu Ziemi obszar półkuli północnej i południowej ulegał cyklicznym zlodowaceniom. Pomiędzy cyklami glacjalnymi klimat się ocieplał i wkraczał w okresy interglacjalne. Przyczyn tych zjawisk należy upatrywać głównie w czynnikach orbitalnych (Milankowic, 1949).

Plejstocen dzieli się na trzy piętra: dolne (2,6–0,78 mln lat), środkowe (0,78–0,126 mln lat) oraz górne (0,126–0,0117 mln lat) (Marks i in., 2016). W okresie dolnego plejstocenu (MIS 104-36) do 1,2 mln lat dominowały cykle chłodne i cieplejsze o długości trwania ok. 40 tys. lat, wówczas okresy ciepłe były dłuższe od zimnych (Granoszewski, Winter, 2016). W tym okresie, poprzedzającym plejstoceńską epokę lodowcową, Polska nie była pokryta lądolodem, a na jej powierzchni akumulowane były osady głównie jeziorno-rozlewiskowe i rzeczne zaliczane do tzw. formacji preglacjalnej. Od górnej części dolnego plejstocenu (od ok. 0,9 mln lat) i pojawienia się pierwszych lądolodów, dominował cykl zmian klimatu co 100 tys. lat, kiedy okresy zlodowaceń były wielokrotnie dłuższe niż okresy interglacjalne (Granoszewski, Winter, 2016; Hrynowiecka, 2016). Przyjmuje się (Tzedakis i in., 2012), że najdłużej trwały okresy ocieпleń interglacjałów: augustowskiego (MIS 17) ok. 30 tys. lat; mazowieckiego (MIS 11c) 37 tys. lat, a najkrótsze było ostatnie ocieplenie interglacjału eemskiego (MIS 5) trwające ok. 15 tys. lat.

Na terenie Podlasia i Polesia wielkie cykle klimatyczne plejstocenu zapisane są w nieciągłych sekwencjach osadów: rzecznych, jeziornych, glacjalnych, fluwioglacjalnych, eolicznych, wietrzeniowych, deluwialnych należących do kompleksów: preglacjalnego, południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego (tab. 1). Najważniejsze dla odtworzenia paleoklimatu, a zarazem dla stratygrafii plejstocenu są osady jeziorne, w których jest zawarty zapis ocieпleń interglacjałów: augustowskiego (podlaskiego), ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego. Z omawianej części Podlasia i Polesia zestawiono stanowiska, w których udokumentowano paleobotanicznie i paleofaunistycznie osady wymienionych interglacjałów oraz okresów lodowcowych, zgodnie z aktualnym stanem rozpoznania geologicznego (tab. 1).

Literatura

GRANOSZEWSKI W., WINTER H., 2016 – Zmiany klimatu w plejstocenie w świetle danych palinologicznych. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 43–48.

HRYNOWIECKA A., 2016 – Przyczyny i mechanizmy zmian klimatu w plejstocenie – state of art. *Prz. Geol.*, **64**, 1: 26–34.

MARKS L., DZIERŻEK J., JANISZEWSKI R., KACZOROWSKI J., LINDNER L., MAJECKA A., MAKOS M., SZYMANEK M., TOŁOCZKO-PASEK A., WORONKO B., 2016 – Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geol. Pol.*, **66**, 3: 403–427

MILANKOWIĈ M.M., 1949 – Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Sci., Spec. Pub.*, **132**, *Section of Mathematical and Natural Sciences*, **33**: 633.

TZEDAKIS P.C., WOLFF E.W., SKINNER L.C., BROVKIN V., HODELL D.A. MCMANUS J.F., RAYNAUD D., 2012 – Can we predict the duration of an interglacial. *Clim. Past*, **8**: 1473–1485.

Tabela 1

Tabela stratygraficzna plejstocenu południowo-wschodniego Podlasia i Polesia (wg Marksa i in., 2016, zmienione) z zestawieniem wybranych stanowisk z osadami plejstoceńskimi

Czas (ka)	MIS	stratygrafia	zlodowacenia / interglacjały	kompleksy	geneza osadów	stanowiska
11,7	1	holocen	holocen	holocen	jeziorne, rzeczne, biogeniczne	Perespilno, Krowie Bagno
115	5d-2	plejstocen górny	wisły	północnopolski	jeziorne, eoliczne, residualne, jeziorno-peryglacjalne, rzeczne	Perespilno, Ławy, Krowie Bagno, Bagno Staw, Bagno Bubnów, Jezioro Moszne
130	5e		eemski		jeziorne	Kontrowers, Ławy, Wola Okrzejska, Kępa, Karczunek
367	10-6	plejstocen środkowy	odry / krzny	środkowopolski	fluwioglacjalne, fluwioperyglacjalne	Huta Radoryska, Wał Włodawski, Sosnowica, Łomazy, Wólka Siemieńska
420	11		mazowiecki		jeziorne, rzeczne	Przytulin, Wólka Domaszewska, Kol. Bystrzycka, Hermanów, Planta, Ortel Królewski, Rososz, Suszno, Dobropol, Brus, Syrniki
560	12		san 2	południowopolski	glacjalne, fluwioglacjalne, zastoiskowe	Luszawa, Stawki, Ratułowice, Marianka, Góra Grabowska, Koczargi Sosnowica, Karczunek
610	15-13		ferdynandowski		jeziorne, rzeczne	Podlodów, Stok, Ferdynandów, Zdany, Kosiorki, Sosnowica
660	16		san 1		glacjalne, fluwioglacjalne, zastoiskowe	Luszawa, Sosnowica, Karczunek, Planta
790	21-17		augustowski		rzeczne, jeziorne	Siedlce, Łuków, Luszawa, Dawidy, Podedwórze, Opole
940	22	plejstocen dolny	nidy		glacjalne, fluwioglacjalne, zastoiskowe	Siedlce, Luszawa, Żmirki, Sosnowica, Brus Nowy, Pieszowola
2588	103-23		preplejstocen	preglacjalny	rzeczne, jeziorne	Niwa Babicka, Moszczana, Planta, Żmirki, Dębowa Kłoda, Uhnin

POSTERY

ZAPIS PALEOBOTANICZNY SUKCESJI EEMSKIEJ – STANOWISKO JAGODNE (RÓWNINA GARWOLIŃSKA)

PALAEOBOTANICAL RECORD OF EEMIAN SUCCESSION – JAGODNE SITE (GARWOLIN PLAIN)

Aleksandra BOBER[1], Dorota BRZOZOWICZ[2], Danuta DRZYMULSKA[3], Marcin ŻARSKI[4], Irena Agnieszka PIDEK[1]

[1]Instytut Nauk o Ziemi i Środowisku, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, al. Kraśnicka 2d, 20-718 Lublin; aleksandra.bober@umcs.pl; i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl

[2] Katedra Geologii i Geomorfologii, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; dorota.brzozowicz@edu.uni.lodz.pl

[3] Wydział Biologii, Uniwersytet w Białymstoku, ul. Ciołkowskiego 1J, 15-245 Białystok; drzym@uwb.edu.pl

[4] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mzar@pgi.gov.pl

W ramach prac nad reambulacją arkusza Garwolin (566) SMGP w skali1:50 000 na obszarze Równiny Garwolińskiej (centralna Polska) stwierdzono występowanie ponad 20 kopalnych zbiorników z osadem biogenicznym (Żarski, 2020), których wiek oznaczono metodą analizy pyłkowej na interglacjał eemski (MIS 5e). Stanowisko Jagodne to jedno ze stanowisk eemskich o znacznej miąższości interglacjalnych osadów organogenicznych. Składają się na nie gytie i torfy. Przy pomocy sondy Geoprobe pobrano profil sondażowy Ja-0, w którym miąższość serii eemskiej wynosi 1,30 m. Zapis lokalnych poziomów pyłkowych (ang. *Local Pollen Assemblage Zones*; LPAZs) jednoznacznie wskazywał na ich podobieństwo do regionalnych poziomów pyłkowych eemu wyznaczonych przez Mamakową (1989), jednak w poziomie grabowym widoczny był gwałtowny spadek wartości procentowych *Carpinus*, który powtarzał się także w równolegle badanym palinologicznie sąsiednim stanowisku Żabieniec. Wobec tego, w celu prześledzenia, czy ta powtarzająca się zmiana w poziomie grabowym optimum interglacjalnego może mieć charakter oscylacji klimatycznej, pobrano ponownie rdzeń osadów w 2019 r. Rdzeń ten, oznaczony jako Ja-19 o całkowitej miąższości 9,60 m, zawiera 1,80 m serię organogeniczną wieku eemskiego wraz z przyległymi chłodnymi okresami (późnowarciańskim i wczesnovistuliańskim). Metodą analizy pyłkowej opracowano łącznie 112 próbek (profil Ja-19: 74 próbki; profil Ja-0: 38 próbek). Ponadto, dla profilu Ja-19 wykonana została analiza makroszczątków roślinnych dla 85 prób.

Wysokorozdzielcza analiza palinologiczna w profilu Ja-19 wykazała, że spektra pyłkowe pozwalają na wydzielenie 14 Lokalnych Poziomów Zespołów Pyłkowych, które przypisano do regionalnych poziomów R PAZs wyznaczonych przez Mamakową (1989). Seria eemska charakteryzuje się bardzo dobrze rozwiniętymi poziomami dębowym (E3) i grabowym (E5), a także znacznej miąższości poziomem świerkowym (E6). Wyniki te korespondują z analizą materiału palinologicznego pobranego z profilu Ja-0. Widoczny spadek udziału krzywej *Carpinus* w E5 RPAZ zinterpretowano na tle podobnego zjawiska w profilu Żabieniec jako przejaw spadku poziomu wody i rozwoju torfowiska w miejsce wypłyconego jeziora. W próbkach palinologicznych eemskiego jeziora Jagodne obecne są również taksony wskaźnikowe dla klimatu ciepłego i wilgotnego takie jak: *Hedera helix*, *Viscum*, *Buxus sempervirens* oraz *Ilex aquifolium* występujące także w innych diagramach z tego okresu (m.in. Granoszewski, 2003; Kupryjanowicz, 2008; Kupryjanowicz i in., 2018).

Na podstawie wyników analizy makroszczątków roślinnych dla profilu Ja-19 (odcinek 5,10–6,80 m) wydzielono 11 lokalnych poziomów makroszczątkowych (*Local Macrofossils Assemblage Zones*, LMAZs). Dokumentują one bardzo dobrze fazę przekształcania się zbiornika jeziornego w torfowisko, które powstało już w okresie grabowym eemu. Wskazują na przekształcanie się torfowiska niskiego ze zbiorowiskami mszysto-turzycowymi w torfowisko przejściowe z bagnicą torfową, wełnianką i torfowcami z sekcji *Subsecunda*, a następnie w torfowisko wysokie ze *Sphagnum magellanicum*, wełnianką pochwowatą i krzewinkami z rodziny Ericaceae. W poziomie 10 LMAZ korelowanym z sosnową fazą eemu (E7 RPAZ) nastąpił powrót do torfowiska przejściowego z turzycami i torfowcami z sekcji *Subsecunda* oraz z wełnianką i sosną.

Przemiany roślinności zarejestrowane w diagramie palinologicznym profilu Jagodne 19 bardzo dobrze korelują się ze zmianami zapisanymi w makroszczątkach roślinnych.

Badania finansowanie w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki OPUS nr 2017/27/B/ST10/01905.

Literatura

GRANOSZEWSKI W., 2003 – Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, Eastern Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobot*., Suppl., **4**: 3–95.

KUPRYJANOWICZ M., 2008 – Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobot*., **48**, 1: 3–130.

KUPRYJANOWICZ M., Fiłoc M., Kwiatkowski W., 2018 – Was there an abrupt cold climatic event in the middle Eemian? Pollen record from a palaeolake at the Hieronimowo site, NE Poland. *Quaternary International*, **467**: 96–106.

MAMAKOWA K., 1989 – Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot*., **29**, 1: 11–176.

ŻARSKI M., 2020 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000 ark. Garwolin (566). Państw. Inst. Geol.-Państw. Inst. Badaw., Warszawa.

SEDYMENTACYJNY ZAPIS PALEOPOWODZI NA OBSZARZE ŚRODKOWOMIOCEŃSKICH TORFOWISK (ODKRYWKI JÓŹWIN IIB I TOMISŁAWICE, PAK KWB KONIN S.A.)

SEDIMENTARY RECORD OF PALAEOFLOODS IN THE AREA OF THE MID-MIOCENE PEAT (JÓŹWIN IIB AND TOMISŁAWICE OPENCASTS, KONIN LIGNITE MINE)

Lilianna CHOMIAK[1], Paweł KACZMAREK[1], Michał KUBIAK[1], Paweł URBAŃSKI[2], Robert WACHOCKI[3], Marek WIDERA[1]

[1] Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; lilcho@amu.edu.pl; pablo@amu.edu.pl; mkubiak@amu.edu.pl; widera@amu.edu.pl

[2] Program Bezpieczeństwo Energetyczne, PIG-PIB, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; pawel.urbanski@pgi.gov.pl

[3] PAK Kopalnia Węgla Brunatnego Konin Spółka Akcyjna, ul. 600-lecia 9, 62-540 Kleczew; robert.wachocki@vp.pl

Powodzie są zjawiskiem dość powszechnym w różnych środowiskach sedymentacyjnych. Szczególnie dobrze rozpoznane są we współczesnych dolinach rzek, gdzie ze względu na działalność człowieka regulującą ich bieg często mają charakter katastrofalny (np. Falkowski i in., 2017). Obecnie znaczną część dolin rzecznych zajmują torfowiska, tak było też w środkowym miocenie, kiedy torfowiska pokrywały okresowo nawet przeważającą część Niżu Polskiego. Powstały wtedy torfy, które, w wyniku kompakcji i uwęglenia, przekształciły się następnie w 1. środkowopolski pokład węgla brunatnego. Jest on aktualnie eksploatowany m.in. w odkrywkach Jóźwin IIB i Tomisławice należących do PAK KWB Konin S.A.

Najlepszym kopalnym zapisem powodzi są osady klastyczne (głównie piaszczyste) jednoznacznie łączone z wylaniem się wody na obszar pozakorytowy rzeki, a w omawianych przypadkach na powierzchnię środkowomioceńskich torfowisk. Najważniejsze z nich to osady stożków (glifów) krewasowych, które powstają w bliskim sąsiedztwie koryta rzeki poprzez przerwanie jej wałów brzegowych w czasie wezbrania powodziowego (Zieliński, 2014). Dotychczas opisano osady trzech takich stożków odsłoniętych w odkrywkach Jóźwin IIB i Tomisławice (Widera, 2016; Widera i in., 2017; Chomiak i in., 2019; Chomiak, 2020). Również względnie rozległa (>1,5 km^2), miąższa (<80 cm) i wewnętrznie zróżnicowana warstwa iłów w obrębie pokładu węglowego w odkrywce Tomisławice może dowodzić co najmniej kilkukrotnego zasilania wodami powodziowymi.

Innym, pośrednim dowodem występowania paleopowodzi w czasie rozwoju środkowomioceńskich torfowisk jest rozkład popielności w pokładzie węgla brunatnego. O ile większość osadów powodziowych była deponowana w postaci makroskopowo widocznych przewarstwień piaszczystych (stożki krewasowe) i ilastych (jezioro), to część osadów powodziowych była deponowana dalej od koryta rzecznego między roślinnością porastającą torfowisko. Dlatego w profilu pionowym poddanego badaniom 1. środkowopolskiego pokładu węgla brunatnego, między sąsiednimi próbkami oddalonymi od siebie nawet o 10–20 cm, zawartość popiołu różni się od kilku do kilkudziesięciu % wag. Należy jednak pod uwagę wziąć także wytrącanie minerałów autigenicznych, np. kalcytu, co wyraża się wysoką (~30% wag.), średnią zawartością CaO w popiołach ze spalenia węgli tego pokładu. W takich przypadkach podwyższona zawartość popiołu w laboratoryjnie badanych próbkach może być nie tylko bezpośrednim skutkiem powodzi. Niemniej jednak, dotychczas nie stwierdzono makroskopowo widocznych przewarstwień węglanowych w konińskich odkrywkach węgla brunatnego.

Badania finansowane przez Narodowe Centrum Nauki w ramach grantu nr 2017/27/B/ST10/00001

Literatura

CHOMIAK L., 2020 – Architecture, sedimentology and depositional model for the formation of crevasse splays within a lignite seam at the Tomisławice opencast mine near Konin in central Poland. *Geologos*, **26**. DOI: 10.2478/logos-2020-0002.

CHOMIAK L., WACHOCKI R., MACIASZEK P., WIDERA M., ZIELIŃSKI T., 2019 – Seismically-induced soft-sediment deformation in crevasse-splay microdelta deposits (Middle Miocene, central Poland). *Geol. Quart.*, **63**: 162–177.

FALKOWSKI T., OSTROWSKI P., SIWICKI P., BRACH M., 2017 – Channel morphology changes and their relationship to valley bottom geology and human interventions; a case study from the Vistula Valley in Warsaw, Poland. *Geomorphology*, **297**: 100–111.

WIDERA M., 2016 – Depositional environments of overbank sedimentation in the lignite-bearing Grey Clays Member: New evidence from Middle Miocene deposits of central Poland. *Sed. Geol.*, **335**: 150–165.

WIDERA M., CHOMIAK L., GRADECKI D., WACHOCKI R., 2017 – Osady glifu krewasowego z miocenu Polski środkowej w okolicach Konina. *Prz. Geol.*, **65**: 251–258.

ZIELIŃSKI T., 2014 – Sedymentologia: Osady rzek i jezior. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.

ZMIANY KLIMATYCZNE W HOLOCENIE NA PODSTAWIE BADAŃ IZOTOPOWYCH I PALINOLOGICZNYCH PROFILU TORFOWEGO W SUDETACH WSCHODNICH

CLIMATE CHANGES IN THE HOLOCENE BASED ON ISOTOPE AND PALYNOLOGICAL STUDIES OF THE PEAT PROFILE IN THE EASTERN SUDETES

Wojciech DRZEWICKI[1], Małgorzata MALKIEWICZ[1], Mateusz MESERSZMIT[2], Marek KRĄPIEC[3]

[1] Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław; wojciech.drzewicki@uwr.edu.pl; malgorzata.malkiewicz@uwr.edu.pl

[2] Ogród Botaniczny, Uniwersytet Wrocławski, ul H. Sienkiewicza 23, 50-335 Wrocław; mateusz.meserszmit@uwr.edu.pl

[3] Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; mkrapiec@agh.edu.pl

Zmiany klimatyczne, jakie obserwujemy w ostatnim tysiącleciu, są dobrze dokumentowane różnymi narzędziami badawczymi. Istotnym materiałem w tych badaniach są analizy profili torfowych, które stanowią cenny zapis zmian paleośrodowiskowych. Szczególnie istotną metodą są badania składu izotopowego węgla i azotu w zachowanej materii organicznej. Skład izotopowy $\delta^{13}C$ $\delta^{15}N$ w torfie odzwierciedla wiele procesów i czynników pierwotnego środowiska, tj. temperaturę, wilgotność, opady i inne. W połączeniu z datowaniami radiowęglowymi materii organicznej oraz badaniami palinologicznymi pozwala to z dużą dokładnością odtworzyć zarówno warunki klimatyczne, jak i wpływ antropopresji na danym obszarze.

Badania przeprowadzono na obszarze torfowiska Pod Śnieżnikiem (Sadzonki) w Sudetach Wschodnich. Torfowisko położone jest na wysokości 1230 m n.p.m. na spłaszczeniu południowo-wschodniego granicznego grzbietu Śnieżnika. Jest to torfowisko typu wysokiego charakteryzujące się występowaniem roślinności z klasy Oxycocco-Sphagnetea, porastającej kępy i wzniesienia torfowisk. Poziom spągowy torfu został nawiercony do głębokości 150 cm i określono wiek metodą ^{14}C na 1710 lat (±30 lat).

Przeprowadzone analizy $\delta^{13}C$ wykazały wyraźne zróżnicowanie w składzie izotopowym, co świadczy o zmiennych warunkach klimatycznych. W najniższej części profilu na głębokości 150–120 cm (ok. 300–1000 rok AD), materia organiczna wzbogacona jest w lekki izotopowo węgiel, co świadczy o stosunkowo ciepłym okresie z niewielkimi tylko wahaniami temperatury. Na głębokości 130 cm zaznacza się najcieplejszy okres w całym analizowanym profilu ($\delta^{13}C$ wyniosła 27‰). W przedziale 110–60 cm (ok. 1000–1720 rok AD) zaznacza się wzbogacenie materii organicznej w ciężki izotop węgla. Okres ten charakteryzuje się wyraźnym ochłodzeniem, co można obserwować w skali regionalnej na obszarze Europy. Przedział od 50 cm do stropu wykazuje dwa wyraźne okresy ochłodzenia oraz dwa okresy znacznego podniesienia temperatury. Od ok. 1900 r. obserwuje się wzrost temperatury, co pokrywa się z ogólną światową tendencją.

Analizie palinologicznej poddano 36 próbek z głębokości 0,06–1,50 m. W stropowym odcinku pięćdziesięciu centymetrów nie stwierdzono materiału pyłkowego, stąd diagram pyłkowy obejmuje odcinek od 0,54 m.

Analiza palinologiczna wykazała, że Masyw Śnieżnika w okresie subatlantyckim porastały przede wszystkim lasy bukowo-jodłowe i bory świerkowe, a w niższych partiach masywu lasy mieszane z grabem, dębem, lipą, wiązem, klonem i leszczyną w podszyciu.

Na głębokości 1,00–1,20 m uchwycono poziom, w którym wyraźnie wzrasta udział procentowy *Picea* i *Abies*, a spadają wartości *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus* i *Fagus*. Prawdopodobnie może to być efekt zwilgotnienia i niewielkiego ochłodzenia. Od głębokości 0,98 m zarejestrowane zmiany w zbiorowiskach leśnych prawdopodobnie należy wiązać z obecnością/pojawieniem się człowiekiem (obecne wskaźniki ludzkie) oraz zmianami w lokalnych warunkach siedliskowych (zwilgocenie), przejawiające się wzrostami i spadkami Cyperacece.

WPŁYW GRAWITACJI NA ZMIANY GEOLOGICZNE I KLIMATYCZNE ZIEMI

THE INFLUENCE OF GRAVITY ON GEOLOGICAL AND CLIMATIC CHANGES OF THE EARTH

Józef GORELL

Cieszyn, ul. Kościelna 51, 63-435 Sośnie; jozef.gorell@o2.pl

Obserwacje oddziaływań geologicznych i klimatycznych były prowadzone przez autora już w latach 70. XX w. Od 1985 r. prowadzi stałą statystykę klimatyczną z uwzględnieniem oddziaływań geologicznych jak trzęsienia ziemi i wybuchy wulkanów. W wyniku prowadzonych obserwacji wysunięto następujące wnioski dotyczące wpływu grawitacji Księżycowej na zjawiska zachodzące na Ziemi.

To że grawitacja Księżyca jest odpowiedzialna za pływy oceaniczne, szczególnie podczas pełni i nowiu jest wiadome od starożytności. Nowa hipoteza zakłada prawdopodobieństwo oddziaływania naszego satelity na tektonikę i wulkanizm ziemski. Obserwacje prowadzone w roku 2019 dowodzą, że w czasie pełni i nowiu księżyca miało miejsce wiele zdarzeń katastroficznych: 1) 26.10.2019 – dwa dni przed nowiem trzęsienie ziemi w Indonezji; 2) 10.11.2019 – trzęsienie ziemi we Francji też dwa dni przed pełnią księżyca. Również w latach poprzednich notowano takie zjawiska w powiązaniu z fazami księżyca: 1) ostatni wybuch wulkanu pyłowego na Filipinach który miał miejsce dwa dni po pełni księżyca; 2) w 1883 r. – największy wybuch wulkanu Krakatau też trzy dni przed nowiem; 3) powódź w Europie w 1997 r. oraz 4) kolejna powódź w 2010 r., która rozpoczęła się dwa dni przed nowiem. Autor pracuje nad kalendarzem tych oddziaływań i ich datowaniem, z których wynika, że kumulacja oddziaływań geologicznych przypadnie na 2023 r. Wszystkie te procesy są jeszcze korygowane przez perygeum i apogeum, o sile grawitacji stanowi masa i odległość ciał niebieskich.

Wszystkie zachodzące zjawiska związane z przyciąganiem księżyca i innych ciał niebieskich powtarzają się cyklicznie i można je pogrupować w mikrocykle i makrocykle, które mieszczą się w zakresach odpowiednio od siedmiu do stu lat oraz do setek do tysięcy lat. Cykle nakładają się na siebie syn- i asynchronicznie, co wzmaga lub osłabia zjawiska występujące na Ziemi takie jak: trzęsienia Ziemi, wybuchy wulkanów oraz zmiany klimatyczne.

Obecnie autor pracuje nad szczegółowym kalendarzem tych cykli do 2100 r.

OSCYLACJE KLIMATYCZNE W ZAPISIE MAZOWIECKIEJ SUKCESJI PYŁKOWEJ NA STANOWISKU SKRZYNKA II (RÓWNINA ŁUKOWSKA)

CLIMATIC OSCILLATIONS IN THE MASOVIAN (MIS 11C) POLLEN RECORD FROM SKRZYNKA II LOCALITY (ŁUKOWSKA PLAIN)

Artur GÓRECKI[1], Anna HRYNOWIECKA[2], Joanna ZALEWSKA-GAŁOSZ[2], Marcin ŻARSKI[3]

[1] Zakład Taksonomii, Fitogeografii i Paleobotaniki, Instytut Botaniki, Wydział Biologii, Uniwersytet Jagielloński, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków; artur.gorecki@doctoral.uj.edu.pl

[2] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Geologii Morza, ul. Kościerska 5, 80-328 Gdańsk

[3] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; mzar@pgi.gov.pl

Stanowiska datowane na interglacjał mazowiecki (MIS 11c; 350–300 tys. lat BP) są stosunkowo częste w regionie Polski Wschodniej (Winter, 2008). Po raz pierwszy osady jeziorne ze stanowiska Skrzynka II (woj. lubelskie) zostały pobrane w 2004 r., w ramach opracowywania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50000 ark. Adamów. Przygotowana została wstępna ekspertyza palinologiczna określającą wiek osadów na interglacjał mazowiecki (Krupiński, 2004). W 2013 r. pobrany został nowy rdzeń o miąższości 6,10 m, z którego do analizy pyłkowej pobrano 44 próbki, w interwale 10 cm. Osady te reprezentują pełen zapis mazowieckiej sukcesji pyłkowej począwszy od fazy *Betula-Pinus* okresu pyłkowego I aż do wczesnego zlodowacenia Liwca. Datowanie na okres MIS11c potwierdza również współwystępowanie w sukcesji pyłkowej taksonów Picea/Alnus oraz Carpinus/Abies, a także duży udział pyłku cisa (*Taxus*). Odnotowano również ziarna pyłku taksonów ciepłolubnych, takich jakich parrocja perska (*Parrotia persica*), wiązowiec (*Celtis*), bluszcz pospolity (*Hedera helix*), czy skrzydłorzech (*Pterocarya*).

Analizując zapis palinologiczny, zwrócono szczególną uwagę na wyraźnie rysujące się zmiany spowodowane oscylacjami klimatycznymi. Z interglacjału mazowieckiego opisano do tej pory dwa zjawiska klimatyczne o krótkotrwałym charakterze (Koutsodendris i in., 2010) – starszą oscylację holsztyńską (OHO, *Older Holsteinian Oscillation*) oraz młodszą oscylację holsztyńską (YHO, *Younger Holsteinian Oscillation*). Ich oddziaływanie na terenie Polski zostało potwierdzone do tej pory na kilku stanowiskach (Hrynowiecka, Pidek, 2017; Nitychoruk i in., 2018; Hrynowiecka i in., 2019). W profilu Skrzynka II, w trakcie fazy *Picea-Alnu*s, odnotowano wyraźny spadek udziału pyłku olszy (*Alnus*) i wzrost udziału pyłku sosny (*Pinus*), co wynikało z oddziaływania OHO. Również młodsza oscylacja została zaobserwowana w zapisie palinologicznym. W fazie *Abies-Carpinus* doszło do gwałtownego spadku udziału pyłku grabu (*Carpinus*) oraz wzrostu udziału taksonów wilgociolubnych, głównie olszy i jodły (*Abies*). Tak wyraźny zapis YHO jest rzadkością w Europie Wschodniej.

Ponadto, w zapisie okresu pyłkowego IV, natrafiono na anomalię brzozową o zbliżonym przebiegu jak w oddalonych o 70 km Nowinach Żukowskich (Hrynowiecka-Czmielewska, 2010). Może to świadczyć o regionalnym charakterze tego zjawiska. Ze względu na obecność dobrze zarysowanych oscylacji klimatycznych na stanowisku Skrzynka II, zdecydowano się na zwiększenie rozdzielczości próbkowania do 2 cm, w odcinkach rdzenia odpowiadających tym okresom (95 prób). Planowane są dalsze analizy, które pozwolą uzyskać bardziej szczegółowy obraz przebiegu tych zmian.

Literatura

HRYNOWIECKA-CZMIELEWSKA A., 2010 – History of vegetation and climate of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial and the Liviecian (Saalian) Glaciation on the basis of pollen analysis of palaeolake sediments from Nowiny Żukowskie, SE Poland. *Acta Palaeobot*., **50**, 1: 18–54.

HRYNOWIECKA A., PIDEK I.A., 2017 – Older and Younger Holsteinian climate oscillations in the palaeobotanical record of the Brus profile (SE Poland). *Geol. Quart*., **61**, 4: 723–737.

HRYNOWIECKA A., ŻARSKI M., DRZEWICKI W., 2019 – The rank of climatic oscillations during MIS 11c (OHO and YHO) and post-interglacial cooling during MIS 11b and MIS 11a in eastern Poland. *Geol. Quart*., **63**, 2: 375–394.

KOUTSODENDRIS A., MÜLLER U.C., PROSS J., BRAUER A., KOTTHOFF U., LOTTER A.F., 2010 – Vegetation dynamics and climate variability during the Holsteinian interglacial based on a pollen record from Dethlingen (northern Germany). Quatern. *Science Rev.*, **29**, 23–24: 3298–3307.

KRUPIŃSKI K.M., 2004 – Opracowanie Zawartości paleobotanicznej wybranych próbek osadów z otworu wiertniczego Skrzynka 2127, ark. Adamów, 2.02.0639.00.2., Q.98, ss. 5. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

NITYCHORUK J., BIŃKA K., SIENKIEWICZ E., SZYMANEK M., CHODYKA M., MAKOS M., RUPPERT H., TUDRYN A. 2018 – A multiproxy record of the Younger Holsteinian Oscillation (YHO) in the Ossówka profile, eastern Poland. *Boreas*, **47**, 3: 855–868.

WINTER H. 2008 – Kilka uwag o interglacjale mazowieckim we wschodniej Polsce. *Przeg. Geol.*, **56**, 3:225–31.

ADAPTACJE ŚRODOWISKOWE W JURAJSKIEJ FLORZE Z WIERCENIA CIANOWICE 2

ENVIRONMENTAL ADAPTATIONS IN THE JURASSIC FLORA FROM CIANOWICE 2 BOREHOLE

Agata JARZYNKA[1], Artur GÓRECKI[2], Maria BARBACKA[3,4], Jadwiga ZIAJA[3], Grzegorz PACYNA[2]

[1] Instytut Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, Ośrodek Badawczy w Krakowie, ul. Senacka 1, 30-002 Kraków; a.jarzynka@ingpan.krakow.pl

[2] Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii, Instytut Botaniki, ul. Gronostajowa 3, 30-387 Kraków; artur.gorecki@doctoral.uj.edu.pl, grzegorz.pacyna@uj.edu.pl

[3] Instytut Botaniki im. W. Szafera Polskiej Akademii Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; j.ziaja@botany.pl

[4] Hungarian Natural History Museum, Bot. Dep., H-1431 Budapest, Pf. 137, Węgry; maria.barbacka@gmail.com

Badania środkowojurajskiej makroflory z wiercenia Cianowice 2 (Rów Krzeszowicki), znajdującego się około 20 km na północny-zachód od Krakowa, obejmowały analizy paleobotaniczne 96 fragmentów roślin (18,9 m rdzenia). Makroflora z Cianowic reprezentowana jest przez 20 gatunków z 6 grup: paproci, paproci nasiennych, sagowców, roślin szpilkowych oraz dominujących benetytów. Oprócz badań taksonomicznych przeprowadzono analizę paleoekologiczną, która pozwoliła na rekonstrukcję środowiska życia tych roślin.

Rośliny jako organizmy na stałe osadzone w danym siedlisku, mają różne strategie przetrwania, w większości przypadków wiążące się z mechanizmami przystosowawczymi. Zmiany klimatu czy warunków środowiskowych, jeżeli postępują wolno i w sposób ciągły, mogą mieć wpływ na zmiany morfologiczne i strukturalne roślin. Rośliny potrafią dostosowywać się do warunków środowiskowych poprzez alokację zasobów wydatkowanych na wzrost i rozwój poszczególnych organów (np. zmniejszenie rozmiarów liści w reakcji na stres). Cechy najłatwiejsze do obserwacji w materiale kopalnym obejmują cechy makro- i mikromorfologiczne liści, takie jak rozmiar rośliny lub liści, grubość kutykuli oraz obecność struktur epidermy jak włoski, włoski wydzielnicze, gruczoły, papille, czy cechy aparatów szparkowych. Analiza tych cech pozwala na wyciąganie wniosków o warunkach siedliskowych roślin wymarłych, nawet tych, których ekologia pozostaje słabo poznana.

Analiza flory z wiercenia Cianowice 2 ujawniła istnienie cech morfologicznych, które można interpretować w kontekście środowiskowym. Jej elementy wykazują bardzo jednolity i jednoznaczny dobór. Cechą wspólną dla wszystkich taksonów są niewielkie rozmiary liści, które u tych samych gatunków na innych stanowiskach jurajskich były nawet kilkukrotnie większe. Może to sugerować niekorzystne warunki wegetacji charakteryzujące się niedostatkiem składników odżywczych lub cienką warstwą gleby. Ponadto wyodrębniono kutykule o charakterystycznych cechach takich jak obecność papilli przy aparatach szparkowych lub nawet na całej powierzchni liścia. Skrajnym przystosowaniem jednego z gatunków paproci nasiennych są aparaty szparkowe odznaczające się małym rozmiarem oraz obecnością pogrubionego pierścienia wokół apertury aparatu. Struktury te powodowały ograniczenie procesów transpiracji i wymiany gazowej.

Na podstawie badań paleoekologicznych hipotetyczne siedlisko zostało zrekonstruowane jako niewielkie wzniesienie terenu w pobliżu rzeki, bądź jeziora. Cechy kseromorficzne obserwowane u roślin świadczą o stosunkowo suchej, ubogiej, prawdopodobnie kamienistej glebie. Wskazują one również na okresowe wahania wilgotności, stopnia nasłonecznienia lub innych czynników związanych z klimatem lub topografią terenu, a wpływających na procesy fizjologiczne u roślin. Dobór gatunkowy świadczy o pewnej stałości warunków środowiskowych. Występowanie benetytów, które dominowały na stanowisku, jak i przedstawicieli pozostałych grup, powiązywane jest zazwyczaj z suchymi warunkami.

ZMIANY KLIMATYCZNE I ŚRODOWISKOWE W INTERGLACJALE EEMSKIM W ŚWIETLE WYNIKÓW ANALIZY KOPALNYCH *CLADOCERA*

CLIMATIC AND ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE EEMIAN INTERGLACIAL IN THE LIGHT OF THE RESULTS OF SUBFOSSIL *CLADOCERA* ANALYSIS

Monika NISKA

Instytut Biologii i Nauk o Ziemi, Akademia Pomorska w Słupsku, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk;
monika.niska@apsl.edu.pl

Analiza kopalnych *Cladocera* jest jedną z metod wykorzystywanych w paleolimnologii, jej zastosowanie pozwoliło na odtworzenie w Polsce i na świecie historii rozwoju jezior obejmującej ostatnie 13 000 lat. Od 2000 r. metoda ta jest stosowana w Polsce do badania starszych osadów, sprzed ostatniego zlodowacenia. Głównym celem podjętych badań była rekonstrukcja rozwoju i odtworzenie historii zbiorników eemskich w okresie interglacjalnych zmian klimatu. Obszar badań zlokalizowany jest w centralnej Polsce, na granicy Kotliny Szczercowskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej i rozciąga się około 10–20 km na północ od maksymalnego zasięgu stadiału warty. Zbiorniki te zostały odsłonięte podczas prac eksploatacyjnych w kopalni węgla brunatnego Bełchatów (Wachecka-Kotkowska i in., 2018). Próbki osadów pobrano z pola Bełchatów – profil Kuców IIc oraz z północno-wschodniej części pola Szczerców – profile Parchliny 2014 i Parchliny 2016. Badane paleojeziora powstały pod koniec zlodowacenia warty i były jednymi z wielu które tworzyły tzw. „pojezierze eemskie" na tym obszarze. W badanych osadach zachował się ciągły zapis zmian środowiskowych od okresu wczesnego interglacjału eemskiego do wczesnego vistulianu.

Szczątki *Cladocera* przygotowano do analiz zgodnie ze standardową procedurą (Frey, 1986) zmodyfikowaną na potrzeby starszych osadów. Analiza wykazała, że osady zawierały dobrze zachowane szczątki różnych gatunków *Cladocera* pomimo wieku szczątków – 100 000 lat. Większość z 18 zidentyfikowanych gatunków należała do form litoralnych, żyjących wśród roślin wodnych i osadów dennych. W analizowanych próbach mniejszy udział stanowiły gatunki ze strefy otwartej wody. Były to m.in. gatunki *Ceriodaphnia* sp. oraz *Daphnia pulex* group i *Bosmina longirostris.* Dominacja gatunków płytkowodnych może wskazywać na niewielką głębokość zbiorników. Analiza zapisanego w osadach składu gatunkowego i jego zmienności w czasie oraz liczebności osobników umożliwiły wyróżnienie 3–6 faz rozwoju jezior. Wyniki badań wykazują dobrą korelację z danymi palinologicznymi, co pozwoliło na odtworzenie zmian warunków środowiskowych zarówno w obrębie zbiorników, jak i ich otoczenia w okresie interglacjału eemskiego.

Literatura

FREY D.G., 1986 – Cladocera analysis. *W*: Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology (red. B.E. Berglund): 667–692. John Wiley and Sons, Chichester, UK.

WACHECKA-KOTKOWSKA L., KRZYSZKOWSKI D., MALKIEWICZ M., MIROSŁAW-GRABOWSKA J., NISKA M., KRZYMIŃSKA J., MYŚKOW E., RACZYK J., WIECZOREK D., STOIŃSKI A., RZODKIEWICZ M., 2018 – An attempt to reconstruct the late Saalian to Plenivistulian (MIS6-MIS3) natural lake environment from the "Parchliny 2014" section, central Poland. *Quater. Internat.*, 467: 5–25. DOI: 10.1016/j.quaint.2016.06.013.

ŚRODKOWOTRIASOWE WĘŻOWIDŁA (OPHIUROIDEA, ECHINODERMATA) Z SADOWEJ GÓRY (JAWORZNO, POŁUDNIOWA POLSKA)

MIDDLE TRIASSIC OPHIUROIDS (OPHIUROIDEA, ECHINODERMATA) FROM SADOWA GÓRA (JAWORZNO, SOUTHERN POLAND)

Karolina PASZCZA

Wydział Nauk Przyrodniczych, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec;
karolinapaszcza@gmail.com

W nieczynnym kamieniołomie Sadowa Góra znajdującym się w Jaworznie (południowa Polska) odsłaniają się utwory najniższej części wapienia muszlowego reprezentowanego przez warstwy z *Entolium* i *Dadocrinus*, pierwszy poziom falisty, poziom komórkowy (warstwy gogolińskie dolne), poziom zlepieńcowaty oraz drugi poziom falisty (warstwy gogolińskie górne). Ich miąższość wynosi 25,2 m. Fauna bezkręgowców oraz kręgowców dość powszechnie występuje w niemal wszystkich wydzieleniach litologicznych (Bojkowski, 1955; Surmik i in., 2014). Wyjątek stanowią dolomityczne osady poziomu komórkowego, gdzie poza incydentalnymi znaleziskami ośródek, prawdopodobnie mięczaków, nie obserwuje się fauny. Szkarłupnie występujące w warstwach gogolińskich reprezentowane są przez dysartykułowane szczątki liliowców (okrągłe dadokrynidy oraz gwiazdkowate holokrynidy), rozgwiazd (płytki marginalne) oraz kompletne wężowidła (*Aspiduriella similis* (Eck) i ?*Ophiomusium* sp.). Udokumentowane szkarłupnie są świetnym wskaźnikiem paleoklimatu i warunków paleoekologicznych. Bytowały one w ciepłych, czystych i płytkowodnych środowiskach epikontynentalnych. Najczęściej występują w osadach węglanowych, ich ilość maleje w utworach marglistych, a w dolomitach obserwuje się ich całkowitą absencję. Reprezentanci rodzaju *Aspiduriella* wspominani byli już z Sadowej Góry przez Zatonia i innych (2007). Autorzy ci opisywali ich wystąpienia w osadach poziomu zlepieńcowatego. Obecnie niewielkie wężowidła, które oznaczono jako *Aspiduriella similis*, udokumentowano także w najniższej części poziomu zlepieńcowatego w północnej części kamieniołomu, tuż obok kładki. W tej części kamieniołomu obserwuje się profil pierwszego poziomu falistego, poziomu komórkowego i niższych części poziomu zlepieńcowatego. W najniższej części tego ostatniego, odsłaniają się wapienie organodetrytyczne przeławicane wapieniami marglistymi o miąższościach nieprzekraczających 3 cm. Wężowidła udokumentowano na ich przystropowych powierzchniach. Jedyny znaleziony okaz znacznie większego wężowidła (duża tarcza centralna oraz pięć długich i cienkich ramion) oznaczonego jako ?*Ophiomusium* sp., pochodzi ze zwietrzeliny uwtorów poziomu zlepieńcowatego. Okaz spoczywa na powierzchni wapienia drobnokrystalicznego. Autorka abstraktu pobrała także kilkanaście kilogramów zwietrzeliny tych osadów. Zostały one przemyte wodą, wysuszone, a w chwili obecnej są przeglądane pod binokularem. Wstępne obserwacje pozwoliły udokumentować wiele izolowanych elementów szkieletowych wężowideł, które w przyszłości zostaną sklasyfikowane taksonomicznie.

Literatura

BOJKOWSKI K., 1955 – Dolny wapień muszlowy w okolicy Szczakowej. *Biul. Inst. Geol.*, **97**: 229–270.

SURMIK D., WOLNY M., SKRECZKO S., 2014 – The results of paleontological excavations in the Sadowa Góra quarry (2012–2014). *Contemporary Trends in Geoscience,* **3**: 91–100.

ZATOŃ M., SALAMON M., BOCZAROWSKI A., SITEK S., 2007 – Taphonomy of dense ophiuroid accumulations from the Middle Triassic of Poland. *Lethaia*, **41**: 47–58.

ZMIANY PALEOCEANOGRAFICZNE PODCZAS OSTATNIEGO INTERGLACJAŁU W SUBARKTYCZNEJ STREFIE ATLANTYKU

PALEOCEANOGRAPHIC IMPLICATIONS DURING THE LAST INTERGLACIAL AT HIGH NORTHERN LATITUDES

Wiesława RADMACHER[1], Martin J. HEAD[2], Vartika SINGH[3]

[1] Instytut Nauk Geologicznych, Polska Akademia Nauk, Senacka 1, 31-002 Kraków; ndkrol@cyf-kr.edu.pl.

[2] Department of Earth Sciences, Brock University, St. Catharines, Ontario, L2S 3A1, Kanada; mjhead@brocku.ca.

[3] Birbal Sahni Institute of Palaeosciences, 53 University Rd, Babuganj, Hasanganj, Lucknow, Uttar Pradesh 226007, Indie; vartika.geo@gmail.com.

Ostatni interglacjał (MIS 5e, późny plejstocen) obejmujący ok. 132–115 tyś. lat BP reprezentuje ostatni znany okres ocieplenia, kiedy temperatury w Arktyce były wyższe niż dziś. Zakończył się on długotrwałym zlodowaceniem. Uważa się, że zmiany klimatyczne podczas MIS 5e nie były związane wyłącznie z czynnikami astronomicznymi. Jednak pozostałe procesy, które przyczyniły się do rozpoczęcia tej tzw. „epoki lodowcowej" oraz ich rola w ewolucji klimatu Ziemi nie są do końca wyjaśnione. W celu określenia zmienności temperatur wód powierzchniowych, kierunku prądów oceanicznych, zasolenia, poziomu nutrientów i zasięgu pokrywy lodowej, planowana jest analiza zespołów cyst dinoflagellata z rdzeni ODP 984 (na południe od Islandii) i 986 (na południe od Svalbardu), oraz zastosowanie funkcji (ang. *transfer function*) skalibrowanych z zapisem parametrów środowiskowych cyst dinoflagellata, zebranych z basenów północnego Atlantyku i Arktyki. Model wiekowy obu rdzeni bazuje na szczegółowo zbadanych izotopach pancerzyków otwornic bentonicznych i planktonicznych. Preparaty palinologiczne z 260-u prób zostały przygotowane w laboratoriach *British Geological Survey* w Wielkiej Brytanii (ODP 984) oraz *Birbal Sahni Institute of Palaeosciences*, Lucknow w Indiach (ODP 986). Wstępne badania próbek pobranych w rozdzielczości ok. 180 lat wykazały idealnie zachowane i różnorodne zespoły cyst dinoflagellata w obu rdzeniach. Charakterystyczne gatunki autotroficzne w rdzeniu ODP 984 reprezentowane są przez *Ataxiodinium choane*, *Bitectatodinium tepikiense*, *Dalella chathamensis*, różne gatunki *Impagidinium*, włączając *I. sphaericum*, *I. paradoxum* i *I. plicatum*, a także *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Operculodinium centrocarpum* sensu Wall and Dale oraz gatunki *Spiniferites* np. *S. elongatus*, *S. mirabilis*, i *S. ramosus*. Przedstawiciele heterotrofów to między innymi *Selenopemphix quanta* oraz różne gatunki rodzajów *Brigantedinium*, *Lejeunecysta* czy *Polykrikos*. Wstępne analizy potwierdzają warunki cieplejsze niż dzisiejsze w tym wrażliwym na zmiany klimatyczne regionie subarktycznym. Pierwsze sygnały ocieplenia zarejestrowane zostały na podstawie dominacji *O. centrocarpum* ok. 131,7 tys. lat temu, a trwałe ocieplenie ok. 131 tys. lat temu. Takie wyniki sugerują aktywny wpływ prądu północnoatlantyckiego na południe od Islandii na długo przed nadejściem pełnych warunków interglacjalnych w rejonie Północnego Atlantyku, ok. 128–129 tys. lat BP.

ZAPIS WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH OD SCHYŁKU INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO (MIS 5) PO MAKSYMALNY ZASIĘG ZLODOWACENIA WISŁY (MIS 2) NA STANOWISKU STARA MARYŚKA II (PÓŁNOCNE MAZOWSZE)

A PALEOCLIMATIC RECORD FROM STARA MARYŚKA II (NORTH MAZOVIA, POLAND) COVERING THE DECLINE OF THE EEMIAN INTERGLACIAL (MIS 5) AND THE MAXIMUM EXTENT OF THE VISTULIAN GLACIATION (MIS 2)

Joanna RYCHEL[1], Radosław WASILUK[1], Dominika SIERADZ[1], Barbara MASSALSKA[1], Jerzy NAWROCKI[1]

[1] Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; joanna.rychel@pgi.gov.pl; radosław.wasiluk@pgi.gov.pl; dominika.sieradz@pgi.gov.pl; barbara.masalska@pgi.gov.pl; jerzy.nawrocki@pgi.gov.pl

Stanowisko Stara Maryśka II o współrzędnych 52º 53’ 35,9’’N 20º12’41,7’’E jest zlokalizowane we wsi o tej samej nazwie, ok. 5 km na W od miejscowości Strzegowo przy drodze krajowej nr 7 oraz 3 km na NNE od miejscowości Unieck. Położone jest na wysokości ok. 112,5 m n.p.m. w niewielkim zagłębieniu o wymiarach 80×50 m i owalnym kształcie, wydłużonym w kierunku W–E. Obniżenie usytułowane jest na wysoczyźnie zbudowanej z glin zwałowych zlodowacenia odry stadiału warty w strefie jej kontaktu z piaskami wodnolodowcowymi (Lichwa, 2007). Jest to jedno z licznych zagłębień, które powstały podczas deglacjacji tego obszaru, po wytopieniu różnej wielkości brył martwego lodu. Na stanowisku udokumentowano 2,80-metrowy profil osadów, który rozpoczyna 1,30-metrowa seria słabo rozłożonego torfu turzycowego barwy brunatno-czarnej z makroszczątkami flory i fauny. Seria ta nadbudowana jest warstwą piasku drobnoziarnistego z pojedynczym drobnym żwirem o miąższości 1,50 m. W stropie serii jest to osad masywny przykryty brukiem żwirowym o średnicy ziaren do 5 cm, których powierzchnia nosi ślady obróbki eolicznej. W odsłoniętej w profilu warstwie torfu występuje klin lodowy wypełniony piaskiem drobnoziarnistym. Klin rozszerza się ku górze profilu, zaś w planie widoczne jest jego rozgałęzienie.

Z serii torfowej pobrano 12 próbek w interwale co 10 cm. Badania palinologiczne torfu pozwoliły na rekonstrukcję zmian zachodzących od schyłku stadium mezokratycznego (E5) do telokratycznego interglacjału eemskiego (Sieradz, 2020), które można korelować z sukcesją oznaczoną na stanowisku Stara Maryśka, zlokalizowanym ok. 0,5 km na NEE (Bińka, 2005; Lichwa, 2007). Na stanowisku Stara Maryśka II oznaczone zostały też szyszki świerka pospolitego (*Picea abies*) oraz gatunki chrząszczy typowych dla torfowisk z rodzaju *Gyrinus*, *Donacia* i *Plateumaris* (Massalska, 2020). Ok. 100 tys. lat temu znajdował się tu niewielki zbiornik jeziorny, a w okolicy rosły grądy z leszczyną w podszyciu i niewielkim udziałem dębu i lipy (E5). Ochłodzenie sygnalizuje pojawieniem się świerku i jodły (E6), a nadciągające zlodowacenie zaznaczyło się zmianą roślinności – dominowały lasy sosnowe z domieszką brzozy (E7). Miejscami nadal jeszcze występowały zwarte płaty lasów świerkowych. Na bardziej wilgotnych terenach utrzymywały się lasy łęgowe z olszą. Wyznacznikiem warunków peryglacjalnych panujących przed czołem lądolodu jest niewątpliwie obecność pseudomorfoz po klinach lodowych poligonalnie przecinających osady jeziorne oraz nadbudowa serią masywnych piasków pyłowatych o charakterze piasków pokrywowych i eoliczna obróbka żwirów występujących w stropie.

Literatura

BIŃKA K., 2005 — Analiza palinologiczna próbek organogenicznych z arkusza Radzanów (367) SMGP 1:50 000. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

LICHWA M., 2007 — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Radzanów (367). Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

MASSALSKA B., 2020 – Raport z oznaczenia fauny chrząszczy na stanowisku Stara Maryśka II. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

SIERADZ D., 2020 – Ekspertyza palinologiczna osadów ze stanowiska Stara Maryśka II. Narod. Arch. Geol. PIG-PIB, Warszawa.

MIKROSZCZĄTKI GRZYBÓW Z MIOCEŃSKIEGO POKŁADU WĘGLA BRUNATNEGO Z ADAMOWA JAKO WSKAŹNIKI PALEOKLIMATU – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ

MICROREMAINS OF FUNGI FROM THE MIOCENE LIGNITE SEAM FROM ADAMÓW AS PALAEOCLIMATIC PROXY – A PRELIMINARY REPORT

Grzegorz WOROBIEC[1], Elżbieta WOROBIEC[1], Marek WIDERA[2]

[1] Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków; g.worobiec@botany.pl, e.worobiec@botany.pl

[2] Instytut Geologii, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. B. Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; widera@amu.edu.pl

Analiza palinologiczna próbek pobranych z pokładu węgla brunatnego w wyrobisku Kopalni Węgla Brunatnego „Adamów", reprezentującego pierwszą środkowopolską grupę pokładów, wykazała obecność dobrze zachowanych ziaren pyłku, zarodników oraz pozostałości (palinomorf) niepyłkowych (non-pollen palynomorphs, NPP). Wyniki klasycznej analizy pyłkowej wskazują na to, że pokład węgla brunatnego z Adamowa powstał z torfu akumulowanego przez torfowiska krzewiaste typu pososin. Współcześnie zbiorowiska tego typu występują na równinach nadbrzeżnych w południowo-wschodniej części USA – od Wirginii do północnej Florydy.

Wśród palinomorf niepyłkowych (NPP), z paleoekologicznego punktu widzenia, interesującą grupę stanowią pozostałości owocników i spor grzybów, w tym owocniki grzybów nalistnych. Wśród nich na szczególną uwagę zasługują szczątki owocników nalistnych grzybów z rodzajów Callimothallus i Trichothyrites oraz zarodniki odpowiadające współczesnemu rodzajowi Potamomyces. Obecność rodzajów Callimothallus i Trichothyrites wskazuje na dość ciepły (Callimothallus) i zapewne także wilgotny (Trichothyrites) klimat tego okresu (Worobiec, Worobiec, 2017). Owocniki grzybów nalistnych w kopalnym materiale są uważane za dobry wskaźnik (proxy) ciepłego i wilgotnego klimatu w przeszłości, ponieważ ich współcześni najbliżsi krewni są zwykle spotykani i wykazują największe zróżnicowanie taksonomiczne na tych obszarach kuli ziemskiej, gdzie panuje wilgotny i ciepły klimat (Piepenbring i in., 2011; Conran i in., 2016). Wnioski dotyczące paleoklimatu Adamowa, wynikające z obecności nalistnych rodzajów Callimothallus i Trichothyrites, znajdują pełne potwierdzenie w obecności zarodników grzybów z rodzaju Potamomyces. Współcześnie grzyby z tego rodzaju występują na obszarach o tropikalnym lub subtropikalnym klimacie, w ścisłym powiązaniu z bardzo wilgotnym środowiskiem, np. ze zbiornikami słodkowodnymi. Potamomyces preferuje stale wilgotne organiczne substraty, takie jak np. gnijące drewno (Schlütz, Shumilovskikh, 2013). Poza wymienionymi rodzajami, w materiale palinologicznym z Adamowa rozpoznano także kilka innych form kopalnych grzybów, w tym takich (grzyby cefalotekoidalne), które, podobnie jak zarodniki Potamomyces, mogą wskazywać na obecność rozkładającego się drewna.

Wnioski wynikające z analizy palinomorf grzybowych w pełni potwierdzają ciepły i wilgotny charakter klimatu środkowego miocenu Adamowa, odtworzony na podstawie paleoekologicznej oceny szczątków ówczesnej roślinności zachowanej w formie spor i ziaren pyłku. Średnia roczna temperatura dla tego okresu, oszacowana metodą Coexistence Approach na podstawie wyników analizy pyłkowej, wynosiła 15,7–18,0°C (Worobiec i in., 2020).

Badania zostały sfinansowane z grantu NCN nr 2017/27/B/ST10/00001.

Literatura

CONRAN J.G., BANNISTER J.M., REICHGELT T., LEE D.E., 2016 – Epiphyllous fungi and leaf physiognomy indicate an ever-wet humid mesothermal (subtropical) climate in the late Eocene of southern New Zealand. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **452**: 1–10.

PIEPENBRING M., HOFMANN T.A., KIRSCHNER R., MANGELSDORFF R., PERDOMO O., RODRÍGUEZ JUSTAVINO D., TRAMPE T., 2011 – Diversity patterns of Neotropical plant parasitic microfungi. *Ecotropica*, **17**: 27–40.

SCHLÜTZ F., SHUMILOVSKIKH L.S., 2013 – On the relation of Potamomyces armatisporus to the fossil form-type Mediaverrunites and its taxonomical and ecological implications. *Fungal Ecology*, **6**, 4: 309–315.

WOROBIEC E., WIDERA M., WOROBIEC G., KURDZIEL B., 2020 – Middle Miocene palynoflora from the Adamów lignite deposit, central Poland. *Palynology.* DOI: 10.1080/01916122.2019.1697388.

WOROBIEC G., WOROBIEC E., 2017 – Epiphyllous fungi from Miocene deposits of the Bełchatów Lignite Mine (Central Poland). *Mycosphere*, **8**, 8: 1003–1013.