

BŁAŻEJ BŁAŻEJOWSKI¹, PIOTR GIESZCZ²

¹*Instytut Paleobiologii PAN*

Twarda 51/55, 00-818 Warszawa,

²*Stowarzyszenie Klimatologów Polskich*

Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

E-mail: bblazej@twarda.pan.pl

ZMIANY ŚRODOWISKOWE I BIOTYCZNE NA POGRANICZU PALEOZOIKU I MEZOZOIKU POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

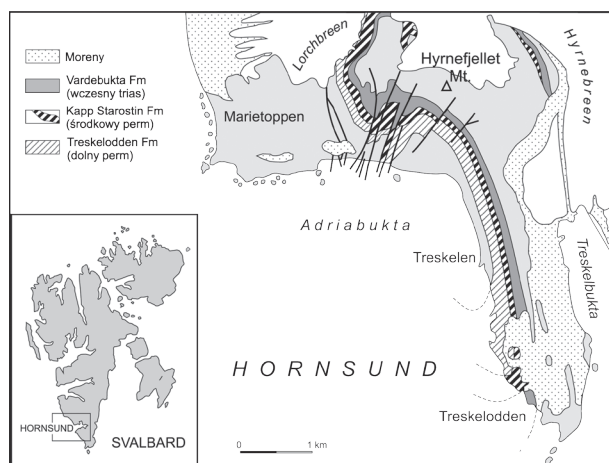
WSTĘP

Sekwencja osadów z pogranicza permu i triasu Archipelagu Svalbard reprezentuje okres przejściowy w historii ewolucyjnej wielu grup biotycznych, związany z jednym z największych w historii naszej planety masowym wymieraniem. W tym czasie miała miejsce największa redukcja bioróżnorodności w historii Ziemi. Szacuje się, że wyginęło wówczas 85% gatunków morskich Metazoa (ERWIN i współaut. 2002).

W późnym paleozoiku Archipelag Svalbard był częścią rozległej platformy węglanowej położonej na północnej krawędzi superkontynentu Pangea (STEMMERIK 2000). Omawiany obszar sedimentacji węglano-



Ryc. 2. Odsłonięcie utworów paleozoiku i mezozoiku w masywie Hyrnefjellet (fot. B. Błazejowski).



Ryc. 1. Uproszczona mapa geologiczna obszaru położonego na północ od fiordu Hornsund.



Ryc. 3. Odsłonięcie sukcesji paleozoiczno-mezozoicznej na przykładzie Treskelen (fot. B. Błazejowski).

wej obejmował swoim zasięgiem dzisiejszy szelf Morza Barentsa wraz ze Svalbardem i Bjørnøya. Rejony wschodniej i północnej Grenlandii miały także połączenie z późnopaleozoicznym systemem basenów Arktyki kanadyjskiej i rosyjskiej (HARLAND 1997). Na południowym Spitsbergenie zachowały się z tego okresu osady epikontynentalnego morza znajdującego się wówczas w strefie klimatu subtropikalnego, niedaleko północno-wschodnich wybrzeży superkontynentu Pangaea.

W rejonie fiordu Hornsund na południowym Spitsbergenie (Ryc. 1), na zboczach

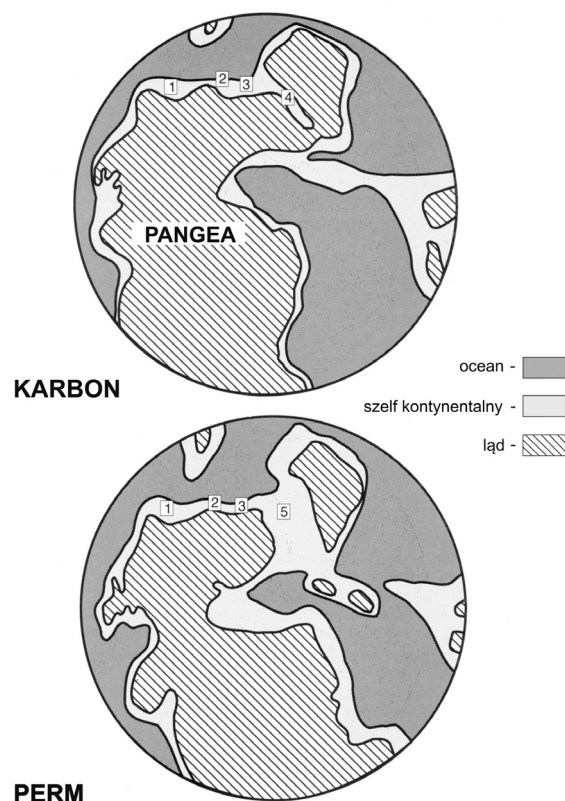
masywu Hyrnefjellet (Ryc. 2) i Półwyspie Treskelen (Ryc. 3), odsłaniają się utwory reprezentujące wczesnopermską formację Treskelodden, późnopermską formację Kapp Starostin oraz wczesnotriasową formację Vardbukta. Sekwencja ta była badana w kontekście zmian środowiskowych i biotycznych przez Polskie Wyprawy Paleontologiczne zorganizowane przez Instytut Paleobiologii PAN w latach 1974–1991 i 2006–2010. Uzyskane wyniki w znaczącym stopniu przyczyniły się do odtworzenia zmian środowiskowych i biotycznych na pograniczu paleozoiku i mezozoiku.

PERMSKI EKOSYSTEM POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

Późnopaleozoiczne osady południowego Spitsbergenu stanowią swoistą skarbnicę wiedzy geologicznej i paleontologicznej, pozwalając na śledzenie zmian zachodzących w tym wyjątkowym dla naszej planety okresie. W późnym paleozoiku Spitsbergen zmieniał położenie w przybliżeniu od 20°N do 45°N (STEMMERIK 2000). W tym czasie basen południowopermski znajdował się około 30° szerokości geograficznej dalej na południe. W miarę przemieszczania tego obszaru na linii północ-południe zmianie ulegały warunki środowiskowe. Zwłaszcza klimat zmieniał się od suchego, charakterystycznego dla ewaporacyjnych środowisk subtropikalnych niskich paleoszerokości, do umiarkowanie chłodnego, właściwego dla wyższych północnych paleoszerokości geograficznych (STEMMERIK 1995, 2000). Potwierdzają to badania prowadzone na obszarach morza Barentsa, północnej Grenlandii oraz Arktyki kanadyjskiej, które to rejony w późnym paleozoiku sąsiadowały ze Spitsbergenem na szelfie Franklina (Ryc. 4). Ten dryf ku północy znajduje szczególnie wyraźne odzwierciedlenie w znaczących zmianach facjalnych zachodzących w permie. W okresie tym sedimentacja węglanowa typowa dla płytkich i ciepłych mórz przechodzi w osady charakterystyczne dla chłodniejszych i bardziej głębokomorskich środowisk (STEMMERIK 1997, 2000; BŁAŻEJOWSKI 2009).

Najstarsze permskie skały na południowym Spitsbergenie stanowią formację Treskelodden, składającą się z sekwencji przeławicających się płytkomorskich osadów klastycznych i wapieni biogenicznych. Analiza zróżnicowanej taksonomicznie i stratygraficznie mikrofauny otwornicowej (SOSIPATROVA

1967; BŁAŻEJOWSKI i współaut. 2006; VACHARD i współaut. 2006; BŁAŻEJOWSKI 2008, 2009) pozwoliła określić wiek utworów formacji Treskelodden na późny karbon (gżel) – późny wczesny perm (artyński). Ze względu na pozycję Arktyki, jako paleogeograficznego ogniwa łączącego głębiny oceaniczne Starego i Nowego Świata (GROVES i WAHLMAN 1997), fauna permskich otwornic ze Spitsbergenu



Ryc. 4. Uproszczona mapa paleogeograficzna ze wskazaniem położenia opisywanych obszarów (wg NAKREMA 1994).

ma istotne znaczenie nie tylko dla określenia wieku skał, ale także przy rekonstrukcjach paleogeograficznych i filogenetycznych (BŁĄŻEJOWSKI 2009).

BIRKENMAJER (1964) podzielił warstwy Treskelodden na pięć cykli sedimentacyjnych następujących po sobie osadów morskich i lądowych, których powstanie wyjaśnił wpływem procesów glacialnych na Półkuli Południowej. Najniższa część formacji prawie pozbawiona jest skamieniałości i zawiera nieliczne fragmenty roślin iglastych (BIRKENMAJER 1979), natomiast wyższa część, tzw. górne warstwy Treskelodden, jest szczególnie bogata w skamieniałości. Poza licznymi otwornicami bentosowymi są to głównie koralowce czteropromienne (Rugosa) i denkowce (Tabulata) występujące zarówno w wapieniach biogenicznych, jak i osadach klastycznych, tzw. koralonośnych zlepieńcach (BIRKENMAJER i FEDOROWSKI 1980, NOWIŃSKI 1991). Koralowce z formacji Treskelodden to typowa fauna płytkich i ciepłych mórz, zajmująca nisze ekologiczne zbliżone do współczesnych koralowców rafowych (BIRKENMAJER 1979, FEDOROWSKI 1982). Formacja ta powstała w rezultacie oddziaływania środowiska płytkomorskiego i kontynentalnego w cieplej strefie klimatycznej (BIRKENMAJER 1979). Środowisko depozycji warstw Treskelodden SIEDLECKA (1968) interpretowała jako obszar laguny okresowo hipersalinarny lub brakiczno-morski. Obszar, na którym rozwijały się koralowce z formacji Treskelodden mógł być obszerną zatoką, cechującą się cyklicznym dopływem wód słodkich, a okresowe połączenia z otwartym oceanem znalazły odzwierciedlenie w sekwencjach skał węglanowych (SIEDLECKA 1968). W utworach formacji występują również ramienionogi (CZARNIECKI 1969), liliowce, mszywioly (NAKREM i współaut. 2009), małże, trylobity (OSMÓLSKA 1968), ślimaki (KARCZEWSKI 1982) i glony (NOWIŃSKI 1990).

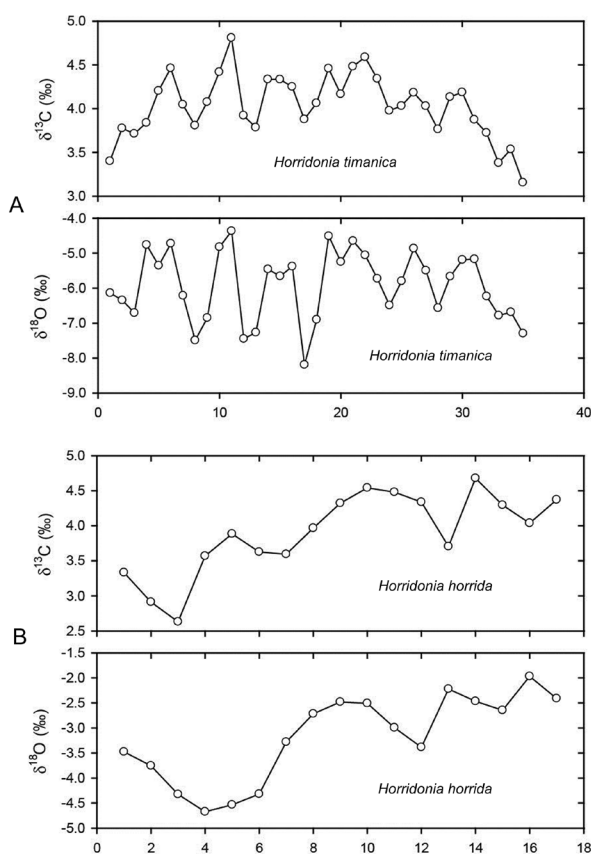
W utworach formacji Treskelodden zaobserwowano zmiany zespołów biotycznych z dominujących otwornicowo-glonowych na dominujące mszywiolowo-szkarłupniowe. Zmiany te związane są z ochładzaniem się klimatu spowodowanym dryfem Pangei ku północy, ale też ze zmieniającą się cyrkulacją prądów oceanicznych. Zespoły otwornicowo-glonowe są charakterystyczne dla utworów wieku assel-sakmar (wczesny perm). Dopiero pod koniec sakmaru pojawiają się nieliczne mszywioly, a fauna otwornicowa ulega zróżnicowaniu (BŁĄŻEJOWSKI 2009). Do wyraźnej

przebudowy dochodzi we wczesnym artyńsku (późny wczesny perm), gdy mszywioly występują powszechnie, a bardzo zróżnicowana fauna otwornicowa jest charakterystyczna dla chłodniejszych stref paleogeograficznych. Bardzo liczna jest również fauna koralowcowa (Ryc. 5) wyznaczająca tzw. III horyzont koralowcowy (BIRKENMAJER 1979). Tendencja stopniowego ochłodzenia znajduje swoje odzwierciedlenie także w nadległej, młodszej formacji Kapp Starostin (środkowy perm – road), gdzie odsłaniają się typowe zimnowodne węglany z licznymi czertami, które powstały w głębszych obszarach basenowych. Potwierdza to też bogaty zespół fauny ramienionogów, mszywiolów, mięczaków, gąbek oraz małych otwornic.

Formację Kapp Starostin należącą do Grupy Tempelfjorden (EHRENBERG i współaut. 2001) budują skały węglanowe odporne na wietrzenie, wyraźnie zaznaczające się w krajobrazie wyspy (MAŁKOWSKI 1982). Rozciągające się na ponad 120 kilometrów wychodnie utworów tej formacji mają zróżnicowaną miąższość. W rejonie fiordu Hornsund osiąga ją zaledwie 7 m, podczas gdy na północy, w rejonie fiordów Isfjord i Bellsund, nawet 380 m. Na południowym Spitsbergenie formacja Kapp Starostin wykształcona jest jako seria osadów morskich z bogatą fauną i była przedmiotem licznych opracowań geologicznych oraz paleontologicznych. Typowe grupy skamieniałości opisane z tych osadów obejmują ramienionogi (BIERNAT i BIRKENMAJER 1981), mszywioly (NAKREM 1994), otwornice (BŁĄŻEJOWSKI 2008), małżoraczki (OLEP-SKA i BŁASZYK 1996), liliowce (GORZELAK i współaut. 2013), małże, ślimaki (KARCZEWSKI



Ryc. 5. Odsłonięcie koralowców z grupy Rugosa w górnej części formacji Treskelodden w masywie Hyrnefjellet (fot. B. Błażejowski).



Ryc. 6. A. Skład izotopowy węgla i tlenu w skorupkach *Horridonia timanica* (STUCKENBERG, 1875) z profilu Vindodden, Spitsbergen. Obserwowany przebieg krzywych izotopów tlenu i węgla odzwierciedla sezonowe zmiany środowiska. ZPAL Bp. XXX/V-42. B. Skład izotopowy węgla i tlenu w skorupkach *Horridonia horrida* (Sowerby, 1823) z kamieniołomu w Kajetanowie, Polska. Krzywe izotopów tlenu i węgla odzwierciedlają długookresowe zmiany związane ze specyfiką cyklu ewaporacyjnego. ZPAL Bp. IX/1K. (wg NIELSENA i współaut. 2013).

SKI 1982), korale (CHWIEDUK 2007), gąbki, głównie spikulety, często wtórnie skrzemionkowane (MAŁKOWSKI i HOFFMAN 1979) oraz konodonty (SZANIAWSKI i MAŁKOWSKI 1979).

Większość konodontów z formacji Kapp Starostin jest blisko spokrewniona z konodontami znanymi z górnego leonardu i dolnego roadu formacji Phosphoria występującej w stanie Idaho i Utah USA (SZANIAWSKI i MAŁKOWSKI 1979). W tym czasie opisywany region stanowił fragment zatoki Morza Horridoniowego, wcinającej się w kontynent Pangei, które obejmowało obszary dzisiejszej wschodniej Grenlandii, Spitsbergenu, północno-zachodniej Anglii, Danii, Niemiec i cen-

tralnej Polski (MAŁKOWSKI 1988). Organizmy żyjące w morzu pozostają w równowadze chemicznej z otaczającym je środowiskiem, a ich szkielety zachowane w stanie kopalnym pozwalają wnioskować o zmianach temperatury, zasolenia, czy dostępności pożywienia. Szczegółowe petrograficzne i geochemiczne badania porównawcze ramienionogów należących do rodzaju *Horridonia* z niskich i wysokich szerokości paleogeograficznych pozwoliły zweryfikować zależność okresowości zmian proporcji izotopów stabilnych węgla i tlenu od czynników paleoklimatycznych (Ryc. 6).

W przeciwieństwie do okazów pochodzących z niższych paleoszerokości geograficznych, w których nie obserwuje się cyklicznych zmian składu izotopowego ze względu na ewaparycyjno-cyklotemowy charakter środowiska (Ryc. 6B), w okazach ze Spitsbergenu dają się zaobserwować wyraźne okresowe wahania proporcji izotopów tlenu i węgla (Fig. 6A). Jest to interpretowane jako zapis sezonowych zmian temperatury, którym towarzyszyły także fluktuacje produktywności ekosystemu, co miało bezpośredni wpływ na właściwości fizykochemiczne wody morskiej, kształtując środowisko życia badanych ramienionogów. Obecnie podobny zapis można uznać za charakterystyczny dla obszaru rozległej platformy węglanowej umiarkowanych szerokości geograficznych, a więc potwierdzający położenie archipelagu Svalbard pod koniec paleozoiku u północnych wybrzeży superkontynentu Pangea (STEMMERIK 2000).

Szczegółowe analizy izotopów węgla i tlenu z próbek skał z pogranicza paleozoiku i mezozoiku na Spitsbergenie (GRUSZCZYŃSKI i współaut. 1989, HOFFMAN i współaut. 1998) ujawniły zmiany stosunków izotopowych o największej amplitudzie z dotychczas opisanych na Ziemi. Globalna regresja i zmniejszenie powierzchni mórz epikontynentalnych (MAŁKOWSKI 1998) ok. 250 mln lat temu, zapoczątkowały zmiany w funkcjonowaniu oceanu światowego, skutkujące daleko idącą przebudową całej biosfery (GRUSZCZYŃSKI i MAŁKOWSKI 1987; MAŁKOWSKI i współaut. 1989, 1991). Dla przeważającej liczby organizmów żyjących na Ziemi była to ekologiczna katastrofa o olbrzymich rozmiarach. Spośród grup bezkręgowców morskich, które wyginęły w czasie wielkiego kryzysu pod koniec permu, na szczególną uwagę zasługują koralowce Rugosa i Tabulata rozpoznane i opisane z południowego Spitsbergenu (BIRKENMAJER i FEDOROWSKI 1980.). Po wyginięciu tych

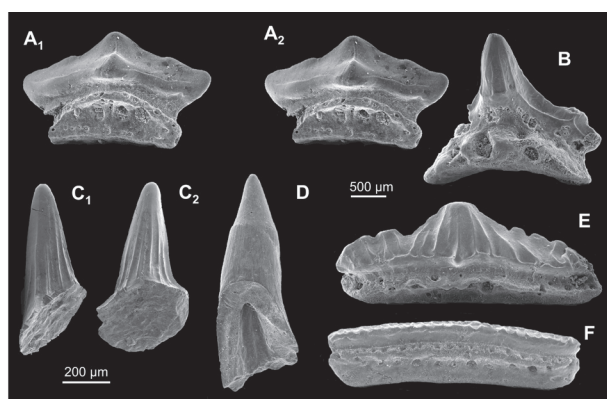
grup musiał minąć cały wczesny trias, zanim pojawiły się koralowce zaliczane do grupy Scleractinia, istniejącej do dziś. Również w przypadku innych grup zwierząt morskich

konieczne było co najmniej 8-9 milionów lat, zanim doszło do odbudowania ekosystemów po katastrofalnym wymieraniu (CHEN i BENTON 2012).

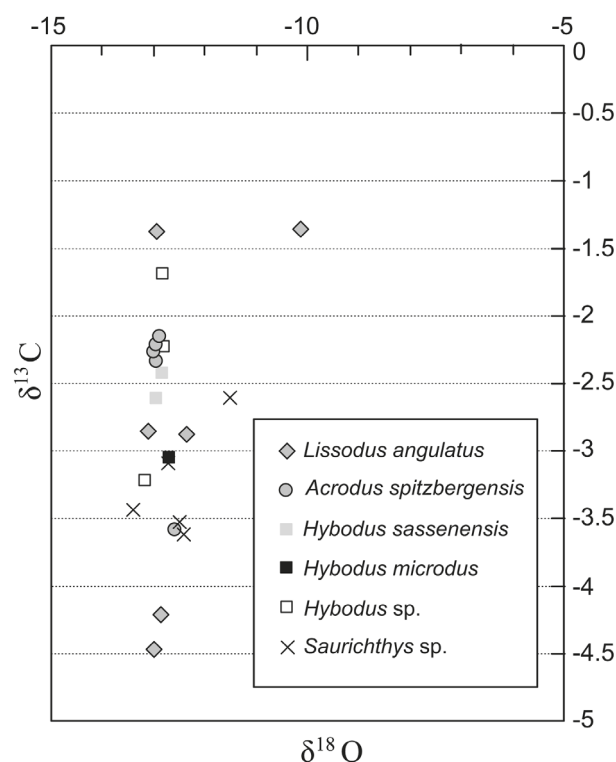
WCZESNOTRIASOWY EKOSYSTEM POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

Minęło wiele milionów lat zanim ziemski ekosystem odbudował się na nowo po okresie wielkiego wymierania na pograniczu permu i triasu. Szacuje się, że po tym kryzysie bioróżnorodność organizmów morskich wróciła do poprzedniego poziomu dopiero w kredzie, a ekosystemy triasowe były o wiele bardziej ubogie niż te z najpóźniejszego paleozoiku (ALLISON i BRIGGS 1993). W zapisie kopalnym odradzającego się życia na południowym Spitsbergenie obserwujemy w tym czasie zupełną przebudowę ekosystemów, a także postępujące zmiany w procesach geochemicznych decydujących o sedymentacji. W rejonie fiordu Hornsund, powyżej permskiej formacji Kapp Starostin, odsłaniają się dolnotriasowe ciemne łupki hieroglifowe oraz piaskowce z wkładkami skał węglanowych formacji Vardebukta (warstwy z małżami *Myalina*) (BIRKENMAJER 1977). Na granicy formacji, która stanowi granicę paleozoiku i mezozoiku, obserwuje się przerwę sedymentacyjną w brzeżnej, zachodniej partii zbiornika triasowego. Przejście pomiędzy permem i triasem daje się zaobserwować jedynie w osiowej partii zbiornika (BIRKENMAJER 1977). W warstwach

z *Myalina*, datowanych na podstawie konodontów na wczesny trias (scytyk) (BIRKENMAJER i TRAMMER 1975), występują bardzo liczne zęby ryb (BIRKENMAJER i JERZMAŃSKA 1979, BŁĄŻEJOWSKI 2004), głównie rekinów z rodzajów *Lissodus*, *Hybodus* i *Acrodus*, oraz ryb kostnopromienistych *Saurichthys* (Ryc. 7), podczas gdy w nadległych ciemnych łupkach zachowały się skamieniałości śladowe oraz jedynie nieliczne amonity (GAŹDZICKI i TRAMMER 1977, 1978). Wspomniane zęby były przedmiotem badań taksonomicznych oraz histologicznych, przeprowadzono też analizy składu izotopowego tlenu i węgla fosforanowych szczątków ryb (BŁĄŻEJOWSKI i współaut. 2013). Badania te dostarczyły interesujących informacji na temat zróżnicowania środowiska występowania, a także różnic behawioralnych pomiędzy różnymi taksonami ryb, które zasiedlały wczesnotriasowe morze tego obszaru.



Ryc. 7. Zęby ryb. A₁-A₂ *Lissodus angulatus* (Stensiö, 1921), zdjęcia stereoskopowe. P. 8/1-B25; B. *Hybodus microdus* Stensiö, 1921. ZPAL P. 8/3-B17; C₁-C₂. *Hybodus* sp. ZPAL P.8/4-B11; D. *Saurichthys* sp. ZPAL P.8/S9; E. *Hybodus sasseniensis* Stensiö, 1918. ZPAL P.8/4-B51; F. *Acrodus spitzbergensis* Hulke, 1873. ZPAL P. 8/2-B45. Formacja Vardebukta.



Ryc. 8. Zapis stosunków izotopowych węgla i tlenu w zębach ryb z formacji Vardebukta.

Większość zbadanych zębów (w tym zwłaszcza hybodontów: *Acrodus*, *Hybodus*) wykazała wartości stosunków izotopowych tlenu $\delta^{18}\text{O}$ wynoszące około $-12,7\text{‰}$ ($\pm 0,9\text{‰}$). Tak mały rozrzut wartości sugeruje (Ryc. 8), że wszystkie rozpatrywane ryby zamieszkiwały podobne środowisko morskie. Wartości poniżej średniej obserwowane u przedstawicieli rodzaju *Lissodus*, mogą wskazywać, iż jako gatunek migrujący pojawiały się one także w wysłodzonych partiach zbiornika. Większy rozrzut $\delta^{18}\text{O}$ u ryb kostnopromienistych (*Saurichthys*) wynika prawdopodobnie z zasiedlania środowisk o różnym

zasoleniu i różnej głębokości. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ badanych ryb kostnopromienistych mieszczą się w przedziale od $-1,3$ do $-4,4\text{‰}$, będąc najprawdopodobniej odzwierciedleniem ich diety. Duże zróżnicowanie wartości $\delta^{13}\text{C}$ u rekinów z rodzaju *Lissodus*, od $-2,8\text{‰}$ do $-4,5\text{‰}$, wskazuje na oportunistyczne korzystanie z dostępnych zasobów pokarmowych. Bardziej zawężony przedział wartości $\delta^{13}\text{C}$ w zębach *Saurichthys*, w przedziale od $-2,5\text{‰}$ do $-3,6\text{‰}$, sugeruje, że miały mniej zróżnicowaną dietę — były pokarmowo bardziej wyspecjalizowane.

ZMIANY ŚRODOWISKOWE I BIOTYCZNE NA POGRANICZU PALEOZOIKU I MEZOZOIKU POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

Streszczenie

Obserwowany na pograniczu permu i triasu globalny kryzys ekologiczny doprowadził do całkowitej przebudowy biosfery, co znajduje swoje odzwierciedlenie w zapisie kopalnym. Przeprowadzone badania pozwoliły lepiej zrozumieć warunki i przebieg sedymentacji w oparciu o analizę paleoekologiczną skamieniałości oraz analizę wybranych aspektów geochemii permo-triasowych utworów na południowym Spitsbergenie. Zespoły skamieniałości, a także porównanie zapisu izotopowego w zachowanych okazach kopalnej fauny pozwoliło stwierdzić, że w badanych odsłonięciach obserwujemy tendencję zmian od stosunkowo ciepłego, niezbyt głębokiego morza szelfowego, do wyraźnie chłodniejszego zbiornika o charakterze pełnomorskim, co było połączone ze zmianą pozycji paleogeograficznej badanego obszaru

w kierunku coraz wyższych północnych paleoszerokości. Zbadanie zmian składu izotopowego tlenu i węgla wapiennych muszli ramienionogów z permu pozwoliło zaobserwować sezonowość zmian środowiskowych, potwierdzających położenie archipelagu Svalbard w strefie umiarkowanych paleoszerokości, a więc w obrębie platformy węglanowej u północnych wybrzeży superkontynentu Pangea. Warunki paleośrodowiskowe po wielkim wymieraniu, które odbyło się w późnym permie, zostały zinterpretowane dzięki analizie składu izotopowego fosforanowych zębów ryb z wczesnego triasu.

Prowadzone na Spitsbergenie badania stanowią znaczący wkład w zrozumienie historii Ziemi w okresie największego kryzysu biotycznego na pograniczu er paleozoicznej i mezozoicznej.

ENVIRONMENTAL AND BIOTIC CHANGE DURING THE PALEOZOIC-MESOZOIC TRANSITION IN SOUTH SPITSBERGEN

Summary

The environmental change and related biotic crisis during the transition between Paleozoic and Mesozoic led to a considerable transformation of global biosphere, and left remarkable evidence in Permian to Triassic profile in south Spitsbergen. Temporal succession of fossil assemblages together with detailed analysis of oxygen and carbon stable isotopes from carbonate brachiopod shells and phosphate fish teeth allowed to better understand the environmental transition that occurred during deposition of investigated geological strata. The change observed indicates clearly a shift from rather warm and shallow

shelf sea toward a colder, deep-sea and more open basin, which occurred simultaneously with a paleogeographical drift of the area towards higher northern paleolatitudes. A seasonal pattern recognized in carbon and oxygen isotope record from carbonate shells of permian brachiopods confirmed position of Svalbard within carbonate platform located in temperate zone on northern margins of Pangea supercontinent. Research conducted on south Spitsbergen is an important contribution in understanding history of the Earth during global biotic crisis that occurred on Paleozoic/Mesozoic boundary.

LITERATURA

- ALLISON P. A., BRIGGS D. E. G., 1993. *Paleolatitudinal sampling bias, Phanerozoic species diversity, and the end-Permian extinction*. Geology 21, 65–68.
- BIERNAT G., BIRKENMAJER K., 1981. *Permian brachiopods from the base of the Kapp Starostin Formation at Polakkfjellet, Spitsbergen*. Studia Geologica Polonica 73, 7–24.

- BIRKENMAJER K., 1964. *Devonian, Carboniferous and Permian formation of Hornsund, Vestspitsbergen*. [W:] *Geological results of the Polish 1957-1958, 1959, 1960 Spitsbergen Expeditions*. BIRKENMAJER K. (red.). *Studia Geologica Polonica* 11, 47-123.
- BIRKENMAJER K., 1977. *Triassic sedimentary formations of the Hornsund area, Spitsbergen*. [W:] *Geological results of the Polish Spitsbergen Expeditions*. BIRKENMAJER K. (red.). *Studia Geologica Polonica* 51, 1-74.
- BIRKENMAJER K., 1979. *Channelling and orientation of Rugose corals in shallow-marine Lower Permian of south Spitsbergen*. [W:] *Geological results of the Polish Spitsbergen expeditions*. BIRKENMAJER K. (red.). *Studia Geologica Polonica* 60, 45-56.
- BIRKENMAJER K., TRAMMER J., 1975. *Lower Triassic conodonts from Hornsund, south Spitsbergen*. *Acta Geologica Polonica* 25, 299-308.
- BIRKENMAJER K., JERZMAŃSKA A., 1979. *Lower Triassic shark and other fish teeth from Hornsund, south Spitsbergen*. [W:] *Geological results of the Polish Spitsbergen expeditions*. BIRKENMAJER K. (red.). *Studia Geologica Polonica* 60, 7-37.
- BIRKENMAJER K., FEDOROWSKI J., 1980. *Corals of the Treskelodden formation (Lower Permian) at Triasnuten, Hornsund, south Spitsbergen*. [W:] *Geological results of the Polish Spitsbergen Expeditions*. BIRKENMAJER K. (red.). *Studia Geologica Polonica* 66, 7-27.
- BŁAŻEJOWSKI B., 2004. *Shark teeth from the Lower Triassic of Spitsbergen and their histology*. *Polish Polar Res.* 25, 153-167.
- BŁAŻEJOWSKI B., 2008. *Otwornice późnego paleozoiku południowego Spitsbergenu*. Niepublikowana rozprawa doktorska. Instytut Paleobiologii PAN, Warszawa.
- BŁAŻEJOWSKI B., 2009. *Foraminifers from Treskelodden Formation (late Carboniferous-early Permian) of south Spitsbergen*. *Polish Polar Res.* 30, 193-230.
- BŁAŻEJOWSKI B., HOŁDA-MICHAŁSKA A., MICHAŁSKI K., 2006. *Schellwienia arctica (Fusulinidae), from the Carboniferous-Permian strata of the Treskelodden Formation in south Spitsbergen*. *Polish Polar Res.* 27, 91-103.
- BŁAŻEJOWSKI B., DUFFIN C., GIESZCZ P., MAŁKOWSKI K., BINKOWSKI M., WALCZAK M., McDONALD S. A., WITHERS P., 2013. *Lower Triassic Saurichthys (Pisces, Actinopterygii) teeth from Spitsbergen, with comments on their stable isotope composition ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and X-ray microtomography*. *Polish Polar Res.* 34, 23-38.
- CHEN Z.-Q., BENTON M. J., 2012. *The timing and pattern of biotic recovery following the end-Permian mass extinction*. *Nature Geosci.* 5, 375-383.
- CHWIEDUK E. 2007. *Middle Permian rugose corals from the Kapp Starostin Formation, South Spitsbergen (Treskel Peninsula)*. *Acta Geologica Polonica* 57, 281-304.
- CZARNIECKI S., 1969. *Sedimentary environment and stratigraphical position of the Treskelodden beds, Vestspitsbergen*. *Prace Muzeum Ziemi* 16, 201-336.
- EHRENBURG S. N., PICKARD N. A. H., HENRIKSEN L. B., SVÄNA T. A., GUTTERIDGE P., MACDONALD D., 2001. *A depositional and sequence stratigraphic model for cold-water, spiculitic strata based on the Kapp Starostin Formation (Permian) of Spitsbergen and equivalent deposits from the Barents Sea*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 85, 2061-2087.
- ERWIN D. H., BOWRING S. A., YUGAN J., 2002. *End-Permian mass extinctions: a review*. [W:] *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond: Boulder, Colorado*. KOEBEL C., MACLEOD K. G. (red.). *Geol. Soc. Am. Special Paper* 356, 363-383.
- FEDOROWSKI J., 1982. *Coral thanatocoenoses and depositional environments in the upper Treskelodden beds of the Hornsund area, Spitsbergen*. [W:] *Paleontological Spitsbergen Studies. Part I*. BIERNAT G., SZYMAŃSKA W., (red.). *Palaeontologia Polonica* 43, 17-68.
- GAŹDZICKI A., TRAMMER J., 1977. *The sverdrupi zone in the Lower Triassic of Svalbard*. *Acta Geologica Polonica* 27, 349-356.
- GAŹDZICKI A., TRAMMER J., 1978. *Tidal deposits in the Lower Triassic of Svalbard*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 6, 321-331.
- GORZELAK P., BŁAŻEJOWSKI B., UCHMAN A., HANKEN N.-M., 2013. *First record of catacrinitid crinoid (Catacrinitidae, Crinoidea) from the Lower Permian of Spitsbergen*. *Polish Polar Res.* 34, 139-150.
- GROVES J. R., WAHLMAN G. P., 1997. *Biostratigraphy and evolution of Upper Carboniferous and Lower Permian smaller foraminifers from the Barents Sea (offshore Arctic Norway)*. *J. Paleontol.* 71, 758-779.
- GRUSZCZYŃSKI M., MAŁKOWSKI K., 1987. *Stable isotopic records of the Kapp Starostin Formation (Permian), Spitsbergen*. *Polish Polar Res.* 8, 201-215.
- GRUSZCZYŃSKI M., HAŁAS S., HOFFMAN A., MAŁKOWSKI K., 1989. *A brachiopod calcite record of the oceanic carbon and oxygen isotope shifts at the Permian/Triassic transition*. *Nature* 337, 64-68.
- HARLAND W. B., 1997. *The geology of Svalbard*. *Geological Society Memoir* 17.
- HOFFMAN A., GRUSZCZYŃSKI M., MAŁKOWSKI K., SZANIAWSKI H., 1998. *Should the Permian/Triassic boundary be defined by the carbon isotope shift?* *Acta Geologica Polonica* 48, 141-148.
- KARCZEWSKI L., 1982. *Some gastropods and bivalves from the Treskelodden and Kapp Starostin formations, Hornsund region, Spitsbergen*. [W:] *Paleontological Spitsbergen Studies. Part I*. BIERNAT G., SZYMAŃSKA W. (red.). *Palaeontologia Polonica* 43, 83-96.
- MAŁKOWSKI K., 1982. *Development and stratigraphy of the Kapp Starostin Formation (Permian) of Spitsbergen*. [W:] *Paleontological Spitsbergen Studies. Part I*. BIERNAT G., SZYMAŃSKA W., (red.), *Palaeontologia Polonica* 43, 69-81.
- MAŁKOWSKI K., 1988. *Paleoecology of Productacea (Brachiopoda) from the Permian Kapp Starostin Formation, Spitsbergen*. *Polish Polar Research* 9, 3-60.
- MAŁKOWSKI K., 1998. *Permski ekosystem Arktyki*. *Kosmos* 47, 387-395.
- MAŁKOWSKI K., HOFFMAN A., 1979. *Semi-quantitative facies model for the Kapp Starostin Formation (Permian) Spitsbergen*. *Acta Palaeontologica Polonica* 24, 217-230.
- MAŁKOWSKI K., GRUSZCZYŃSKI M., HOFFMAN A., 1991. *A facies geological test of stable isotope interpretation of the Upper Permian depositional environment in west Spitsbergen*. *Terra Nova* 3, 631-637.
- MAŁKOWSKI K., GRUSZCZYŃSKI M., HOFFMAN A., HAŁAS S., 1989. *Oceanic stable isotope composition and a scenario for the Permo-Triassic crisis*. *Hist. Biol.* 2, 289-309.
- NAKREM H. A., 1994. *Environmental distribution of bryozoans in the Permian of Spitsbergen*. [W:] *Biology and Palaeobiology of Bryozoans*. HAYWARD P. J., RYLAND J. S., TAYLOR P. D. (red.). *Olsen & Olsen, Denmark*, 133-137.

- NAKREM H. A., BŁAŻEJOWSKI B., GAŹDZICKI A., 2009. *Lower Permian bryozoans from southern and central Spitsbergen, Svalbard*. Acta Palaeontologica Polonica 54, 677–698.
- NIELSEN J. K., BŁAŻEJOWSKI B., GIESZCZ P., NIELSEN JAN K., 2013. *Carbon and oxygen isotope records of Late Permian brachiopods from low and high palaeolatitudes: seasonality and cyclothermic evaporation*. [W:] *Palaeozoic Climate Cycles: Their Evolutionary and Sedimentological Impact*. GĄSIEWICZ A., SŁOWAKIEWICZ M. (red.). Geological Society, London, Special Publications, 376.
- NOWIŃSKI A., 1990. *Some Carboniferous-Permian organisms from the coral-bearing strata of Spitsbergen*. Polish Polar Res. 11, 317–329.
- NOWIŃSKI A., 1991. *Late Carboniferous to early Permian Tabulata from Spitsbergen*. Palaeontologia Polonica 51, 3–74.
- OLEMPKA E., BŁASZYK J., 1996. *Ostracods from the Permian of Spitsbergen*. Polish Polar Res. 17, 3–20.
- OSMÓLSKA H., 1968. *Two new trilobites from the Treskelodden Beds of Hornsund*. Acta Palaeontologica Polonica 13, 605–613.
- SIEDLECKA A., 1968. *Lithology and sedimentary environment of the Hyrnefjellet Beds and the Treskelodden Beds (Late Paleozoic) at Treskelodden, Hornsund, Vestspitsbergen*. [W:] *Geological results of the Polish 1957–1958, 1959, 1960 Spitsbergen expeditions*. BIRKENMAJER K. (red.). Studia Geologica Polonica 21, 53–96.
- SOSIPATROVA G. P., 1967. *Upper Paleozoic Foraminifera of Spitsbergen*. [W:] *Stratigraphy of Spitsbergen*. SOKOLOV V. N. (red.). Institut Geologii Arktiki, Leningrad, 1–238.
- STEMMERIK L., 1995. *Permian history of the Norwegian-Greenland Sea area*. [W:] *The Permian of Northern Pangea. Volume 2: Sedimentary Basins and Economic Resources*. SCHOLLE P. A., PERYT T. M., ULMER-SCHOLLE D. S. (red.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 98–118.
- STEMMERIK L., 1997. *Permian (Artinskian–Kazanian) cool-water carbonates in North Greenland, Svalbard and the western Barents Sea*. [W:] *Cool-water carbonates*. JAMES N. P., CLARKE J. A. D. (red.). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 56, 349–364.
- STEMMERIK L., 2000. *Late Palaeozoic evolution of the North Atlantic margin of Pangea*. Palaeogeograph. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 161, 95–126.
- SZANIAWSKI H., MAŁKOWSKI K., 1979. *Conodonts from the Kapp Starostin Formation (Permian) of Spitsbergen*. Acta Geologica Polonica 24, 231–164.
- VACHARD D., GAILLOT J., PILLE L., BŁAŻEJOWSKI B., 2006. *Problems on Biseriamminioidea, Mississippian-Permian biserially coiled Foraminifera: A reappraisal with proposals*. Revista Española de Micropaleontología 38, 453–492.