



Rekonstrukcje paleotemperatur w strefie Frontu Polarnego Oceanu Południowego (sektor atlantycki) na podstawie środkowo-górnoplejstocenijskich promienic z odwiertu ODP Leg 177 Site 1091

Bartosz Kotrys¹



Paleotemperature reconstructions at the Polar Front in the Southern Ocean (Atlantic sector) based on middle-late Pleistocene radiolarian record from ODP Leg 177 Site 1091. Prz. Geol., 62: 448–455.

Abstract. Quantitative analysis of radiolarian assemblages, carried out at the Ocean Drilling Program (ODP) Leg 177 Site 1091 (Atlantic sector of the Southern Ocean), provides a well-established summer sea surface temperature (SSST) record from the Polar Front Zone extending back into the Middle Pleistocene at orbital-submillennial resolution. In order to estimate the SSST, the Imbrie & Kipp method (IKM) and the artificial neural network (ANN) were applied. The SSST records derived from the IKM and ANN display close similarities in paleotemperature fluctuations, amplitudes and absolute values. The ANN-derived SSST estimations display a pattern of slightly more distinct warm events that is closest to the records obtained from EDC (EPICA Dome C) ice cores and ODP Site 1090. The warm events indicate a distinct shift in the extent of the Southern Ocean cold water sphere that must have affected the ocean-atmosphere-ice field interactions and the configuration of high-latitude wind fields. Consistently with the global trend of paleotemperature fluctuation, the SSST record is marked by a distinct shift from low to high glacial/interglacial variability around Termination V. Prior to Termination V, the SSST displays coldest values and low variability. It points to a distinct expansion of the Southern Ocean cold water masses and positional changes of hydrographical fronts during most of the lower Middle Pleistocene.

Keywords: Radiolaria, Southern Ocean, Polar Front, summer sea surface temperature

W plejstocenie na Ziemi zachodziły częste raptowne zmiany klimatu o różnej skali i czasie trwania, co intensywnie wpływało na środowisko. Wyniki badań Milankovitcha (1969) i Haysa i in. (1976) ujawniły, że główną rolę w długofalowym kształtowaniu klimatu odgrywały zmiany parametrów orbitalnych Ziemi. Oprócz tych wielkoskalowych procesów istotny wpływ na przekształcenia klimatu miały również takie mechanizmy jak promienowanie słoneczne (np. Jouzel i in., 2007), wahania stężenia CO₂ w atmosferze (np. Severinghaus, 2009), tworzenie się lodu morskiego (np. Maslin i in., 2001) czy cyrkulacja termohalinowa (np. Severinghaus, 2009). Konsekwencją ich aktywności były m.in. krótko- i długookresowe wahania temperatury powierzchniowych warstw wód oceanu.

Niniejsza praca poświęcona jest rekonstrukcji oraz analizie wielkości i czasu trwania przemian paleotemperatur powierzchniowych warstw oceanu w ostatnich 900 tys. lat na obszarze atlantyckiej części Oceanu Południowego.

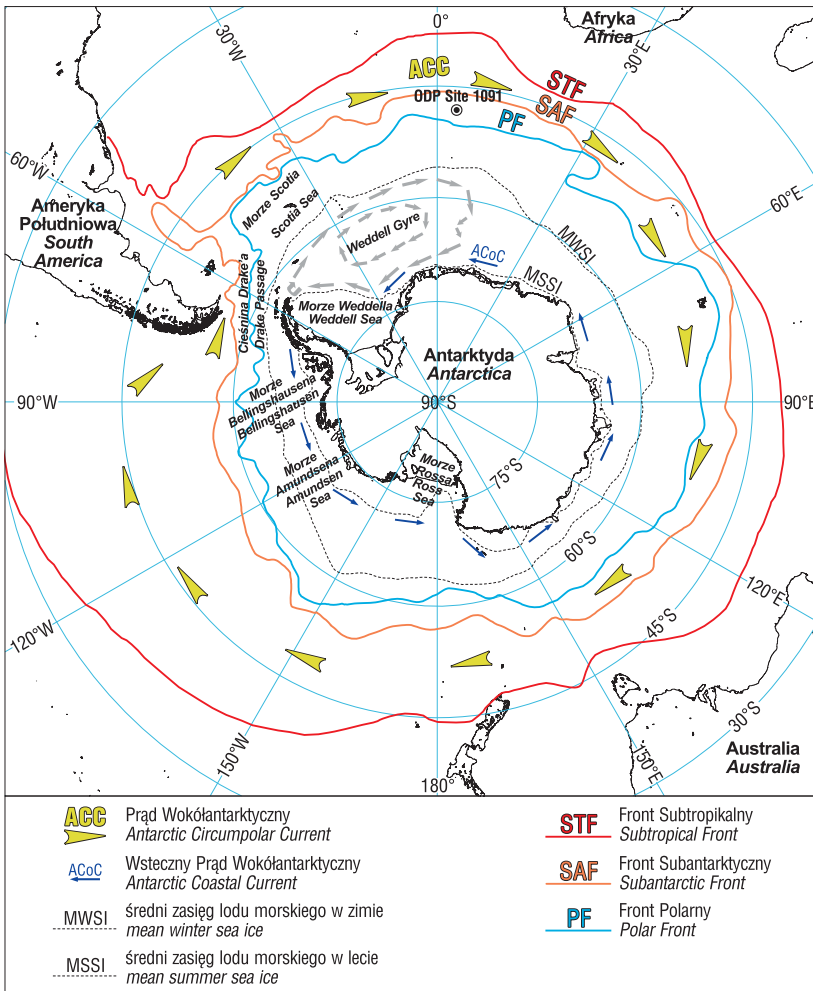
Obszar antarktyczny, który obejmuje rejon badań, jest miejscem kluczowym dla rozwoju klimatu w ostatnich kilkuset tysiącach lat. Stanowi jedno z najważniejszych miejsc powstawania lodu morskiego, organicznej produkcji pierwotnej, cyrkulacji termohalinowej oraz sedymentacji krzemionki. Z analizy zawartości rozpuszczonej krzemionki w oceanie światowym wynika, że największa jej koncentracja występuje w rejonie antarktycznym. Dzięki temu w badaniach nad rekonstrukcją klimatu możliwe jest posłużenie się promienicami (Radiolaria), wykorzystującymi tę substancję do budowy swoich pancerzyków.

Radiolarie to jednokomórkowe organizmy zamieszkujące otwarte wody oceaniczne na prawie wszystkich głębokościach. Stanowią jedną z największych grup organizmów planktonowych. Główny składnik szkieletów radiolarii to amorficzna krzemionka (SiO₂ · nH₂O). Jest ona bardzo trwała i po obumarciu organizmu doskonale zachowuje się w osadach morskich (Kling, 1998; Boltovskoy, 1999). Pozwala to na szczegółową identyfikację i wyodrębnienie gatunków promienic. Pierwsze pojawienie się radiolarii w skałach osadowych datowane jest na kambr. Spotkać je można także w zapisie geologicznym głębokowodnych utworów oceanicznych mezozoiku i kenozoiku.

Promienice są stałym komponentem planktonu morskiego i zasiedlają wszystkie części oceanu światowego. Ich poziome rozprzestrzenienie uzależnione jest od dostępności rozpuszczonej w wodzie morskiej krzemionki, temperatury wody i cyrkulacji prądów oceanicznych (powierzchniowych i głębinowych). Zasięg występowania poszczególnych gatunków promienic wyznaczają oceaniczne wody polarne, subpolarne i tropikalne.

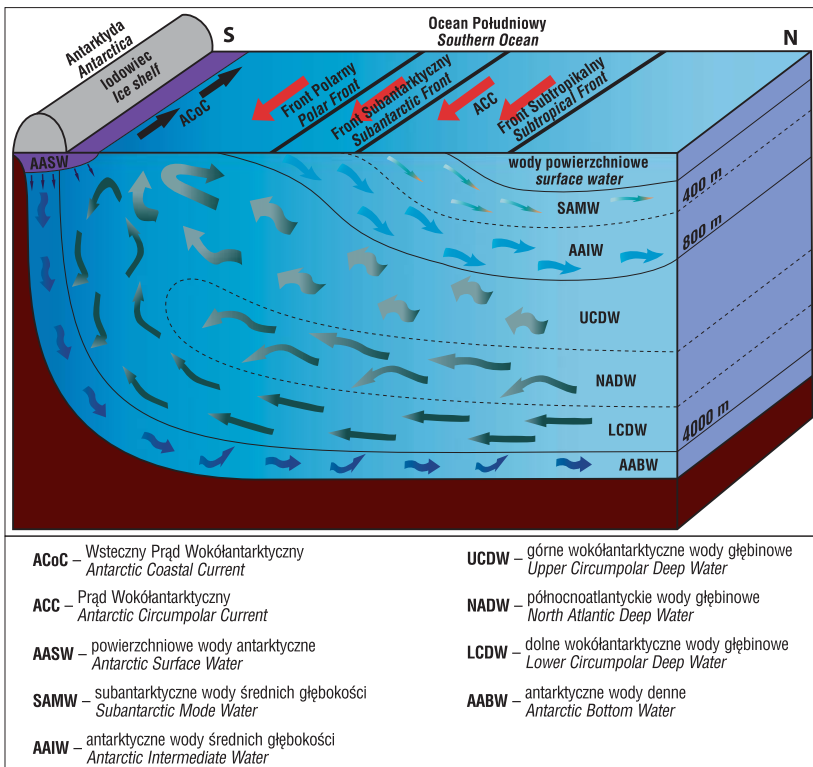
Bogata różnorodność taksonów, charakterystycznych dla obszarów o odmiennych warunkach hydrograficznych, stanowi przedmiot badań nie tylko biologów, lecz także mikropaleontologów, klimatologów i geologów. Radiolarie jako mikroskamieniałości uważane są za doskonałe narzędzia w badaniach związanych z rekonstrukcjami paleośrodowiskowymi (np. Morley & Hays, 1979; Björklund & Ciesielski, 1994; Brathauer, 1996; Abelmann & Gowing, 1997; Abelmann i in., 1999; Brathauer & Abelmann, 1999;

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski, ul. Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin; bartosz.kotrys@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Główne cechy oceanograficzne Oceanu Południowego. Położenie frontów i lodu morskiego według Orsiego i in. (1995) i Comisa (2003)

Fig. 1. Main oceanographic settings of the Southern Ocean. Location of oceanic fronts and sea ice according to Orsi et al. (1995) and Comiso (2003)

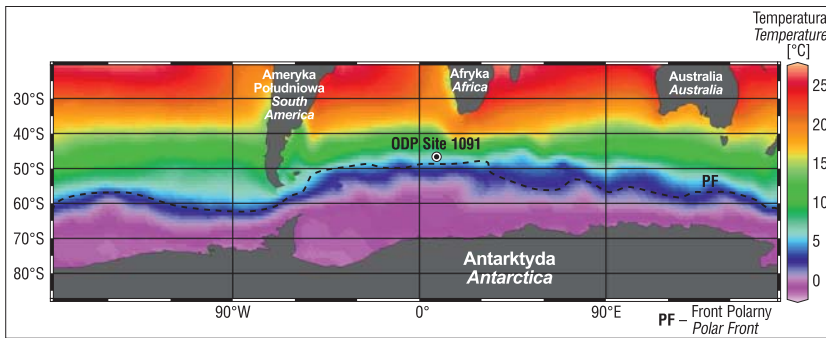


Cortese & Abelmann, 2002; Dolven i in., 2002; Cortese i in., 2005, 2007; Lüer, 2008, 2009). Ich znaczne rozprzestrzenienie oraz duża wrażliwość na temperaturę, a także zmiany w rozkładzie ich gatunków w środowisku oceanicznym sprawiają, że organizmy te stanowią przydatną grupę, szczególnie w rekonstrukcjach paleoklimatu i paleohydrografii (Abelmann & Gowing, 1997).

Ocean Południowy, zwany też Oceanem Antarktycznym (ryc. 1, 2), rozciąga się do 60° szerokości geograficznej południowej i otacza Antarktydę. Przeciętna głębokość wody na szelfie kontynentalnym wynosi 400–800 m (średnia głębokość szelfu całego oceanu to 133 m), podczas gdy na równiach dochodzi do 4000–5000 m (Orsi i in., 1995). Ocean Południowy dzieli się na strefy hydrograficzne charakteryzujące się zróżnicowanymi parametrami fizykochemicznymi wód powierzchniowych, takich jak temperatura, zawartość rozpuszczonego azotu, fosforu czy krzemionki (ryc. 3–6). Wyróżnia się cztery strefy hydrograficzne (antarktyczna, frontu polarnego, subantarktyczna i subtropikalna), które oddzielone są od siebie tzw. frontami. W plejstocenie często zmieniano się ich położenie geograficzne, co skutkowało zmianami w rozwoju lodu morskiego, jak również w rodzaju i tempie sedymentacji osadu.

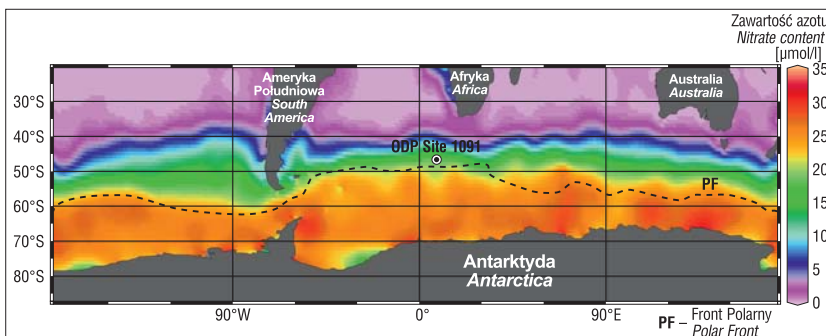
Cele przeprowadzonych badań to:
 – pierwsze w historii przedstawienie zmian temperatur wód powierzchniowych rejonu Frontu Polarnego w sektorze atlantyckim Oceanu Południowego w plejstocenie (ostatnie 900 tys. lat) na podstawie analizy kopalnych promienic;
 – porównanie paleotemperatur zrekonstruowanych na podstawie badań rdzenia z odwiertu Ocean Drilling Program Leg 177 Site 1091 (ODP Site 1091) z innymi zapisami temperaturowymi uzyskanymi dzięki analizom rdzeni z Oceanu Południowego oraz z Antarktydy (np. Pahnke i in., 2003; Schneider-Mor i in., 2005, 2008; Cortese i in., 2007; Martínez-García i in., 2009), co pozwoli lepiej zrozumieć zmiany klimatyczne, a także oddziaływania

Ryc. 2. Schemat głębokowodnej cyrkulacji wód w Oceanie Południowym (Deacon, 1982; Piola & Georgi, 1982; Schlosser i in., 1991; Meredith i in., 2000; Siedler i in., 2001; Santoso & England, 2004; zmodyfikowany)
 Fig. 2. Schematic diagram of the Southern Ocean deep circulation (Deacon, 1982; Piola & Georgi, 1982; Schlosser et al., 1991; Meredith et al., 2000; Siedler et al., 2001; Santoso & England, 2004; modified)



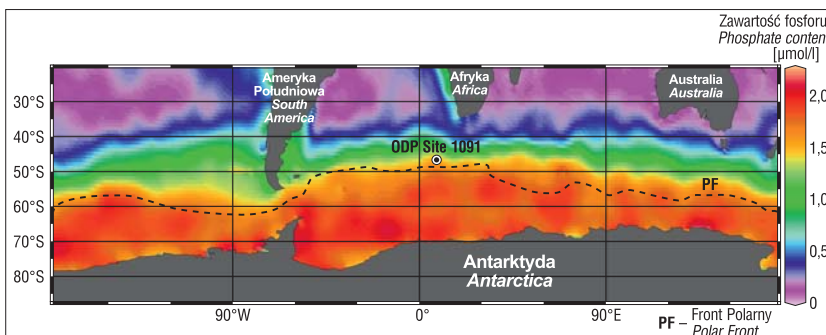
Ryc. 3. Roczny rozkład temperatury powierzchniowych wód Oceanu Południowego (Schlitzer, 2002; Locarnini et al., 2006)

Fig. 3. Annual projection of sea surface temperature in the Southern Ocean (Schlitzer, 2002; Locarnini et al., 2006)



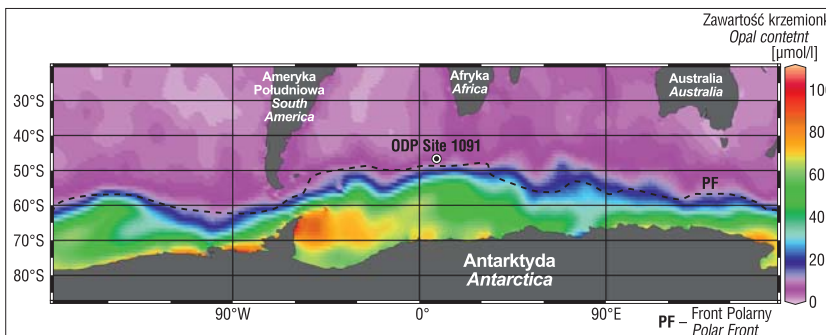
Ryc. 4. Roczny rozkład zawartości azotu w powierzchniowych wodach Oceanu Południowego (Schlitzer, 2002; Garcia et al., 2006)

Fig. 4. Annual projection of sea surface nitrate content in the Southern Ocean (Schlitzer, 2002; Garcia et al., 2006)



Ryc. 5. Roczny rozkład zawartości fosforu w powierzchniowych wodach Oceanu Południowego (Schlitzer, 2002; Garcia et al., 2006)

Fig. 5. Annual projection of sea surface phosphate content in the Southern Ocean (Schlitzer, 2002; Garcia et al., 2006)



Ryc. 6. Roczny rozkład zawartości krzemionki w powierzchniowych wodach Oceanu Południowego (Schlitzer, 2002; Garcia et al., 2006)

Fig. 6. Annual projection of sea surface opal content in the Southern Ocean (Schlitzer, 2002; Garcia et al., 2006)

między lodem morskim, oceanem i atmosferą zachodzące w rejonie badań w ostatnich 900 tys. lat;

- odtworzenie historii migracji systemu frontów hydrograficznych w rejonie odwiertu ODP Site 1091 ze wskazaniem na Front Polarny na podstawie zmienności zespołów promienic charakterystycznych dla poszczególnych stref Oceanu Południowego;

- przedstawienie i porównanie metod IKM (*Imbrie & Kipp method*) oraz ANN (*artificial neural network*) stosowanych do określania paleotemperatur powierzchniowych warstw oceanu przy użyciu zmodyfikowanej bazy referencyjnej o niewielkiej liczbie punktów (<100) z sektora atlantyckiego Oceanu Południowego.

MATERIAŁ I METODY

Główny składnik litologiczny rdzenia z odwiertu ODP Site 1091 (ryc. 1; 47°24,7'S, 5°55,1'E, głębokość odwiertu 4360 m) wybranego do badań stanowił homogeniczny oliwkowozielony muł okrzemkowy. Cechą charakterystyczną tego osadu była laminacja występująca poniżej 91 mcd (*meters composite depth*, czyli głębokość kompozytowa rdzenia zestawionego z osadów, które zostały pobrane z kilku profili w niewielkich odległościach). Na podstawie próbnych preparatów (*smear-slides*) określono, że zawartość okrzemek w osadzie wynosiła 30–90%, podczas gdy składniki węglanowe miały udział rzędu 0–40%. Zawartość ilów i frakcji pylastej nie przekraczała 40%.

Na potrzeby analizy fauny promienic z każdego 10-centymetrowego interwału rdzenia z ODP Site 1091 na długości 110,47 mcd pobrano próbki osadu. Postępując według metody opisanej przez Abelmann i in. (1999), próbki wysuszone, odważono z nich po 1 g i poddano materiał obróbce chemicznej w perhydrolu (H₂O₂) i 10-procentowym kwasie solnym (HCl) z dodatkiem 1 g fosforanu sodu (NaPO₃).

Następnie z preparatów radiolarywowych wyeliminowano cząstki pylaste i ilaste oraz grube ziarna metodą przesiewania na moko. W tym celu użyto sit o średnicy 0,5 mm i 0,04 mm. Naczynia te połączono kolumnowo i przepłukano próby słabym strumieniem wody destylowanej. Preparaty mikroskopowe przygotowano i utrwalono na szkiełkach nakrywkowych o wymiarach 5 × 2,4 cm za pomocą balsamu kanadyjskiego (Abelmann i in., 1999).

Do rekonstrukcji letnich temperatur powierzchniowych warstw wód oceanu (SSST – *summer sea surface temperature*) w ciągu ostatnich 900 tys. lat zastosowano metodę IKM (Imbrie & Kipp, 1971); użyto także oprogramowania WinTransfer i PaleoToolBox zaprojektowanego w Instytucie Alfreda Wegenera przez Siegiera i in. (1999). Po raz pierwszy w historii badań nad promienicami z Oceanu Południowego zastosowano również metodę ANN – przy użyciu aplikacji NeuroGenetic Optimizer (NGO, v. 2.6.130, BioComp Systems, Inc.) – opisaną przez Malmgrena i Nordlunda (1997). Obie metody opierają się na związku między wymaganiami ekologicznymi współczesnych promienic uzyskanych z pułapek planktonowych i rdzeni powierzchniowych (Abelmann i in., 1999; Cortese & Abelmann, 2002), aktualnymi temperaturami powierzchniowych warstw wód sektora atlantyckiego na Oceanie Południowym a nagromadzeniami kopalnych promienic w utworach z odwiertu ODP Site 1091. Metody IKM i ANN dają niskie wartości dopuszczalnego błędu RMSE (*root mean square error*) – w przypadku IKM wyniósł on 0,81°C, w przypadku ANN 0,89°C.

Ponieważ w odwiercie ODP Site 1091 ilość osadów węglanowych niezbędnych do oszacowania wskaźnika $\delta^{18}\text{O}$ i porównania go do skalibrowanego z wiekiem globalnego zapisu wartości $\delta^{18}\text{O}$ (Lisiecki & Raymo, 2005) była niewystarczająca, wiek badanego rdzenia wyznaczono na podstawie:

- kalibracji paleotemperatur wyznaczonych w wyniku badań rdzenia z ODP Site 1091 z dokładnie wydatowanymi paleotemperaturami określonymi dzięki analizom rdzeni lodowych z Antarktydy (EPICA Dome C – EDC; Augustin i in., 2004) oraz rdzeni z rejonu subantarktycznego (ODP Site 1090; Martínez-García i in., 2009);

- wizualnej korelacji między nagromadzeniami promienic z gatunku *Cyclodophora davisiana* z rdzenia z ODP Site 1091 a wydatowanym rdzeniem z ODP Site 1089 (dla ostatnich 400 tys. lat);

- dopasowania fragmentarycznych danych z analizy $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu z ODP Site 1091 do globalnego zapisu wartości $\delta^{18}\text{O}$ (Lisiecki & Raymo, 2005);

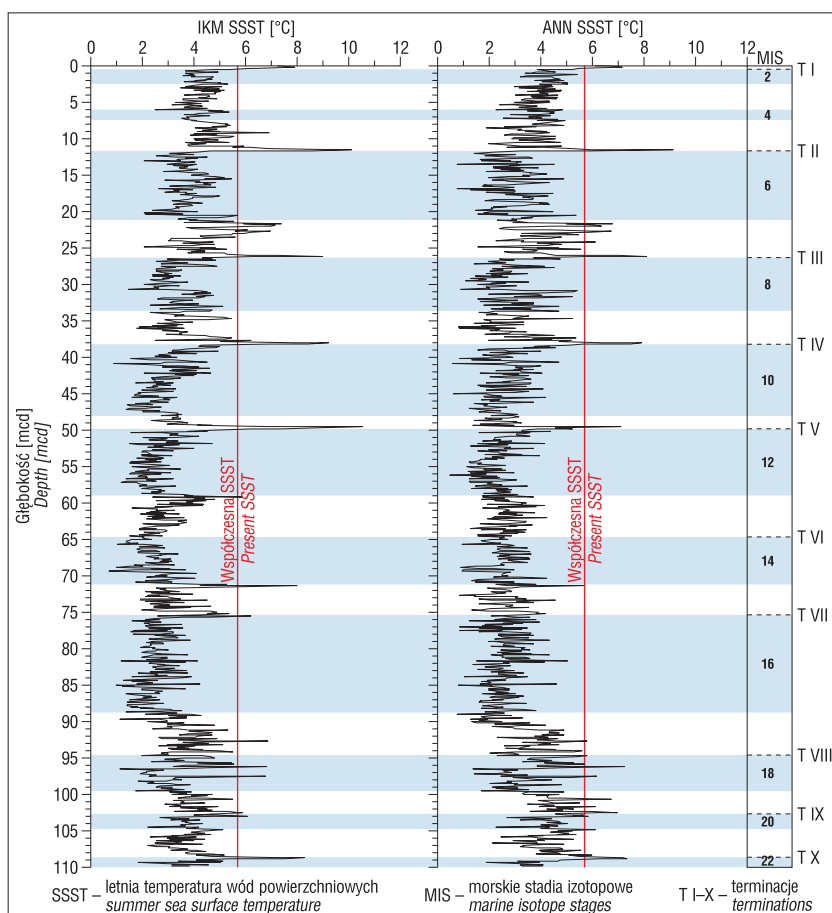
- określenia wieku ostatniego pojawienia się promienic z gatunku *Stylactis universus* w utworach z ODP Site 1091;

- określenia wieku charakterystycznych wydarzeń paleomagnetycznych zapisanych w utworach z ODP Site 1091.

WYNIKI BADAŃ

Dwie krzywe (wyznaczone metodami IKM i ANN) obrazujące zmienność temperatur powierzchniowych warstw wód Oceanu Południowego w strefie Frontu Polarnego (sektor atlantycki) zrekonstruowanych na podstawie analizy radiolarij z odwiertu ODP Site 1091 cha-

rakteryzuje podobieństwo ogólnego przebiegu i wartości bezwzględnych (ryc. 7). W przeważającej części badanego interwału czasowego paleotemperatury są średnio o 3°C niższe od współczesnych. Wyjątki stanowią krótkookresowe przejścia z faz glacialnych w interglacjalne, czyli terminacje (T – *terminations*), których na podstawie badań rdzenia z ODP Site 1091 zidentyfikowano dziesięć (T X – T I; Broecker & van Donk, 1970). W czasie T V, IV, III, II i I maksima paleotemperatur były wyższe od współczesnych wartości średnio o 3–4°C (ryc. 7). Metodą ANN wygenerowano krzywą SSST najbardziej zbliżoną do paleotemperatur określonych w wyniku badań antarktycznych rdzeni lodowych EDC (Augustin i in., 2004) i rdzenia z odwiertu ODP Site 1090 (Martínez-García i in., 2009). Rdzenie lodowe pobrano w lądowej części Antarktydy, a podstawę rekonstrukcji temperatur stanowią wyniki analiz izotopu deuteru. Z kolei w przypadku rdzenia z ODP Site 1090, umiejscowionego na północ (42°S) od ODP Site 1091, paleotemperatury oszacowano dzięki wynikom badań alkanonów. Mimo zastosowania odmiennych metod do rekonstrukcji temperatur i mimo znacznych odległości między rejonami badań zarówno wyniki analiz, jak i uzyskane dzięki nim scenariusze przemian klimatu w ostatnich 900 tys. lat są zgodne. Ponadto obie krzywe SSST wyznaczone w wyniku badań rdzenia z ODP Site 1091 dobrze korelują się z paleotemperaturami określonymi dzięki badaniom rdzeni z odwiertów z innych szerokości



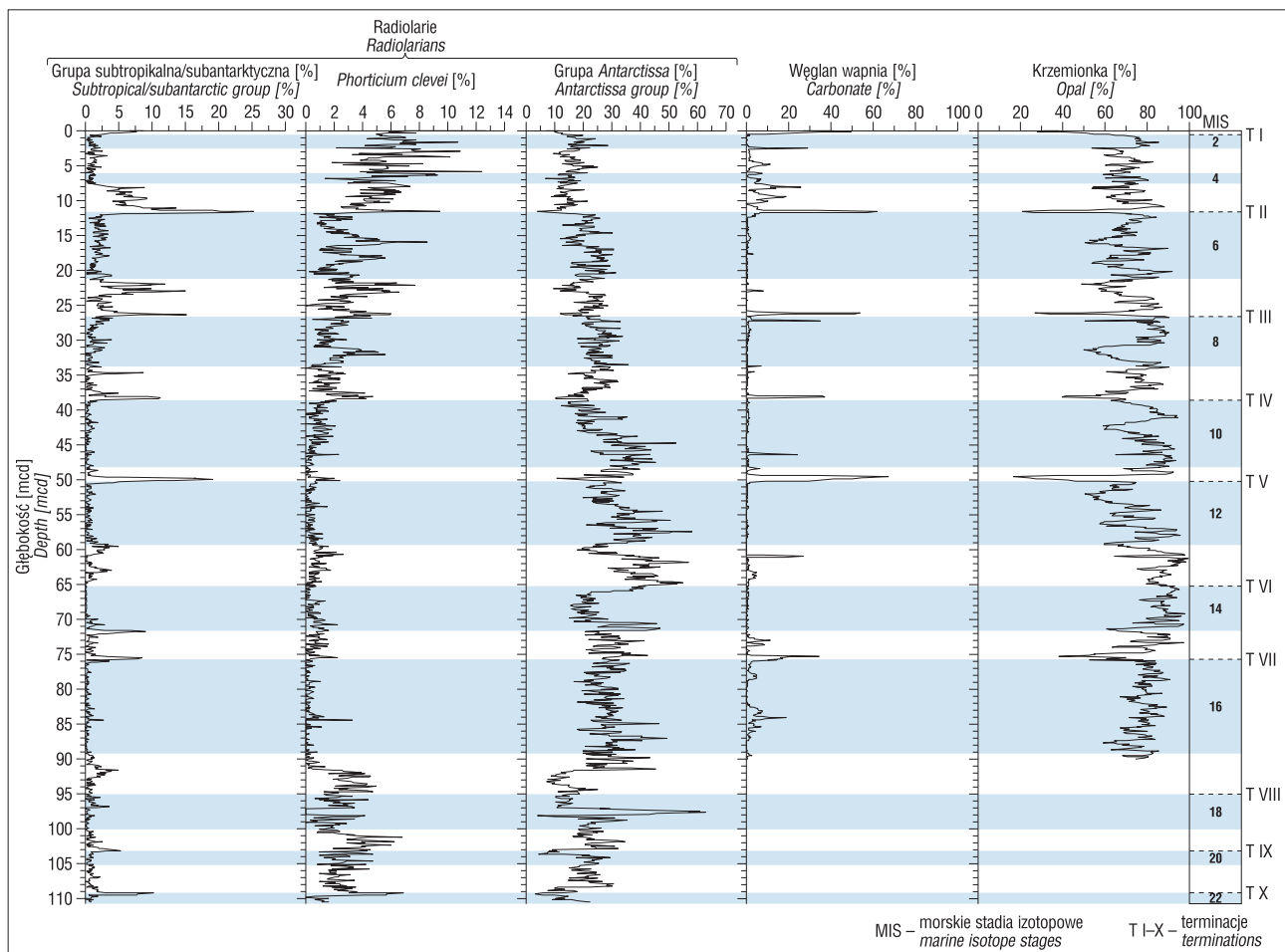
Ryc. 7. Porównanie zmienności letnich temperatur powierzchniowych wód Oceanu Południowego zrekonstruowanych w wyniku badań rdzenia z ODP Site 1091 metodami IKM i ANN

Fig. 7. Comparison of summer sea surface temperature fluctuation in the Southern Ocean based on ODP Site 1091 core analyses (IKM and ANN techniques)

geograficznych Oceanu Południowego. Należą do nich rdzenie z ODP Site 1089 (sektor atlantycki; 40°S; Cortese & Abelmann, 2002), MD97-2120 (sektor pacyficzny; 45°S; Pahnke i in., 2003) i DSDP 594 (sektor pacyficzny; 45°S; Schaefer i in., 2005).

Krótkie, lecz znaczące wahania SSST zanotowane w okresach T V–T I oraz w morskich stadiach izotopowych (*marine isotope stages*) MIS 16, 12, 10, 8 (ryc. 7) w utworach z rdzenia z ODP Site 1091 świadczą o dynamizmie zmian klimatycznych w rejonie Frontu Polarnego Oceanu Południowego (sektor atlantycki). Miały one istotny wpływ na spowolnienie produkcji i regresję lodu morskiego, produkcję ciepłych mas wód oceanicznych oraz konfigurację mas powietrza na całym obszarze antarktycznym (Cortese & Abelmann, 2002). W odniesieniu do długookresowych wahań klimatycznych paleotemperatury określone w wyniku badań rdzenia z ODP Site 1091 charakteryzują się zauważalną zmianą amplitudy, która ze stosunkowo niskiej w MIS 22–12 przechodzi w wyraźnie wyższą w MIS 11–1. Wyższe wartości paleotemperatur zaznaczają się od T V, co można skorelować z wystąpieniem tzw. mid-Brunhes Event (MBE; Jansen i in., 1986), które nastąpiło ok. 430 tys. lat temu. Od tego wydarzenia na półkuli południowej zaczęła wzrastać amplituda paleo-

temperatur w kolejnych cyklach glacialno-interglacialnych (Jansen i in., 1986). Z tego względu badany zapis paleotemperatur podzielono na dwa interwały czasowe – pre-MBE i post-MBE. W interwale pre-MBE paleotemperatury określone na podstawie analiz rdzenia z odwiertu ODP Site 1091 charakteryzują się małą zmiennością oraz relatywnie niskimi wartościami. Wskazuje to na przeważające w rejonie Frontu Polarnego chłodne wody antarktyczne, których zasięg mógł się zwiększać do niższych szerokości geograficznych Oceanu Południowego. Wśród radiolarij (ryc. 8) reprezentatywnych dla wód Oceanu Południowego w okresie pre-MBE dominowała „zimnolubna” grupa *Antarctissa*, której w podrzędnych ilościach towarzyszyły gatunki charakterystyczne dla cieplejszych wód Frontu Polarnego (*Phorticum clevei*). Udział promienic kluczowych dla ciepłych wód subtropikalnych/subantarktycznych był nieznaczny i w przeważającej części interwału pre-MBE nie przekraczał 5%. Wyraźna zmiana zaszła w interwale post-MBE, kiedy nastąpiło ocieplenie klimatu, na co wskazują gwałtowne i krótkotrwałe wzrosty SSST do ponad 7°C (ryc. 7). W tym okresie nieco zmniejszył się udział grupy *Antarctissa* oraz wzrósł udział gatunku *Phorticum clevei*. Podczas intensywnego ocieplenia klimatu w MIS 11, 9, 7, 5 i 1 szczególną rolę odgrywały



Ryc. 8. Zestawienie wykresów przedstawiających procentowy udział radiolarij (subtropikalnych/subantarktycznych, z gatunku *Phorticum clevei* i grupy *Antarctissa*) oraz procentową zawartość węglanu wapnia i krzemionki sporządzonych na podstawie badań rdzenia z ODP Site 1091

Fig. 8. Compilation of graphs including relative percentage abundance of radiolarians (subtropical/subantarctic, *Phorticum clevei* species and *Antarctissa* group) and carbonate, and biogenic opal content based on ODP Site 1091 core analyses

gatunki stref subtropikalnych/subantarktycznych – ich udział sięgał nawet 25% (ryc. 8). Wskazuje to na dynamiczne zmiany położenia frontów hydrograficznych w rejonie badań, a także dowodzi krótkotrwałych napływów cieplejszych wód subantarktycznych/subtropikalnych w obszar Frontu Polarnego.

Znacznemu wzrostowi paleotemperatur w MIS 11, 9, 7, 5 i 1 (ryc. 7) odpowiadał bliski zeru udział procentowy radiolari z grupy *Antarctissa*. Sugeruje to relatywnie krótkotrwałe przemieszczenia Frontu Polarnego daleko na południe w stosunku do jego obecnej pozycji. Konsekwencją tak dużego i wyraźnego wzrostu paleotemperatur na badanym obszarze było wkroczenie i dominacja w opisywanych okresach organizmów planktonowych, których głównym składnikiem budulcowym był węglan wapnia. To doprowadziło do istotnego podwyższenia zawartości rozpuszczonego CaCO_3 (ponad 50%) i obniżenia ilości rozpuszczonej krzemionki (ryc. 8) w wodach Frontu Polarnego Oceanu Południowego (sektor atlantycki). Intensywna produkcja organiczna i deponowanie w osadach oceanicznych węglanu wapnia, szczególnie podczas najcieplejszego MIS 11, przyczyniły się do zredukowania alkaliczności wody morskiej poprzez jej wysokie nasycenie CaCO_3 , co z kolei mogło znacznie osłabić jego precypitację (Howard, 1997; Loutre, 2003). Analogiczne zjawiska, które zachodziły również podczas MIS 9, 7, 5 i 1 (ryc. 8), mogły przyczynić się do globalnego wzrostu stężenia CO_2 w atmosferze. Dwutlenek węgla mógł zostać uwolniony z rejonu Frontu Polarnego w wyniku np. intensywnego falowania i mieszania się wód głębinowych z powierzchniowymi wskutek intensyfikacji cyrkulacji termohalinowej podczas interglacjałów (Toggweiler & Russell, 2008).

Zmiany paleotemperatur korelują się również z wahaniami procentowego udziału krzemionki w badanym rdzeniu (ryc. 7, 8). Temperaturowe minima, szczególnie w okresie pre-MBE (MIS 16, 14 i 12), pokrywają się ze znacznym wzrostem ilości krzemionki (ponad 90%). Jest to konsekwencja ekspansji lodu morskiego w niższe szerokości geograficzne i związanych z tym epizodycznych napływów zimnych wód antarktycznych, do jakich dochodziło w rejonie Frontu Polarnego. Przyczyniło się to do przesunięcia pozycji tzw. antarktycznego pasa opalowego (*antarctic opal belt*) w kierunku północnym w stosunku do jego współczesnej pozycji. Antarktyczny pas opalowy, obecnie zlokalizowany na południe od Frontu Polarnego, uważany jest zarówno za największy w oceanie światowym rezerwar krzemionki rozpuszczonej w wodzie morskiej, jak i za główne miejsce jej depozycji (od 50% do ponad 90%; Nelson i in., 2002). W czasie glacjałów w cieplejszym interwale post-MBE udział krzemionki wynosił średnio 80% (ryc. 7, 8). Podczas gwałtownych ociepleń klimatu w interglacjałach MIS 11–1 spadał on do poniżej 30%. Spowodowane to było zmniejszeniem pokrywy lodu morskiego i słabszym dopływem zimnych wód antarktycznych w obszar Frontu Polarnego. Ponadto w wyjątkowo ciepłych okresach interglacjałnych pozycja antarktycznego pasa opalowego ulegała przesunięciu na południe w stosunku do jego obecnej lokalizacji, wskutek czego przeważała sedymentacja węglanowa (ryc. 7, 8).

Analizując krzywe paleotemperatur określonych w wyniku badań rdzenia z ODP Site 1091 oraz zmienność procentowego udziału reprezentatywnych dla Oceanu Połu-

dniowego gatunków promienic (ryc. 7, 8) pozyskanych z tego rdzenia, można zauważyć podobieństwa dwóch interwałów czasowych: MIS 22–19 i MIS 5–1. Charakteryzują się one porównywalnymi amplitudami temperatur w poszczególnych okresach glacjałnych i interglacjałnych (ryc. 7). Zbieżna jest również fluktuacja udziału procentowego promienic z grupy *Antarctissa* – niski w interglacjałach (MIS 21, 19 i 5, 1) i wyższy w glacjałach (MIS 20 i 2). Maksima udziału gatunków ciepłych wód subtropikalnych/subantarktycznych w T X i T IX są analogiczne do tych w T II i T I (ryc. 8). Ponadto wahania paleotemperatur wyznaczonych w wyniku badań rdzenia z ODP Site 1090 (Martínez-García i in., 2009) w omawianych przedziałach czasowych także są podobne. Temperatury nie osiągają identycznych wartości w analizowanych przedziałach czasu, ale wykazują ten sam trend. Po ociepleniach w MIS 22 i MIS 5 następowało powolne ochładzanie klimatu, aż do obniżenia temperatur do minimum w MIS 20 i MIS 2 (5°C i $5,5^\circ\text{C}$). Następnie dochodziło do gwałtownego przejścia w interglacjał (podobnego w MIS 19 i MIS 1). Krzywa nasłonecznienia (Berger & Loutre, 1991) zrekonstruowanego dla szerokości geograficznych 47°S i 65°N również wykazuje analogie w interwałach odpowiadających MIS 22–19 i MIS 5–11. Dotyczą one przebiegu paleoinsolecji oraz wartości mocy promieniowania słonecznego przypadającej na jednostkę powierzchni (W/m^2). Wysoka amplituda insolacji w okresie T X i niska między MIS 22 a MIS 19 odpowiadają wysokiej amplitudzie w T II i niskiej od MIS 5 do MIS 1. Maksymalna wartość nasłonecznienia dla szerokości 65°N w interglacjale MIS 19 (389 W/m^2) jest zbliżona do największej wartości insolacji zanotowanej w MIS 1 (392 W/m^2). Wiele cech wspólnych dla okresów MIS 22–19 i MIS 5–1 stwierdzonych w wyniku opisanych wcześniej analiz umożliwia oszacowanie potencjalnych tendencji zmian klimatycznych w strefie Frontu Polarnego Oceanu Południowego (sektor atlantycki) w przyszłości. Jednak do osiągnięcia tego celu niezbędne są dalsze badania związane z odtworzeniem zmian klimatu również na innych obszarach Oceanu Południowego obejmujące przedział czasu od MIS 22 do MIS 1.

WNIOSKI

W niniejszej pracy po raz pierwszy w historii przedstawiono zapis zmian temperatur wód powierzchniowych na obszarze Frontu Polarnego w sektorze atlantyckim Oceanu Południowego obejmujący ostatnie 900 tys. lat i wyznaczony na podstawie wyników jakościowych i ilościowych analiz kopalnych promienic z rdzenia z odwiertu ODP Site 1091. Zapis ten charakteryzuje się wysoką rozdzielczością, rzędu od tysięcy do setek lat (ryc. 7).

Rezultaty analiz procentowego udziału kluczowych dla Oceanu Południowego gatunków promienic z rdzenia z ODP Site 1091 (ryc. 8) oraz paleotemperatur wyznaczonych w wyniku jego badań od środkowego do górnego plejstocenu pozwalają prześledzić przemiany paleoklimatu oraz migrację cieplejszych i chłodniejszych wód oceanicznych (frontów) w sektorze atlantyckim Oceanu Południowego.

Przedstawione w pracy wyniki dokumentują ewolucję od mało zróżnicowanego pod względem amplitudy temperatury i chłodnego okresu pre-MBE do cieplejszego,

charakteryzującego się gwałtownymi przejściami z glacialów w interglacjalny o wysokich maksimach temperatury okresu post-MBE. Wyraźnie niższe temperatury w okresie pre-MBE mogą świadczyć o dużym znaczeniu Frontu Polarnego, który w tym czasie umiejscowiony był kilka stopni na północ w stosunku do dzisiejszej pozycji (47°S) i pełnił funkcję silnej bariery hydrograficznej podczas napływu cieplejszych wód z północy. Zmiana tendencji temperaturowej w okresie post-MBE związana jest z przesunięciem Frontu Polarnego na południe oraz z osłabieniem jego znaczenia jako strefy buforowej dla ciepłych wód subtropikalnych/subantarktycznych.

Wyniki badań paleotemperatur wód powierzchniowych z obszaru Frontu Polarnego Oceanu Południowego wyraźnie korelują się z wynikami wcześniejszych badań nad paleoklimatem prowadzonych na materiale z sektorów atlantyckiego i pacyficznego oraz z antarktycznych rdzeni lodowych (Augustin i in., 2004; Schneider-Mor i in., 2005, 2008; Cortese i in., 2007; Martínez-García i in., 2009). Dowodzi to, że zastosowane metod IKM i ANN do rekonstrukcji SSST na podstawie niewielkiej ilości danych o współczesnych temperaturach i promienicach z sektora atlantyckiego Oceanu Południowego było właściwym i efektywnym podejściem badawczym mającym znaczenie dla zrozumienia mechanizmów globalnych zmian klimatycznych.

Niniejsza praca zawiera główne tezy pracy doktorskiej autora wykonanej pod opieką naukową Andrei Abelmann w Instytucie Alfreda Wegenera w Bremerhaven. Za pomoc merytoryczną autor dziękuje Andrzejowi Witkowskiemu, Rainerowi Gersondemu, Olivierowi Esperowi, Giuseppe Cortesemu i Michalowi Kucerze, a za pomoc laboratoryjną AWI – Ute Bock i Ruth Cordelair. Za wnikliwe recenzje autor pragnie podziękować Andrzejowi Piotrowskiemu, Maciejowi Płóciennikowi i Andrzejowi Gąsiewiczowi. Praca została sfinansowana przez Deutscher Akademischer Austauschdienst oraz z grantu promotorskiego Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr 505 241000 0864.

LITERATURA

- ABELMANN A., BRATHAUER U., GERSONDE R., SIEGIER R. & ZIELINSKI U. 1999 – Radiolarian-based transfer function for the estimation of sea surface temperatures in the Southern Ocean (Atlantic Sector). *Paleoceanography*, 14: 410–421.
- ABELMANN A. & GOWING M.M. 1997 – Spatial distribution pattern of living polycystine radiolarian taxa – baseline study for paleo-environmental reconstructions in Southern Ocean (Atlantic sector). *Mar. Micropaleontol.*, 30: 3–28.
- AUGUSTIN L., BARBANTE C., BARNES P.R.F., BARNOLA J.M., BIGLER M., CASTELLANO E., CATTANI O., CHAPPELLAZ J., DAHL-JENSEN D., DELMONTE B., DREYFUS G., DURAND G., FALOURD S., FISCHER H., FLÜCKIGER J., HANSSON M.E., HUYBRECHTS P., JUGIE G., JOHNSEN S.J., JOUZEL J., KAUFMANN P., KIPFSTUHL J., LAMBERT F., LIPENKOV V.Y., LITTOT G.C., LONGINELLI A., LORRAIN R., MAGGI V., MASSON-DELMOTTE V., MILLER H., MULVANEY R., OERLEMANS J., OERTER H., OROMBELLI G., PARRENIN F., PEEL D.A., PETIT J.-R., RAYNAUD D., RITZ C., RUTH U., SCHWANDER J., SIEGENTHALER U., SOUCHEZ R., STAUFFER B., STEFFENSEN J.P., STENNI B., STOCKER T.F., TABACCO I.E., UDISTI R., WAL R.S.W. VAN DE, BROEKE M. VAN DEN, WEISS J., WILHELMS F., WINTHER J.-G., WOLFF E.W. & ZUCHELLI M. 2004 – Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429: 623–628.
- BERGER A. & LOUTRE M.F. 1991 – Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 297–317.
- BJØRKLUND K.R. & CIESIELSKI P.F. 1994 – Ecology, morphology, stratigraphy, and the paleoceanographic significance of *Cycladophora davisiana davisiana*. Part I: ecology and morphology. *Mar. Micropaleontol.*, 24: 71–88.
- BOLTOVSKOY D. 1999 – South Atlantic zooplankton. Backhuys Publ., Leiden, The Netherlands: 149–212.
- BRATHAUER U. 1996 – Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien – Radiolarians as indicators for Quaternary climatic changes in the Southern Ocean (Atlantic sector). [W:] Riemann F. (red.) Reports on Polar Research of Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research: 216.
- BRATHAUER U. & ABELMANN A. 1999 – Late Quaternary variations in sea surface temperatures and their relationship to orbital forcing recorded in the Southern Ocean (Atlantic sector). *Paleoceanography*, 14: 135–148.
- BROECKER W.S. & DONK J. VAN 1970 – Insolation changes, ice volumes, and the O¹⁸ record in deep-sea cores. *Rev. Geophys.*, 8: 169.
- COMISO J.C. 2003 – Large scale characteristics and variability of the global sea ice cover. [W:] Thomas D.N. & Dieckmann G.S. (red.) Sea ice an introduction to its physics, chemistry, biology and geology. Blackwell, Oxford: 112–142.
- CORTESE G. & ABELMANN A. 2002 – Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 182: 259–286.
- CORTESE G., ABELMANN A. & GERSONDE R. 2007 – The last five glacial-interglacial transitions: a high-resolution 450,000-year record from the subantarctic Atlantic. *Paleoceanography*, 22: PA4203.
- CORTESE G., DOLVEN J.K., BJØRKLUND K.R. & MALMGREN B.A. 2005 – Late Pleistocene–Holocene radiolarian paleotemperatures in the Norwegian Sea based on artificial neural networks. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 224: 311–332.
- DEACON G.E.R. 1982 – Physical and biological zonation in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res.*, 29: 1–15.
- DOLVEN J.K., CORTESE G. & BJØRKLUND K.R. 2002 – A high-resolution radiolarian-derived paleotemperature record for the Late Pleistocene–Holocene in the Norwegian Sea. *Paleoceanography*, 17: 24-1–24-13.
- GARCIA H.E., LOCARNINI R.A., BOYER T.P. & ANTONOV J.I. 2006 – World Ocean Atlas 2005, vol. 4, Nutrients (phosphate, nitrate, silicate). [W:] Levitus S. (red.) NOAA Atlas, NESDIS 63 U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C., s. 396.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. 1976 – Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194: 121–1132.
- HOWARD W.R. 1997 – A warm future in the past. *Nature*, 388: 418–419.
- IMBRIE J. & KIPP N.G. 1971 – A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a Late Pleistocene Caribbean core. [W:] Turekian K.K. (red.) The Late Cenozoic glacial ages. Yale Univ. Press, New Haven: 71–181.
- JANSEN J.H.F., KUIJPERS A. & TROELSTRA S.R. 1986 – A mid-Brunhes climatic event: long-term changes in global atmosphere and ocean circulation. *Science*, 232: 619–622.
- JOUZEL J., MASSON-DELMOTTE V., CATTANI O., DREYFUS G., FALOURD S., HOFFMANN G., MINSTER B., NOUET J., BARNOLA J.M., CHAPPELLAZ J., FISCHER H., GALLET J.C., JOHNSEN S., LEUENBERGER M., LOULERGUE L., LUETHI D., OERTER H., PARRENIN F., RAISBECK G., RAYNAUD D., SCHILT A., SCHWANDER J., SELMO E., SOUCHEZ R., SPAHNI R., STAUFFER B., STEFFENSEN J.P., STENNI B., STOCKER T.F., TISON J.L., WERNER M. & WOLFF E.W. 2007 – Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *Science*, 317: 793–796.
- KLING S.A. 1998 – Radiolaria. [W:] Haq B.U. & Boersma A. (red.) Introduction to marine micropaleontology. Elsevier, Amsterdam–Lausanne–New York–Oxford–Shannon–Singapore–Tokyo: 203–244.
- LISIECKI L.E. & RAYMO M.E. 2005 – A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records. *Paleoceanography*, 20: PA1003.
- LOCARNINI R.A., MISHONOV A.V., ANTONOV J.I., BOYER T.P. & GARCIA H.E. 2006 – World Ocean Atlas 2005, vol. 1, Temperature. [W:] Levitus S. (red.) NOAA Atlas, NESDIS 61 U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C., s. 182.
- LOUTRE M.F. 2003 – Clues from MIS 11 to predict the future climate a modelling point of view. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 212: 213–224.

- LÜER V., HOLLIS C.J. & WILLEMS H. 2008 – Late Quaternary radiolarian assemblages as indicators of paleoceanographic changes north of the subtropical front, offshore eastern New Zealand, southwest Pacific. *Micropaleontology*, 54: 49–69.
- LÜER V., CORTESE G., HELEN L.N., HOLLIS C.J. & WILLEMS H. 2009 – Radiolarian-based sea surface temperatures and paleoceanographic changes during the Late Pleistocene–Holocene in the subantarctic southwest Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 70: 151–165.
- MALMGREN B.A. & NORDLUND U. 1997 – Application of artificial neural networks to paleoceanographic data. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 136: 359–373.
- MARTÍNEZ-GARCÍA A., ROSELL-MELÉ A., GEIBERT W., GERSONDE R., MASQUÉ P., GASPARI V. & BARBANTE C. 2009 – Links between iron supply, marine productivity, sea surface temperature, and CO₂ over the last 1.1 Ma. *Paleoceanography*, 24: PA1207.
- MASLIN M.A., SEIDOV D. & LOWE J. 2001 – Synthesis of the nature and causes of rapid climate transitions during the Quaternary. [W:] Seidov D. i in. (red.) *The oceans and rapid climate change: past, present and future*. AGU Geophys. Monogr. Ser., 126: 9–52.
- MEREDITH M.P., LOCARNINI R.A., VAN SCOY K.A., WATSON A.J., HEYWOOD K.J. & KING B.A. 2000 – On the sources of Weddell Gyre Antarctic Bottom Water. *J. Geophys. Res.*, 105: 1093–1104.
- MILANKOVITICH M.M. 1969 – Canon of insolation and the Ice Age problem (Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem, Belgrade 1941, english translation by Israel Program for Scientific Translation and published for the U.S. Department of Commerce and the National Science Foundation, Washington D.C.). Israel Program for Scientific Translation, Jerusalem, s. 484.
- MORLEY J.J. & HAYS J.D. 1979 – *Cycladophora davisiana*: a stratigraphic tool for Pleistocene North Atlantic and interhemispheric correlation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 44: 383–389.
- NELSON D.M., ANDERSON R.F., BARBER R.T., BRZEZINSKI M.A., BUESSELER K.O., CHASE Z., COLLIER R.W., DICKSON M.-L., FRANÇOIS R., HISCOCK M.R., HONJO S., MARRA J., MARTIN W.R., SAMBROTTO R.N., SAYLES F.L. & SIGMON D.E. 2002 – Vertical budgets for organic carbon and biogenic silica in the Pacific sector of the Southern Ocean, 1996–1998. *Deep-Sea Res. II*, 49: 1645–1674.
- ORSI A.H., WHITWORTH III T. & NOWLIN JR. W.D. 1995 – On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current. *Deep-Sea Res.*, 42: 641–673.
- PAHNKE K., ZAHN R., ELDERFIELD H. & SCHULZ M. 2003 – 340,000-year centennial-scale marine record of southern hemisphere climatic oscillation. *Science*, 301: 948–952.
- PIOLA A.R. & GEORGI D.T. 1982 – Circumpolar properties of Antarctic Intermediate Water and Subantarctic Mode Water. *Deep-Sea Res.*, 29: 687–711.
- SANTOSO A. & ENGLAND M.H. 2004 – Antarctic Intermediate Water circulation and variability in a coupled climate model. *J. Phys. Oceanogr.*, 34: 2160–2179.
- SCHAEFER G., RODGER S.J., HAYWARD B.W., KENNETT J.P., SABAA A.T. & SCOTT G.H. 2005 – Planktic foraminiferal and sea surface temperature record during the last 1 Myr across the Subtropical Front, Southwest Pacific. *Mar. Micropaleontol.*, 54: 191–212.
- SCHLITZER R. 2002 – Ocean Data View [http://www.awi-bremerhaven.de/GEO/ODV; data dostępu: 2008].
- SCHLOSSER P., BULLISTER J.L. & BAYER R. 1991 – Studies of deep water formation and circulation in the Weddell Sea using natural and anthropogenic tracers. *Mar. Chem.*, 35: 97–122.
- SCHNEIDER-MOR A., YAM R., BIANCHI C., KUNZ-PIRRUNG M., GERSONDE R. & SHEMESH A. 2008 – Nutrient regime at the siliceous belt of the Atlantic sector of the Southern Ocean during the past 660 ka. *Paleoceanography*, 23: PA3217.
- SCHNEIDER-MOR A., YAM R., BIANCHI C., KUNZ-PIRRUNG M., GERSONDE R. & SHEMESH A. 2005 – Diatom stable isotopes, sea ice presence and sea surface temperature records of the past 640 ka in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L10704.
- SEVERINGHAUS J.P. 2009 – Southern see-saw seen. *Nature*, 457: 1093–1094.
- SIEDLER G., CHURCH J. & GOULD J. 2001 – Ocean circulation and climate: observing and modeling the global ocean. Academic Press, San Diego–San Francisco–New York–Boston–London–Sydney–Tokyo, s. 715.
- SIEGER R., GERSONDE R. & ZIELINSKI U. 1999 – A new extended software package for quantitative paleoenvironmental reconstructions. EOS (Trans. Am. Geophys. Union), Electronic Supplement.
- TOGGWEILER J.R. & RUSSELL J. 2008 – Ocean circulation in a warming climate. *Nature*, 451: 286–288.

Praca wpłynęła do redakcji 23.09.2013 r.

Akceptowano do druku 12.11.2013 r.