

Czynniki zmian klimatycznych w środkowym i górnym plejstocenie – ich zapis geologiczny w osadach Oceanu Południowego oraz rdzeniach lodowych

Bartosz Kotrys¹



Climate change indicators in middle and late Pleistocene as reflected in sediments of Southern Ocean and ice core records. *Prz. Geol.*, 64: 35–42.

Abstract. Climate changes during the Pleistocene were driven by large-scale orbital perturbations as well as by internal feedbacks on the Earth. One of the main roles in climate modelling is played by the Southern Ocean that is a great source of sea ice, carbon dioxide, dissolved silica and nutrients. Numerous sediment and ice records derived from the Southern Ocean and Antarctica document high-resolution climatic changes that allow us a better understanding of global climate evolution. Consistently with the global climatic trend, several sea surface temperature (SST) records of the Southern Ocean are marked by a distinct shift from low to high glacial/interglacial variability around Termination V (T V), called the Mid-Brunhes Event (MBE). Prior to T V, the Southern Ocean's

SST displays lower 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, which started in the Pliocene. Beside large climatic changes, several abrupt distinct warming and cooling phases have been recognized. Some of them (MIS 22–19, MIS 11 and MIS 5) show similarities to MIS 1, which could be used for future climate predictions. In this paper we would like to present the middle and late Pleistocene climatic mechanisms in the Southern Ocean, and to show SST changes in relation to the hydrographic frontal movement, sea ice development and CO₂ oscillations.

Keywords: Pleistocene, Southern Ocean, Marine Isotope Stage, sea surface temperature, glacials, interglacials

Zróznicowany czas trwania, niejednolita intensywność oraz duża gwałtowność zmian klimatu, które miały miejsce w plejstocenie istotnie wpływały na ówczesne środowisko przyrodnicze, zarówno w skali lokalnej jak i globalnej. Za ogólnie przyjęte wytłumaczenie tych ekstremalnych zdarzeń na pierwszym miejscu uważa się zmiany parametrów orbitalnych Ziemi (Milanković, 1949; Hays i in., 1976). Znaczący wpływ na ewolucję klimatu w plejstocenie miało również promieniowanie słoneczne (np. Jouzel i in., 2007), zasięg lodu morskiego (np. Maslin i in., 2001), fluktuacje poziomu dwutlenku węgla w atmosferze, cyrkulacja termohalinowa (np. Severinghaus, 2009) oraz wahania temperatury powierzchniowych warstw oceanu (np. Cortese & Abelmann, 2002).

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie najważniejszych cech klimatu, jak również opisanie mechanizmów odpowiedzialnych za jego kształtowanie na obszarze Oceanu Południowego w środkowym i późnym plejstocenie.

PROCESY ORBITALNE W KSZTAŁTOWANIU KLIMATU

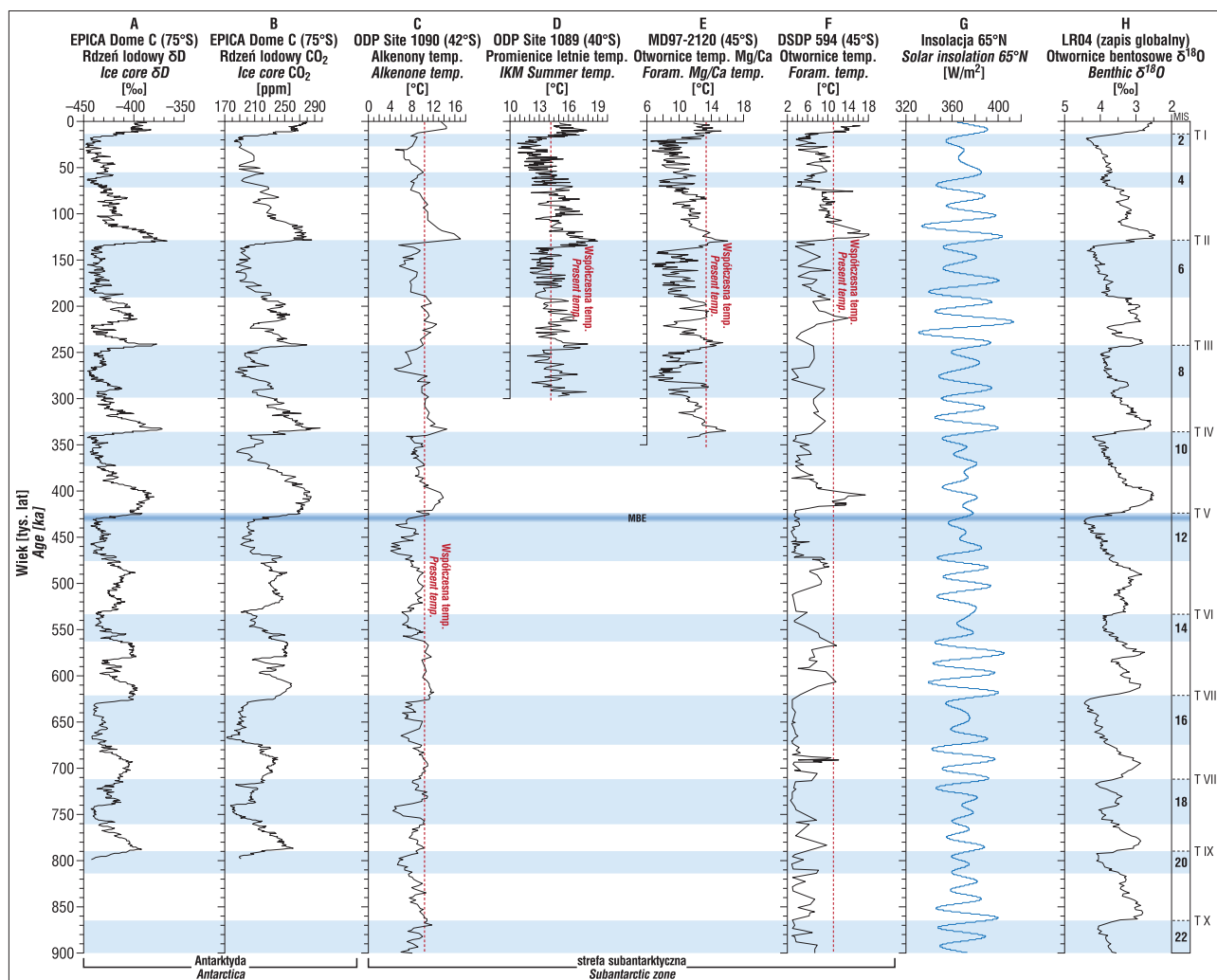
Zapis zmian parametrów orbity ziemskiej o określonych cyklach (400 tys. lat i 100 tys. lat, 41 tys. lat, 26 tys. lat) zachował się w osadach morskich z różnych części świata oraz rdzeniach lodowych z Antarktyki i Arktyki. Opublikowanie przez Lisiecki & Raymo (2005) 57 krzywych, przedstawiających zapis zmian globalnego występowania lodu morskiego dla ostatnich pięciu milionów lat, określonych na podstawie stosunku izotopów tlenu z bentosowych otwornic (ryc.1), ujawniło ich ścisłą korelację z cyklami nachylenia osi ziemskiej do płaszczyzny ekliptyki. Z kolei Dupont i in. (2001) oraz Crowley & Hyde

(2008) stwierdzili, że okresowość przechodzenia z glacjałów w interglacjały we wczesnym plejstocenie miała ścisły związek z nachyleniem osi Ziemi. Ich badania wskazują, że w środkowym plejstocenu ok. 900 tys. lat BP, kiedy w czasie trwania glacjałów na Oceanie Południowym postępowała ekspansja lodu morskiego, parametry orbitalne Ziemi przeszły wielkoskalową reorganizację, tzw. *Mid-Pleistocene Revolution* (MPR). Wydarzenie to znacząco wpłynęło na cykliczność glacialno-interglacialną, która z trwającej średnio 41 tys. lat wydłużyła się do 100 tys. lat (Mudelsee & Schulz, 1997; Weirauch i in., 2008). Wydłużenie okresów glacialnych po MPR spowodowało intensyfikację wielu procesów zachodzących na powierzchni Ziemi, takich jak: zwiększenie albedo, przyrost pokryw lodowych na lądzie, ekspansję lodu morskiego oraz wzrost sekwestracji dwutlenku węgla (Maslin & Ridgwell, 2005). Natomiast okresy interglacialne cechowały się ekstremalnymi temperaturami przekraczającymi współczesną średnią roczną o 2–3°C (ryc. 1). Najbardziej prawdopodobnym, choć ciągle dyskutowanym wytłumaczeniem zmian klimatycznych i środowiskowych w MPR były aberracje orbitalne. W konsekwencji, zmiany ekscentryczności orbity Ziemi stały się głównym czynnikiem odpowiedzialnym za cykliczność klimatu (Maslin & Ridgwell, 2005).

BIPOLARNOŚĆ ZMIAN KLIMATYCZNYCH

Znajomość przebiegu cykli Milankovicia (1949) w plejstocenie pozwoliła na obliczenie dla każdej szerokości geograficznej średniego natężenia promieniowania słonecznego, tzw. insolacji, która jest bardzo ważnym parametrem wpływającym na stabilność klimatu Ziemi (Berger & Loutre, 1991). Udowodnili to również w swoich badaniach

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



Ryc. 1. Zapis wybranych wskaźników paleoklimatycznych w Oceanie Południowym w trakcie ostatnich 900 tys. lat. Zapis zmian: **A–B** – zawartości deuteru (δD) i dwutlenku węgla w rdzeniu lodowym EPICA Dome C (wg Petit i in., 1999; EPICA, 2004; Siegenthaler i in., 2005, Luthi i in., 2008). **C–F** – zmienności paleotemperatur wód powierzchniowych określony na podstawie: **C** – alkenonów (wg Martinez-Garcia i in., 2009); **D** – temperatury na podstawie promienic (wg Cortese & Abelmann, 2002); **E** – stosunku Mg/Ca w skorupkach otwornic (wg Pahnke i in., 2003); **F** – temperatury na podstawie skorupki otwornic (wg Schaefer i in., 2005). **G** – krzywa insolacji na $65^{\circ}N$ (wg Berger & Loutre, 1991). **H** – zmienność $\delta^{18}O$ na podstawie badań otwornic z 57 rdzeni oceanicznych reprezentująca fluktuacje globalnego lodu morskiego (wg Lisiecki & Raymo, 2005). Zakończenia T I–T X oznaczono przerywaną linią MIS (morskie stadium izotopowe), MBE (Mid-Brunhes Event) zaznaczono niebieską linią. Współczesną średnią temperaturę wód powierzchniowych zaznaczono czerwoną przerywaną linią

Fig. 1. Record of selected paleoclimatic indicators in the Southern Ocean, spanning the last 900 kyr. **A–B** fluctuation in the content of deuterium (δD) and carbon dioxide in EPICA Dome C ice core record (after Petit et al., 1999; EPICA, 2004; Siegenthaler et al., 2005; Luthi et al., 2008). **C–F** sea surface temperature records based on alkenones (after Martinez-Garcia et al., 2009), radiolarians (after Cortese & Abelmann, 2002), Ca/Mg ratio (after Pahnke et al., 2003), foraminifera (after Schaefer et al., 2005). **G** – insolation record at $65^{\circ}N$ (after Berger & Loutre, 1991). **H** – record of $\delta^{18}O$ based on foraminifera analysis from 57 oceanic sediment cores showing sea ice fluctuation (after Lisiecki & Raymo, 2005). Terminations T I–T X marked by dashed lines, MIS (Marine Isotope Stage), MBE (Mid-Brunhes Event) marked by blue bar, present-day sea surface temperature marked by dashed red line

Jouzel i in. (2007). Zasierowali oni, że kiedy w jednym czasie miało miejsce apogeum letniego natężenia promieniowania słonecznego na szerokości $65^{\circ}N$ i maksymalne nachylenie osi Ziemi, dochodziło wówczas do ekstremalnego ocieplenia klimatu w interglacjalach opisanych przez morskie stadia izotopowe (*Marine Isotope Stages*; MIS 19, 11, 9 i 5; ryc. 1). Odwrotna sytuacja miała miejsce w okresach kiedy najniższe nasłonecznienie występowało z minimalnym nachyleniem osi Ziemi. W efekcie, interglacjal w MIS 17, 15, 13 i 7.3 charakteryzowały się niższymi temperaturami powietrza o niewielkich amplitudach zmian (ryc. 1).

Zmiany klimatu w plejstocenie na półkuli północnej miały inny przebieg oraz intensywność na półkuli południowej. Na przykład zapis paleotemperatur z grenlandzkiego rdzenia lodowego (Stuiver & Grootes, 2000) ujawnił, że w MIS 3 występowały częste i nagłe wahania temperatur w skali rzędu tysiąca lat, co było związane z tzw. oscylacjami Dansgaard-Oeschgera (Dansgaard i in., 1993). W tym samym czasie na półkuli południowej zmiany temperatur, przebiegały znacznie łagodniej (Barker i in., 2009). Porównanie oscylacji temperaturowych z ostatnich 90 tys. lat, zapisanych w rdzeniach lodowych z obu półkul, wykazało

wiele różnic w przebiegu zmian klimatu i doprowadziło do odkrycia fenomenu tzw. *bipolar seesaw* (Blunier & Brook, 2001). *Bipolar seesaw* jest związane głównie z fazami nasilenia lub osłabienia południkowej cyrkulacji wymiennej, której pełny obieg trwa średnio 1500 lat (Stocker & Johnsen, 2003; Barker i in., 2009). Bazując na modelach klimatycznych, wygaszenie południkowej cyrkulacji wymiennej spowodowane przez wysłodzenie oceanu wodą z topniejącego lodu na obszarze północnego Atlantyku przyczyniłoby się do znacznego spowolnienia transportu ciepła na półkulę północną. W konsekwencji na północnym Atlantyku wystąpiłoby ochłodzenie, podczas gdy w południowej części Oceanu Atlantyckiego doszłoby do ocieplenia klimatu (Stocker & Johnsen, 2003; Barker i in., 2009). Realny dowód na obecność *bipolar seesaw* przedstawili Barker i in. (2009). Ich badania wykazały, że w czasie schyłku ostatniego zlodowacenia (*Termination – zakończenie – T I*) ok. 18–14,6 tys. lat BP, kiedy obszar Oceanu Południowego przechodził wyraźne ocieplenie, na półkuli północnej wystąpiło ochłodzenie klimatu, korelowane ze zdarzeniem Heinrich 1². Po tym wydarzeniu nastąpił wzrost temperatury podczas interstadiału Bølling-Allerød (ok. 14,6–12,7 tys. lat BP). Z drugiej strony, podczas ocieplenia północnego Atlantyku w czasie Bølling-Allerød, na półkuli południowej nastąpiło krótkotrwałe ochłodzenie klimatu (ok. 14,6–12,9 tys. lat BP). Wraz z jego zakończeniem powrócił łagodniejszy klimat, a półkula północna weszła w chłodny okres młodszego Dryasu (ok. 12,8–11,5 tys. lat BP).

WPLYW CO₂, UPWELLINGU I WIATRU NA KLIMAT

Podczas plejstocenijskich zmian klimatycznych istotne znaczenie miały również wahania poziomu CO₂ w atmosferze (ryc. 1). Analizy pęcherzyków powietrza zamkniętych w antarktycznych rdzeniach lodowych wykazały bardzo silną zależność pomiędzy CO₂ a temperaturą powietrza oraz ilością lodu morskiego (Stephens & Keeling, 2000; Keeling & Visbeck, 2001; Lüthi i in., 2008). Badania sugerują, że niska zawartość CO₂ podczas okresów glacialnych wynikała ze spowolnienia wymiany wód głębi oceanicznych oraz ze stratyfikacji wód Oceanu Południowego spowodowanych rozprzestrzenianiem się antarktycznego lodu morskiego i przemieszczeniem w kierunku północnym cyrkulacji zachodnich wiatrów wiejących wokół obszaru antarktycznego. Jak podają Sigman & Boyle (2000), Ocean Południowy jest największym i najważniejszym obszarem regulującym uwalnianie dwutlenku węgla w układzie ocean–atmosfera. Kohfeld i in. (2005) uważają, że spadek zawartości CO₂ w atmosferze podczas ostatniego zlodowacenia mógł być wywołany przez dostarczenie do Oceanu Południowego znacznych ilości pyłów zawierających związki żelaza, co wywołało nadzwyczaj intensywny zakwit fitoplanktonu, który pochłoniął z atmosfery od 30 do 50 ppm CO₂. Z kolei podwyższona zawartość dwutlenku węgla w czasie interglacjalów mogła być wynikiem kumulacji, na którą składało się zintensyfikowanie

południkowej cyrkulacji wymiennej, cofanie się lodu morskiego i zmniejszenie stratyfikacji oceanicznej. Wyższe wartości temperatur powietrza i powierzchniowych warstw oceanu w plejstocenie wpłynęły na sukcesję zoo- i fitoplanktonu. Na miejsce dominujących organizmów krzemionkowych (okrzemki i promienice), wraz z napływem ciepłych mas oceanicznych z północy, namnażały się organizmy wapienne (otwornice). Na skutek tego, przy zintensyfikowanej wymianie wód głębinowych i silniejszych wiatrach wokółantarktycznych, do atmosfery były uwalniane większe ilości CO₂ prowadząc do dalszego ocieplenia klimatu (Anderson i in., 2002; Wilson i in., 2005).

WYDARZENIE KLIMATYCZNE MID-BRUNHES

Jednym z charakterystycznych zdarzeń klimatycznych o globalnym zasięgu, jakie wystąpiły w plejstocenie, był tzw. *Mid-Brunhes Event* (MBE). Epizod ten datowany na ok. 430 tys. lat BP (T V; MIS 12/11; ryc. 1) miał miejsce kiedy na Ziemi trwał globalny przyrost masy lodu, a klimat strefy równikowej i południowego Atlantyku, w przeciwieństwie do ochładzającej się półkuli północnej, cechował się wyższymi, bardziej interglacjalnymi temperaturami (Jansen i in., 1986; EPICA, 2004). Analizy izotopów wodoru (deuter) z rdzeni lodowych Dome C (EPICA, 2004) ujawniły, że interglacjały, które nastąpiły po MBE trwały krócej i były znacznie cieplejsze od tych przed MBE (Loulergue i in., 2008; Weirauch i in., 2008; ryc. 1). Potwierdzenie tej teorii można odnaleźć zarówno w wielu morskich, jak i lądowych zapisach geologicznych interglacjalu MIS 11 (424 tys. lat BP) jako najcieplejszego i najdłuższego w historii plejstocenu (Kunz-Pirrung i in., 2002; ryc. 1). Ocieplenie klimatu w MIS 11 spowodowało drastyczne topnienie czap lodowych i lodu morskiego, co w konsekwencji doprowadziło do katastrofalnego wzrostu poziomu oceanu światowego. W ciągu kilku tysięcy lat poziom morza ze 140 m poniżej dzisiejszego, podniósł się o 160 m (Rohling i in., 1998; Hearty i in., 1999). Nie do końca znane są przyczyny MBE, ale istnieją przesłanki, które tłumaczą to zjawisko jako wynik zaburzenia w orbitalnym cyklu ekscentryczności (Jansen i in., 1986; Hodell i in., 2000) i perturbacji mechanizmów klimatologicznych na Ziemi (Pisias & Rea, 1988).

ANALOGIE KLIMATYCZNE – CZY ŻYJEMY W INTERGLACIALE?

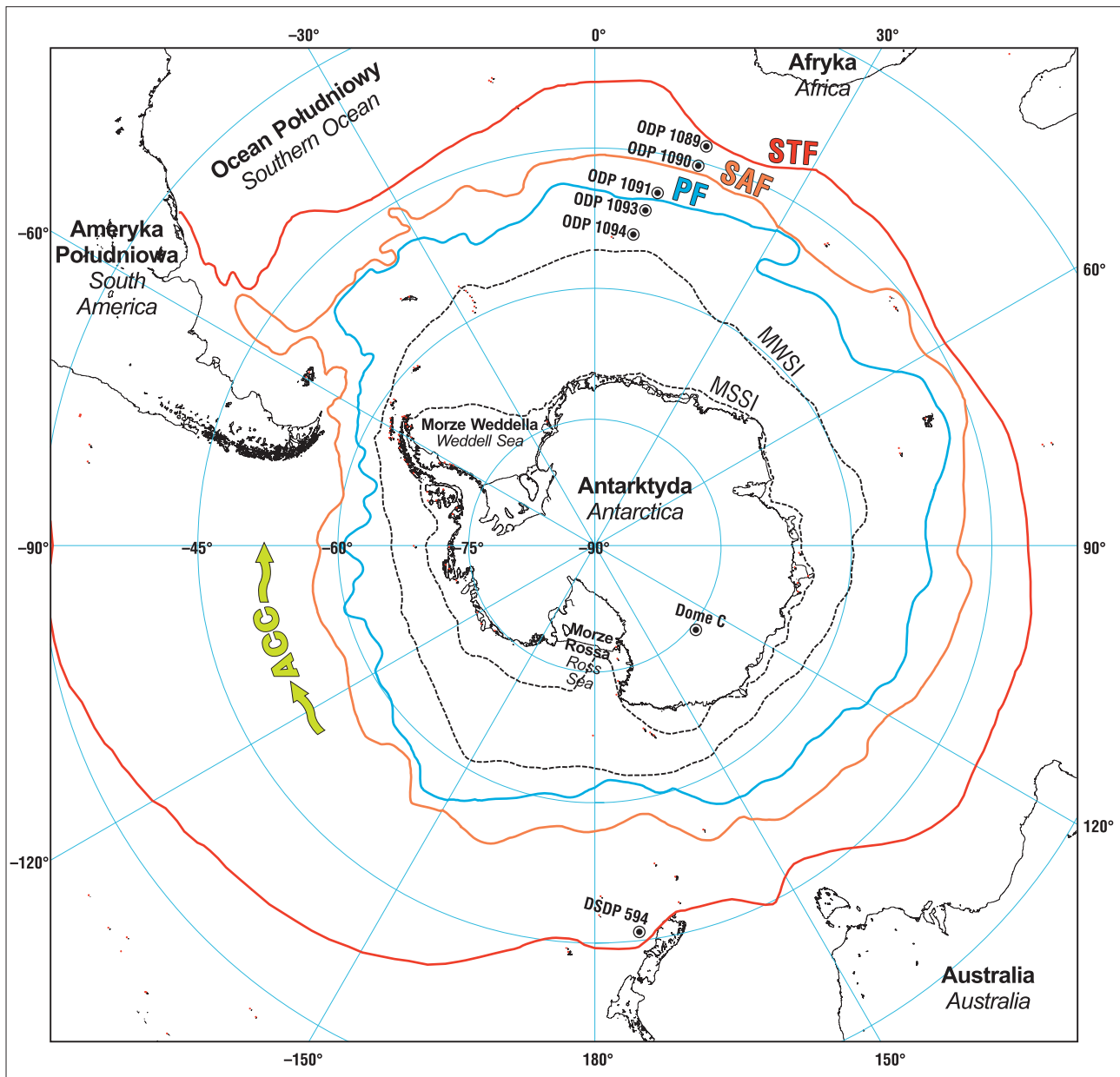
W początkowej fazie interglacjalu MIS 11, ok. 420 tys. lat BP (T V) na półkuli południowej wystąpiło chwilowe i nagłe ochłodzenie klimatu. Wahnięcie to swoim przebiegiem nawiązywało do tzw. *Antarctic Cold Reversal* (ACR), które pojawiło się w późnym glacialu ostatniego zlodowacenia (T I). Ponadto, w wycinkach rdzeni antarktycznych z horyzontów T V i T I stwierdzono zbliżone wartości opadu pyłu pochodzenia lądowego, CO₂, metanu, sodu i siarczanów (EPICA, 2004). Podobieństwa te dały podstawę do upatrywania w MIS 1 i T I analogii do MIS 11 i T V, co mogłoby stanowić wsparcie dla prognozowanych zmian

² Tzw. zdarzenia Heinricha (Heinrich, 1988) to plejstocenijskie epizody klimatyczne, manifestujące się zwiększoną zawartością materiału teregenicznego w osadach pełnomorskich. Materiał detrytyczny był transportowany przez oddziałujące się od lodowca góry lodowe i deponowany na dnie morskim wskutek ich topnienia.

klimatycznych (Kunz-Pirring i in., 2002; EPICA, 2004). Innym przykładem potencjalnego odpowiednika dla MIS 1 (holocenu) może być MIS 5. Jak podają Bianchi & Gersonde (2002), MIS 5 tak jak MIS 1 zostało zainicjowane przez gwałtowne ocieplenie klimatu (ryc. 1) i cofnięcie się lodu morskiego na półkuli południowej. Tuż przed nastaniem MIS 5e (ok. 129,5 tys. lat BP), nastąpiło gwałtowne krótkotrwałe ochłodzenie klimatu, które wykazywało podobieństwo do ACR (Cortese & Abelman, 2002; Pahnke i in., 2003). Przyczyną tak ciepłego interglacjału w MIS 5 były prawdopodobnie zmiany w precesji globu ziemskiego, które spowodowały intensyfikację letniego natężenia promieniowania słonecznego (ryc. 1). Następnym tego było cofanie się lodu morskiego, zwiększenie dynamiki

krążenia wód głębinowych i uruchomienie procesów wymiany CO₂ pomiędzy oceanem a atmosferą (Bianchi & Gersonde, 2002).

Mniej zbadanym, ale istotnym dla porównań do okresów MIS 5–1 i T II, jest interwał MIS 22–19 i T X (Kotrys, 2012). Zarówno amplitudy paleotemperatur, które wynosiły w przybliżeniu 5°C, jak i natężenie promieniowania słonecznego w obu okresach (Berger & Loutre, 1991) wykazują cechy wspólne. Podobieństwa te są widoczne w zapisie paleotemperatur (ryc. 1) z rdzeni ODP Site 1091 (Kotrys, 2012; ryc 2), ODP Site 1090 (Martinez-Garcia i in., 2009; ryc 2), DSDP 594 (Schaefer i in., 2005; ryc 2) oraz Dome C (EPICA, 2004; ryc 2). Zbieżności występują również w procentowym i ilościowym nagromadzeniu



Ryc. 2. Główne cechy oceanograficzne Oceanu Południowego (zmodyfikowane, wg Kotrysa, 2014). PF – front polarny, SAF – front subantarktyczny, STF – front subtropikalny, MWSI – średni zasięg lodu morskiego w zimie, MSSI – średni zasięg lodu morskiego w lecie, ACC – Antarktyczny Prąd Okołobiegunowy. Lokalizacja frontów hydrograficznych i granic lodu morskiego (wg Orsiego i in., 1995; Comisa, 2003)

Fig. 2. Main oceanographic features of the Southern Ocean (modified after Kotrys, 2014). PF – Polar Front, SAF – Subantarctic Front, STF – Subtropical Front, MWSI – Mean Winter Sea Ice, MSSI – Mean Summer Sea Ice, AAC – Antarctic Circumpolar Current. Position of hydrographic fronts and sea ice extent according to Orsi et al. (1995) and Comiso (2003)

sfosylizowanego planktonu (promienice) w osadzie z rdzenia ODP Site 1091 (Kotrys, 2012). W celu dokładniejszego poznania mechanizmów, które spowodowały zmiany klimatyczne w MIS 22–19, potrzebne są dalsze, szczegółowe rekonstrukcje wahań klimatu w środkowym plejstocenie, nie tylko z obszaru Oceanu Południowego, ale również z pozostałych części oceanu światowego.

CECHY HYDROGRAFICZNE OCEANU POŁUDNIOWEGO

Jednym z głównych czynników, które miały istotny wpływ na zmiany klimatyczne w plejstocenie były wahania powierzchniowych temperatur morza (SST) na Oceanie Południowym. Udane próby rekonstrukcji temperatur, oparte na wynikach badań prowadzonych wieloma dostępnymi metodami, okazały się bardzo pomocne w zrozumieniu nie tylko procesów glacialno-interglacialnych, ale również pomogły ustalić przebieg zmian położenia stref hydrograficznych i kierunki migracji planktonu w Oceanie Południowym (np. Brathauer, 1996; Brathauer & Abelman, 1999; Kunz-Pirrung i in., 2002; Pahnke i in., 2003; Schaefer i in., 2005; Wilson i in., 2005; Cortese i in., 2007; Lüer i in., 2008, 2009; Martinez-Garcia i in., 2009; Kotrys, 2012). Ocean Południowy (ryc. 2), podzielony na sektory (Atlantycki, Pacyficzny i Indyjski), pełni rolę ośrodka regulacji globalnego klimatu. Ponadto jest to największe na Ziemi źródło lodu morskiego, którego oscylacje niewątpliwie wpływają na globalne zmiany klimatyczne. Jak podaje Comiso (2003), maksymalna średnia powierzchnia lodu w zimie na Oceanie Południowym wynosi średnio 19 mln km², podczas gdy w okresie letnim jest to zaledwie niecałe 3,8 mln km². Najbardziej charakterystycznym zjawiskiem Oceanu Południowego jest Antarktyczny Prąd Okołobiegunowy. Jest to niehomogeniczna masa wód oceanicznych posiadająca zróżnicowane parametry fizyko-chemiczne, takie jak: temperatura, rozpuszczona krzemionka, fosfor czy azot. Obszary, gdzie występują znaczne różnice pomiędzy tymi parametrami są nazywane strefami i frontami hydrograficznymi (ryc. 2). Pierwszą charakterystyczną cechą hydrograficzną jest front subtropikalny (STF), rozciągający się wzdłuż północnych krańców Oceanu Południowego. Dalej w kierunku południowym rozpościera się strefa subantarktyczna (SAZ) zakończona frontem subantarktycznym (SAF). Następnie rozciąga się strefa frontu polarnego (PFZ). Granicą PFZ jest front polarny (PF) z sąsiadującą od południa strefą antarktyczną (AAZ), gdzie występuje zjawisko upwellingu. Około 75% zasobów krzemionki rozpuszczonej w wodach oceanu światowego koncentruje się na południe od frontu polarnego, co w strefie upwellingu wykorzystują organizmy planktonowe (okrężki, promienice, silikoflagellaty) do budowy swoich pancerzyków. W całym systemie antarktycznego prądu okołobiegunowego jedną z najważniejszych ról pełni front polarny. Stanowi on barierę pomiędzy chłodnymi, bogatymi w składniki odżywcze, wodami na południu i cieplejszymi, słonymi masami oceanu na północy (Whitworth, 1980; Deacon, 1982; Lutjeharms & Valentine, 1984; Piccard & Emery, 1990; Belkin & Gordon, 1996; Cunningham, 2005; Sun & Watts, 2002; Moor & Abbott, 2002). Inną cechą Oceanu Południowego jest kluczowa dla ewolucji klimatu cyrkulacja oceanicznych prądów głębinowych.

Odpowiadają one za mieszanie się wód oceanu światowego, transport ciepła i składników odżywczych (Cunningham, 2005; Gille, 2002). Na pokrytych lodem morskim Mórzach Weddella i Rossa powstaje zasilający cyrkulację termohalinową, antarktyczny prąd głębinowy, a w okolicach frontu polarnego tworzą się, chłodne (3–5°C), antarktyczne wody średnich głębokości o mniejszym zasoleniu (34,2–34,4‰). Wody te bogate w składniki odżywcze płyną na głębokości ok. 800–1000 m w kierunku północnym do 30°S (Santoso & England, 2004).

ŚRODKOWO PLEJSTOCENSKIE WAHANIA TEMPERATUR POWIERZCHNI OCEANU POŁUDNIOWEGO

W celu rekonstrukcji klimatu w plejstocenie szczególnie ważne są mięszcze profile osadów z Oceanu Południowego. Ich analizy dostarczają cennych informacji o wysokiej rozdzielczości na temat wahań powierzchniowych temperatur morza sięgających kilkuset tysięcy lat wstecz (ryc. 1). Na przykład, podczas MIS 12, najchłodniejszego glacialu ostatnich 500 tys. lat (Howard, 1997), minimalne temperatury powierzchni Oceanu Południowego w sektorze atlantyckim pomiędzy 53°S a 47°S wynosiły odpowiednio od 0,5°C do 5,5°C (Kunz-Pirrung i in., 2002; Kotrys, 2012; Martinez-Garcia i in., 2009). Oznaczało to wyraźne przesunięcie się stref hydrograficznych o 3–4° w kierunku północnym (Olbers i in., 1992) i dominację chłodnych wód antarktycznych w wyższych szerokościach geograficznych (ryc. 3). Z kolei nagłe ocieplenie w MIS 11 (430 tys. lat BP), uznane za najdłuższy i najcieplejszy interglacial w plejstocenie (Hodell i in., 2000; Kunz-Pirrung i in., 2002; Loutre, 2003; Helmke i in., 2008), doprowadziło do wzrostu temperatur w strefie antarktycznej od 4,5°C do 6,5°C (Kunz-Pirrung i in., 2002). W tym czasie na froncie polarnym temperatura oceanu wzrosła do 7°C (Kotrys, 2012), a w strefie antarktycznej aż do 14°C (Martinez-Garcia i in., 2009). W interglacialach MIS 9 i 7 zmiany SST Oceanu Południowego nie były tak dynamiczne jak podczas MIS 11 i charakteryzowały się łagodnym przebiegiem. Po relatywnie chłodnych glacialach w MIS 10 i 8 nastąpił wzrost temperatur oceanu, które na obszarze frontu polarnego osiągały maksymalne wartości 8–9°C (Kotrys, 2012). Z kolei na północ, w rejonie strefy subantarktycznej ocieplenie klimatu nie było wyraźnie widoczne, a paleotemperature nie przekroczyły 10,2°C (Martinez-Garcia i in., 2009). Pomimo mniejszego ocieplenia klimatu w MIS 9 i 7, w porównaniu do MIS 11, napływ cieplejszych mas oceanicznych z północy spowodował wyraźne zmiany w położeniu stref hydrograficznych Oceanu Południowego (ryc. 1, 3).

Wejście w interglacial MIS 5 na Oceanie Południowym było poprzedzone glacialem MIS 6, który trwał od 191 tys. do 130 tys. lat BP (Lisiecki & Raymo, 2005). W wyniku intensywnego napływu chłodnych wód z Morza Weddella, temperatury oceanu w strefie antarktycznej spadły do 0°C (Bianchi & Gersonde, 2002). Idąc w kierunku północnym oscylowały one pomiędzy 0,8°C a 4,2°C. Według rekonstrukcji temperatur z obszaru frontu polarnego, minimalne temperatury w trakcie glacialu w MIS 6 były niższe o 1–2°C od tych z ostatniego glacialu w MIS 2 (Martinez-Garcia i in., 2009; Kotrys, 2012; ryc. 1). Z kolei skrajnie odmienna

sytuacja miała miejsce w strefie subantarktycznej, gdzie najniższe temperatury przekraczały te z ostatniego zlodowacenia (Cortese & Abelman, 2002). Porównywalne temperatury powierzchni Oceanu Południowego zostały przedstawione w rekonstrukcjach z rdzeni: Dome C (antarktyczny rdzeń lodowy); ODP Site 1093, 1094; MD97-2120 i DSDP 594 (rdzenie głębokoceaniczne). Różnice paleotemperaturowe pomiędzy wyższymi i niższymi szerokościami geograficznymi sektora atlantyckiego Oceanu Południowego w trakcie MIS 6 przyczyniły się do powstania wysokiego gradientu termicznego. Jak podają Pahnke & Sachs (2006), mogło to skutkować silniejszymi wiatrami, transportującymi ciepłe i wilgotne masy powietrza z niższych szerokości geograficznych w kierunku Antarktydy. Zwiększone opady nad kontynentem przyczyniła się do wzrostu albedo, a te z kolei do dalszego ochładzania klimatu.

GÓRNOPLEJSTOCENSKIE WAHANIA TEMPERATUR POWIERZCHNI OCEANU POŁUDNIOWEGO

Okolo 131–132 tys. lat BP (T II) nastąpiło silne ocieplenie klimatu obserwowane w wielu miejscach Oceanu Południowego (sektor atlantycki, pacyficzny i indyjski; ryc. 1). Podczas następującego po T II interglacjału w MIS 5 temperatury Oceanu Południowego były wyższe o 1–2°C od tych z optimum holocenijskiego, a poziom ówczesnego oceanu światowego podniósł się o ponad 131 m (Rohling i in., 1998). Z kolei od wybrzeży Antarktydy po północną granicę Oceanu Południowego średnie tempera-

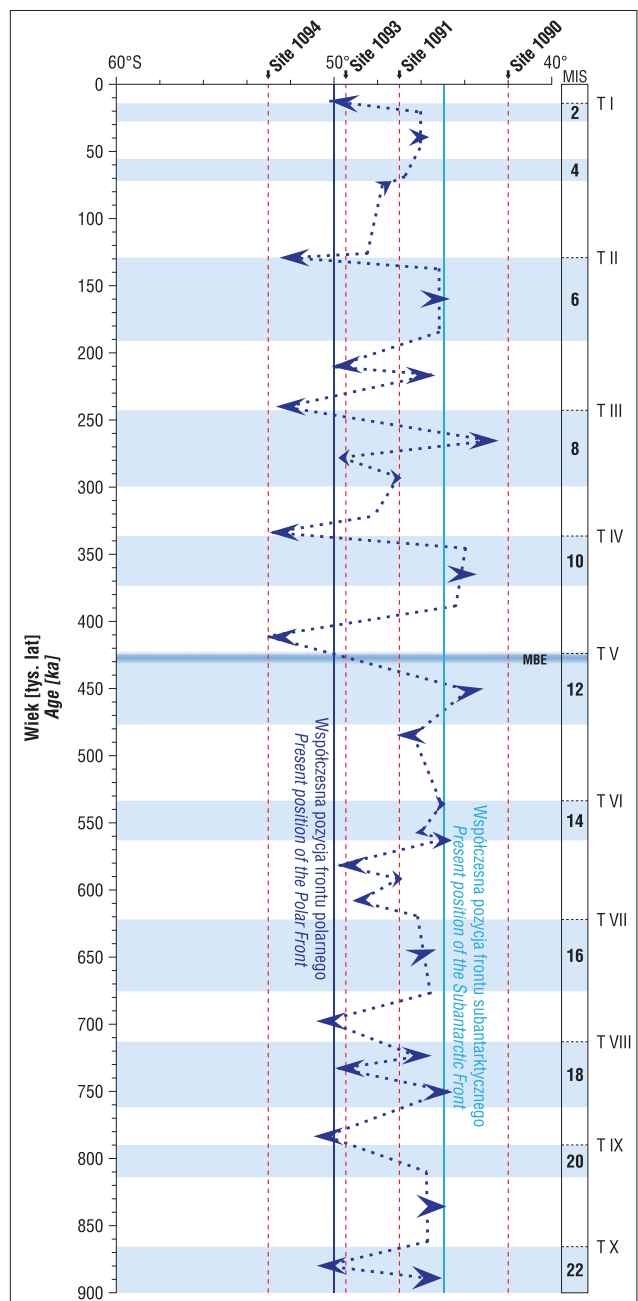
→

Ryc. 3. Schemat przedstawiający zmiany położenia frontu polarnego (przerwana niebieska linia) w sektorze atlantyckim Oceanu Południowego w okresie ostatnich 900 tys. lat. Rekonstrukcję zmian położenia frontu polarnego przeprowadzono na podstawie porównania i analizy przebiegu paleotemperatur powierzchni oceanu z ODP Site 1094 (Schneider-Mor i in., 2005), ODP Site 1093 (Schneider-Mor i in., 2008), ODP Site 1091 (Kotrys, 2012) i ODP Site 1090 (Martinez-Garcia i in., 2009) oraz procentowego występowania kluczowych gatunków promienic z rdzenia ODP Site 1091 (Kotrys, 2012). Niebieskie strzałki wskazują potencjalne kierunki przemieszczania się i zasięgi frontu polarnego. Zakończenia T I–T X zaznaczono przerywaną linią. MIS (Morskie Stadia Izotopowe), MBE (*Mid-Brunhes Event*), lokalizacje ODP Sites 1094, 1093, 1091 i 1090 zaznaczono pionową przerywaną linią

Fig. 3. Schematic graph showing general changes of the Polar Front position (blue dashed line) in the Atlantic sector of the Southern Ocean during the last 900 kyr. General changes of the Polar Front have been estimated based on comparison of present sea surface temperature at the Polar Front and paleotemperatures at ODP Site 1094 (Schneider-Mor et al., 2005), ODP Site 1093 (Schneider-Mor et al., 2008), ODP Site 1091 (Kotrys, 2012) and ODP Site 1090 (Martinez-Garcia et al., 2009); present relative percentage abundances of selected radiolarian key species in the Atlantic sector of the Southern Ocean at ODP Site 1091 (Kotrys, 2012). Blue arrows indicate approximate direction and latitudinal range of the Polar Front movements. Terminations T I–T X marked by horizontal dashed line, MBE (*Mid-Brunhes Event*), MIS (Marine Isotope Stages), positions of ODP Sites 1094, 1093, 1091 and 1090 marked by vertical dashed lines

tury przewyższały dzisiejsze wartości od 2°C do 5°C (Zielinski i in., 1998; Bianchi & Gersonde, 2002; Cortese & Abelman, 2002; Pahnke i in., 2003; Schaefer i in., 2005; Schneider-Mor i in., 2008; Martinez-Garcia i in., 2009; Kotrys, 2012). Podczas trwania znacznego ocieplenia w MIS 5e nastąpiło ponowne przesunięcie barier hydrograficznych. Front polarny zmienił położenie przesuwając się od 3° do 5° na południe względem (45°S) swojej obecnej pozycji (Bianchi & Gersonde, 2002; ryc. 3), a wraz z nim tzw. wokółantarktyczny pas opalowy (Nürnberg i in., 1997). Zmniejszenie dostaw krzemionki pobudziło rozwój planktonu o wapiennych skorupkach, podczas gdy krzemionkowe organizmy wycofały się na południe.

Ostatnim chłodnym epizodem klimatycznym w plejstocenie był glacjał w MIS 2, który miał miejsce 24–21 tys. lat BP (ryc. 1). Zjawisko to, choć dobrze poznane, jest ciągle badane pod kątem paleotemperatur (np. Francois i in., 1997; Crosta i in., 1998; Anderson i in., 2002; Gersonde i in., 2005; Kucera i in., 2005). Gersonde i in., (2005)



zaprezentowali wyniki rekonstrukcji zmian klimatycznych w Oceanie Południowym w postaci 122 wykresów paleotemperatur o wysokiej rozdzielczości. Jak podają ci naukowcy, średnie paleotemperature w MIS 2 w strefie frontu polarnego wynosiły 3–4°C (ryc. 3). Ponadto, wg ich badań, ekspansja lodu morskiego w okresach zimowych sięgała szerokości 47°S, a podczas okresów letnich następowała regresja do 53°S. Pomimo napływu chłodnych wód antarktycznych w niższe szerokości geograficzne bariery hydrograficzne w MIS 2 nie uległy przesunięciu, zachowując swoje dzisiejsze położenie. Koniec epoki plejstocenu nastąpił 17 tys. lat BP kiedy to klimat uległ ponownemu ociepleniu, ogrzewając powierzchniowe wody Oceanu Południowego w rejonie frontu polarnego średnio do 7–8°C (Kotrys, 2012).

Za wnikliwą recenzję autor pragnie podziękować Wojciechowi Granaszewskiemu oraz Jackowi Grabowskiemu i Andrzejowi Gąsiewiczowi za cenne uwagi dotyczące tekstu.

LITERATURA

- ANDERSON R.F., CHASE Z., FLEISHER M.Q. & SACHS J. 2002 – The Southern Ocean's biological pump during the Last Glacial Maximum. *Deep-Sea Res.* II, 49: 1909–1938.
- BARKER S., DIZ P., VAUTRAVERS M.J., PIKE J., KNORR G., HALL I.R. & BROECKER W.S. 2009 – Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457.
- BELKIN I.M. & GORDON A.L. 1996 – Southern Ocean fronts from the Greenwich meridian to Tasmania. *J. Geophys. Res.*, 101: 3675–3696.
- BERGER A. & LOUTRE M.F. 1991 – Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 297–317.
- BIANCHI C. & GERSONDE R. 2002 – The Southern Ocean surface between Marine Isotope Stages 6 and 5d: Shape and timing of climate changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187: 151–177.
- BLUNIER T. & BROOK E.J. 2001 – Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period. *Sci.*, 291.
- BRATHAUER U. 1996 – 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 (2): 135–148.
- COMISO J.C. 2003 – Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover. [W:] Thomas D.N. & Diekmann 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 DOP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 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.
- CROSTA X. & PICHON J.-J., 1998 – Reappraisal of Antarctic seasonal sea-ice at the Last Glacial Maximum. *Geophys. Res. Lett.*, 25 (14): 2703–2706.
- CROWLEY T.J. & HYDE W.T. 2008 – Transient nature of late Pleistocene climate variability. *Nature*, 456: 226–230.
- CUNNINGHAM S.A. 2005 – Southern Ocean circulation. *Archives of natural history*, 32: 265–280.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTROP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR A.E. & JOUZEL J. 1993 – Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218–220.
- DEACON G.E.R. 1982 – Physical and biological zonation in the Southern Ocean. *Deep-Sea Res.*, 29.
- DUPONT L.M., DONNER B., SCHNEIDER R. & WEFER G. 2001 – Mid-Pleistocene environmental change in tropical Africa began as early as 1.05 Ma. *Geology*, 29 (3): 195–198.
- EPICA COMMUNITY MEMBERS 2004 – Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429: 623–628.
- FRANCOIS R., ALTABET M.A., YU E.-F., SIGMAN D.M., BACON M.P., FRANK M., BOHRMANN G., BAREILLE G. & LABEYRIE L.D. 1997 – Contribution of Southern Ocean surface-water stratification to low atmospheric CO₂ concentrations during the last glacial period. *Nature*, 389.
- GERSONDE R., CROSTA X., ABELMANN A. & ARMAND L. 2005 – Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. *Quat. Sci. Rev.*, 24: 869–896.
- GILLE S.T. 2002 – Warming of the Southern Ocean Since the 1950s. *Science*, 295: 1275–1277.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. 1976 – Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194: 121–1132.
- HEARTY P.J., KINDLER P., CHENG H. & EDWARDS R.L. 1999 – A +20m middle Pleistocene sea level highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology*, 27: 375–378.
- HEINRICH H. 1988 – Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quatern. Res.*, 29: 142–152. Doi: 10.1016/0033-5894(88)90057-9.
- HELMKE J.P., BAUCH H.A., RÖHL U. & KANDIANO E.S. 2008 – Uniform climate development between the subtropical and subpolar Northeast Atlantic across marine isotope stage 11. *Clim. Past*, 4: 181–190.
- HODELL D.A., CHARLES C.D. & NINEMANN U.S. 2000 – Comparison of interglacial stages in the South Atlantic sector of the southern ocean for the past 450 kyr: implications for Marine Isotope Stage (MIS) 11. *Global and Planetary Change*, 24: 7–26.
- HOWARD W.R. 1997 – A warm future in the past. *Nature*, 388: 418–419.
- 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: 93–97.
- KEELING R.F. & VISBECK M. 2001 – Antarctic stratification and glacial CO₂. *Nature*, 412: 605–606.
- KOHFELD E.K., LE QUERE C., HARRISON S.P. & ANDERSON R.F. 2005 – Role of Marine Biology in Glacial-Interglacial Cycles CO₂. *Science*, 308: 74.
- KOTRYS B. 2012 – 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. *Uniwersytet Szczeciński, Szczecin*: 469.
- KOTRYS B. 2014 – Rekonstrukcje paleotemperatur w strefie Frontu Polarnego Oceanu Południowego (sektor atlantycki) na podstawie śródkowo-górnoplejstocenijskich promienic z odwiertu ODP Leg 177 Site 1091. *Prz. Geol.*, 62: 448–455.
- KUCERA M., ROSELL-MELE A., SCHNEIDER R., WAELBROECK C. & WEINELT M. 2005 – Multiproxy approach for the reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quat. Sci. Rev.*, 24: 813–819.
- KUNZ-PIRRUNG M., GERSONDE R. & HODELL D.A. 2002 – Mid-Brunhes century-scale diatom sea surface temperature and sea ice records from the Atlantic sector of the Southern Ocean (ODP Leg 177, sites 1093, 1094 and core PS2089-2). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182 (3–4): 305–328.
- LISIECKI L.E. & RAYMO M.E. 2005 – A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ¹⁸O records. *Paleoceanography*, 20.
- LOULERGUE L., SCHILT A., SPAHNI R., MASSON-DELMOTTE V., BLUNIER T., LEMIEUX B., BARNOLA J.-M., RAYNAUD D., STOCKER T.F. & CHAPPELLAZ J. 2008 – Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 453.
- 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.
- LUTJEHARMS J.R.E. & VALENTINE H.R. 1984 – Southern Ocean thermal fronts south of Africa. *Deep-Sea Res.*, 31: 1461–1475.
- LÜER V., HOLLIS C. & 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 (1): 49–69.
- LÜER V., CORTESE J., HELEN L.N., HOLLIS C. & WILLEMS H. 2009 – Radiolarian-based sea surface temperatures and paleoceanographic changes during the Late Pleistocene-Holocene in the subantarctic south west Pacific. *Marine Micropaleontology*, 70: 151–165.

- LÜTHI D., LE FLOCH M., BEREITER B., BLUNIER T., BARNOLA J.-M., SIEGENTHALER U., RAYNAUD D., JOUZEL J., FISCHER H., KAWAMURA K. & STOCKER T.F. 2008 – High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453: 379–382.
- MARTINEZ-GARCIA A., ROSELL-MELE A., GEIBERT W., GERSONDE R., MASQUE 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.
- MASLIN M.A., SEIDOV D. & LOWE J. 2001 – Synthesis of the nature and causes of sudden climate transitions during the Quaternary. [W:] Seidov D., Haupt B. & Maslin M.A. (red.), *The oceans and rapid climate change: past, present and future*. AGU Geophysical Monograph Series, 126: 9–52.
- MASLIN M.A. & RIDGWELL A.J. 2005 – Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth'. Geological Society, London, Spec. Pub., 247: 19–34.
- MILANKOVIĆ M.M. 1949 – Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Sciences, Spec. Pub. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, 33, Belgrade, p. 633. (Canon of Insolation and the Ice Age Problem, 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., 1969).
- MOORE J.K. & ABBOTT M.R. 2002 – Surface chlorophyll concentrations in relation to the Antarctic Polar Front: seasonal and spatial patterns from satellite observations. *Journal of Marine System*, 37: 69–86.
- MUDELSEE M. & SCHULZ M. 1997 – The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 151: 117–123.
- NÜRNBERG C.C., BOHRMANN G. & SCHLUTER M. 1997 – Barium accumulation in the Atlantic sector of the Southern Ocean: Results from 190,000-year records. *Paleoceanography*, 124: 594–603.
- OLBERS D., GOURETSKI V.V., SEIß G. & SCHRÖTER J. 1992 – The Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven.
- 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.
- PAHNKE K. & SACHS J.P. 2006 – Sea surface temperatures of southern midlatitudes 0-160 kyr B.P., *Paleoceanography*, 21.
- PETIT J.R., JOUZEL J., RAYNAUD D., BARKOV N.I., BARNOLA J.-M., BASILE I., BENDER M., CHAPPELLAZ J., DAVIS M., DELAYGUE G., DELMOTTE M., KOTLYAKOV V.M., LEGRAND M., LIPENKOV V.Y., LORIS C., PEPIN L., RITZ C., SALTZMAN E. & STIEVENARD M. 1999 – Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429–436.
- PICKARD G.L. & EMERY W.J. 1990 – *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Pergamon Press, 5th Edition: 173–180.
- PISIAS N.G. & REA D.K. 1988 – Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast trade wind. *Paleoceanography*, 3: 21–37.
- ROHLING E.J., FENTON M., JORISSEN F.J., BERTRANDT P., GANSEN G. & CAULET J.P. 1998 – Magnitudes of sea-level low-stands of the past 500,000 years. *Nature*, 394: 162–164.
- SANTOSO A. & ENGLAND M.H. 2004 – Antarctic Intermediate Water Circulation and Variability in a Coupled Climate Model. *J. Phys. Oceanography*, 34: 2160–2179.
- SIEGENTHALER U., STOCKER T.F., MONNIN E., LÜTHI D., SCHWANDER J., STAUFFER B., RAYNAUD D., BARNOLA J.-M., FISCHER H., MASSON-DELMOTTE V. & JOUZEL J. 2005 – Stable carbon cycle – Climate relationship during the Late Pleistocene. *Science*, 310 (5752): 1313–1317.
- SEVERINGHAUS J.P. 2009 – Southern see-saw seen. *Nature*, 457: 1093–1094.
- 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. *Marine Micropaleontology*, 54: 191–212.
- 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: 1–4.
- 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.
- SIGMAN D. & BOYLE E. 2000 – Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. *Nature*, 407: 859–869.
- STEPHENS B.B. & KEELING R.F. 2000 – The influence of Antarctic sea ice on glacial-interglacial CO₂ variations. *Nature*, 404.
- STOCKER T.F. & JOHNSEN S.J. 2003 – A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 18 (4): 1087.
- STUIVER M. & GROOTES P.M. 2000 – GISP2 oxygen isotope ratios. *Quat. Res.* 53: 277–283.
- SUN C. & WATTS D.R. 2002 – A view of ACC fronts in streamfunction space. *Deep-Sea Res.* 1 (49): 1141–1164.
- WEIRAUCH D., BILLUPS K. & MARTIN P. 2008 – Evolution of millennial-scale climate variability during the mid-Pleistocene. *Paleoceanography*, 23.
- WHITWORTH III T. 1980 – Zonation and geostrophic flow of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *Deep-Sea Res.*, 27A: 497–507.
- WILSON K., HAYWARD B.W., SABAA A.T., SCOTT G.H. & KENNETT J.P. 2005 – A one-million year history of a north-south segment of the Subtropical Front, east of New Zealand. *Paleoceanography*, 20.
- ZIELINSKI U., GERSONDE R., SIEGER R. & FÜTTERER D. 1998 – Quaternary surface water temperature estimations: Calibration of a diatom transfer function for the Southern Ocean. *Paleoceanography*, 13 (4): 365–383.