

WSPÓŁCZESNE ZMIANY POWIERZCHNI LODÓW MORSKICH NA WODACH WOKÓŁANTARKTYCZNYCH – PROBLEMY I NIEJASNOŚCI

CONTEMPORARY CHANGES IN THE SEA ICE EXTENT IN THE WATERS SURROUNDING THE ANTRCTICA – PROBLEMS AND AMBIGUITIES

Andrzej A. Marsz

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej WN, Akademia Morska
ul. Sędzickiego 19, 81–374 Gdynia
aamarsz@am.gdynia.pl

Zarys treści. Praca charakteryzuje trendy zmian powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych w latach 1979-2010. Stwierdza się występowanie dodatniego trendu rocznego powierzchni zlodzonej ($+15.6 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$) o wysokiej istotności statystycznej ($p < 0.001$). Dodatnie trendy występują we wszystkich miesiącach roku, z tego trendy te są statystycznie istotne w okresie od maja do października. Najsilniejsze trendy dodatnie występują w okresie rozrastania się pokrywy lodowej (marzec-lipiec). W ujęciu regionalnym w czterech z pięciu sektorów Antarktyki trendy są dodatnie, z czego tylko w jednym – sektorze Morza Rossa – trend jest istotny statystycznie, w jednym sektorze (mórz Amundsena i Bellingshausena) – występuje statystycznie istotny trend ujemny. Analiza przyczyn występowania dodatniego trendu powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych, pozwala wskazać jako główną przyczynę wzrostu pokrywy lodowej cyrkulację atmosferyczną. Te same procesy cyrkulacyjne są przyczyną zarówno ogólnego wzrostu powierzchni lodów na wodach wokółantarktycznych, jak jednoczesnego jej spadku w rejonie Morza Bellingshausena i wzrostu temperatury powietrza nad Półwyspem Antarktycznym. Zmiany cyrkulacji atmosferycznej następują pod wpływem zmian zasobów ciepła w SW części subtropikalnego Pacyfiku ($\sim 30^\circ \text{N}$, $170\text{-}160^\circ \text{W}$), które wymuszają zwiększoną lub zmniejszoną powtarzalność lokowania się górnego klina na długości geograficznej Morza Rossa i górnej zatoki na pograniczu mórz Amundsena i Bellingshausena. Zmiany temperatury wody powierzchniowej w tym rejonie objaśniają około 28% międzyrocznej zmienności rocznej powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych, występującej w niej trend dodatni, spadek powierzchni zlodzonej na Morzu Bellingshausena i wzrost temperatury powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego.

Słowa kluczowe: lody morskie, trendy, temperatura wody powierzchniowej, temperatura powietrza, zmiany klimatu, fale długie, Antarktyka.

1. Sformułowanie zagadnienia

Lody morskie stanowią istotny podsystem globalnego systemu klimatycznego regulujący w części pochłanianie i akumulację energii promienistej przez powierzchnię Ziemi, wymianę ciepła między oceanem a atmosferą, wywierają wpływ na tempo cyrkulacji termohalinowej, etc. Jednocześnie zmiany pokrywy lodowej powszechnie uważane są za ważny wskaźnik charakteryzujący zachodzące zmiany klimatu.

Powierzchnia lodów morskich (dalej SIE – sea ice extent) na półkuli północnej od lat dwudziestych XX wieku wykazuje względnie systematyczny spadek. Tempo tego spadku, zwłaszcza w okresie letnim w Arktyce, wydatnie wzrosło w ostatnim dwudziestoleciu. Obserwowany w ostatnim okresie proces redukcji SIE na półkuli północnej, zarówno w szerokościach umiarkowanych jak i w Arktyce, jest interpretowany jako rezultat postępującego antropogenicznego globalnego ocieplenia (Vinnikov i in. 1999, Johannessen i in. 2004, Comiso i in. 2008). Szybkość zmniejszania się pokrywy lodowej Arktyki jest większa od tej, jaką przewidują modele klimatyczne (Stroeve i in. 2007).

Lody na wodach wokółantarktycznych zachowują się, mimo postępującego wzrostu koncentracji CO₂ w atmosferze i zaznaczającego się globalnego wzrostu temperatury powietrza, inaczej niż na półkuli północnej. Ich powierzchnia, od początku obserwacji satelitarnych (1978 rok), mimo dość dużej zmienności międzyrocznej, względnie systematycznie wzrasta. Ta asymetria zmian pokrywy lodów morskich między półkulami została wykryta i opisana już w roku 1997 (Cavalieri i in. 1997). Trendy średniej rocznej PLM na wodach wokółantarktycznych są, przynajmniej poczynając od roku 1996, statystycznie istotne (Cavalieri i in. 1997, Watkins i Simmonds 2000, Zwally i in. 2002, Comiso i Nishio 2008). Ostatni, 4 Raport IPCC (2007), powołując się na pracę Comiso z 2003 roku stwierdza jednak, że trendy wzrostu SIE na wodach wokółantarktycznych nie są statystycznie istotne¹.

Z zachowaniem się SIE na wodach wokółantarktycznych wiąże się szereg problemów. Zmiany antarktycznej SIE wykazują powiązania różnej siły z wieloma procesami klimatycznymi i oceanicznymi na oddalonych od Antarktyki obszarach (Yuan i Martinson 2000), co oznacza, że ich uwarunkowania, ale i oddziaływanie, mają charakter globalny. Sam fakt, że na tle postępującego globalnego wzrostu temperatury obserwuje się na półkuli południowej rozrost SIE, stanowi poważny dysonans w kształtowaniu obrazu zachodzących zmian klimatycznych. Jest to tym bardziej kłopotliwe, że okres dla którego znane są zmiany SIE na tych akwenach jest stosunkowo krótki, co uniemożliwia dokonanie analizy w dłuższym przekroju czasowym. Krótki okres obserwacyjny nie pozwala ani na poparcie, ani na odrzucenie tezy, że współczesne zmiany SIE na wodach wokółantarktycznych stanowią na przykład pozytywne wahnięcie na tle ogólnej, długookresowej tendencji spadku ich powierzchni.

Praktycznie, informacje o rzeczywistych zmianach SIE na całym obszarze Oceanu Południowego uzyskano dopiero od momentu rozpoczęcia obserwacji satelitarnych w zakresie mikrofalowym (AVHRR; listopad 1978). Próby określenia wcześniejszych zmian SIE na wodach wokółantarktycznych przy wykorzystaniu danych „proxy” podjął de la Mare (1997), wykorzystując do określenia położenia skraju lodów udokumentowane pozycje statków wielorybnych operujących w Antarktyce. Rezultatem tych badań było stwierdzenie, że od lat trzydziestych XX wieku do lat pięćdziesiątych XX wieku nastąpiło przesunięcie się skraju lodów aż o 2.8° na południe. Pozwala to, jeśli przyjąć bez zastrzeżeń wyniki badań de la Mare (1997, 2002), na oszacowanie zmniejszenia się powierzchni lodów wokółantarktycznych w tym okresie na około 6 mln km². Wyniki badań de la Mare pośrednio potwierdzają badacze

¹ "In contrast to the Arctic, antarctic sea ice does not exhibit any significant trend since the end of the 1970s, which is consistent with the lack of trend in surface temperature south of 65°S over that period."; IPCC, 4 AR, rozdział 3, s. 317. "As an example, an updated version of the analysis done by Comiso (2003), spanning the period from November 1978 through December 2005, is shown in Figure 4.8. The annual mean ice extent anomalies are shown. There is a significant decreasing trend in arctic sea ice extent of $-33 \pm 7.4 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$ (equivalent to $-2.7 \pm 0.6\%$ per decade), whereas the antarctic results show a small positive trend of $5.6 \pm 9.2 \times 10^3 \text{ km}^2 \text{ yr}^{-1}$ ($0.47 \pm 0.8\%$ per decade), which is not statistically significant." IPCC, AR 4, rozdział 4, s. 351.

australijscy (Curran i in. 2003) badający w rdzeniu lodowym pobranym z Law Dome zawartość kwasu metanosulfonowego przeniesionego drogą atmosferyczną. Niestety, wyniki badań de la Mare ze względu na charakter poczynionych założeń co do istoty przyjętych przez niego danych "proxy", oraz ze względów czysto nawigacyjnych, są nader mało wiarygodne. Analizy Vaughana (2000) i Ackley'a i in. (2003) wykazały bezzasadność wniosków de la Mare o wielkim zmniejszeniu się powierzchni antarktycznych lodów morskich między latami trzydziestymi a pięćdziesiątymi XX wieku. Obaj cytowani badacze stwierdzają, że przeciętne położenie granicy lodów wokółantarktycznych w tych latach nie było istotnie różne od tego, jakie występowało we wczesnych latach 70' XX wieku. Średnie miesięczne i średnia roczna powierzchnia wokółantarktycznych lodów morskich z lat 1947-1956 również nie jest istotnie różna od średniej powierzchni z lat 1979-2004 (Marsz 2007).

Analiza regresji, przeprowadzona dla szeregów lat 1979-2007, czyli dla okresu, dla którego dostępne są dane o regionalnych zmianach powierzchni zlodzonych na wodach wokółantarktycznych wykazuje, że o zmianach SIE na wodach wokółantarktycznych decydują zmiany na trzech akwenach Oceanu Południowego – w sektorze Morza Rossa, sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena oraz w sektorze Morza Weddella. Trend rocznej SIE w sektorze Morza Rossa jest dodatni ($+13.37(\pm 4.42)$ tys. $\text{km}^2\cdot\text{rok}^{-1}$) i statystycznie istotny ($p < 0.006$). Trend rocznej powierzchni zlodzonej w sektorze Morza Weddella również jest dodatni ($+3.87(\pm 5.62)$ tys. $\text{km}^2\cdot\text{rok}^{-1}$), ale statystycznie nieistotny. Roczna suma powierzchni zlodzonej sektorów mórz Weddella i Rossa wykazuje trend dodatni ($+17.24(\pm 4.68)$ tys. $\text{km}^2\cdot\text{rok}^{-1}$) o wysokiej istotności statystycznej ($p < 0.0011$). W sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena trend rocznej powierzchni zlodzonej jest ujemny ($-8.68(\pm 2.87)$ tys. $\text{km}^2\cdot\text{rok}^{-1}$) i statystycznie istotny ($p < 0.0055$). Na pozostałych dwóch sektorach wód wokółantarktycznych (indyjskim i zachodniopacyficznym) trendy SIE są również dodatnie, ale w rozpatrywanym okresie nie są statystycznie istotne (odpowiednio $+2.74(\pm 2.44)$ i $+0.65(\pm 2.11)$ tys. $\text{km}^2\cdot\text{rok}^{-1}$).

Sektory Morza Rossa, mórz Amundsena i Bellingshausena oraz Morza Weddella lokują się wokół Antarktydy Zachodniej. Jest to rejon, w którym nad lądowymi obszarami Antarktydy i morskimi obszarami Antarktyki zaznacza się dodatni trend temperatury powietrza. Czy rozmiary trendu temperatury powietrza są nad tym obszarem rzeczywiście takie, jak podaje to praca Steiga i in. (2009), czyli powyżej $0.1^\circ\text{C}/\text{dekadę}$, czy mniejsze – pozostaje sprawą otwartą. Nie ulega jednak wątpliwości, że między Morzem Bellingshausena a Morzem Weddella, na Półwyspie Antarktycznym, obserwuje się ocieplenie, którego roczny trend jest trzykrotnie silniejszy od globalnego trendu temperatury w ciągu ostatniego 50.letnia (Skvarca i in. 1998, Vaughan i in. 2003). Jednocześnie, na przyległym od wschodu do Półwyspu Antarktycznego Morzu Weddella SIE nie wykazuje w tym samym czasie oznak zmniejszania się, gdy na morzach Bellingshausena i Amundsena, przyległych do Półwyspu Antarktycznego od zachodu nastąpiło na przełomie lat 80' i 90' XX wieku skokowe zmniejszenie się SIE, a jednocześnie, od około 1997 roku zaznacza się szybki spadek temperatury powierzchni tych akwenów. Z tych powodów obraz zachodzących zmian pokrywy lodowej na wodach wokółantarktycznych jest niejasny i wyraźnie sprzeczny z zachodzącymi na powierzchniach lądowych zmianami temperatury powietrza.

Celem tej pracy jest analiza zmian SIE na wodach wokółantarktycznych, zachodzących w latach 1979-2010 i 1979-2007, czyli w okresie dla którego istnieją wiarygodne dane satelitarne, oraz analiza ich związków ze zmianami temperatury powierzchni oceanu (dalej SST – sea surface temperature) i powietrza (dalej SAT – surface air temperature) w rejonie Antarktyki Zachodniej.

2. Materiały i metody

Podstawowymi danymi, charakteryzującymi miesięczne zmiany SIE na wodach wokółantarktycznych są dane satelitarne, uzyskane z wysokorozdzielczych czujników mikrofalowych (AVHRR – Advanced Very High Resolution Radiometr). Dla celów tej pracy wykorzystano dwa zbiory – SII (Sea Ice Index) dla półkuli południowej (zbiór NOAA/G02135 (Fetterer i in. 2002; adres: <http://nsidc.org/data/g02135.html>) oraz zbiór nsidc0192_sea_ice_trends_climo/ice-extent/nasateam (adres: http://nsidc.org/data/ssmr_ssmi_ancillary/area_extent.html)).

Zbiór SII obejmuje okres od listopada 1978 do grudnia 2010 roku, z brakiem danych w grudniu 1987 oraz styczniu 1988 roku i zawiera, z rozdzielczością miesięczną, dane o powierzchni zlodzonej (extent) oraz powierzchni lodów morskich (area) dla całej półkuli południowej, bez uwzględnienia zmienności regionalnej. Powierzchnia zlodzona (extent) charakteryzuje rozmiar powierzchni morza pokrytej przez lód o koncentracji od 15 do 100%. Wody, na których występuje lód morski o zawartości mniejszej od 15% nie są uwzględniane². Powierzchnia lodów (area) nie jest wartością rzeczywiście obserwowaną – stanowi ona wynik przeliczeń zawartości lodu w kolejnych pikselach, tak aby uzyskać powierzchnię lodu w danym pikselu, a następnie sumę tych powierzchni. W rezultacie takiej procedury otrzymuje się powierzchnię, jaką w danych warunkach pokrywałby lód morski, gdyby jego koncentracja była równa 100%. Ponieważ na znacznych obszarach koncentracja (stopień pokrycia wody przez lody) jest mniejszy od 100%, powierzchnia zlodzona (extent) jest zawsze większa od powierzchni lodów (area). Średnia miesięczna wartość SII jest obliczana jako średnia ze wszystkich dni miesiąca, w związku z tym opisuje stan powierzchni pokrytej lodami morskimi jaki w przybliżeniu występuje w środkowej części miesiąca. Dokładność, z jaką zbiór SII (NOAA/G02135) podaje powierzchnię zlodzoną to 0.01 mln km².

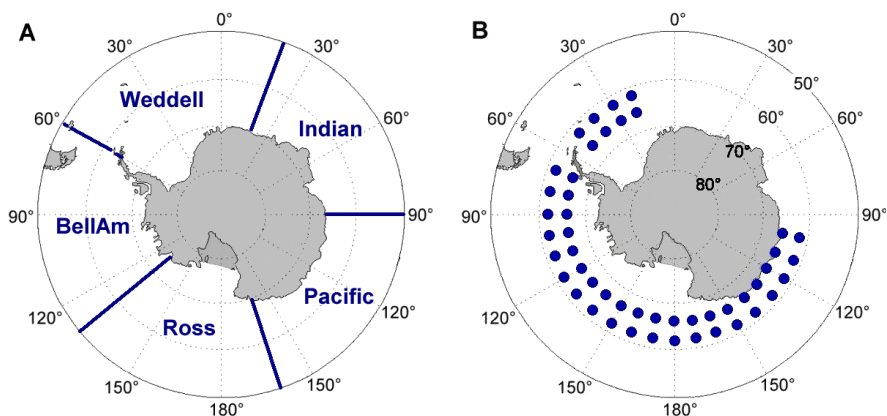
Zbiór gsfc.nasateam.month.extent.1978-2007.s.dat, będący częścią zbioru nsidc0192_sea_ice_trends_climo/ice-extent/nasateam (Dedrick i in. 2001, Parkinson i Comiso 2008), zawiera dane o miesięcznych wartościach powierzchni zlodzonej (extent) na wodach wokółantarktycznych. Różnica między zbiorem gsfc.nasateam.month.extent.1978-2007.s a zbiorem SII (NOAA/G02135) polega na tym, że zbiór gsfc.nasateam.month.extent.1978-2007.s zawiera wartości powierzchni zlodzonej obliczone ze znacznie większą dokładnością (praktycznie do 1 km²) i w ujęciu regionalnym. Cały obszar otaczającego Antarktydę Oceanu Południowego jest podzielony na 5 sektorów (ryc. 1A):

- sektor atlantycki, inaczej sektor Morza Weddella (Weddell; 60°W – 20°E),
 - sektor Oceanu Indyjskiego (Indian; 20-90°E),
 - sektor zachodnio-pacyficzny (Pacific; 90-160°E),
 - sektor środkowo-pacyficzny, inaczej sektor Morza Rossa (Ross; 160°E – 130°W),
 - sektor wschodnio-pacyficzny, inaczej sektor mórz Amundsena i Bellingshausena (BellAm; 130-60°W),
- i zbiór danych zawiera średnie miesięczne wartości powierzchni zlodzonej z okresu od listopada 1978 do grudnia 2007 r. (29 lat) w każdym z tych sektorów. W zbiorze brak wartości "extent" dla grudnia 1987 roku. W całej pracy operować się będzie dalej wyłącznie powierzchnią zlodzoną (extent), jako wartością obserwowaną (SIE – sea ice extent).

Wartości temperatury powierzchni morza pochodzą ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.3b. (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature Dataset, Version 3b, patrz: Smith i in. 2008; źródło:

² Wynika to z problemów, jakie napotyka się przy interpretacji sygnału rejestrowanego przez czujniki AVHRR zainstalowane na satelitach, przy mniejszych koncentracjach lodu.

<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCDC/.ERSST/.version3b/>). Są to dane miesięczne o rozdzielczości $2 \times 2^\circ$. Do analiz wykorzystano szeregi z dwóch szerokości – 62° i 66°S z punktów oddalonych o 10° długości geograficznej w sektorze od 100°E do 20°W (ryc. 1B). Powierzchnie, dla których dokonano analizy SST obejmują sektory Morza Rossa, mórz Amundsena i Bellingshausena, Morza Weddella oraz zachodnio-pacyficzny i są położone na południe od strefy Konwergencji Antarktycznej. Pominięto dane SST z 60°W , gdyż punkt gridowy $[66^\circ\text{S}, 60^\circ\text{W}]$ leży na lądzie, a grid $[62^\circ\text{S}, 60^\circ\text{S}]$, (obejmujący obszar $61\text{--}63^\circ\text{S}$, $59\text{--}61^\circ\text{W}$) w ułomny sposób charakteryzuje zmiany SST, będąc położony na styku dwu mórz o radykalnie odmiennych warunkach hydrologicznych i reprezentując na dodatek znaczny odsetek powierzchni lądowych. Dodatkowo wykorzystano dane SST z akwenów ze strefy subtropikalnej Południowego Pacyfiku ($28\text{--}34^\circ\text{S}$, $80^\circ\text{W}\text{--}170^\circ\text{E}$).



Ryc. 1. Sektory Oceanu Południowego wg NSIDC – A oraz lokalizacja gridów SST wykorzystanych w analizie – B

Fig. 1. Sector of the Southern Ocean according to NSIDC – A and the location of grid points of SST used in this study – B

Wartości średniej miesięcznej temperatury powietrza ze stacji rejonu Półwyspu Antarktycznego pochodzą z bazy danych SCAR READER (Turner i in. 2004; adres <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/>). Szeregi średnich miesięcznych wartości ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza (dalej SLP – surface level pressure) pozyskano ze zbioru CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure (adres: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/>). Są to wyniki reanalizy (Kalnay i in. 1996) o organizacji gridowej i rozdzielczości $2.5 \times 2.5^\circ$, obejmujące zarówno powierzchnie lądowe, jak i oceaniczne. Z tego samego zbioru pozyskano dane o składowej południkowej wiatru dolnego (1000 hPa).

Szeregi chronologiczne wartości wskaźnika SAM (Southern Annular Mode; Marshall 2003) pobrano z bazy danych British Antarctic Survey (adres: <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>), a szeregi chronologiczne frekwencji występowania antarktycznych makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznych według klasyfikacji Dydyń i in. (1976) z pracy Ryżakova (2002b) i kolejnych numerów Kwartalnego Bjulletena Rossijskoj Antarktičeskoj Ekspedicii (lata 2000-2010).

W pracy zastosowano standardowe i ogólnie znane metody statystyczne – analizę korelacji, również z przesunięciami czasowymi, analizy regresji i wariancji. Istotność statystyczną współczynników korelacji i współczynników regresji kontrolowano testem t, istotność równań regresji testem F.

3. Trendy średnich miesięcznych i rocznych wartości powierzchni złodzonej na wodach wokółantarktycznych

Analizy regresji i wariancji wskazują, że o rozmiarze średniej rocznej powierzchni złodzonej na wodach wokółantarktycznych decyduje powierzchnia jaką lody osiągną w czerwcu i marcu. Łącznie obie zmienne objaśniają około 83% wariancji rocznej SII ($R = 0.916$). Zmienność miesięcznej SII w czerwcu objaśnia około 70.9% wariancji rocznej SII, w marcu około 13% wariancji rocznej SII. Oba miesiące, w których rozmiary SII decydują o rozmiarze rocznej powierzchni złodzonej są miesiącami, w których SII znajduje się w fazie rozrostu. W marcu rozpoczyna się formowanie pokrywy nowego sezonu lodowego, a czerwiec jest miesiącem, po którym tempo przyrostu SII zaczyna maleć. Zmienność SII w pozostałych miesiącach nie wywiera większego wpływu na wartość rocznej powierzchni złodzenia.

Analizie trendów poddano szeregi miesięcznych i rocznych wartości SII z okresu od stycznia 1979 do grudnia 2010 r. (32 lata). Wyniki analiz zestawione są w tabeli 1. W rozpatrywanym okresie roczna powierzchnia złodzona na wodach wokółantarktycznych rośnie, roczny trend powierzchni złodzonej jest równy $0.0156(\pm 0.0043)$ mln km². Trend ten jest wysoce istotny statystycznie ($p < 0.001$) i objaśnia niemal 30% międzyrocznej zmienności SII (patrz ryc. 2). Wartość trendu pozwala szacować, że w badanym okresie średnia roczna SII zwiększyła się niemal o pół miliona km² ($0.499(\pm 0.064) \cdot 10^6$ km²).

Tabela 1 – Table 1

Wartości trendów SII, ich istotność statystyczna (p) oraz stopień objaśnienia zmienności SII przez trend (adj. R²).

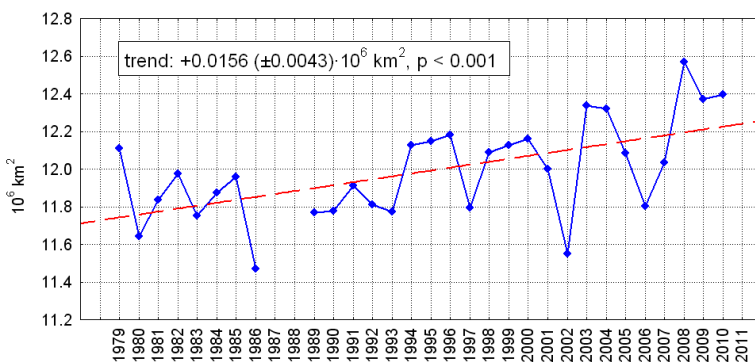
Wartości trendu istotne statystycznie ($p < 0.05$) pogrubione. Okres styczeń 1979 – grudzień 2010

Values of trends of the Sea Ice Index, their statistical significance (p) and degree of explanation of variability in the Sea Ice Index by the trend (adj. R²). The values of the trend statistically significant ($p < 0.05$) in bold. Period January 1979 – December 2010

Miesiąc – Month	Trend – Trend (10^6 km ² ·rok ⁻¹)	p <	adj. R ²
I	+0.0116 (± 0.0118)	0.3379	-
II	+0.0082 (± 0.0084)	0.2070	0.021
III	+0.0162 (± 0.0089)	0.0777	0.070
IV	+0.0197 (± 0.0106)	0.0743	0.072
V	+0.0251 (± 0.0100)	0.0185	0.144
VI	+0.0198 (± 0.0084)	0.0254	0.128
VII	+0.0155 (± 0.0056)	0.0091	0.180
VIII	+0.0108 (± 0.0049)	0.0374	0.108
IX	+0.0144 (± 0.0063)	0.0293	0.120
X	+0.0153 (± 0.0058)	0.0135	0.159
XI	+0.0120 (± 0.0060)	0.0540	0.089
XII	+0.0182 (± 0.0129)	0.1694	0.003
Rok – Year	+0.0156 (± 0.0043)	0.0010	0.299

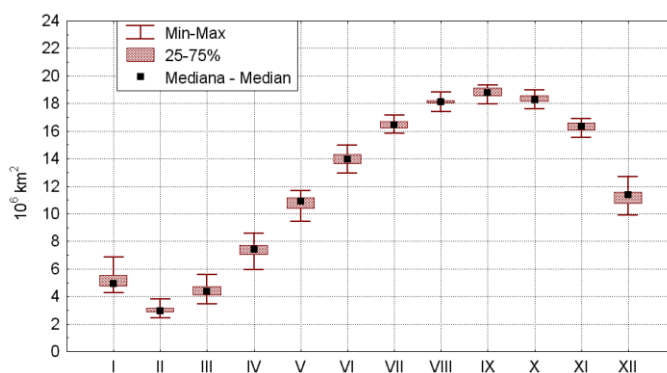
Analiza trendów miesięcznych, aby można było dokonać interpretacji jej wyników, winna zostać poprzedzona podaniem kilku informacji o przebiegu zmian powierzchni złodzonej w cyklu rocznym.

Zmiany SII na obszarze Oceanu Południowego charakteryzują się bardzo dużą dynamiką, znacznie większą od obserwowanej na półkuli północnej. Maksimum rozwoju SII na wodach wokółantarktycznych przypada na wrzesień, kiedy średnia SII osiąga³ 18.78 mln km², minimum występuje w lutym, kiedy średnia SII osiąga zaledwie 3.01 mln km². Od osiągnięcia minimum do momentu osiągnięcia maksimum SII zwiększa się przeciętnie ponad sześciokrotnie (~6.24). Zmiany SII wykazują w ciągu roku asymetrię (patrz ryc. 3); Pokrywa lodów morskich przyrasta od lutego do września (7 miesięcy), zmniejsza się od września do lutego (5 miesięcy). Tempo zmian SII z miesiąca na miesiąc wykazuje duże zróżnicowanie w czasie (patrz tab. 2).



Ryc. 2. Przebieg wartości średniej rocznej SII na wodach wokółantarktycznych (1979-2010)

Fig. 2. Course of the mean annual Sea Ice Index in the waters in the vicinity of the Antarctica (1979-2010)



Ryc. 3. Zakresy zmienności miesięcznych wartości powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych (1979-2010). Widoczna asymetria okresów wzrostu powierzchni zlodzonej (II-IX) i jej zaniku (IX-II)

Fig. 3. The ranges of variation of monthly values of the Sea Ice Index in the vicinity of the Antarctica (1979-2010). Visible asymmetry of the periods of growth of the sea ice extent (February-September) and its decline (September-February)

³ Jest to powierzchnia większa od „lądowej” (razem z lodami szelfowymi) powierzchni kontynentu Antarktydy czy Europy. W lutym – miesiącu wystąpienia minimum powierzchni zlodzenia na wodach wokółantarktycznych – jest mniejsza od najmniejszej znanej powierzchni zlodzonej Arktyki (4.27 mln km² we wrześniu 2007 roku).

Najsilniejsze wzrosty z miesiąca na miesiąc, osiągające i przekraczające średnio 3 mln km², zaznaczają się między marcem a kwietniem, kwietniem a majem oraz majem a czerwcem. W następnych miesiącach tempo przyrostu SII powoli się zmniejsza, do momentu osiągnięcia maksimum we wrześniu. Najsilniejszy spadek SII następuje z listopada na grudzień i z grudnia na styczeń, kiedy przeciągu dwu miesięcy SII zmniejsza się o około 11 mln km². Największą zmiennością międzyroczną (patrz tab. 2) SII charakteryzuje się w końcowej fazie swojego zmniejszania (grudzień, styczeń) oraz w fazie wzrostu (marzec-czerwiec), zachodzi tu koincydencja szybkości zmian z rozmiarami zmienności. Jest to powiązane ze zwiększonym wpływem zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej (wpływ na kierunki i prędkość dryfu lodów) i związanej z nią temperatury powietrza na kształtowanie się powierzchni lodów w tych okresach.

Tabela 2 – Table 2

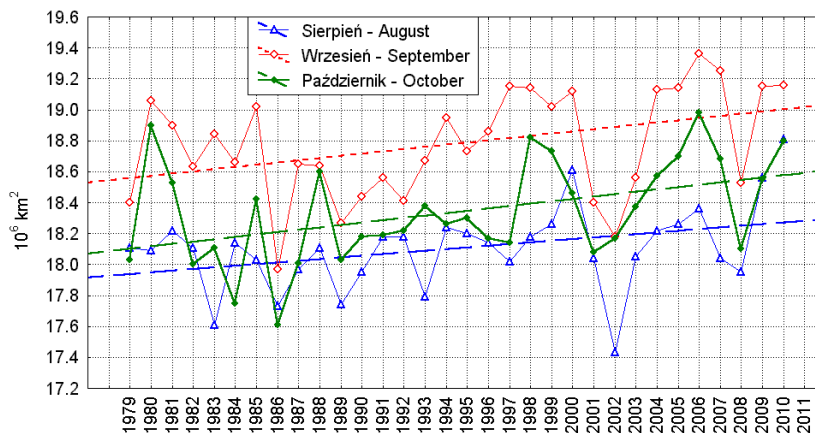
Średnie miesięczne wartości SII, jego zmienność (σ_n) i zmiany SII z miesiąca na miesiąc (1979-2010)
 Mean monthly values of the Sea Ice Index in the waters surrounding the Antarctica, its variability (σ_n) and the variation of the Sea Ice Index from month to month (change). Period 1979-2010

Miesiąc – Month	SII (10 ⁶ km ²)	σ_n (10 ⁶ km ²)	Zmiana – Change (10 ⁶ km ²)
I	5.146	0.612	-6.09
II	3.012	0.346	-2.13
III	4.374	0.481	+1.36
IV	7.369	0.576	+3.00
V	10.764	0.569	+3.40
VI	13.931	0.470	+3.17
VII	16.436	0.321	+2.50
VIII	18.104	0.273	+1.67
IX	18.780	0.349	+0.68
X	18.339	0.333	-0.44
XI	16.299	0.328	-2.04
XII	11.234	0.680	-5.06

Analiza trendów miesięcznych SII wykazuje, że we wszystkich miesiącach w roku trendy są dodatnie, z tym, że trendy statystycznie istotne ($p < 0.05$) występują tylko w sześciu miesiącach, tworząc „zwarty blok” obejmujący okres od maja do października, czyli najchłodniejszą część roku. Najsilniejsze trendy SII występują w kwietniu (+0.0197 mln km²·rok⁻¹, nieistotny na poziomie 0.05, istotny na poziomie 0.1; patrz tab. 1), maju (+0.0251, istotny) i czerwcu (+0.0198, istotny). Są to miesiące, w których dochodzi do najsilniejszego rozwoju pokrywy lodowej w cyklu rocznym. Taki rozkład wartości trendów w czasie wskazuje, że w badanym okresie rozwój lodów na wodach wokół-antarktycznych przyspiesza. Słabsze przyspieszenie utrzymuje się również w lipcu i sierpniu, ale tempo przyrostu SII już wyraźnie zwalnia.

Rozwój pokrywy lodowej na wodach wokółantarktycznych osiąga maksimum we wrześniu. Trend w tym miesiącu jest relatywnie wysoki (+0.0144(±0.0063) mln km²·rok⁻¹) i statystycznie istotny (patrz tab. 1). Procesy rozwoju pokrywy lodowej cechują się silną autokorelacją – rozmiar SII w danym miesiącu jest silnie uzależniony od rozmiaru SII w miesiącu poprzedzającym. Z tego względu występowanie stosunkowo silnego dodatniego trendu w momencie wystąpienia wrześniowego maksimum rozwoju SII i w październiku (+0.0153(±0.0058) mln km²·rok⁻¹) może stanowić rezultat wcześniejszego intensywnego rozwoju pokrywy lodowej, a niekoniecznie musi wskazywać na pierwszoplanowy wpływ

zmian czynników zewnętrznych na rozwój SII zachodzących w tych miesiącach. Przebieg zmian SII w okresie, kiedy powierzchnia złodzona na wodach wokółantarktycznych osiąga największe rozmiary przedstawia rycina 4.



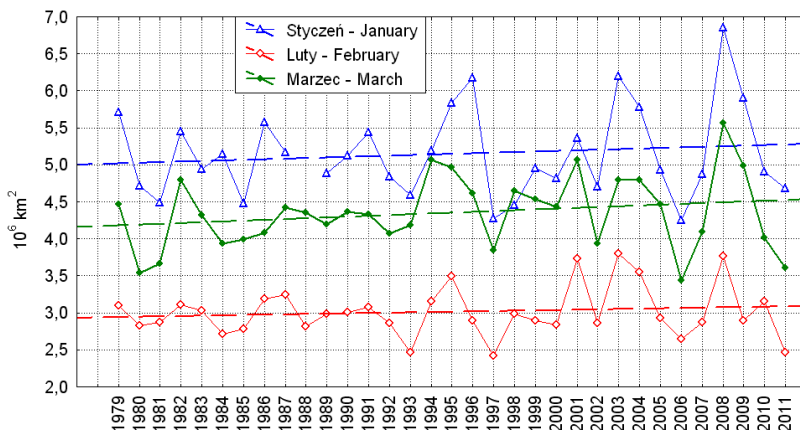
Ryc. 4. Przebiegi wartości SII w miesiącach największego rozwoju pokrywy lodowej (sierpień, wrzesień, październik) i ich trendy. Wartości trendów – patrz tabela 1 (1979-2010)

Fig. 4. Course of the Sea Ice Index in the vicinity of the Antarctica in the months of greatest, in an annual cycle, development of sea ice cover (August, September, October) and their trends. Value trends – see Table 1 (1979-2010)

Nieistotne, ale dodatnie trendy SII występują w okresie od listopada do kwietnia. Kształtowanie się wartości trendów i błędów standardowych ich oszacowania (patrz tab. 1) pozwala wydzielić z tego okresu grudzień, styczeń i luty. W tych miesiącach, mimo dodatnich znaków, trendy są praktycznie zerowe – błędy standardowe współczynnika trendu są większe od połowy wartości tych współczynników. Brak jednak argumentów natury statystycznej, aby można było stwierdzić, że w tych miesiącach trendy zmian SII mogą być ujemne. Z kolei dodatnie trendy listopada, marca i kwietnia są istotne na poziomie $p < 0.10$, co nie zwracając uwagi na same wartości współczynników trendów, pozwala uważać, że przynajmniej ich znak jest wiarygodny (patrz tab. 1).

Obraz, jaki rysuje się z analizy trendów miesięcznych SII pozwala na stwierdzenie, że w okresie od marca do listopada powierzchnia pokryta lodami morskimi na wodach wokółantarktycznych rośnie, jedynie w najcieplejszym okresie – grudniu, styczniu i lutym – nie wykazuje w badanym okresie wyraźniejszych oznak wzrostu. W latach 2009-2010 nastąpiła pewna zmiana w kształtowaniu się powierzchni złodzonej na wodach wokółantarktycznych – w styczniu, lutym i marcu następuje względnie konsekwentne zmniejszanie się SIE, czego nie obserwuje się w przebiegu SII pozostałych miesięcy. Ta tendencja utrzymała się również w roku 2011, który nie jest objęty analizą (patrz ryc. 5).

Obraz taki jest odmienny od trendów temperatury powietrza na obszarze Antarktydy i Antarktyki, na którym najsilniejsze, dodatnie trendy temperatury powietrza występują według Chapmana i Walsha (2007) zimą, według Kejny (2008) na całym wybrzeżu Antarktydy zimą, a na Półwyspie Antarktycznym we wszystkich porach roku za wyjątkiem wiosny, a według Steiga i in. 2009 – zimą i wiosną. Właśnie jesienią (marzec-maj), zimą (czerwiec-sierpień) i wiosną (wrzesień-listopad) następuje najsilniejszy



Ryc. 5. Przebieg wartości SII w miesiącach najsilniejszej w cyklu rocznym redukcji pokrywy lodów morskich (styczeń, luty, marzec) i ich trendy. Wartości trendów – patrz tabela 1 (1979-2010)

Fig. 5. Course of the Sea Ice Index in the vicinity of the Antarctica in the months of greatest, in an annual cycle, reduction of sea ice cover (January, February, March) and their trends. Value trends – see Table 1 (1979-2010)

i względnie konsekwentny rozwój SII na wodach wokółantarktycznych. Sugeruje to, że przyczyn rozwoju pokrywy lodowej na tej części Oceanu Południowego nie można wiązać wyłącznie ze zmianami temperatury powietrza w szeroko rozumianej Antarktyce. Procesy kształtujące rozwój powierzchni lodów morskich wokół Antarktydy muszą być bardziej skomplikowane.

4. Rola zlodzenia poszczególnych sektorów Oceanu Południowego w kształtowaniu zmienności powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych

Analiza regionalnego rozkładu zmienności powierzchni zlodzonej (SIE) wskazuje, że o zmienności rocznej pokrywy lodowej na wodach wokółantarktycznych decydują trzy sektory – atlantycki (Morza Weddella), środkowopacyficzny (Morza Rossa) i wschodniopacyficzny (mórz Amundsena i Bellingshausena). Łącznie międzyroczne zmiany SIE w tych trzech sektorach objaśniają 68.7% rocznej zmienności wokółantarktycznej powierzchni zlodzonej (wielokrotne $R = 0.829$), przy czym zmiany SIE w sektorze Morza Weddella objaśniają około 35%, Morza Rossa ~ 24%, a mórz Amundsena i Bellingshausena ~10% wariacji rocznej SIE. Średnie roczne SIE sektorów Morza Weddella (4407.6 tys. km^2) i Morza Rossa (2902.8 tys. km^2) są największe, a zmienność międzyroczna ich pokrywy lodowej jest znaczna, stąd też i ich wpływ na kształtowanie się zmienności SIE całego otoczenia Antarktydy jest najbardziej znaczący. Średnia SIE mórz Amundsena i Bellingshausena (1492.2 tys. km^2) jest mniejsza niż sektora Oceanu Indyjskiego (1971.3 tys. km^2), ale międzyroczna zmienność SIE na tym akwenie jest znacznie większa niż w sektorach Oceanu Indyjskiego i zachodniopacyficznym (1239.5 tys. km^2). Ponieważ te trzy sektory Oceanu Południowego wywierają największy wpływ na zmienność SIE na wodach wokółantarktycznych, w analizie trendów regionalnych poświęci się im najwięcej uwagi.

Analiza miesięcznych i rocznych regionalnych trendów zmian SIE w poszczególnych sektorach Oceanu Południowego, ze względu na dostępność danych (patrz rozdział 2), może objąć tylko 28.letnie 1979-2007. Zestawienie wartości trendów SIE na wszystkich pięciu sektorach wód wokółantarktycznych zawiera tabela 3.

Tabela 3 – Table 3

Miesięczne i roczne trendy SIE oraz błędy standardowe ich oszacowania ($10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$) na poszczególnych sektorach Oceanu Południowego. Wartości trendów istotnych statystycznie pogrubione

Monthly and annual trends in sea ice extent and standard errors of estimation ($10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$) for each sector of the Southern Ocean. Values of trends statistically significant – in bold

Miesiąc – Month	Sektory Oceanu Południowego – Sectors of the Southern Ocean				
	Indian	Pacific	Ross	BellAm	Weddell
I	+2.38(±2.22)	+0.37(±2.32)	+9.49(±6.90)	-12.46(±3.50)	+5.22(±10.28)
II	+1.08(±1.72)	+1.88(±2.41)	+8.59(±5.25)	-12.99(±3.16)	+9.70(±5.63)
III	+2.27(±2.36)	+3.62(±3.01)	+10.72(±7.17)	-11.11(±3.27)	+7.45(±7.41)
IV	+4.59(±3.09)	+2.92(±2.92)	+11.47(±6.86)	-13.28(±4.77)	+7.09(±8.86)
V	+2.98(±4.17)	+5.70(±2.89)	+14.61(±6.36)	-9.77(±4.52)	+4.48(±7.10)
VI	-0.74(±5.17)	+4.32(±3.04)	+10.53(±6.71)	-5.79(±5.49)	+2.73(±7.82)
VII	+3.23(±4.51)	+3.09(±3.50)	+9.60(±6.03)	-5.08(±5.48)	+2.79(±8.36)
VIII	+3.36(±4.46)	-1.49(±4.14)	+9.99(±5.62)	-5.19(±5.30)	+0.57(±8.44)
IX	+5.34(±4.35)	-2.06(±5.26)	+15.32(±6.20)	-4.42(±5.45)	+1.58(±7.94)
X	+5.21(±5.13)	-0.07(±5.57)	+20.68(±5.69)	-9.56(±5.73)	+2.41(±8.17)
XI	+4.96(±5.08)	-5.56(±3.69)	+15.17(±5.35)	-8.60(±6.04)	+0.57(±7.32)
XII	+5.85(±6.05)	-1.68(±1.72)	+19.63(±7.86)	-14.02(±4.86)	+0.32(±11.56)
Rok – Year	+2.74(±2.44)	+0.65(±2.11)	+13.37(±4.42)	-8.68(±2.87)	+3.87(±5.62)

Prosty przegląd zawartości tabeli 3 wykazuje, że tylko w sektorach mórz Rossa i Weddella trendy dodatnie występują we wszystkich miesiącach roku, przy czym w sektorze Morza Rossa w 5 miesiącach są one istotne statystycznie, w sektorze atlantyckim (M. Weddella) – w żadnym. W sektorze Oceanu Indyjskiego (Indian) pojawia się w czerwcu bardzo słaby trend ujemny, w sektorze zachodniopacyficznym (Pacific) ujemne trendy zaznaczają się w ciągu 5 miesięcy w roku – od sierpnia do grudnia. Na tym ostatnim akwenie występowanie ujemnych trendów przypada na ten sam okres, w którym, na przylegającym do niego od wschodu sektorze Morza Rossa występują statystycznie istotne trendy dodatnie (patrz tab. 3). Wszystkie trendy miesięczne w sektorach Oceanu Indyjskiego i zachodniopacyficznym, zarówno dodatnie jak i ujemne, są słabe – nie przekraczają $\pm 6 \text{ tys. km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$ – i statystycznie nieistotne.

W czterech sektorach Oceanu Południowego roczne trendy zmian SIE są dodatnie, z czego tylko w sektorze środkowopacyficznym (M. Rossa) trend dodatni jest statystycznie istotny. Wyjątkiem na tym tle jest przylegający od wschodu do sektora Morza Rossa sektor wschodniopacyficzny (mórz Amundsena i Bellingshausena; BellAm), w którym występuje statystycznie istotny ujemny trend rocznej powierzchni zlodzonej. W tym sektorze trendy ujemne występują we wszystkich miesiącach roku, z czego w ciągu sześciu miesięcy – od grudnia do maja – trendy są statystycznie istotne.

Istotnie statystycznie, ujemne miesięczne trendy SIE w sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena występują w okresie ostatniej fazy zaniku lodu (grudzień-styczeń), minimum (luty) oraz początkowej fazy rozrastania się powierzchni lodów (marzec-maj). Gdyby traktować wystąpienie istotnych, ujemnych trendów SIE w tym okresie jako efekt działania wzrostu temperatury powietrza, to należałoby również oczekiwać wystąpienia w okresie grudzień-maj rozpatrywanych lat 1979-2007 silnych dodatnich trendów temperatury. Trendy temperatury powietrza grudnia, stycznia, lutego na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego są słabe i nieistotne (od $-0.011^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$ do $+0.031^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$), silniejsze i statystycznie istotne trendy pojawiają się w kwietniu i maju tylko na stacjach środkowej

i południowej części zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego (od $+0.056^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ w kwietniu na stacji Faraday-Vernadskij do $+0.116^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ w maju na stacji Rothera). Tak więc trudno przyjąć, że spadek powierzchni zlodzonej w okresie od grudnia do maja w sektorze wschodniopacyficznym może być powodowany przez występujący tam w tym czasie wzrost temperatury.

W tym okresie zwartość (koncentracja) lodów jest niewielka, co czyni, że rozmiar powierzchni zlodzonej jest, ze względu na ułatwiony dryf lodów, bardzo wrażliwy na zmiany charakteru cyrkulacji atmosferycznej. Jeśli w tym czasie dojdzie nad Morzem Bellingshausena do wzrostu częstości wiatrów z sektora północnego, to wystąpi szybki dryf lodów na południe i granica zasięgu lodów równie szybko przemieści się na południe, przy jednoczesnym gwałtownym wzroście stopnia ich koncentracji na południe od granicy lodów. Takiego rodzaju gwałtowne zmiany SIE zachodzące na Morzu Bellingshausena w krótkim czasie pod wpływem cyrkulacji atmosferycznej były opisywane kilkakrotnie (patrz Turner i in. 2003, Massom i in. 2006, 2008)⁴. W okresie chłodnym, gdy rozwój pokrywy lodów morskich jest już bardziej zaawansowany i ich koncentracja wzrasta, wpływ charakteru cyrkulacji atmosferycznej na zmiany SIE jest mniejszy. Warto tu zwrócić uwagę na fakt, że wzrost natężenia napływów powietrza z sektora północnego nad Morze Bellingshausena da w rezultacie nie tylko zmniejszenie SIE na tym akwenie, ale jednocześnie silne wzrosty temperatury powietrza nad Morzem Bellingshausena i na Półwyspie Antarktycznym.

W sektorze Morza Rossa, statystycznie istotne, dodatnie trendy SIE oprócz maja, skupione są w okresie od września do grudnia, czyli od momentu osiągnięcia przez pokrywę lodową maksimum (wrzesień), przez okres jej zmniejszania się (październik-grudzień), ale nie obejmują fazy, w której pokrywa lodowa ulega najsilniejszej redukcji (styczeń-luty). Sugeruje to, że w sektorze Morza Rossa dochodzi do opóźnienia likwidacji pokrywy lodowej. Może to następować pod wpływem obniżania się temperatury powierzchni morza, spadku temperatury powietrza czy ograniczenia dopływu energii słonecznej do powierzchni morza przez na przykład wzrost zachmurzenia.

Taki sam obraz uzyska się jednak, jeśli w tym okresie lód będzie dryfował na północ. Wtedy powierzchnia wody pokrytej lodem będzie zmniejszała się wolniej, niż koncentracja lodu. Ten drugi przypadek wymagałby, aby nad sektorem Morza Rossa występowały wiatry z dominującą składową sektora południowego. Wiatry takie wymuszałyby nasilenie dryfu na północ, a więc przesuwanie się w tym samym kierunku granicy lodu o koncentracji $> 15\%$, i jednocześnie przyczyniałyby się do spadku temperatury powietrza, co z kolei spowalniałoby degradację pokrywy lodowej w tym sektorze. Opisany proces, ze względu na postępujący gwałtownie od grudnia do stycznia spadek ilości lodu nie może dać statystycznie istotnych trendów dodatnich SIE w styczniu i następnych miesiącach (lutym, marcu...).

Występowanie dodatnich trendów SIE przez wszystkie miesiące w roku w sektorze Morza Rossa i ujemnych trendów SIE w sektorze mór Amundsena i Bellingshausena, jeśli przyjąć, że zmiany te generowane są przez cyrkulację atmosferyczną lub też przy istotnym współdziałaniu cyrkulacji atmosferycznej, sugerują działanie w badanym okresie względnie stabilnej fali długiej o liczbie⁵ falowej 3, która tworzy górną zatokę między wschodnią częścią Morza Rossa a środkową częścią Morza Bellingshausena i Półwyspem Antarktycznym. Istnienie fali o takiej liczbie falowej funkcjonującej wokół Antarktydy

⁴ Podobne procesy gwałtownej i szybkiej zmiany granicy zasięgu lodów i zmian jego koncentracji zachodzących pod wpływem cyrkulacji atmosferycznej odbiegającej od „przeciętnej” występują również na Morzu Weddella (patrz Turner i in., 2002)

⁵ Długość geograficzna rejonu Półwyspu Antarktycznego – około 60°W , środkowej części sektora Morza Rossa – około 180° (linia zmiany daty). $180^{\circ} - 60^{\circ} = 120^{\circ}$, $360^{\circ}/120^{\circ} = 3$.

(patrz ryc. 6) wykazała Raphael (2004, 2007). Działanie takiej fali powinno prowadzić do spadku temperatury i ekspansji lodu na północ w sektorze Morza Rossa, przesunięciu granicy lodów na Morzu Bellingshausena na południe i wzrostu temperatury powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego, ale również zmniejszając koncentrację lodów po zachodniej, a zwiększając koncentrację i ekspansję lodów na północ po wschodniej stronie Morza Weddella. Za istnieniem takiej fali przemawia fakt, że we wszystkich miesiącach, choć z różną siłą, zmiany powierzchni zlodzonej sektora Morza Rossa zachodzą w „opozycji” ze zmianami powierzchni zlodzonej w sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena (patrz tab. 4). Jednym z przejawów tej „huśtawki” jest opisana przez Kruszewskiego (2002) zmienność zlodzenia Zatoki Admiralicji⁶, w której rozwój zimowej pokrywy lodowej zachodził wyraźnie w przeciwfazie z zasięgiem pokrywy lodowej na długości 120-150°W, czyli na pograniczu mórz Rossa i Amundsena (granica sektorów na 130°W).

Ryc. 6. Układ środkowotroposferycznej fali długiej (500 hPa) o liczbie falowej 3 nad Antarktyką (za van den Broeke, 2000b)

Fig. 6. Midtropospheric long wave system (500 hPa) of the wave number 3 over the Antarctica (after van den Broeke 2000b)

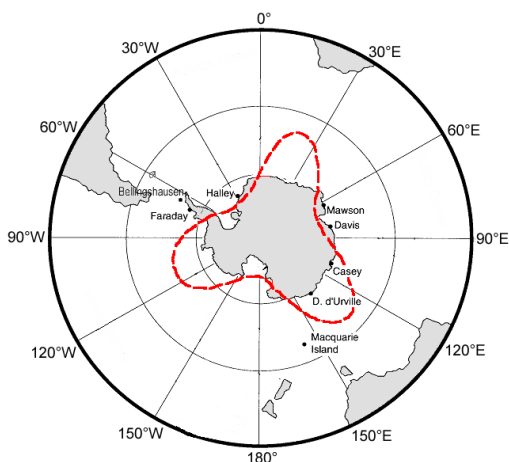


Tabela 4 – Table 4

Współczynniki korelacji (r) między SIE sektora środkowopacyficznego (M. Rossa) i sektora wschodniopacyficznego (M. Amundsena i Bellingshausena) i ich istotność statystyczna (p). Okres 1979-2007

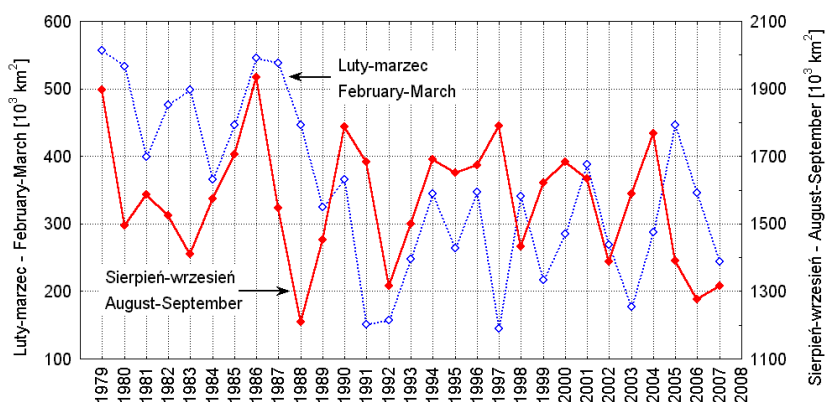
Coefficients of correlation (r) between the sea ice extent of the sector of the Central Pacific (the Ross Sea) and the East Pacific sector (the Amundsen and Bellingshausen seas) and their statistical significance (p). The period of 1979-2007

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
r	-0.22	-0.33	-0.11	-0.08	-0.16	-0.39	-0.50	-0.31	-0.36	-0.52	-0.52	-0.19	-0.35
p	0.267	0.085	0.560	0.699	0.425	0.041	0.007	0.113	0.058	0.004	0.005	0.341	0.064

W sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena, choć ujemne trendy SIE występują we wszystkich miesiącach roku, to zmiany zlodzenia wykazują odmienny charakter sezonowy. W okresie minimum rozwoju pokrywy lodowej (luty-marzec) w latach 1989-1990 doszło tu do gwałtownego spadku,

⁶ Największy fiord Wyspy Króla Jerzego (King George Island), Szetlandy Południowe. Zatoka jest otwarta na Cieśninę Bransfielda, będącą akwenem na pograniczu mórz Bellingshausena i Weddella.

a następnie – po roku 1990 – względnej stabilizacji SIE, natomiast w okresie maksymalnego rozwoju pokrywy lodowej (sierpień-wrzesień), mimo nieistotnych, ujemnych trendów, SIE w całym rozpatrywanym okresie pozostaje bez większych zmian (patrz ryc. 7). W okresie minimum rozprzestrzenienia lodów na morzach Amundsena i Bellingshausena (luty-marzec) średnia SIE w latach 1979-1990 była równa 458.0 tys. km² ($\sigma_n = 79.9$), a w latach 1991-2007 tylko 273.9 tys. km² ($\sigma_n = 87.6$). W tych samych dwu okresach średnia powierzchnia złodzona w sierpniu-wrześniu wynosiła odpowiednio 1593.5 ($\sigma_n = 208.2$) i 1552.9 ($\sigma_n = 167.9$) tys. km². W latach 1989-1990, jednocześnie z gwałtownym spadkiem SIE w lutym i marcu na Morzu Bellingshausena nastąpił równie gwałtowny wzrost SIE w sektorze Morza Weddella, co doprowadziło do wykształcenia się dość wyraźnej, swoistej „opozycji” powierzchni złodzenia między tymi akwenami (patrz ryc. 8). Współczynnik korelacji między średnią SIE mórz Amundsena i Bellingshausena a SIE Morza Weddella jest w lutym-marcu równy -0.43 i statystycznie istotny.



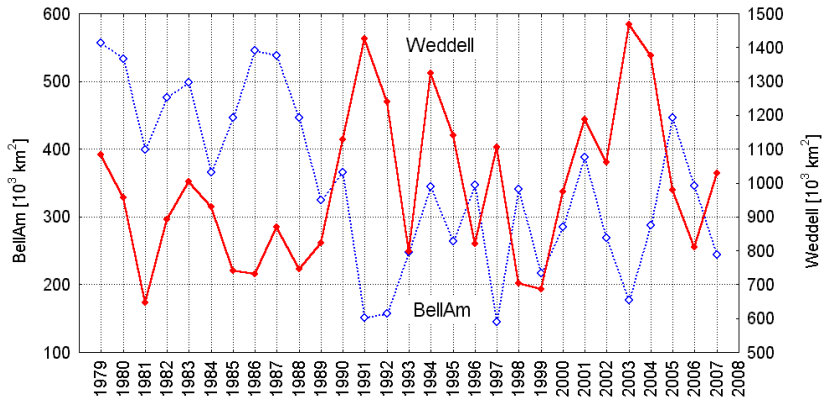
Ryc. 7. Zmiany średniej SIE w sektorze wschodniopacyficznym (mórz Amundsena i Bellingshausena) w końcu okresu ciepłego (luty-marzec) i w końcu okresu chłodnego (sierpień-wrzesień). Widoczne skokowe zmniejszenie się SIE w końcu okresu ciepłego po latach 1987-1989 i brak istotnych zmian SIE w końcu okresu chłodnego

Fig. 7. Changes in average sea ice extent in the East Pacific (the Amundsen and Bellingshausen seas) at the end of the warm period (February-March) and at the end of the cold period (August-September).

Visible step-down reduction in the sea ice extent at the end of warm period after years of 1987-1989 and no significant changes in the sea ice extent at the end of the cold period.

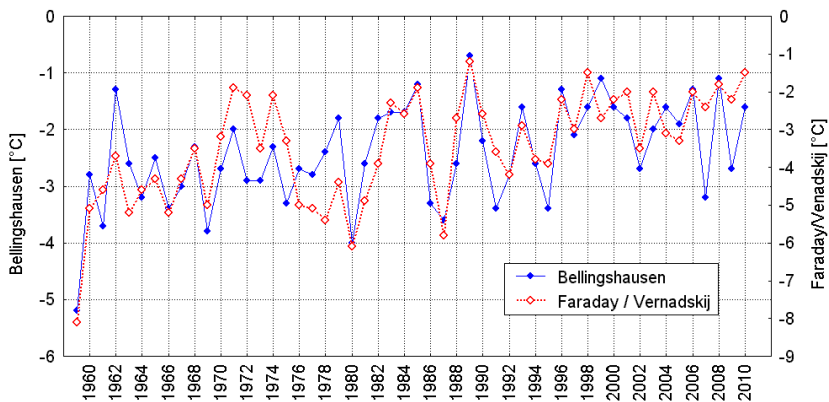
Sprawa to wrażenie, że na przełomie lat 80' i 90' XX wieku doszło do zmiany reżimu cyrkulacyjnego nad akwenami otaczającymi Antarktydę Zachodnią – górna zatoka nad pograniczem sektora Morza Rossa z Morzem Amundsena zwiększyła częstość występowania i amplitudę, podobnie jak górny klin na zachód od tej zatoki. Na stacjach Szetlandów Południowych (Arctowski⁷, Bellingshausen) i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego (Faraday, Rothera, ...) zima roku 1989 zapisała się jako anomalnie ciepła, co wywarło wpływ na wartość średniej rocznej temperatury powietrza. Od tego roku w rejonie Półwyspu Antarktycznego, Orkadów Południowych i Szetlandów Południowych wzrosła

⁷ Na Stacji Actowskiego, gdzie w okresie 1977-1998 średnia temperatura najchłodniejszego miesiąca, tam lipca, wynosiła -6.6°C ($\sigma_n = 3.7$), w lipcu 1989 r. temperatura miesięczna była równa $+0.5^{\circ}\text{C}$ (odchylenie $+1.92 \sigma_n$).



Ryc. 8. Zmiany średniej SIE w sektorze wschodniopacyficznym (mórz Amundsena i Bellingshausena; BellAm) i w sektorze Morza Weddella (Weddell) w końcu okresu ciepłego (luty-marzec).
Po roku 1989 przebiegi w przeciwfazie

Fig. 8. Changes in average sea ice extent in the East Pacific (the Amundsen and Bellingshausen seas; BellAm) and in the Weddell Sea sector (Weddell) at the end of the warm period (February-March).
After the year 1989 the courses are in anti-phase



Ryc. 9. Przebieg rocznej temperatury powietrza na stacjach północnej części Półwyspu Antarktycznego: Bellingshausen i Faraday / Vernadskij (1959-2010)

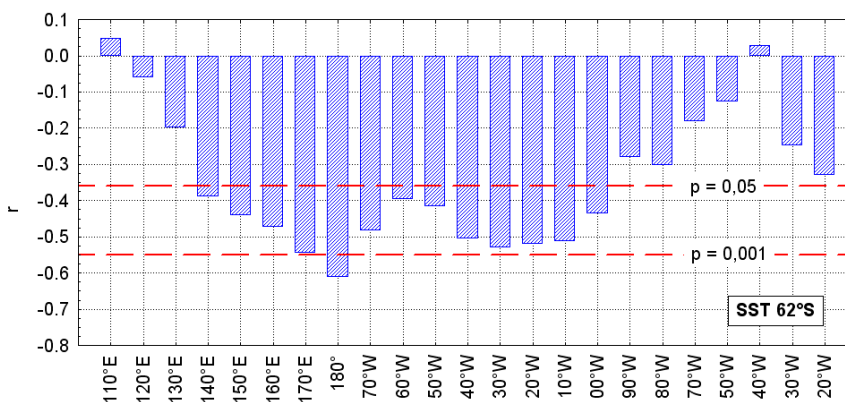
Fig. 9. Course of annual air temperature at the stations northern part of the Antarctic Peninsula: Bellingshausen and Faraday / Vernadskij (1959-2010)

częstość napływu powietrza z północy i północo-zachodu, przyczyniając się do wzrostu temperatury powietrza (patrz ryc. 9). O ile w okresie 20-lecia 1969-1988 średnia roczna wieloletnia składowa merydionalna wiatru na poziomie 1000 hPa w punkcie 60°S, 80°W (zachodnia część Morza Bellingshausena) była równa $-1.35 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (składowa północna), to w następnym 20-leciu rozpoczynającym się od roku 1989 średnia ta wzrosła do $-1.87 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Szczególnie wyraźny wzrost składowej północnej nastąpił w okresie lata i jesieni, co wywierało silny wpływ na położenie północnej granicy lodów na środkowej i zachodniej części Morza Bellingshausena.

5. Związki między zmiennością SST a zmiennością powierzchni złodzonej na wodach wokółantarktycznych

Szeregi rocznych wartości SST wzdłuż dwóch równoleżników – 62°S i 66°S w sektorze od 100°E, przez 180° do 20°W, poddano analizie trendów. W całym tym sektorze trendy rocznych wartości SST są ujemne, wyjątkowo – na długościach 70-60°W – bliskie zeru. Na większości analizowanego obszaru ujemne trendy rocznej SST są statystycznie istotne, a w strefie długości 160°E – 170°W wysoce istotne. Na szerokości 66°S, czyli na akwenach położonych dalej na południe od linii Konwergencji Antarktycznej, trendy te są silniejsze i o wyższej istotności statystycznej niż na szerokości 62°S. Badania autora (Marsz, 2005) wykazały, że na tych akwenach występowały w okresie 1980-2004 ujemne trendy SST. Choć w sektorze pacyficznym Oceanu Południowego obserwuje się silny wzrost temperatury powietrza (patrz np. Steig i in. 2009, mapy NASA – <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=8239>), to spadki SST na tych akwenach nadal się utrzymują.

Przeprowadzona analiza związków między szeregami rocznych wartości SST na 62°S, a roczną powierzchnią złodzoną wód wokółantarktycznych (SII_{RK}) wykazuje, że między tymi wielkościami występują lokalnie dość silne i statystycznie istotne korelacje. Najsilniejsze związki lokują się w sektorach 160°E – 170°W oraz 140-110°W (patrz ryc. 10). Korelacje te są ujemne, co oznacza, że niższej temperaturze powierzchni morza na 62°S w sektorze 160°E – 170°W odpowiada większa powierzchnia złodzona. Sektor 160°E – 170°W położony jest w środkowej części Morza Rossa, czyli w rejonie, gdzie obserwuje się statystycznie istotny rozrost powierzchni lodów. Drugorzędne maksimum siły związków lokuje się na granicy sektora Morza Rossa i Morza Amundsena, w rejonie 140°W-110°W. Ponieważ trendy SST między 140 a 110°W również są ujemne, zdaje się to wskazywać, że silny rozwój pokrywy lodów powinien wykraczać poza granice sektora Morza Rossa i występować również na zachodniej części Morza Amundsena. Ten ostatni akwen jest włączony do sektora mórz Amundsena

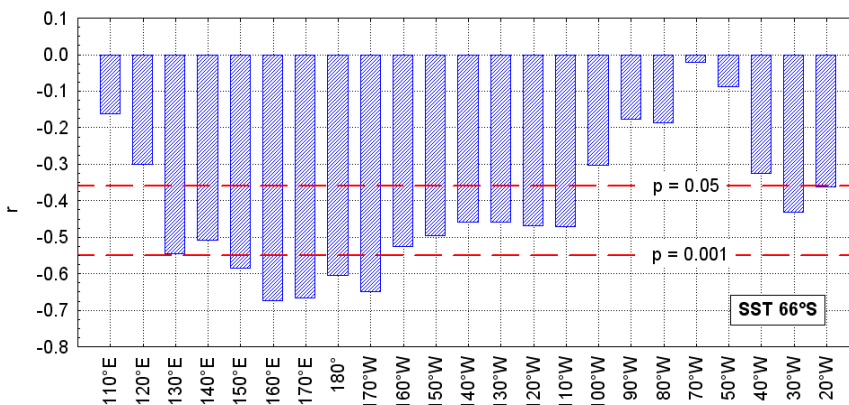


Ryc. 10. Wartości współczynników korelacji rocznej powierzchni złodzenia na wodach wokółantarktycznych z roczną SST na szerokości 62°S w strefie długości geograficznych od 110°E do 20°W. Oznaczone poziomy istotności statystycznej 0.05 i 0.001 (1978-2010)

Fig. 10. The values of coefficients of correlation between the annual sea ice extent in the waters in the vicinity of the Antarctica and the annual SST at latitude 62°S in the area from 110°E to 20°W. Marked levels of statistical significance of 0.05 and 0.001 (1978-2010)

i Bellingshausena, na którym występuje statystycznie istotny, ujemny roczny trend powierzchni złodzonej. Sugeruje to, że głównym obszarem, na którym następuje spadek powierzchni złodzonej, wymuszającym ujemny trend na obszarze całego sektora mórz Amundsena i Bellingshausena, jest Morze Bellingshausena. Sugestię tę potwierdza również obraz, jaki uzyskuje się z przeglądu codziennych map pokrywy lodowej wód wokółantarktycznych z ostatnich kilku lat.

Związki między SST w strefie szerokości 66°S a powierzchnią złodzoną na wodach wokółantarktycznych są wyraźnie silniejsze, niż na szerokości 62°S. Wysoce istotne ($p < 0.001$) korelacje występują w sektorze 150°E – 170°W, a istotne ($p < 0.05$) w rozległym sektorze od 130°E do 110°W, czyli w całym sektorze Morza Rossa i na całym obszarze Morza Amundsena. Jedynie na Morzu Bellingshausena (100-70°W) korelacje między SST a powierzchnią złodzoną przestają być istotne, choć zachowują znak ujemny (patrz ryc. 11).



Ryc. 11. Wartości współczynników korelacji rocznej powierzchni złodzenia na wodach wokółantarktycznych z roczną SST na szerokości 66°S w strefie długości geograficznych od 110°E do 20°W. Oznaczone poziomy istotności statystycznej 0.05 i 0.001 (1978-2010)

Fig. 10. The values of coefficients of correlation between the annual sea ice extent in the waters in the vicinity of the Antarctica and the annual SST at latitude 66°S in the area from 110°E to 20°W. Marked levels of statistical significance of 0.05 and 0.001 (1978-2010)

Analiza korelacji miesięcznych szeregów powierzchni złodzonej z roczną wartością SST w strefie 66°S na długościach 150°E a 110°W wykazuje, że powierzchnia złodzona na wodach wokółantarktycznych najsilniej powiązana jest z roczną SST w okresie od marca do września ($r > |0.4|$) oraz w styczniu i grudniu. Korelacje z roczną SST na poszczególnych długościach nieco się różnią, ale „blok” istotnych korelacji z miesięczną powierzchnią lodów w okresie od maja do sierpnia-września, z maksimum siły związku w maju i czerwcu zaznacza się na wszystkich długościach. W okresie od marca do września trendy powierzchni złodzonej na wodach wokółantarktycznych są najsilniejsze (patrz tab. 5 i porównaj z tab. 1). Można sądzić, że taka koincydencja w czasie najsilniejszych trendów miesięcznej powierzchni złodzonej i zmian SST w sektorze 150°E – 110°E nie jest przypadkowa.

Opisany charakter związków międzyrocznej zmienności SST w sektorze od 100°E do 20°W z powierzchnią złodzoną na wodach wokółantarktycznych sugeruje, że zaznaczające się ujemne trendy temperatury powierzchni Oceanu Południowego (spadki SST) w sektorze środkowo- i wschodnio-

pacyficznym wnoszą swój wkład w powiększanie się pokrywy lodowej obserwowanej w ostatnim trzydziestoleciu. Występowanie z kolei ujemnych trendów SST na Morzu Amundsena i zachodniej części Morza Bellingshausena, a zerowych trendów SST na Morzu Bellingshausena tylko na długościach 70-60°W wskazuje, że spadku powierzchni zlodzonej w sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena nie można wyjaśnić obserwowaną tam zmiennością SST.

Tabela 5 – Table 5

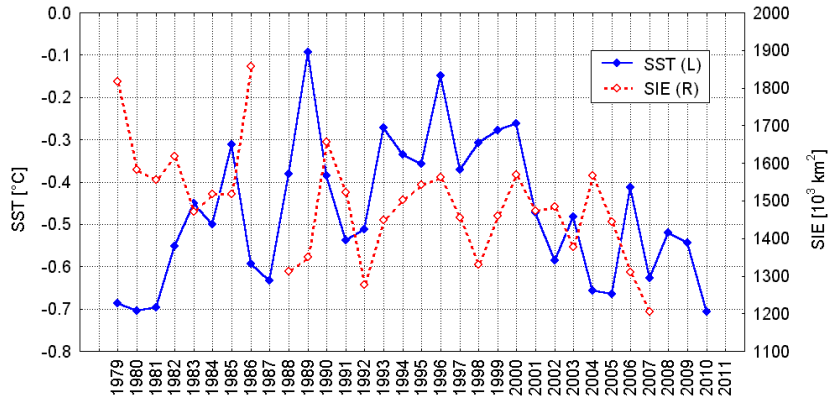
Wartości współczynników korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między roczną SST w gridzie [66°S, 170°E], a miesięcznymi wartościami powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych (1979-2010)
The values of linear correlation coefficients (r) and their statistical significance (p) between annual SST in the grid [66°S, 170°E], and the monthly values of sea ice extent in the waters surrounding the Antarctic (1979-2010)

Miesiąc – Month	Liczba korelowanych par w szeregach Number of correlated pairs in a series	r	$p <$
I	31	-0.28	0.127
II	32	-0.12	0.531
III	32	-0.38	0.039
IV	32	-0.38	0.038
V	32	-0.52	0.003
VI	32	-0.55	0.002
VII	32	-0.43	0.018
VIII	32	-0.39	0.033
IX	32	-0.40	0.027
X	32	-0.30	0.107
XI	32	-0.31	0.099
XII	31	-0.37	0.042

Roczna SST we wschodniej części Morza Bellingshausena (66°S, 70°W) między latami 1979-1989 rosła, po roku 1989 zaczęła spadać, spadek ten stał się konsekwentny od roku 1996 i trwa do chwili obecnej (2010 roku; patrz ryc. 12). W rezultacie wartość trendu rocznej SST na tym akwenie w latach 1979-2007 jest praktycznie zerowa ($+0.003(\pm 0.004)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), ale w ostatnich szesnastu latach (1995-2010) we wschodniej części Morza Bellingshausena jest ujemna ($-0.030^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) i wysoce istotna ($p < 0.0005$). Również w grudniu, styczniu, lutym, marcu, kwietniu i maju, a więc miesiącach, w których ujemne trendy powierzchni zlodzonej w sektorze wschodniopacyficznym są statystycznie istotne, trendy SST na Morzu Bellingshausena są ujemne i statystycznie istotne. Tak więc jednocześnie ze spadkiem temperatury powierzchni oceanu w tym rejonie następuje zmniejszanie się powierzchni zlodzonej, co wyraźnie wskazuje, że za zmniejszanie się powierzchni zlodzonej musi odpowiadać inny czynnik, niż zmiany SST.

6. Dyskusja wyników i wnioski

Przedstawiony materiał pozwala na stanowcze stwierdzenie, że powierzchnia zlodzona na wodach wokółantarktycznych rośnie. Można szacować, że w ciągu ostatnich 32 lat nastąpił przyrost średniej rocznej powierzchni zlodzonej o około 0.5 miliona km². Wzrost ten następuje głównie w fazie rozrostu pokrywy lodów morskich – w okresie antarktycznej jesieni i zimy i odnotowuje się go na ~80% perymetru Antarktydy. Jedynym obszarem, na którym powierzchnia zlodzona się zmniejsza jest sektor



Ryc. 12. Przebieg rocznej SST na powierzchni 65-67°S, 69-71°W (grid 66°S, 70°W) i średniej rocznej powierzchni zlodzonej w sektorze wschodniopacyficznym (mórz Amundsena i Bellingshausena; SIE).
Do roku 1996 wzrost SST, po roku 1996 – spadek

Fig. 12. The course of the annual SST over the area of 65-67°S, 69-71°W (grid 66°S, 70°W) and the average annual sea ice extent in the East Pacific sector (Amundsen and Bellingshausen seas; SIE).
Until 1996 increase in SST, after the year 1996 decrease in SST

mórz Amundsena i Bellingshausena, a dokładniej – wschodnia część Morza Bellingshausena. Bezpośrednio z tym akwenem sąsiaduje Półwysep Antarktyczny, na którym obserwuje się silny wzrost temperatury powietrza. Można odrzucić hipotezę, że zmniejszanie się SIE na tym wyjątkowym pod względem zachowania się pokrywy lodowej sektorze wód wokółantarktycznych jest wynikiem następującego tam wzrostu temperatury powietrza i/lub temperatury powierzchni morza.

Analiza przebiegu procesów zmian powierzchni zlodzonej sugeruje, że przyczyną tych zmian w sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena jest cyrkulacja atmosferyczna. Tym samym również przebieg procesów cyrkulacji atmosferycznej byłby odpowiedzialny za obserwowany w ostatnich latach przyspieszony wzrost temperatury powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego. Myśl taka nie jest nowa, znacznie wcześniej hipotezę taką, w odniesieniu do przyczyn wzrostu temperatury na Półwyspie Antarktycznym sformułowali Marshall i King (1998). Podobnie, van den Broeke (2000c) wiązał zmiany powierzchni zlodzonej Morza Bellingshausena i ocieplenia Półwyspu Antarktycznego ze zmianami natężenia SAO (Semi-Annual Oscillation; Oscylacja Półroczna), a Raphael wiąże (2007) zmiany koncentracji lodu na wodach wokółantarktycznych z funkcjonowaniem fali długiej o liczbie falowej 3. Yuan i Li (2008) wiążą zmiany powierzchni lodów na wodach wokółantarktycznych, w tym zmiany powierzchni lodów w sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena, ze wszystkim znanymi modami cyrkulacyjnymi występującymi na tym obszarze, a nadto z ENSO. Jednak opublikowane do tej pory prace wskazujące na cyrkulację atmosferyczną jako przyczynę zmian powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych nie wyjaśniają wzrostu ogólnej powierzchni zlodzonej przy jednoczesnym zmniejszaniu się SIE na Morzu Bellingshausena. Prace te nie wyjaśniają również jakie są przyczyny zmian charakteru cyrkulacji atmosferycznej wpływającej na zmiany powierzchni zlodzonej (van der Broeke 2000b, Raphael 2007). Jeśli tak jest, powstaje problem, co steruje zmianami charakteru cyrkulacji atmosferycznej i jak funkcjonują procesy prowadzące do redukcji pokrywy lodowej na Morzu Bellingshausena i ocieplenia Półwyspu Antarktycznego, a jednocześnie wzrostu powierzchni zlodzonej na pozostałej części perymetru Antarktydy.

Dominującym rodzajem cyrkulacji atmosferycznej nad wodami wokółantarktycznymi w okresie 1979-2010 jest cyrkulacja strefowa. Jest ona charakteryzowana przez dodatnią wartość wskaźnika Oscylacji Antarktycznej (SAM – Southern Annular Mode, będącej różnicą ciśnienia na poziomie morza między 40 a 65°S; patrz Marshall 2003). Wskaźnik SAM jest najczęściej stosowanym narzędziem do opisu makroskalowej cyrkulacji atmosferycznej, jednak w przypadku wystąpienia cyrkulacji południkowej, poza informacją o jej natężeniu (ujemna wartość indeksu SAM) nie daje żadnej informacji o obszarach, nad którymi występuje przepływ w kierunku południowym czy północnym. Badacze rosyjscy (Dydina i in. 1976, Ryżakov 1976, 2002a,b) używają do opisu makroskalowej cyrkulacji środkowotroposferycznej na tym obszarze frekwencji typów fal długich o odpowiednich położeniach (lokalizacji) górnych klinów i górnych zatok, wzorowanej na klasyfikacji Wangengejma-Girsa dla półkuli północnej. W klasyfikacji tej wyróżnia się jeden typ cyrkulacji strefowej (Z) i dwa typy cyrkulacji południkowej (Ma i Mb). Makrotyp Z jest analogiem makrotypu W na półkuli północnej, makrotyp Ma – makrotypu E, a makrotyp Mb – makrotypu C.

Makrotyp Z charakteryzuje cyrkulację strefową wiru cirkumpolarnego (wokółbiegunowego). Obraz map⁸ AT-500 w tym typie charakteryzuje się występowaniem fal o niewielkiej amplitudzie, szybko przemieszczających się na E. Dolne cyklony i antycyklony wykazują zwiększoną składową strefową ruchu. Makrotypy Ma i Mb charakteryzują cyrkulację południkową. Dla makrotypu Ma na mapach AT-500 charakterystyczne jest występowanie dwu wielkich górnych klinów – jednego skierowanego w stronę wybrzeży Antarktydy z rejonu Australii, drugiego z rejonu Atlantyku Południowego. Z kolei, z rejonu Antarktydy na północ wychodzą dwie wielkie górne zatoki, z których pierwsza lokuje się nad Oceanem Indyjskim, druga nad Pacyfikiem. Dla makrotypu Mb charakterystyczne jest występowanie wielkich górnych klinów nad Pacyfikiem i Oceanem Indyjskim, gdy nad Atlantykiem Południowym i sektorem australijskim tworzą się dwie wielkie górne zatoki, z których każda jest stosunkowo często dzielona na dwie części przez drugorzędne kliny. Linie osiowe drugorzędnych górnych klinów lokują się wtedy na długości południka 0° i między Tasmanią a Nową Zelandią (Ryżakov 2002b).

Związki powierzchni złodzonej na wodach wokółantarktycznych (SII) z cyrkulacją opisywaną przez SAM były wielokrotnie badane (patrz np. Hall i Visbeck 2002, Rayner i in. 2003, Lefebvre i in. 2004), stwierdzono dodatnie związki między indeksem SAM a powierzchnią złodzoną, co oznacza że wzrostowi intensywności cyrkulacji strefowej wokół Antarktydy odpowiada rozrost pokrywy lodów morskich. Współczynnik korelacji między roczną wartością wskaźnika SII a roczną wartością indeksu SAM jest równy 0.42 i istotny statystycznie ($p < 0.021$). Związek rocznego wskaźnika SII z frekwencją dni, w których występuje środkowotroposferyczny typ cyrkulacji strefowej Z jest również dodatni (+0.34), ale nie przekracza progu istotności statystycznej ($p = 0.067$). W rozpatrywanym okresie roczny wskaźnik SAM wykazuje trend dodatni⁹ (+0.233·rok⁻¹), bardzo bliski progu istotności statystycznej ($p = 0.0515$). Roczna frekwencja występowania makrotypu Z w tym samym czasie również wykazuje trend dodatni (+0.82 dnia·rok⁻¹), nieistotny statystycznie ($p = 0.0766$) na poziomie ufności 5%, ale istotny statystycznie na poziomie ufności 10%.

⁸ Mapy AT-500 – rosyjskie oznaczenie map bezwzględnej (absolutnej) topografii powierzchni izobarycznej 500 hPa.

⁹ Występowanie dodatniego trendu Oscylacji Antarktycznej (Southern Annular Mode) ma być skutkiem połączonego wzrostu koncentracji gazów cieplarnianych z powiększającą się „dziurą ozonową”, a więc wynikiem antropogenicznych zmian klimatu (Arblaster i Meehl 2006, Turner i in. 2009b).

Upraszczając mocno zagadnienie, można wpływ cyrkulacji strefowej na wzrost powierzchni lodów objaśnić tym, że wzmocniony strumień powietrza przemieszczający się z zachodu na wschód wokół Antarktydy (z maksimum prędkości w przybliżeniu na 55°S), w czasie wzrostu natężenia pozytywnej fazy SAM przemieszcza się dalej na południe (do ~60°S). Powoduje to, w wyniku działania przenosu ekmanowskiego, wzrost składowej dryfowej skierowanej na N, wymuszający upwelling wokół wybrzeża Antarktydy (spadek SST latem) i dryf lodów na północ (Hall i Visbeck 2002). Silny strumień powietrza opływającego Antarktykę ogranicza również możliwość rozwoju cyrkulacji południkowej, izolując w ten sposób obszary leżące na południe od szerokości 60° od napływu cieplejszego powietrza z szerokości umiarkowanych i subtropikalnych (Murphy i in. 2002).

Zmniejszanie się powierzchni zlodzonej na Morzu Bellingshausena, jak już wspomniano, powinno być związane z wystąpieniem fali o liczbie falowej 3, która w obrazie dolnego rozkładu ciśnienia da głęboki i rozległy niż nad pograniczem mórz Amundsena i Bellingshausena, z centrum w przybliżonym położeniu 60°S, 90-110°W, leżący między dwoma obszarami podwyższonego ciśnienia z centrami leżącymi w szerokościach 30-40°S, na długościach ~135°W i ~15°W. Taki układ odpowiada w przybliżeniu makrotypowi cyrkulacji Mb według klasyfikacji Dydiny i Ryżakova (1976)¹⁰ i nie ma nic wspólnego z opisywaną przez White i Petersona (1996) „Antarktyczną falą cirkumpolarną”¹¹ o liczbie falowej 2. Dla wykształcenia się takiego układu fali długiej źródło ciepła formujące górny klin na zachód od dolnego antycyklonu powinno lokować się w strefie subtropikalnej na długościach 180-160°W. Również z interpretacji danych zamieszczonych w pracach van den Broeke (2000a, 2000c, w obu pracach patrz fig. 1) wynika, że gdzieś w rejonie 25-35°S, na wschód od Nowej Zelandii powinien znajdować się obszar, w którym anomalie wysokości geopotencjału (Z_{500}) powinny regulować taki układ fali długiej, która wymusi napływ powietrza z NW nad Morze Bellingshausena i zachodnie wybrzeża Półwyspu Antarktycznego.

Analiza szeregów czasowych temperatury wody powierzchniowej w rejonie 26-34°S, 180-160°W wykazała, że zmiany SST na tym akwenie są powiązane z procesami zmian powierzchni lodów na całym perymetrze Antarktydy i procesami cyrkulacji atmosferycznej funkcjonującymi w rejonie Morza Bellingshausena i zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego. Maksimum siły sygnału sterującego lokuje się w subtropikach – w rejonie 30°S, 166°W. Jako wskaźnik subtropikalnego sygnału sterującego przyjęto średnie miesięczne, sezonowe i roczne SST z dwu punktów gridowych położonych na szerokości 30°S, długości 170 i 160°W. Wartości te, mianowane w °C, oznaczono symbolem ST z odpowiednim indeksem numeru miesiąca, Rk – średniej rocznej oraz sezonów: L – lato (tu rozumiane jako średnia ze stycznia, lutego i marca), J – jesień (odpowiednio kwiecień, maj, czerwiec), Z – zima (odpowiednio lipiec, sierpień, wrzesień) oraz W – wiosna (średnia z października, listopada i grudnia). Przykładowo wartość ST_{III} oznacza subtropikalny sygnał sterujący z marca, ST_{Rk} – roczny, a ST_Z – z okresu zimy. Przesunięcie „sezonów klimatycznych” o jeden miesiąc w stosunku do powszechnie przyjmowanego wyniku z wybitnie morskich cech klimatu omawianego rejonu, w którym następuje przesunięcie przebiegu temperatury powietrza o dwa miesiące w stosunku do dopływu energii promienistej Słońca. Również zmiany ciśnienia na tym obszarze są na tyle specyficzne, że uzasadniają

¹⁰ Wzorce map dolnych rozkładów ciśnienia i map AT-500 dla typu cyrkulacji południkowej Mb opublikowane są Kwartalnym Buletynie RAE (Ryżakov 2002a).

¹¹ „Antarktyczna fala cirkumpolarna” opisana przez White i Petersona (1996), jako realne zjawisko nie istnieje, stanowi artefakt statystyczny, będący wynikiem połączenia dwu różnych sygnałów (patrz Venegas 2003).

taki krok (SAO – Semi-Annual Oscillation; patrz: van Loon 1967, van den Broeke 2000b, 2000c, 2000d).

Zmiany SST w rejonie 26-34°S, 180-160°W, charakteryzowane przez wartość ST są skorelowane ujemnie z SST w wysokich szerokościach geograficznych w sektorze Morza Rossa. Korelacje te są niezbyt silne, ale w większości przypadków statystycznie istotne. Tu (patrz tab. 6) przedstawi się tylko związki sezonowe i roczne między ST a SST w dwu gridach sektora Morza Rossa, położonych na szerokości 66°S.

Tabela 6 – Table 6

Wartości współczynników korelacji między sezonowymi szeregami subtropikalnego sygnału sterującego (ST) i średnimi sezonowymi wartościami SST w gridach [66°S, 170°W] i [66°S, 160°W]. Wartości współczynników korelacji istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczone pogrubionym drukiem. Lata 1979-2010

Coefficients of correlation between the seasonal series of subtropical signal (ST) and mean seasonal values of SST in grids [66°S, 170°W] and [66°S, 160°W]. The values of correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold. Years 1979-2010

ST	SST [66°S, 170°W]					SST [66°S, 160°W]				
	L (I-III)	J (IV-VI)	Z (VII-IX)	W (X-XII)	Rok Year	L (I-III)	J (IV-VI)	Z (VII-IX)	W (X-XII)	Rok Year
ST _L	-0.36	-0.30	-0.29	-0.11	-0.33	-0.43	-0.45	-0.18	0.06	-0.41
ST _J	-	-0.45	-0.42	-0.43	-0.50	-	-0.18	-0.36	-0.41	-0.35
ST _Z	-	-	-0.43	-0.43	-0.53	-	-	-0.36	-0.50	-0.36
ST _W	-	-	-	-0.58	-0.45	-	-	-	-0.59	-0.27
ST _{RK}	-	-	-	-	-0.54	-	-	-	-	-0.42

L – lato – summer, J – jesień – autumn, Z – zima – winter, W – wiosna – spring

Wpływ letniego sygnału sterującego (ST_L) na kształtowanie się SST w wodach przybrzeżnych Antarktydy w sektorze Morza Rossa jest ograniczony do lata lub lata i jesieni. Subtropikalne SST w okresie jesieni informuje o zasobach ciepła w wodach zakumulowanych po okresie letniego nagrzewania oceanu, stąd też wpływ ST_J zapisuje się wyraźnie w przebiegu SST na wodach przybrzeżnych Antarktydy jesienią (synchronicznie) oraz w okresie nadchodzącej zimy i wiosny. Wpływ zimowego sygnału sterującego (ST_Z) zaznacza się silnie w przebiegu SST w okresie zimy i wiosny. Subtropikalny sygnał sterujący z okresu wiosny zaznacza się w SST w tym samym okresie oraz w SST lata następnego roku. Ponieważ zmianom rocznej SST w strefie 62 i 66°S odpowiadają zmiany rocznej powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych¹², a zmianami SST w tej strefie steruje subtropikalny sygnał sterujący, między szeregami rocznych wartości SII a rocznymi (ST_{RK}) i sezonowymi szeregami ST zachodzą bezpośrednio korelacje, z tym, że są to korelacje dodatnie – im wyższa wartość ST – tym większa powierzchnia zlodzona wód wokółantarktycznych. Współczynnik korelacji między ST_{RK} a rocznym wskaźnikiem SII jest równy 0.55 i statystycznie istotny ($p < 0.002$). Wartości sezonowe ST ze wskaźnikiem rocznym SII są skorelowane następująco ST_L – +0.28 (nieistotny), ST_J – +0.45 ($p < 0.012$), ST_Z – +0.53 ($p < 0.003$), ST_W – +0.57 ($p < 0.001$), co oznacza, że największy wkład w informowaniu o kształtowaniu się rocznej powierzchni zlodzonej mają wartości subtropikalnego sygnału sterującego z antarktycznej zimy i wiosny.

¹² Między SST w strefie szerokości 66°S na wodach sektora środkowo- i wschodniopacyficznego, a roczną powierzchnią zlodzoną występują korelacje ujemne (patrz ryc. 10).

Subtropikalny sygnał sterujący jest również niezbyt silnie ($r = +0.37$), ale istotnie skorelowany z rocznym wskaźnikiem SAM (Oscylacji Antarktycznej), co oznacza, że wraz ze wzrostem rocznej SST na obszarze skąd pochodzi sygnał sterujący rośnie intensywność cyrkulacji strefowej na wodach wokółantarktycznych. Jest to spójne ze związkami między SAM a SII.

Między ST a ciśnieniem (SLP) w rejonie pogranicza Morza Amundsena i Morza Bellingshausena zachodzą związki ujemne. Wraz ze wzrostem wartości ST, czyli wzrostem SST w subtropikach (30°S , $170\text{-}160^{\circ}\text{W}$), spada ciśnienie w rejonie pogranicza mórz Amundsena i Bellingshausena (66°S , $100\text{-}110^{\circ}\text{W}$). Istotnie statystycznie związki ST z SLP różnej siły występują nie tylko w okresie ostatnich trzydziestu kilku lat, ale w całym okresie, dla którego istnieją dane z reanaliz. We wszystkich miesiącach roku są one ujemne (patrz tab. 7), i w przewadze, przez 8 miesięcy w roku, statystycznie istotne. W ujęciu sezonowym i rocznym związki między TS a SLP nad Morzem Bellingshausena są bez wyjątku statystycznie wysoce istotne, maksymalną siłę wykazując wiosną (patrz tab. 8).

Tabela 7 – Table 7

Współczynniki korelacji (r) między miesięcznymi wartościami subtropikalnego sygnału sterującego (ST) a ciśnieniem atmosferycznym (SLP) nad Morzem Bellingshausena (punkt 60°S , 100°W) i ich istotność statystyczna (p). Okres 1949-2010. Wartości współczynników korelacji istotnych statystycznie pogrubione

Coefficients of correlation (r) between monthly values of subtropical (ST) steering signal and atmospheric pressure (SLP) over the Bellingshausen Sea (point 60°S , 100°W) and their statistical significance (p).

The period of 1949-2010. Values of correlation coefficients statistically significant are in bold

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
r	-0.22	-0.45	-0.29	-0.10	-0.39	-0.39	-0.36	-0.16	-0.38	-0.61	-0.19	-0.27
p	0.093	0.000	0.022	0.419	0.002	0.002	0.004	0.200	0.003	0.000	0.149	0.037

Tabela 8 – Table 8

Współczynniki korelacji między sezonowymi i rocznymi wartościami ST a sezonowymi i rocznymi wartościami SLP nad Morzem Bellingshausena (punkt 60°S , 100°W) i ich istotność statystyczna (p).

Okres 1949-2010. Wartości współczynników korelacji istotnych statystycznie pogrubione

Coefficients of correlation between seasonal and annual values of ST and seasonal and annual values of SLP over the Bellingshausen Sea (point 60°S , 100°W) and their statistical significance (p).

The period of 1949-2010. Values of correlation coefficients statistically significant are in bold

	ST _L & SLP _L	ST _J & SLP _J	ST _Z & SLP _Z	ST _W & SLP _W	ST _{Rk} & SLP _{Rk}
r	-0.45	-0.41	-0.40	-0.48	-0.53
p	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000

Zmiany ciśnienia nad pograniczem mórz Amundsena i Bellingshausena wymuszają zmiany kierunku napływu powietrza – przy spadkach ciśnienia, po wschodniej stronie tego niżu, czyli nad środkową i wschodnią częścią Morza Bellingshausena, zaznacza się wzrost ujemnej składowej merydionalnej wiatru dolnego, czyli adwekcji z północy, odwrotnie – przy wzroście ciśnienia nad tym obszarem następuje wzrost intensywności przepływu z południa. Związki między miesięcznym ciśnieniem w punkcie 60°S , 100°W a składową południkową wiatru dolnego (poziom 1000 hPa) w punkcie 60°S , 80°W (położonym na wschodniej części Morza Bellingshausena) są we wszystkich miesiącach bardzo silne i wysoce istotne statystycznie (r od 0.68 w grudniu do 0.88 w maju; 1949-

2010). Podobnie silne są związki sezonowe (od 0.74 wiosną do 0.90 jesienią), a współczynnik korelacji między rocznym SLP w punkcie 60°S, 100°W a składową merydionalną wiatru dolnego w punkcie 60°S, 80°W jest równy 0,87 ($p < 0,0001$; 1949-2010). Każdy spadek ciśnienia nad pograniczem mórz Amundsena i Bellingshausena pociąga za sobą silny wzrost składowej północnej (ujemnej) wiatru dolnego, który stanowi przyczynę dryfu lodów na południe na wschodniej części Morza Bellingshausena i wzrostu temperatury na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego (van den Broeke 2000c)

Ponieważ wszystkimi tymi procesami sterują zmiany SST w subtropikach zachodniej części południowego Pacyfiku (rejon ~30°S, 160-170°W), determinujące lokalizację i amplitudę górnego klina o osi w rejonie długości ~170°W oraz górnej zatoki o osi zlokalizowanej ~110°W, które następnie określają położenie dolnych antycyklonów i dolnych cyklonów oraz zmian ciśnienia w tych ośrodkach, występują bezpośrednie korelacje między subtropikalnym sygnałem sterującym a zmianami powierzchni lodów na Morzu Bellingshausena (sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena) i temperatury powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego. Korelacje te są słabsze, niż w przypadku korelowania z szeregiem elementu, którego zmiany stanowią bezpośrednią przyczynę zmiany innego elementu (np. korelacji składowej południkowej wiatru dolnego czy SLP w niżu nad Morzem Bellingshausena z temperaturą powietrza na stacjach Półwyspu Antarktycznego), ale w wielu przypadkach, zwłaszcza w dłuższych okresach uśrednienia – statystycznie istotne. Współczynnik korelacji między ST_{Rk} a roczną powierzchnią lodów w sektorze mórz Amundsena i Bellingshausena jest równy -0.40 ($p < 0.034$, $n = 28$). Korelacje między sezonowymi i rocznymi wartościami subtropikalnego sygnału sterującego a sezonową i roczną temperaturą powietrza na wybranych stacjach z rejonu Półwyspu Antarktycznego występujące w okresie ostatnich 32 lat (1979-2010) zestawiono w tabeli 9.

Tabela 9– Table 9

Współczynniki korelacji między wartościami sezonowymi i rocznymi subtropikalnego sygnału sterującego (ST) a sezonową i roczną temperaturą powietrza na wybranych stacjach z rejonu Półwyspu Antarktycznego.

Okres 1979-2010. n – liczba korelowanych par w szeregu (na niektórych stacjach występują braki w obserwacjach). Wartości współczynników korelacji istotnych statystycznie ($p < 0.05$) pogrubione

Coefficients of correlation between seasonal and annual values of the subtropical (ST) signal and the seasonal and annual air temperature at selected stations in the Antarctic Peninsula region. The period of 1979-2010.

n – number of correlated pairs in the series (at some stations there are gaps in observations).

The values of correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) in bold

Stacja – Station	n	ST_L	ST_J	ST_Z	ST_W	ST_{Rk}
Orcadas	30	0.45	0.14	0.21	0.50	0.27
Bellingshausen	32	0.24	0.34	0.22	0.29	0.36
Faraday/Vernadskij	32	0.08	0.45	0.50	0.49	0.54
Rothera	31	0.16	0.42	0.45	0.44	0.48

W przypadku obliczenia korelacji między ST a temperaturą powietrza na stacjach rejonu Półwyspu Antarktycznego w dłuższym okresie, uzyskuje się znacznie bardziej szczegółowy pogląd na wpływ zmian SST w strefie subtropikalnego południowo-zachodniego Pacyfiku na temperaturę powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego. Dla stacji wymienionych w tabeli 9 przeprowadzono korelacje temperatury powietrza w przekrojach sezonowych i rocznych z takimi samymi wartościami ST. Ze względu na dość poważne braki danych w szeregach temperatury występujące w różnych momentach

na poszczególnych stacjach można było z okresu 1947-2010 przeprowadzić analizę tylko na szeregach 50-letnich. Wyniki takiej analizy zestawiono w tabeli 10.

Tabela 10 – Table 10

Współczynniki korelacji (r) między wartościami sezonowymi i rocznymi subtropikalnego sygnału sterującego (ST) a sezonową i roczną temperaturą powietrza na wybranych stacjach z rejonu Półwyspu Antarktycznego.

Korelowano szeregi 50-letnie z okresu 1947-2007, dla których na wszystkich stacjach były komplety danych z tych samych momentów (usuwanie braków danych parami; na wszystkich stacjach występowały pojedyncze lub dłuższe braki obserwacji). Wartości współczynników korelacji istotnych statystycznie ($p < 0.05$) pogrubione

Coefficients of correlation (r) between seasonal and annual values of the subtropical (ST) signal and the seasonal and annual air temperature at selected stations in the Antarctic Peninsula region. Correlated 50-year series from the period 1947-2007 for which all stations provided data sets from the same moments (removal of missing data in pairs; at all stations there were single or a longer observation gaps). The values of correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) in bold

Stacja – Station		ST _L	ST _J	ST _Z	ST _W	ST _{Rk}
Orcadas	r	0.50	0.20	0.23	0.53	0.35
	p	0.000	0.167	0.105	0.000	0.013
Bellingshausen	r	0.39	0.34	0.28	0.40	0.48
	p	0.005	0.016	0.047	0.004	0.000
Faraday/Vernadskij	r	0.35	0.45	0.51	0.60	0.64
	p	0.014	0.001	0.000	0.000	0.000
Rothera	r	0.38	0.44	0.44	0.52	0.57
	p	0.007	0.002	0.001	0.000	0.000

Poza stacją Orcadas, która leży w strefie klimatycznego oddziaływania lodów Morza Weddella, na pozostałych stacjach położonych w rejonie północnych (Bellingshausen) i zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego oddziaływanie zmian SST w strefie subtropikalnego SW Pacyfiku jest we wszystkich sezonach i w roku statystycznie istotne. Wzrostowi SST w subtropikach SW Pacyfiku odpowiada jednocześnie cofanie się granicy lodów na południe na Morzu Bellingshausena i wzrost temperatury rocznej nad wschodnią częścią Morza Bellingshausena i zachodnim wybrzeżem Półwyspu Antarktycznego. Zwraca uwagę, że najsilniejszy wpływ ST na temperaturę powietrza na wszystkich stacjach zaznacza się w okresie wiosennym (październik-grudzień), czyli w okresie, w którym również zaczyna się najbardziej intensywne cofanie się na południe granicy lodów. Niestety, brak podobnie długich szeregów danych o zmianach powierzchni lodów na tym akwenie, umożliwiających przeprowadzenie analizy w dłuższym horyzoncie czasowym. Można jednak sądzić, mając na uwadze przebieg procesów, że takie same zależności jak opisane wyżej związki między ST a temperaturą powinny wystąpić i w przypadku związków ST z powierzchnią lodów.

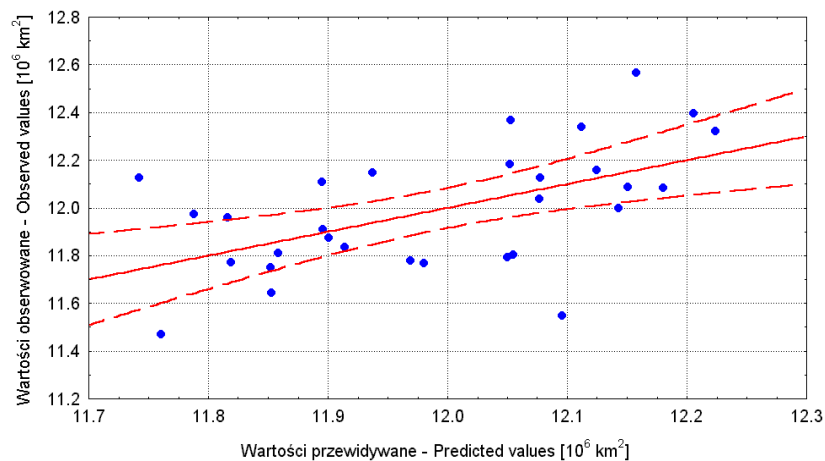
Ostatnio Turner i in. (2009a) opublikowali pracę, w której wzrost powierzchni złodzonej wokół Antarktydy wiąże z jesiennym rozwojem pokrywy lodowej nad morzami Rossa i Amundsena. Przyczyną rozwoju powierzchni pokrywy lodowej na tych akwenach jest rozwijający się i pogłębiający układ cyklonalny na pograniczu mórz Amundsena i Bellingshausena, który wymusza napływ nad ten obszar zimnego powietrza z Antarktydy, przyspieszając dryf lodów na północ i zwiększając produkcję lodu w poliniach przybrzeżnych. Pogłębianie się tego układu i jego rozwój, jak wynika z badań modelowych (HadAM3) opisanych przez omawianych autorów, ma stanowić rezultat zmniejszania się zawartości ozonu w stratosferze nad Antarktydą oraz wzrostu koncentracji gazów cieplarnianych. Tak więc wzrost

powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych według Turnera i in. (2009a) może stanowić rezultat „wymuszenia antropogenicznego”. Jednak przeprowadzone badania kontrolne na modelu, w którym przyjęto „przed-przemysłowe” koncentracje gazów cieplarnianych i stężenia ozonu w stratosferze nad Antarktydą dają wyniki nie różniące się statystycznie od wskazujących na antropogeniczne przyczyny wzrostu powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych. Stąd i konkluzja Turnera i in. (2009a), że być może wzrost powierzchni zlodzonej na tych akwenach mieści się w granicach naturalnej zmiany klimatu.

Zmiany SST w subtropikach SW Pacyfiku zachodzą przede wszystkim pod wpływem długookresowych procesów oceanicznych. Te są procesami naturalnymi i nie mają związku ze zmianami rozmiarów „dziury ozonowej” nad Antarktydą. Czytelny wpływ na zachodzące zmiany SST na tym akwenie wywiera między innymi ENSO, przez co sygnał ENSO przenosi się, z odpowiednim opóźnieniem, na warunki cyrkulacyjne obszarów wokółantarktycznych. Nie dyskutując w tym miejscu ani wpływu ENSO, ani też zagadnienia, czy zmiany SST w subtropikach SW Pacyfiku zachodzą pod wpływem „wymuszeń antropogenicznych”, warto zwrócić uwagę na fakt, że zmienność rocznej powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych (SII_{RK} , 10^6 km²) stanowi funkcję liniową rocznej wartości subtropikalnego sygnału sterującego (ST_{RK}). Związek ten opisuje równanie:

$$SII_{RK} = 5.014(\pm 2.00) + 0.336(\pm 0.100) \cdot ST_{RK}, \quad [1]$$

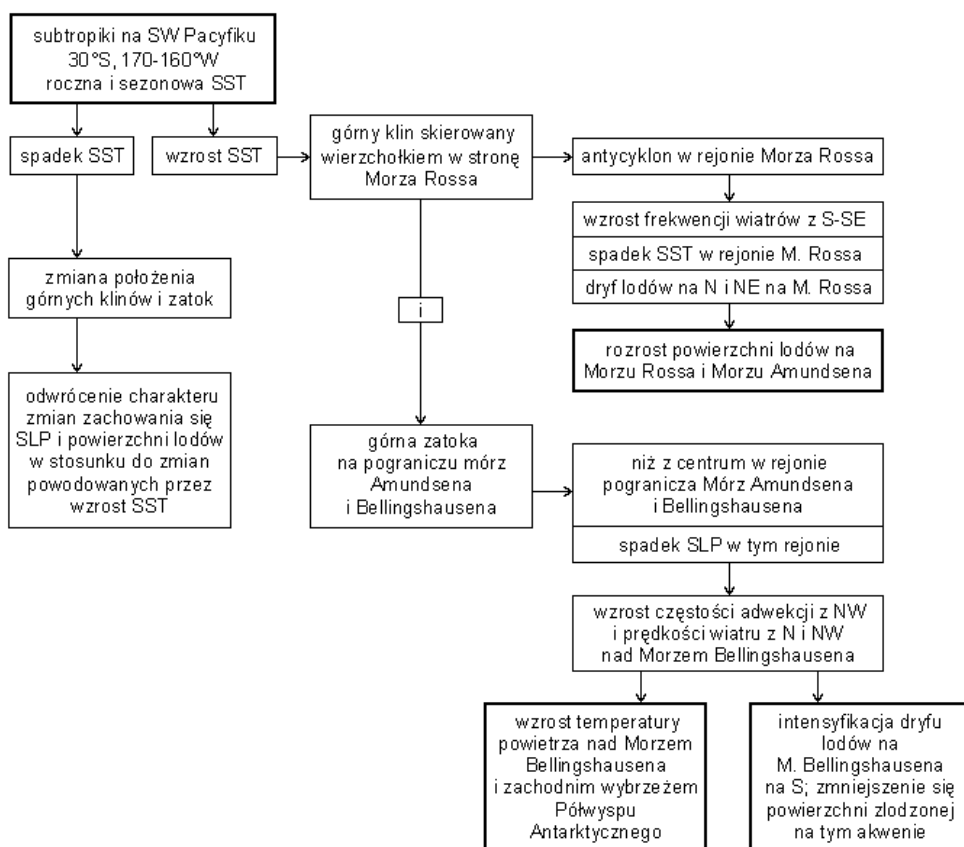
którego charakterystyka statystyczna jest następująca: $R = 0.55$, $F(1,28) = 12.1$, $p < 0.0017$, i który objaśnia 27.7% wariacji obserwowanej powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych. Wykres rozrzutu wartości obliczonych za pomocą równania [1] względem wartości obserwowanych przedstawia rycina 13.



Ryc. 13. Wartość rocznego wskaźnika SII (roczna powierzchnia zlodzonej wód wokółantarktycznych) obliczona za pomocą równania [1] względem obserwowanej wartości SII (1979-2010)

Fig. 13. The value of the annual SII (annual sea ice extent in the waters in the vicinity of the Antarctica) calculated by means of equation [1] relative to the observed values of SII (1979-2010)

Opisany przez równanie [1] związek realizuje się poprzez działanie powiązanych ze sobą śród-wotroposferycznej i dolnej cyrkulacji atmosferycznej, która jest regulowana przez zmienność ST_{RK} . Zależność ta ujmuje łącznie działanie wpływającej na rozwój powierzchni zlodzenia Oscylacji Antarktycznej (SAM), jak i ograniczającej powierzchnię zlodzoną na Morzu Bellingshausena cyrkulacji związanej z niżej nad pograniczem mórz Amundsena i Bellingshausena. Omawiane procesy modyfikacji cyrkulacji atmosferycznej w sektorze pacyficznych Antarktyki przez zmiany SST w subtropikalnym SW Pacyfiku (patrz ryc. 14) dodatkowo objaśniają, bez potrzeby wprowadzania niejasnych procesów związanych z „wirem stratosferycznym” czy „dziurą ozonową” procesy ocieplenia Półwyspu Antarktycznego. Zmienność subtropikalnego sygnału sterującego (ST_{RK}) objaśnia od kilkunastu % zmienności temperatury rocznej na stacji Orcadas, do 30-40% zmienności rocznej temperatury na stacjach Półwyspu Antarktycznego.



Ryc. 14. Uproszczony schemat ciągu procesów, którymi sterują zmiany rocznej i sezonowej SST w subtropikach SW Pacyfiku

Fig. 14. Simplified diagram of the processes series which are controlled by the annual and seasonal changes in SST in the subtropics of South-West Pacific

Śledząc związki między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznych według klasyfikacji Dydiny i in. (1976) i Ryzakova (2002b), a subtropikalnym sygnałem sterującym, można zauważyć, że najsilniej powiązana jest z ST_{RK} frekwencja makrotypu cyrkulacji południkowej Ma. Związek ten jest ujemny – wzrost wartości ST_{RK} pociąga za sobą spadek frekwencji makrotypu Ma. Pozostałe makrotypy (strefowy Z i południkowy Mb) powiązane są z ST_{RK} dodatnio – wzrost ST_{RK} pociąga za sobą wzrost ich frekwencji. Obserwowany w ostatnich trzydziestokilku latach wzrost ST_{RK} powinien pociągnąć za sobą spadek frekwencji makrotypu Ma, a na jego miejsce wchodzenie makrotypów Z i Mb.

Wzrost frekwencji makrotypu Z (strefowego) powoduje wzrost powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych. Makrotyp Mb jest tym makrotypem, który w sektorze pacyficznym Antarktyki daje w środkowej troposferze taki układ fali długiej, który w dalszej konsekwencji prowadzi do spadku powierzchni zlodzonej na Morzu Bellingshausena, wzrostu temperatury powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego i rozwoju pokrywy lodowej na morzach Rossa i Amundsena. W badanym okresie 1979-2010 frekwencja makrotypu Ma spada, makrotypów Z i Mb rośnie. Tak więc zachodzące w tych latach zmiany we frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej dają spójny obraz, dobrze objaśniający zachodzące w Antarktyce zmiany powierzchni zlodzonej i zmiany temperatury powietrza. Można więc stwierdzić, że obserwowane zmiany powierzchni zlodzonej na wodach wokółantarktycznych, zwłaszcza w sektorach zachodnio-, środkowo- i wschodniopacyficznym są głównie rezultatem zachodzących zmian w charakterze cyrkulacji atmosferycznej. Zmianami charakteru cyrkulacji atmosferycznej w tych sektorach sterują zmiany zasobów ciepła w wodach subtropikalnego SW Pacyfiku. To ostatnie stwierdzenie stanowi odpowiedź na pytania stawiane w pracach licznych badaczy klimatu Antarktyki, co jest czynnikiem wymuszającym, pozornie niezbyt spójne, obserwowane zmiany klimatu na tym obszarze.

Literatura

- Ackley S., Wadhams P., Comiso J.C., Worby A.P., 2003. Decadal decrease of Antarctic sea ice extent inferred from whaling records revisited on the basis of historical and modern sea ice records. *Polar Research* 22 (1): 19–25.
- Arblaster J., Meehl G.A., 2006. Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. *Journal of Climate*, 19 (12): 2896–2905.
- Cavaleri D.J., Gloersen P., Parkinson C.L., Comiso J.C., Zwally H.J., 1997. Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes. *Science*, 278 (5340): 1104–1106, DOI: 10.1126/science.278.5340.1104.
- Chapman W.L., Walsh J.E., 2007. A synthesis of Antarctic temperatures. *Journal of Climate*, 20 (16): 4096–4117.
- Comiso J.C., 2003. Large scale characteristics and variability of the global sea ice cover. [w:] Thomas D., Diekmann G.S. (red.) *Sea Ice – An Introduction to its Physics, Biology, Chemistry, and Geology*. Blackwell Science, Oxford, UK: 112–142.
- Comiso J. C., Parkinson C.L., Gersten R., Stock L., 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophysical Research Letters*, 35, L01703, doi:10.1029/2007GL031972.
- Comiso J.C., Nishio F., 2008. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data. *Journal of Geophysical Research*, 113, C02S07, doi:10.1029/2007JC004257.
- Curran M.A.J., van Ommen T.D., Morgan V.I., Phillips K.L., Palmer A.S., 2003. Ice core evidence for Antarctic sea ice decline since the 1950s. *Science*, 302 (5648): 1203–1206, DOI: 10.1126/science.1087888.

- Dedrick K.R., Partington K., Van Woert M., Bertoia C.A., Benner D., 2001. U.S. National / Navy Ice Center Digital Sea Ice Data and Climatology. *Canadian Journal of Remote Sensing* 27: 457–475.
- de la Mare W.K., 1997. Abrupt mid-twentieth-century decline in Antarctic sea ice extent from whaling records. *Nature* 389 (6645): 57–60.
- de la Mare W.K., 2002. Whaling records and changes in Antarctic sea ice: consistency with historical records. *Polar Record*, 38: 355–358, DOI: 10.1017/S0032247400018040.
- Dydina L.A., Rabcevič S.V., Ryžakov L.Yu., Savickij G.B., 1976. Formy atmosferyjnych cirkulacij v Južnom polušarii. *Trudy AANIL*, 330: 5–16.
- Fetterer F., Knowles K., Meier W., Savoie M., 2002, updated 2009. *Sea Ice Index*. Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. Digital media (adres: <http://nsidc.org/data/g02135.html>).
- Hall A., Visbeck M., 2002. Synchronous variability in the Southern Hemisphere atmosphere, sea ice, and ocean resulting from the Annular Mode. *Journal of Climate*, 15 (21): 3043–3057.
- IPCC, 4 AR (2007):
- Chapter 3: Trenberth K.E., Jones P.D., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J.A., Rusticucci M., Soden B. Zhai P. – Observations: surface and atmospheric climate change, ss. 336. [w:] *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
 - Chapter 4: Lemke P., Ren J., Alley R.B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R.H., Zhang T. – Observations: Changes in Snow, Ice and Frozen Ground., ss. 383. [w:] *Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Andrei P. Nagurnyi A.P., Victor F. Zakharov V.F., Bobylev L., Pettersson L., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004. Arctic climate change: Observed and modeled temperature and sea-ice variability, *Tellus*, Ser. A, 56: 328– 341.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds B., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Jenne R., Joseph D., 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *BAMS* (Bulletin of the American Meteorological Society), 77 (3): 437–471.
- Kejna M., 2008. Rozkład przestrzenny i zmienność temperatury powietrza na Antarktydzie w drugiej połowie XX wieku. *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń*: 287 s.
- Kruszewski G., 2002. Zlodzenie Zatoki Admiralicji – przebieg i uwarunkowania. *Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia*: 123 s.
- Lefebvre W., Goosse H., Timmermann R., Fichet T., 2004. Influence of the Southern Annular Mode on the sea ice–ocean system. *Journal of Geophysical Research*, 109, C09005, doi:10.1029/2004JC002403.
- Marshall G.J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16 (24): 4134–4143.
- Marshall G.J., King, J.C., 1998. Southern hemisphere circulation anomalies associated with extreme Antarctic Peninsula winter temperatures. *Geophysical Research Letters*, 25: 2437–2440.
- Marsz A.A., 2005. Trendy temperatury powierzchni oceanu w sektorze pacyficznym Oceanu Południowego w ostatnim 25-leciu (1980-2004). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 15: 17–26.
- Marsz A.A., 2007. Zmiany pokrywy lodów morskich i lodów szelfowych w Antarktyce. [w:] Styszyńska A., Marsz A.A. (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. *Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia*: 43–75.

- Massom R.A., Stammerjohn S.E., Smith R.C., Pook M.J., Iannuzzi R.A., Adams N., Martinson D.G., Vernet M., Fraser W.R., Quetin L.B., Ross R.M., Massom Y., Krouse H.R., 2006. Extreme anomalous atmospheric circulation in the West Antarctic Peninsula region in austral spring and summer 2001/02, and its profound impact on sea ice and biota. *Journal of Climate*, 19 (15): 3544–3571.
- Massom R.A., Stammerjohn S.E., Lefebvre W., Harangozo S.A., Adams N., Scambos T.A., Pook M.J., Fowler C., 2008. West Antarctic Peninsula sea ice in 2005: Extreme ice compaction and ice edge retreat due to strong anomaly with respect to climate. *Journal of Geophysical Research*, 113, C02S20, doi:10.1029/2007JC004239.
- Murphy B.F., Pettre P., Simmonds I., 2002. Effects of changing baroclinicity on the southern hemisphere extratropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128 (584): 1807–1826.
- Parkinson C.L., Comiso J.C., 2008. Antarctic sea ice parameters from AMSR-E data using two techniques and comparisons with sea ice from SSM/I. *Journal of Geophysical Research*, 113, C02S06, doi:10.1029/2007JC004253.
- Raphael M.N., 2004. A zonal wave 3 index for the Southern Hemisphere. *Geophysical Research Letters*, 31, L23212, doi:10.1029/2004GL020365.
- Raphael M.N., 2007. The influence of atmospheric zonal wave three on Antarctic sea ice variability. *Journal of Geophysical Research*, 112, D12112, doi:10.1029/2006JD007852.
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., E. C. Kent E.C., Kaplan A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- Ryžakov L.Yu., 1976. Nekotorye kharakteristiki anomalnogo razvitiya form atmosfernoj cirkulyacii Južnogo polušariya v kholodnye vremena goda. *Trudy AANII*, 330: 17–29.
- Ryžakov L.Yu., 2002a. Obzor atmosferykh processov nad Antarktikoj v oktyabre - dekabre 2002 goda. *RAE Kvartalnyj Byulletin*, 4 (21): 33–36.
- Ryžakov L.Yu., 2002b. Mnogoletnie tendicii povtoryaemosti form atmosfernoj cirkulyacii južnogo polušariya i ikh proyavleniya v sinoptičeskikh processakh Antarktiki. *RAE Kvartalnyj Byulletin*, 4 (21): 50–57.
- Skvarca P., Rack W., Rott H., Ibarzabal y Donángelo T., 1998. Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology*, 27: 628–632.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008. Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, 21 (10): 2283–2296.
- Steig E.J., Schneider D.P., Rutherford S.D., Mann M.E., Comiso J.C., Shindell D.T., 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 457: 459–462; doi:10.1038/nature07669.
- Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M., 2007. Arctic sea ice decline: Faster than forecast, *Geophysical Research Letters*, 34, L09501, doi:10.1029/2007GL029703.
- Turner J., Harangozo S.A., Marshall G.J., King J.C., Colwell S.R., 2002. Anomalous atmospheric circulation over the Weddell Sea, Antarctica during the Austral summer of 2001/02 resulting in extreme sea ice conditions, *Geophysical Research Letters*, 29 (24), 2160, doi:10.1029/2002GL015565.
- Turner J., Harangozo S.A., King J.C., Connolley W.M., Lachlan-Cope T.A., Marshal G.J., 2003. An exceptional winter sea-ice retreat/advance in the Bellingshausen Sea, Antarctica. *Atmosphere-Ocean*, 41 (2): 171–185; DOI: 10.3137/ao.410205.
- Turner J., Cowell S.R., Marshall G.J., Lachlan-Cope T.A., Jones P.D., Lagun V., Iagovkina S., 2004. The SCAR READER Project: Toward a High-Quality Database of Mean Antarctic Meteorological Observations. *Journal of Climate*, 17 (14): 2890–2898.
- Turner J., Comiso J. C., Marshall G. J., Lachlan-Cope T. A., Bracegirdle T, Maksym T, Meredith M. P., Wang Z., Orr A., 2009a. Non-annular atmospheric circulation change induced by stratospheric ozone depletion and its role in the recent increase of Antarctic sea ice extent. *Geophysical Research Letters*, 36 (8), L08502, doi:10.1029/2009GL037524.

- Turner J., Bindshadler R., Convey P., di Prisco G., Fahrbach E., Gutt J., Hodgson D., Mayewski P., Summerhayes C., 2009b. Antarctic climate change and the Environment. Scientific Committee on Antarctic Research, Scott Polar Research Institute. Cambridge: 526 s.
- van den Broeke M.R., 2000a. On the interpretation of Antarctic temperature trends. *Journal of Climate*, 13 (21): 3885–3889.
- van den Broeke M., 2000b. The Semi-Annual Oscillation and Antarctic climate. Part 3. The role of near-surface wind speed and cloudiness. *International Journal of Climatology*, 20 (2): 117–130.
- van den Broeke M., 2000c. The Semi-Annual Oscillation and Antarctic climate. Part 4 A note on sea ice cover in the Amundsen and Bellingshausen seas. *International Journal of Climatology*, 20 (4): 455–462.
- van den Broeke M.R., 2000d. The semiannual oscillation and Antarctic climate, part 5: impact on the annual temperature cycle as derived from NCEP/NCAR re-analysis. *Climate Dynamics*, 16 (5): 369–377; DOI: 10.1007/s003820050334.
- van Loon H., 1967. The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *Journal of Atmospheric Sciences*, 24: 472–486
- Vaughan S., 2000. Can Antarctic sea-ice extent be determined from whaling records? *Polar Record*, 36: 345–347.
- Vaughan D.G., Marshall G.J., Connolley W.M., Parkinson C., Mulvaney R., Hodgson D.A., King J.C., Pudsey C.J., Turner J., 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Climatic Change*, 60 (3): 243–274, DOI: 10.1023/A:1026021217991.
- Venegas S.A., 2003. The Antarctic Circumpolar Wave: A Combination of Two Signals? *Journal of Climate*, 16 (15): 2509–2525.
- Vinnikov K.Y., Robock A., Stouffer R.J., Walsh J.E., Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Mitchell J.F.B., Garrett D., Zakharov V.F., 1999. Global warming and Northern Hemisphere sea ice extent. *Science*, 286 (5446): 1934–1937; DOI: 10.1126/science.286.5446.1934.
- Watkins A.B., Simmonds I., 2000. Current trends in Antarctic sea ice: The 1990s impact on a short climatology. *Journal of Climate*, 13: 4441–4451.
- White W.B., Peterson R.G., 1996. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 380: 699–702.
- Yuan X., Martinson D.G., 2000. Antarctic sea ice extent variability and its global connectivity. *Journal of Climate*, 13 (10): 1697–1717.
- Yuan X., Li C., 2008. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice, *Journal of Geophysical Research*, 113, C06S91, doi:10.1029/2006JC004067.
- Zwally H.J., Comiso J.C., Parkinson C.L., Cavalieri D.J., Gloersen P., 2002. Variability of Antarctic sea ice 1979–1998. *Journal of Geophysical Research*, 107, C53041.

Wpłynęło: 25 czerwca 2011; poprawiono: 28 października 2011

Summary

This work describes trends in changes in sea ice extent in the waters in the vicinity of the Antarctica in the years 1979–2010. A positive trend in the annual ice extent ($+15.6 \cdot 10^3 \text{ km}^2 \cdot \text{year}^{-1}$) with high statistical significance ($p < 0.001$) was observed. Positive trends occur in all months of the year and statistically significant trends are noted in the period from May to October. The strongest positive trends occur in the period when ice cover grows (March–July). Regionally, in four out of the

five sectors of the Antarctica, trends are positive but only in one - the Ross Sea sector - the trend is statistically significant and in one sector (the Amundsen and Bellingshausen seas) there is a statistically significant negative trend. Analysis of the causes of the positive trend in the sea ice extent indicates that the primary role in the growth of ice extent is attributed to atmospheric circulation. The same circulation processes are responsible for both an overall increase in the ice extent in the region of the Antarctica and in the simultaneous decrease in the ice extent in the Bellingshausen Sea and the growth in air temperature over the Antarctic Peninsula. Changes in atmospheric circulation are influenced by heat resources in the south-western part of the subtropical Pacific (~ 30°N, 170-160°W). These heat resources cause that the same location of the upper ridge of high pressure at the Ross Sea longitude and the upper trough on the border of the Amundsen and Bellingshausen seas is repeated more or less frequently. SST changes in this region explain about 28% of the interannual variability of annual sea ice extent in the area of the Antarctic waters. They also explain the positive trend noted there and the decline in sea ice extent in the Bellingshausen Sea and increase in the air temperature in the region of the Antarctic Peninsula.

Key words: Antarctic, sea ice, trends, SST, SAT, long wave, climate change.