

**ROLA CYRKULACJI ATMOSFERYCZNEJ
I ZMIAN TEMPERATURY POWIERZCHNI MORZA W KSZTAŁTOWANIU
ZMIENNOŚCI TEMPERATURY POWIETRZA NA STACJACH
ZACHODNIEGO WYBRZEŻA PÓŁWYSPU ANTARKTYCZNEGO**

ROLE OF THE ATMOSPHERIC CIRCULATION AND SEA SURFACE TEMPERATURE CHANGES
IN THE FORMATION OF AIR TEMPERATURE VARIABILITY
AT THE STATIONS WESTERN COAST OF ANTARCTIC PENINSULA

Andrzej A. Marsz

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

Zarys treści. Praca omawia przyczyny spadku temperatury powietrza obserwowanego po roku 2000 na stacjach północnego krańca Półwyspu Antarktycznego oraz osłabienia tempa wzrostu temperatury na stacjach środkowej i południowej części Półwyspu. Analiza przyczyn zachodzących zmian temperatury powietrza wskazuje, że czynnikiem odpowiedzialnym za spadki temperatury jest silny spadek temperatury powierzchni morza (dalej SST – sea surface temperature) na wodach Oceanu Południowego rozpościerających się na NW od Półwyspu Antarktycznego. Zarówno zmiany SST, jak i zmienność południkowych, ujemnych (z sektora północnego) składowych wiatru geostroficznego, które objaśniają łącznie około 60% wariacji rocznej temperatury powietrza na stacjach omawianego obszaru, zachodzą pod wpływem czynników naturalnych.

Słowa kluczowe: Półwysep Antarktyczny, roczna temperatura powietrza, ochłodzenie, temperatura powierzchni morza, wiatr geostroficzny.

1. Sformułowanie zagadnienia, cel pracy

Temperatura powietrza na stacjach położonych na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego wykazywała w latach 1951-2000 wyraźny wzrost. Tempo tego wzrostu było wyższe niż na otaczających obszarach umiarkowanych i wysokich szerokości półkuli południowej i największe w całej Antarktyce (King 1994, Vaughan i Doake 1996, Jacka i Budd 1998, Skvarca i in. 1998, Vaughan i in. 2003, King i in. 2003, Turner i in. 2005, Steig i in. 2009, O'Donnell 2011).

W ocenie tempa tego wzrostu temperatury powietrza i jego istotności statystycznej rysują się dość poważne różnice. Starsze prace, z lat 2000-2005, podawały wartości trendów rocznej temperatury powietrza na stacjach Szetlandów Południowych i Półwyspu Antarktycznego mieszczące się w granicach od 0,19 (Bellingshausen w latach 1954-1998; Comiso 2000) do 0,56°C na dekadę (Faraday/Vernadsky w latach 1951-2000; Turner i in. 2005). Ostatnie prace, z lat 2009-2011, szacują trend temperatury rocznej w latach 1971-2000 na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego

na od +0,18 na stacji O'Higgins do +0,55°C na dekadę na stacji Esperanza (Stastna 2010), a średnio dla całego Półwyspu w latach 1957-2006 na ~+0,35°C na dekadę (O'Donnell i in. 2011). Niemal takie same wartości trendu rocznej temperatury powietrza (~ +0,35°C na dekadę w okresie 1958-2002) wcześniej określi Chapman i Walsh (2007, ryc. 12). nad środkową i południową częścią Półwyspu Antarktycznego, nieco niższe nad północnymi krańcami Półwyspu i Szetlandami Południowymi (~+0,25 -0,27°C na dekadę). To zmniejszenie się wartości trendu i utrata przez trend istotności statystycznej w nowszych pracach wynika z tego, że wzrost temperatury powietrza w rejonie zachodnich i północnych wybrzeży Półwyspu Antarktycznego uległ po 1999-2000 roku załamaniu, temperatura przestała wzrastać, a na niektórych stacjach wykazuje nawet wyraźną obniżkę.

W latach 2000-2012 temperatura roczna na Szetlandach Południowych (stacja Bellinshausen) i północnym krańcu Półwyspu Antarktycznego (stacje Marambio, Esperanza, O'Higgins) wykazuje spadek. Prawdziwa wartość trendu temperatury rocznej jest tam ujemna, choć wobec niewielkiej długości (13 lat) badanego okresu wartości trendu są statystycznie nieistotne i wynoszą: na stacji Bellingshausen: $-0,059(\pm 0,050)$, Marambio: $-0,171(\pm 0,093)$, Esperanza: $-0,102(\pm 0,084)$ i O'Higgins: $-0,104(\pm 0,058)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Na obszarze środkowej (Faraday/Vernadsky) i południowej (Rothera) części Półwyspu Antarktycznego w tym samym czasie utrzymuje się wzrost temperatury (nieistotne trendy odpowiednio $+0,060(\pm 0,047)$ i $+0,072(\pm 0,061)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), ale sądząc z przebiegu wartości temperatury rocznej (patrz ryc. 1), tempo wzrostu temperatury silnie obniżyło się w stosunku do tego, jaki był obserwowany w latach 1951-2000. Wystąpienie spadku rocznej temperatury powietrza na północnych krańcach Półwyspu Antarktycznego w ostatnim okresie (2000-2011) sygnalizują także McGrath i Steffen (2012).

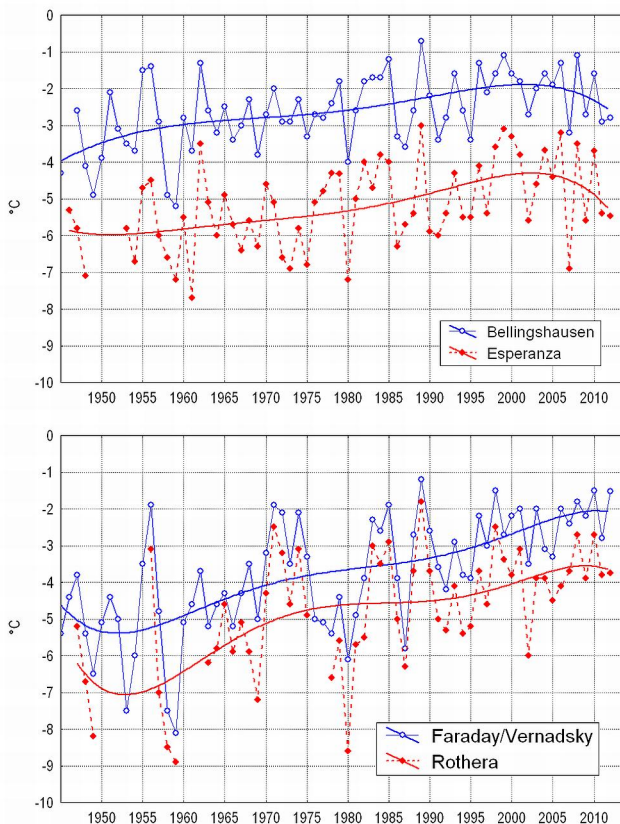
Vaughan i in. (2003) zwracają uwagę na to, że wzrost temperatury na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego był w latach 1951-2000 istotnie wyższy od globalnego wzrostu temperatury powietrza w XX wieku, szacowanego na $\sim +0,6(\pm 0,2)^{\circ}\text{C}$. Zdaniem tych badaczy tempo wzrostu temperatury w rejonie Półwyspu Antarktycznego było na tyle duże, iż jest nieprawdopodobne, aby stanowiło przejaw naturalnej zmienności klimatu. Wobec faktu, że w Antarktyce nie obserwuje się¹ „wzmocnienia polarnego” (patrz: Ingram i in. 1989, Polyakov i in. 2002, Holland i Bitz 2003, Serreze i Francis 2006, Serreze i in. 2009), Vaughan i in. (2003) sugerują, że dochodzi tutaj do regionalnego wzmocnienia globalnego ocieplenia. Według Vaughana i in. (2003) mechanizmy tego regionalnego wzrostu temperatury są do tej pory niejasne.

Jacobs i Comiso (1997) wzrost temperatury, jaki obserwuje się na północnych i zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego widzieli jako prosty skutek zmniejszenia się powierzchni lodów morskich na morzach Amundsena i Bellingshausena, który zaznaczył się po roku 1973, z większym nasileniem w latach 1987-1989. Cofnięcie się granicy lodów o ponad $1^{\circ}\varphi$ na południe odsłoniło większą powierzchnię wody, z której pobierane ciepło przeważające tu wiatry zachodnie transportowały na zachodnie wybrzeża Półwyspu. Przyczyną cofnięcia się granicy lodów na południe według tych badaczy były procesy oceaniczne – zmiany zachodzące w charakterze trójwymiarowej cyrkulacji oceanicznej w rejonie mórz Amundsena i Bellingshausena oraz południowej części Cieśniny Drake'a.

¹ Powierzchnia lodów morskich dookoła Antarktydy wykazuje w latach 1978-2012 powolny, ale statystycznie istotny wzrost (Zhang 2007, Marsz 2011). Wzmocnienie polarne (Arctic Amplification) może funkcjonować jedynie w warunkach zmniejszania się powierzchni lodów morskich. Jedynym akwenem w Antarktyce, na którym zachodzi zmniejszanie się powierzchni lodów morskich jest sektor mórz Amundsena i Bellingshausena.

Ryc. 1. Przebieg rocznej temperatury powietrza [°C] na stacjach Bellingshausen i Esperanza (górze) oraz Faraday/Vernadsky i Rothera (dół)

Fig. 1. Course of annual air temperature [°C] at Bellingshausen and Esperanza stations (top) and Faraday/Vernadsky and Rothera stations (bottom).



Czynnik globalnego ocieplenia przez Jacobsa i Comiso (1997), jako możliwa przyczyna wzrostu temperatury na tym obszarze, nie był brany pod uwagę.

Spośród możliwych czynników, które mogą prowadzić do silniejszego, niż wynikałoby to z działania globalnego ocieplenia, wzrostu temperatury powietrza na tym obszarze Vaughan i in. (2003) wymieniają zmiany cyrkulacji oceanicznej, zmiany cyrkulacji atmosferycznej oraz zespół sprzężeń zwrotnych między atmosferą, oceanem i pokrywą lodów morskich. Podobnych przyczyn zmian temperatury nad Antarktyką, jednak bez działania zespołów sprzężeń w układzie atmosfera – ocean – powierzchnia lodów dopatrywał się wcześniej Van den Broeke (2000). King i in. (2003) główną przyczynę występującej na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego międzyrocznej i międzysezonowej zmienności temperatury powietrza widzą w zmienności cyrkulacji atmosferycznej i zmianach zasięgu lodów morskich. Zarówno Vaughan i in. (2003) jak i King i in. (2003) zwracają uwagę na fakt, że istniejące modele ogólnej cyrkulacji atmosferycznej (AOGCM – Coupled Atmosphere – Ocean General Circulation Model), w których czynnikiem wymuszającym wzrost temperatury jest wzrost koncentracji gazów cieplarnianych w atmosferze, nie były w stanie prawidłowo odtworzyć obserwowanego wzrostu temperatury powietrza nad Półwyspem Antarktycznym². Marshall i in. (2006) oraz

² Taki stan utrzymuje się do chwili obecnej, to jest do 2012 roku. To samo dotyczy zmian SST Oceanu Południowego (model CMIP0 5; IPCC AR5 RCP6.0).

Marshall (2007) główną przyczynę wzrostu temperatury powietrza na Półwyspie Antarktycznym widzą w działaniu cyrkulacji atmosferycznej, a konkretnie we wzrastającym natężeniu Południowego Trybu Pierścieniowego (SAM – Southern Annular Mode), który to wzrost ma według tych autorów stanowić, poprzez wzrost koncentracji CO₂ w troposferze i spadek koncentracji ozonu w stratosferze, efekt antropogenicznego wpływu na klimat. Również Arblaster i Meehl (2006) są zdania, że wzrost intensywności SAM stanowi efekt antropogenicznych zmian klimatu.

Do tej pory badacze nie próbowali określić jaki konkretnie jest udział cyrkulacji atmosferycznej, zmian temperatury powierzchni oceanu (SST), zmian powierzchni lodów morskich i innych czynników w kreowaniu zmienności temperatury powietrza nad obszarem północnych i zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego.

Celem tej pracy jest przedstawienie wyników analizy zmierzającej do określenia roli zmian cyrkulacji atmosferycznej i zmian SST w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego. Pozwoli to, pośrednio, odnieść się do mechanizmów wymuszających zmiany temperatury powietrza nad tym obszarem, a tym samym, do kwestii jaki udział w kreowaniu zmian temperatury powietrza może być przypisany działaniu czynników naturalnych. Dodatkowym elementem tej pracy jest próba wyjaśnienia przyczyny załamania się dodatniego trendu temperatury powietrza na tym obszarze oraz jego obserwowanego zróżnicowania regionalnego.

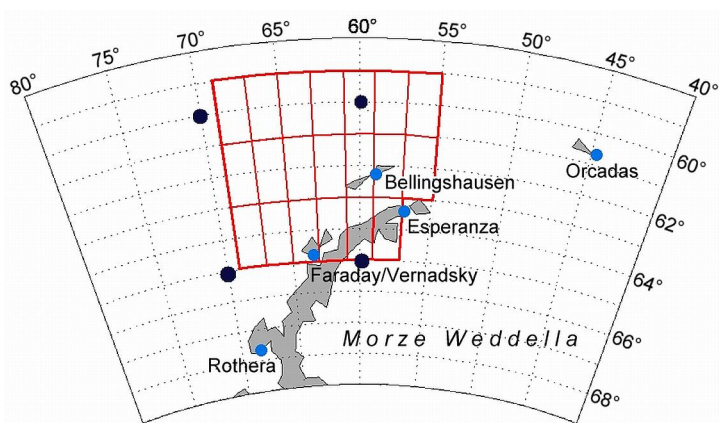
2. Dane źródłowe i metody analizy

Szeregi czasowe miesięcznych wartości temperatury powietrza pozyskano ze zbioru Met READER (patrz Turner i in. 2005; <http://www.antarctica.ac.uk/met/gjma/>). Do analizy wybrano stacje Bellingshausen, Esperanza, Faraday/Vernadsky i Rothera oraz dodatkowo stację Orcadas położoną około 800 km na wschód od północnych krańców Półwyspu Antarktycznego. Dla stacji Bellingshausen wykorzystano dodatkowo oszacowane dla tej stacji przez Jonesa i Limberta (1987) wartości temperatury miesięcznej sprzed rozpoczęcia jej pracy. Ciąg ten został przez Jonesa i Limberta (1987) przeliczony do lutego 1968 roku z danych obserwacyjnych ze stacji Deception i był wielokrotnie wykorzystywany jako „szereg połączony” w badaniach klimatu Antarktyki (patrz np. Jacka 1990, Jacka i Budd 1998, King 1994, King i in. 2003, ...). Położenie omawianych stacji przedstawia rycina 2. Według klimatycznego podziału regionalnego Półwyspu Antarktycznego dokonanego przez Stastną (2010) stacja Esperanza należy do „regionu” wschodniego, stacja Bellingshausen do „regionu” północnego, stacje Faraday/Vernadsky i Rothera do „regionu” południowego.

Wybrane stacje mają najdłuższe i najbardziej kompletne ciągi obserwacyjne na tym obszarze. Połączony ciąg stacji Bellingshausen obejmuje lata 1944-2012. Ciąg stacji Esperanza obejmuje lata 1945-1948 oraz 1952-2012, stacji Faraday/Vernadsky – lata 1945-2012, stacji Rothera – lata 1947-1949, 1956-1959 oraz 1963-2012, a stacji Orcadas – lata 1904-2012. Inne stacje położone na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego mają albo krótkie ciągi pomiarowe (Palmer), albo długie przerwy w obserwacjach (Bernardo O’Higgins, Arturo Prat) lub też zawierają dane mało wiarygodne (San Martin). Stacje położone na Szetlandach Południowych (Arctowski, Ferraz, Great Wall, Jubany, King Sejong, Marsh) mają zbyt krótkie i/lub nieciągłe ciągi obserwacyjne, a w okresach wspólnych pomiarów, ze względu na niewielkie odległości między nimi, odtwarzają tą samą zmienność co stacja Bellingshausen. Występujące między tymi stacjami niewielkie różnice w przebiegu temperatury zapisują różnice klimatu lokalnego wynikające z osobliwości położenia danej stacji. Ze względu na

cel pracy nie ma sensu uwzględniać w analizie tak blisko siebie położonych stacji, ani tym bardziej nie ma sensu rekonstruować brakujących na nich w dłuższych okresach danych³.

Nie uwzględniono w analizie danych ze stacji Marambio, wchodzącej według Stastnej (2010) w skład regionu wschodniego, gdyż mimo niewielkiej odległości od Szetlandów Południowych czy stacji Esperanza, warunki kształtowania się zmienności temperatury na tej stacji odbiegają w zasadniczy sposób od warunków kształtowania się temperatury powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża. Przebieg temperatury na Marambio znajduje się pod przemożnym wpływem zmian powierzchni lodów morskich i zmian SST zachodzących na NW części Morza Weddella. Warto w tym miejscu zauważyć, że i na tej stacji w latach 2000-2012 zaznacza się nieistotny, ujemny trend temperatury rocznej ($-0,17^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, $p < 0,093$), podczas gdy w latach 1971-2000 trend był dodatni ($+0,066^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) i istotny statystycznie ($p < 0,009$).



Ryc. 2. Położenie stacji uwzględnionych w analizie, granice akwenu dla którego obliczono średnią roczną obszarową anomalię SST z 20 gridów oraz położenie punktów ($[60^{\circ}\text{S}, 60^{\circ}\text{W}]$, $[65^{\circ}\text{S}, 60^{\circ}\text{W}]$, $[60^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{W}]$, $[65^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{W}]$), w których analizowano składowe strefowe i południkowe wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa

Fig. 2. Location of stations covered in the analysis, the boundaries of the sea area for which average values of annual SST anomalies of 20 grids were calculated and the location of points ($[60^{\circ}\text{S}, 60^{\circ}\text{W}]$, $[65^{\circ}\text{S}, 60^{\circ}\text{W}]$, $[60^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{W}]$, $[65^{\circ}\text{S}, 70^{\circ}\text{W}]$), where zonal and meridional components of geostrophic wind at 1000 hPa were analyzed.

W opracowaniu posłużono się wartościami rocznej temperatury powietrza na stacjach. Wartości te obliczono jako zwykle średnie arytmetyczne dla roku kalendarzowego z wartości temperatury miesięcznej.

Składowe strefowe (U-wind) i południkowe (V-wind) wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa pochodzą ze zbioru NCEP/NCAR Reanalysis monthly means (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/>) udostępnionego na serwerach ESRL (Earth System Research Laboratory, Physical Science Division). Są to wartości miesięczne pochodzące z reanalizy (Kalnay i in. 1996), wartości

³ Rekonstrukcja brakujących danych na stacji X z danych ze stacji Y wprowadza do zrekonstruowanego szeregu tą samą zmienność, która zawarta jest w przebiegu danych na stacji Y. Rekonstrukcja taka może mieć sens w przypadku uzupełniania pojedynczych brakujących wartości, niekoniecznie jest sensowna w przypadku braku w rekonstruowanym szeregu dłuższych, np. kilkuletnich przerw w obserwacjach.

roczne obliczono tak samo jak roczne temperatury powietrza. Do badań przyjęto dane z 4 punktów: [60°S, 60°W], [65°S, 60°W], [60°S, 70°W], [65°S, 70°W], charakteryzujących zmienność wiatru geostroficznego nad rozpatrywanym obszarem. Szeregi czasowe składowych wiatru geostroficznego rozpoczynają się od roku 1948.

Wartości miesięczne SST pochodzą ze zbioru ERSST v.3b (patrz Smith i in. 2008). Jest to zbiór zawierający średnie miesięczne wartości SST w polach $2 \times 2^\circ$, anomalie miesięczne SST i błędy standardowe oceny SST w tych samych polach. Wartości roczne SST obliczono jako zwykłe średnie arytmetyczne z wartości miesięcznych dla roku kalendarzowego. Szerzej na ten temat patrz praca Marsza i Styszyńskiej (w tym tomie). Dla obszaru Oceanu Południowego, na którym zmiany SST mogą bezpośrednio wpływać na zmiany temperatury powietrza na stacjach omawianego obszaru obliczono roczną średnią obszarową z powierzchni, której granice oznaczono na rycinie 2 (20 gridów). Z tego szeregu wartości obliczono wieloletnią średnią roczną SST z lat 1901-2000 (+0,46°C), a następnie, względem tej średniej, dla całego szeregu obszarowe roczne anomalie SST (oznaczenie SSTA₂₀). Dla SST z obszaru środkowych części południowego Pacyfiku operowano wartościami rocznych anomalii SST, ale również nie pochodzących ze zbioru ERSST v.3b, lecz obliczonych względem takiej samej średniej z okresu 1901-2000. Ze względu na często zmieniające się okresy odniesienia, względem których oblicza się średnie wieloletnie wartości SST w kolejnych edycjach zbiorów ERSST (patrz Xue i in. 2003) nie korzystano w tym przypadku z anomalii SST podawanych w tych zbiorach, obliczanych z różnych trzydziestolec.

Do charakterystyki zmienności miesięcznej i rocznej powierzchni złodzonej (extent⁴) na morzach Amundsena i Bellingshausena oraz Morzu Weddella wykorzystano dane pochodzące ze zbioru `gsfc.bootstrap.month.extent.1978-2011.s` (adres: ftp://sidacs.colorado.edu/pub/DATASETS/nsidc0192_seaice_trends_climo/ice-extent/bootstrap/). Zbiór ten, udostępniony przez NSIDC (National Snow & Ice Data Center) charakteryzuje regionalną zmienność powierzchni lodów na półkuli południowej w okresie od listopada 1978 do końca 2011 roku (33 lata). Jego rozdzielczość przestrzenna jest niewielka, cały obszar Oceanu Południowego podzielony jest na 5 sektorów; powierzchnia złodzona Morza Bellingshausena, i leżącego znacznie dalej na zachód od Półwyspu Antarktycznego, Morza Amundsena jest podawana jako jedna, wspólna wartość. Roczną powierzchnię złodzoną na wymienionych morzach obliczono jako średnią arytmetyczną ze średnich miesięcznych w roku kalendarzowym.

Wartości wskaźników SAM (Southern Annular Mode) zaczerpnięto z danych BAS (British Antarctic Survey). Źródłem „stacyjnych” danych indeksu SAM (patrz Marshall 2003) jest baza danych BAS (adres <http://www.nerc-bas.ac.uk/icd/gjma/sam.html>). Te same dane można pozyskać również poprzez KNMI Explorer (http://climexp.knmi.nl/data/ibas_sam.dat). Szereg czasowy tego wskaźnika SAM rozpoczyna się od stycznia 1957 roku i jest konsekwentnie uzupełniany. Indeksy AAO (Oscylacji Antarktycznej), obliczane (1 PC) z anomalii SLP w strefie od 20 do 90°S hPa opublikował JISAO (Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean, University of Washington; strona <http://www.jisao.washington.edu/aaoslp/samslp/analysis/19482011>; Thompson i Wallace 2000). Szereg ten rozpoczyna się od stycznia 1948 roku a ostatnia podana wartość indeksu AAO w tym zbiorze pochodzi z maja 2011 roku.

⁴ Powierzchnia złodzona (extent) – powierzchnia akwenu pokryta lodem morskim o koncentracji powyżej 15% (15-100%), wymiar – tysiące km².

Podstawowymi metodami, jakie wykorzystano do analizy danych był szczegółowy przegląd przebiegów poszczególnych zmiennych, zbadanie ich rozkładu i zmienności w czasie uwzględniający możliwe fizycznie powiązania między poszczególnymi zmiennymi. Następnie przeprowadzano analizę korelacji liniowych między szeregami danych, analizę regresji jednej i wielu zmiennych (regresja wielokrotna) oraz analizę wariancji. Te metody są na ogół dobrze znane, w związku z czym nie zachodzi potrzeba ich objaśniania. Analizy prowadzono na szeregach zawierających trendy i na szeregach, z których trendy usunięto, aby wyeliminować przypadki, w których występowanie kowariancji może być rezultatem występowania trendów w obu szeregach. W przypadku wymienionych analiz wszystkie uzyskane wyniki (np. wartości współczynników korelacji, estymowanych współczynników regresji) testowano odpowiednimi testami określającymi istotność statystyczną związku czy estymowanej wartości.

3. Zagadnienie „czynników sterujących” zmianami temperatury powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego i wybór zmiennych do analizy

Spośród wymienionych przez Van den Broeke (2000), Vaughana i in. (2003) oraz Kinga i in. (2003) czynników kształtujących temperaturę powietrza, na plan pierwszy wysuwają się cyrkulacja atmosferyczna i SST. Mechanizm sterowania zmianami temperatury powietrza przez cyrkulację atmosferyczną jest stosunkowo prosty. Napływający nad dany obszar strumień powietrza ma zawsze zespół określonych właściwości fizycznych – temperaturę, zasób pary wodnej, przezroczystość. Wzrost frekwencji napływu nad dany obszar mas powietrza o większym zasobie ciepła, czyli wyższej temperaturze, pociąga za sobą nad tym obszarem wzrost średniej temperatury powietrza, wzrost frekwencji napływu mas chłodniejszych – spadek średniej temperatury powietrza.

To zróżnicowanie, w przypadku północnych i zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego jest ściśle związane z kierunkiem napływu. Zwiększona frekwencja i/lub intensywność napływów południowych, z sektora „chłodnego”, jakim są wybrzeża kontynentu i strefa przybrzeżna pokryta lodami morskimi, powinny powodować spadki temperatury. Odwrotnie, zwiększona frekwencja i/lub intensywność napływów z północy, z niższych szerokości geograficznych (sektora „ciepłego”), powinna pociągać za sobą wzrost temperatury powietrza. W przypadku przepływów strefowych sprawa nie jest już tak oczywista. W przypadku napływów z zachodu można oczekiwać wzrostu temperatury powietrza, zwłaszcza w okresie chłodnej pory roku. Jednak niska SST niekoniecznie musi doprowadzać przy napływie zachodnim do wzrostu temperatury powietrza latem.

Dla rejonu Półwyspu Antarktycznego nie ma regionalnych wskaźników cyrkulacji, które pozwoliłyby na jednoznaczne określenie kierunków adwekcji. Jedynymi wskaźnikami cyrkulacji dla Antarktyki są wielkoskalowe, hemisferyczne, wskaźniki cyrkulacji rodzaju AAO (Oscylacji Antarktycznej) czy SAM (Southern Annular Mode; patrz Thompson i Wallace 2000, Marshall 2003). Wskaźniki te charakteryzują w ogólny sposób natężenie cyrkulacji strefowej (dodatnie wartości wskaźnika) i astrefowej (ujemne wartości wskaźnika) w skali całej półkuli południowej. Wskaźniki AAO i SAM wykazują istotne, dodatnie skorelowanie z temperaturą powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego (patrz np. Kwok i Comiso 2002, Meredith i in. 2004, Monaghan i in. 2008), co sugeruje, że wzrost przenosu strefowego (z zachodu) pociąga tam za sobą wzrost temperatury rocznej. Wobec zafalowań strefy przenosu zachodniego (fale Rossby'ego) taka interpretacja jest jednak jedynie hipotezą

wymagającą wykazania jej słuszności. Zmiennymi, które charakteryzują kierunek i intensywność napływu powietrza nad obszar Półwyspu Antarktycznego mogą być składowe strefowe (U-wind) i południkowe (V-wind) wiatru geostroficznego z któregoś z dolnych poziomów (1000, 950 lub 850 hPa). Składowe wiatru geostroficznego mają nad wskaźnikami cyrkulacji hemisferycznej tę przewagę, że w sposób jednoznaczny określają kierunki adwekcji nad rozpatrywany obszar. Z tego względu do dalszej analizy przyjęto składowe wiatru geostroficznego z poziomu 1000 hPa, silnie powiązane z temperaturą powietrza.

Rola SST w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza jest bardziej skomplikowana. SST charakteryzuje zasób ciepła zakumulowanego w wodach, ciepło to może zostać przekazane do atmosfery wtedy, gdy przepływające nad powierzchnią oceanu powietrze ma temperaturę niższą od SST. W przypadku dużych zasobów ciepła w wodach nawet długotrwały przepływ chłodnego powietrza nad oceanem nie powoduje silniejszego spadku SST, może nastąpić natomiast nawet bardzo szybki i silny wzrost temperatury powietrza, którego górną granicą jest wartość SST. Jeśli zasoby ciepła w wodach są niewielkie, przepływ chłodnego powietrza nad wodą powodować będzie relatywnie szybki spadek SST, różnice temperatury między wodą i powietrzem będą stopniowo maleć, tempo wzrostu temperatury powietrza ulegnie spowolnieniu. Również i w tym przypadku graniczną wartością, do której może ogrzać się powietrze, jest wartość SST. Jeśli SST jest niższa od temperatury przepływającego nad oceanem powietrza, przepływ ciepła z atmosfery do oceanu bardzo szybko, niemal natychmiast ustaje, SST pozostaje praktycznie bez zmian, powietrze w jego przywodnej warstwie ulega ochłodzeniu, tworzy się warstwa inwersyjna. Temperatura w przywodnej warstwie powietrza przybiera wartość równą SST.

Jak z powyższego wynika, oddziaływanie SST na temperaturę powietrza jest skrajnie nieliniowe i nie może być rozpatrywane niezależnie od charakteru cyrkulacji atmosferycznej, jaka występuje nad danym akwenem. Analiza rozkładu przestrzennego składowych strefowej i południkowej wiatru geostroficznego na obszarach otaczających Półwysep Antarktyczny wskazuje, że dominujące kierunki napływu zawarte są w sektorze od NE do SW. Z tego względu największy wpływ na kształtowanie zmienności temperatury powietrza na północnych i zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego odgrywać winna SST na akwenach rozciągających się na północ i zachód od Półwyspu. Jako zmienną charakteryzującą SST przyjęto średnią obszarową wartość SST z akwenu, którego granice oznaczone są na ryc. 2. (patrz również praca Marsza i Styszyńskiej w tym tomie).

O ile rola zmian powierzchni lodów morskich na morzach Amundsena i Bellingshausena w kształtowaniu zmian temperatury na zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego jest prosta (Jacobs i Comiso 1997), to podnoszona przez Kinga i in. (2003) oraz Vaughana i in. (2003) kwestia występowania współzależności między cyrkulacją atmosferyczną, SST i powierzchnią lodów morskich jest zagadnieniem trudniejszym i bardziej skomplikowanym. Tworzenie się lodów morskich nie stanowi prostej funkcji temperatury powietrza, ale również zasobów ciepła w wodzie. Dopóki zasoby ciepła w przypowierzchniowej warstwie oceanu nie zostaną wyczerpane na wymianę z atmosferą na tyle, aby temperatura wody osiągnęła temperaturę krzepnięcia, dopóty nie będzie dochodziło do tworzenia się lodu morskiego, a napływający na taki akwen lód ulegać będzie topnieniu. Zasoby ciepła w wodzie, nawet jeśli występuje stratyfikacja wód, w przybliżony sposób⁵ charakteryzuje SST. W rezultacie, jeśli

⁵ Zasób ciepła w wodzie zależy nie tylko od SST, ale przede wszystkim od miąższości warstwy wody nad termokliną letnią i średniej temperatury tej warstwy (SST i pionowego gradientu temperatury w wodzie nad termokliną

tylko zasoby ciepła w wodach są wystarczająco duże, pierwszoplanowe znaczenie w tworzeniu się lodów i wielkości ich powierzchni ma SST, a nie temperatura powietrza.

Przy braku pokrywy lodowej, która stanowi warstwę „izolacyjną”, przy napływie nad dany obszar powietrza chłodniejszego od wody, mogą funkcjonować silne strumienie ciepła z oceanu do atmosfery, zmieniające temperaturę tego powietrza. Wtedy napływ chłodnego powietrza z „chłodnego kierunku” (obszaru źródłowego) da relatywnie silny wzrost temperatury (transformacja masy), w stosunku do braku takiego wzrostu, gdy powietrze napływające nad dany obszar będzie przepływało nad pokrywą lodową i nie będą w nim następowały procesy transformacji.

Z kolei kierunki przepływu mas powietrza nad wodą mają duży wpływ na rozmiary powierzchni morza pokrytej lodem. Należy zwrócić uwagę, że lody morskie są lodami dryfującymi, przemieszczającymi się pod wpływem wiatru i prądów. Na akwenach leżących na zachód od Półwyspu Antarktycznego napływy powietrza z przewagą północnych będą przemieszczały niezbyt zwartą pokrywą lodową na południe, południowy wschód. Cofnie to granicę lodów na południe, powierzchnia lodów na danym akwenu (np. Morzu Bellingshausena) się zmniejszy. Jednocześnie te same napływy powietrza dadzą adwekcyjny wzrost temperatury powietrza, oraz – przez zmniejszenie poboru ciepła z powierzchni morza – ograniczenie spadku SST. W przypadku, gdy korzysta się z danych w postaci anomalii SST zamiast surowych wartości SST, pojawią się na tym akwenu dodatnie anomalie SST⁶. Odwrotnie, przepływy z południa (chłodne) będą powodowały dryf lodów na północ, północo-zachód, czyli zwiększenie powierzchni lodów i jednocześnie nastąpi bardzo silny spadek temperatury powietrza (ograniczenie transformacji). Wzrost częstości i intensywności wiatrów zachodnich, na skutek odchylenia się kierunku dryfu lodów w lewo od kierunku wiatru (efekt działania siły Coriolisa), pociąga za sobą rozrost powierzchni lodów, bez istotnych zmian temperatury powietrza. W rezultacie, reakcja powierzchni lodów i położenie granicy lodów przy wzroście częstości i intensywności adwekcji powietrza z zachodu będzie podobna do reakcji występującej przy wzroście częstości i intensywności adwekcji z południa, odmienna będzie natomiast reakcja temperatury powietrza i SST.

Wszystko to czyni, że występujące synchroniczne ujemne korelacje między roczną temperaturą powietrza na stacjach leżących na Półwyspie Antarktycznym i średnią roczną powierzchnią lodów morskich w otoczeniu Półwyspu Antarktycznego są w przewadze słabe i statystycznie nieistotne. Przekraczają próg istotności statystycznej tylko na stacjach, które względnie systematycznie znajdują się w okresie chłodnym w zasięgu lodów (tab. 1).

Bardziej szczegółowa analiza korelacji, przeprowadzona między miesięcznymi i rocznymi wartościami powierzchni lodów morskich na morzach Amundsena i Bellingshausena oraz Weddella i temperaturą powietrza na stacjach Półwyspu Antarktycznego wykazała występowanie związków asynchronicznych. Zmiany średniej rocznej (rok k) powierzchni lodów na morzach Amundsena i Bellingshausena korelują istotnie z temperaturą roczną następnego roku (rok $k+1$). Wartości współczynników korelacji mieszczą się w granicach od $-0,31$ (Esperanza) do $-0,60$ (Faraday/Vernadsky), a na

letnią), w chłodnej porze roku zasób ciepła w wodzie stanowi iloczyn SST i miąższości warstwy izotermicznej. Dodatkowo zagadnienie zasobów ciepła w wodzie możliwych do wymiany z atmosferą komplikuje występowanie stratyfikacji oceanu. W przypadku występowania stratyfikacji (tak jak jest to na Morzu Bellingshausena) zasób ciepła w wodzie określa w przybliżeniu iloczyn SST i miąższości warstwy nad piknokliną. Nie będzie się w tym miejscu omawiać wpływu stratyfikacji wód na procesy formowania się lodu morskiego.

⁶ Wystąpienie takich dodatnich anomalii SST jest często traktowane w literaturze jako „ogrzewanie oceanu”. Takiego rodzaju interpretacje stanowią przejaw naiwności.

oddalonej stacji Orcadas osiągają jeszcze wyższą wartość (-0,68). Czynnikiem „przenoszącym” w czasie wpływ powierzchni lodów na temperaturę powietrza następnego roku jest SST. Działa tu, w sposób niemal podręcznikowy, „pamięć oceanu” przenosząca w czasie sumaryczne oddziaływania procesów wymiany ciepła między powierzchnią oceanu i atmosferą, cyrkulacji oceanicznej i atmosferycznej oraz zmian pokrywy lodowej. W rezultacie występowania tych wszystkich związków między szeregami powierzchni lodów morskich i SST i wskaźnikami charakteryzującymi cyrkulację atmosferyczną występują korelacje. Efektem tego jest, ujawniająca się w analizach statystycznych, zwłaszcza w analizie regresji i analizie wariancji, redundancja (nadmiarowość) uniemożliwiająca prawidłowe oszacowanie wartości współczynników regresji w równaniach regresji wielokrotnej.

Tabela 1. Wartości współczynników korelacji liniowej (r) i ich istotność statystyczna (p) między średnią roczną powierzchnią lodów morskich na morzach Bellingshausena i Amundsena (BellAm) oraz Weddella (Weddell) i średnią roczną temperaturą na wybranych stacjach Szetlandów Południowych, północnego i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego oraz na stacji Orcadas. Korelowane szeregi z lat 1979-2012 (33 lata).
Wartości współczynników korelacji istotne na poziomie $p < 0,05$ pogrubiono

Table 1. The values of coefficients of linear correlation (r) and their statistical significance (p) between the mean annual sea ice at the surface of the Bellingshausen and Amundsen seas (BellAm) and Weddell Sea (Weddell) and the average annual temperature at the selected stations of the South Shetland Islands, north and west coast of the Antarctic Peninsula and at Orcadas station. Correlated series from years 1979-2012 (33 years). The values of correlation coefficients significant at $p < 0.05$ are in bold.

Stacja – Station		BellAm	Weddell
Bellingshausen	r	-0,23	-0,24
	p	0,206	0,173
Esperanza	r	-0,18	-0,21
	p	0,323	0,238
Faraday/Vernadsky	r	-0,46	-0,24
	p	0,007	0,180
Rothera	r	-0,41	-0,32
	p	0,017	0,064
Orcadas	r	-0,13	-0,48
	p	0,462	0,005

Niewątpliwie zagadnienie roli lodów morskich w kształtowaniu temperatury powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego jest bardzo ważne i wymaga dalszych szczegółowych studiów, jednak w chwili obecnej⁷ nie daje się wyizolować, czy oddzielić, wpływu zmian powierzchni lodów od wpływu cyrkulacji atmosferycznej i SST. Z tego względu pominięto w tej analizie pokrywę lodową.

4. Wyniki analizy

Do analizy, mającej na celu określenie jaki jest wpływ zmian cyrkulacji atmosferycznej i zmian SST na kształtowanie zmienności rocznej temperatury powietrza na stacjach północnego i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego przyjęto 9 zmiennych niezależnych. Są nimi roczne składowe

⁷ Między innymi ze względu na skąpość danych źródłowych. Wiarygodne szeregi miesięcznych wartości powierzchni lodów morskich liczą tylko 33 lata (1979-2011). Jest to szereg zbyt krótki i o zbyt małej rozdzielczości przestrzennej, aby jego analiza pozwalała na wyciąganie wniosków uzasadnionych statystycznie.

strefowe (4 zmienne) i południkowe (4 zmienne) wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa w punktach [60°S, 60°W], [65°S, 60°W], [60°S, 70°W], [65°S, 70°W] oraz roczna obszarowa anomalia SST z powierzchni 20 gridów 2x2° między 59 i 65°S oraz 69 i 55°W (1 zmienna; patrz ryc. 2).

Analiza regresji wielokrotnej przeprowadzona metodą regresji krokowej w przód, przy warunkach F do wprowadzenia $\geq 1,0$ i tolerancji $\geq 0,05$ pozostawiła w równaniu regresji wielokrotnej 3 spośród 9 zmiennych niezależnych⁸. Te trzy zmienne w wysokim stopniu istotności objaśniają zmienność rocznej temperatury na wszystkich stacjach Półwyspu Antarktycznego, a nawet na oddalonej od Półwyspu stacji Orcadas. Zmiennymi tymi są:

- roczna składowa merydionalna wiatru geostroficznego w punkcie [60°S, 60°W]; oznaczenie zmiennej MW[60,60],
- roczna anomalia SST z akwenu leżącego na NW od wybrzeży północnej części Półwyspu Antarktycznego; oznaczenie zmiennej SST_{A20},
- roczna składowa merydionalna wiatru geostroficznego w punkcie [65°S, 70°W]; oznaczenie zmiennej MW[65,70].

Pozostałe zmienne, czyli składowe południkowe wiatru geostroficznego z punktów [60°S, 65°W] i [60°S, 70°W] oraz składowe strefowe ze wszystkich wziętych do analizy punktów nie wywierają, w kombinacji z wymienionymi trzema zmiennymi, statystycznie istotnego wpływu na kształtowanie się rocznej temperatury powietrza na rozpatrywanym obszarze. Oznacza to, że zmiany natężenia przepływów strefowych odgrywają drugorzędną rolę w kreowaniu zmian rocznej temperatury powietrza nad tym obszarem.

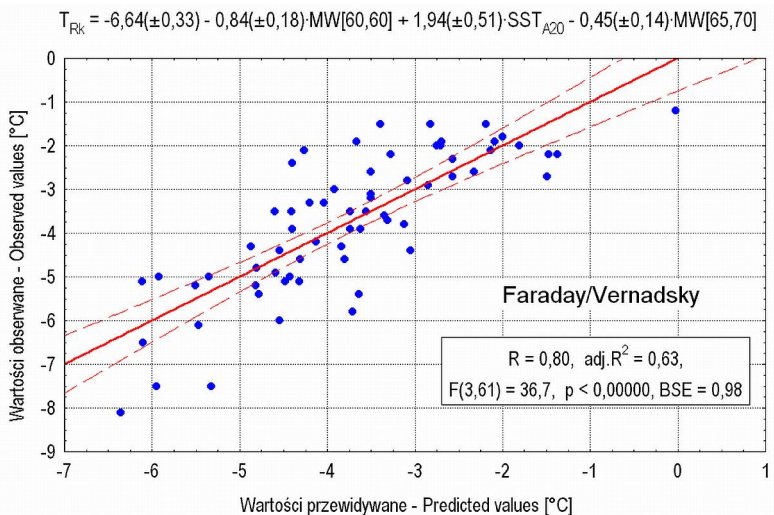
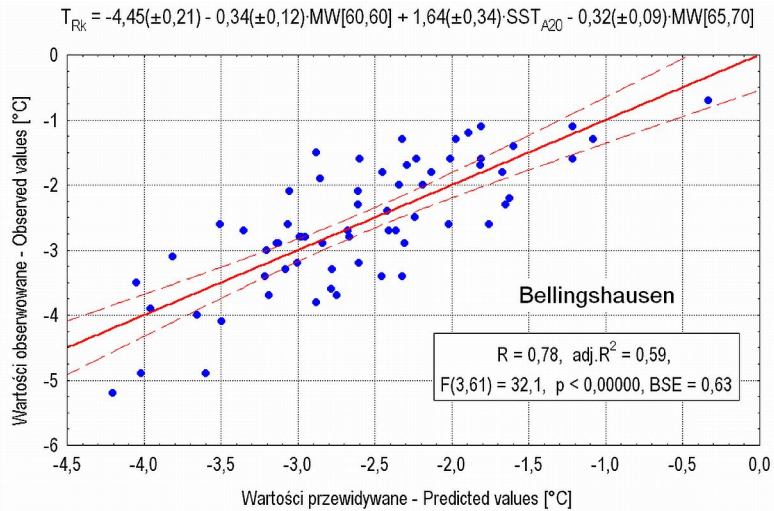
Model zależności opisującej zmienność rocznej temperatury powietrza na poszczególnych stacjach (zmienna T_{RK}) jest następujący:

$$T_{RK} = a + b \cdot MW[60,60] + c \cdot SST_{A20} + d \cdot MW[65,70], \quad [1]$$

gdzie: a – wyraz wolny, b, c, d – współczynniki regresji. Analiza wykresów rozrzutu wykazuje, że zależność jest liniowa (patrz ryc. 3). Wyjaśnia to jednoznacznie, że przyjęta metoda regresji wielokrotnej jest właściwa dla charakterystyki występujących zależności między roczną temperaturą powietrza na rozpatrywanych stacjach a zmiennymi, które zmienność temperatury rocznej generują.

Wartości wyrazów wolnych i błędów standardowych ich oszacowania oraz współczynników regresji i ich błędów standardowych (w nawiasach) dla poszczególnych zmiennych na każdej stacji zestawiono w tabeli 2. W tej samej tabeli zestawione są wyniki analizy wariancji równań regresji dla poszczególnych stacji. Oznaczone w tabeli wartości R stanowią współczynniki korelacji wielokrotnej, adj. R² – poprawione na liczbę stopni swobody wartości współczynników determinacji całego równania (wartość wskazująca jaki odsetek wariancji rocznej temperatury powietrza na danej stacji objaśnia zmienność wszystkich zmiennych znajdujących się w równaniu). Wartości mianowane w % pod współczynnikami regresji objaśniają, jaki odsetek wariancji objaśnia w danym równaniu zmienność pojedynczej zmiennej. Wszystkie oszacowane wartości wyrazów wolnych oraz wszystkie współczynniki regresji są istotne statystycznie (p < 0,01).

⁸ Objasnienie pryncypiów i procedury regresji „krokowej w przód” albo inaczej „postępującej” w języku polskim – patrz Stanis, 2007, t. 2, s. 144.



Ryc. 3. Wartości temperatury rocznej oszacowane za pomocą równania [1] versus wartości obserwowane na stacjach Bellingshausen i Faraday/Vernadsky. Odsetek objaśnionej wariancji przez każdą zmienną – patrz tab. 2

Fig. 3. Annual temperature values estimated using the equation [1] versus values observed at Bellingshausen station (top) and Faraday / Vernadsky (bottom). The proportion of variance explained by each variable - see Table 2.

Na trzech stacjach – Bellingshausen, Faraday/Vernadsky i Rothera – wartości współczynnika determinacji (adj. R²) są do siebie zbliżone (0,59-0,63). Wyraźnie pod tym względem odbiega wartość adj. R² na stacji Esperanza (0,44). Istotnie mniejsze objaśnienie zmienności temperatury na tej stacji, w stosunku do pozostałych stacji, można wyjaśnić działaniem czynników lokalnych – przede wszystkim zwiększoną częstością inwersji w okresie chłodnej pory roku. Esperanza jest położona w krótkiej,

głębokiej dolinie o orientacji zbliżonej do N-S, wychodzącej na stosunkowo wąską w tym miejscu cieśninę (Antarctic Sound), która przez większą część roku jest pokryta lodem morskim wypływającym z Morza Weddella. Ten wydłużony okres zalegania pokrywy lodowej stanowi drugorzędny czynnik, wpływający na obniżenie temperatury powietrza w okresie wiosennym i początku lata. Jeśli wyeliminować tę stację z rozważań, można stwierdzić, że zmiany wymienionych zmiennych (czynników) objaśniają około 60% międzyrocznej zmienności temperatury na stacjach Szetlandów Południowych i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego.

Tabela 2. Wartości wyrazów wolnych (a) oraz współczynników regresji stojących przed zmiennymi niezależnymi (b, c, d) w równaniach (patrz równanie [1]) objaśniających zmienność rocznej temperatury powietrza [T_{RK} ; °C] na stacjach północnego i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego. Wartości R i adj. R^2 – patrz tekst powyżej, n – liczba analizowanych przypadków (lat)

Table 2. The values of free terms (a) and the values of regression coefficients preceding the independent variables (b, c, d) in the equations (see equation [1]) explaining the variability of annual air temperature at stations of the north and west coast of the Antarctic Peninsula. The values of R and adj. R^2 – see the text above.

Stacja – Station	n	a	b	c	d
Bellingshausen R = 0,78, adj. R^2 = 0,59	65	-3,70(±0,15)	-0,34(±0,12) 38,8%	+1,64(±0,32) 13,9%	-0,32(±0,09) 8,5%
Esperanza R = 0,69, adj. R^2 = 0,44	61	-6,62(±0,24)	-0,47(±0,17) 32,8%	+1,34(±0,46) 6,3%	-0,37(±0,13) 7,8%
Faraday/Vernadsky R = 0,80, adj. R^2 = 0,63	65	-5,75(±0,24)	-0,84(±0,18) 51,1%	+1,94(±0,51) 7,1%	-0,45(±0,14) 6,1%
Rothera R = 0,79, adj. R^2 = 0,60	54	-7,11(±0,32)	-0,86(±0,21) 46,9%	+2,06(±0,57) 7,4%	-0,50(±0,16) 7,8%
Orcadas R = 0,69, adj. R^2 = 0,45	65	-4,49(±0,18)	-0,33(±0,14) 32,8%	+1,25(±0,38) 6,3%	-0,31(±0,10) 7,8%

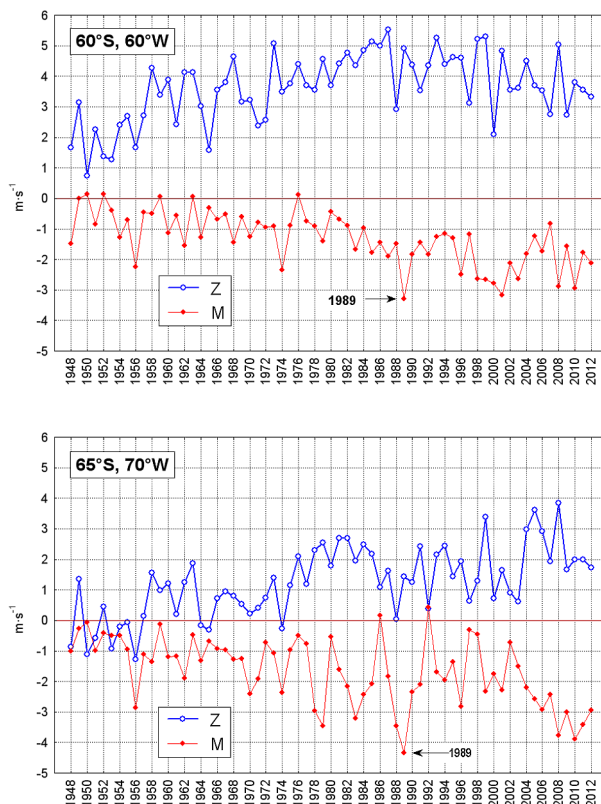
Z oszacowanych wartości współczynników regresji wynika jasno, że zmiany anomalii SST pociągają za sobą zmiany temperatury rocznej z tym samym znakiem. Najsilniejszy wpływ zmian SST na temperaturę powietrza zaznacza się na stacji Bellingshausen, gdzie zmienność SST objaśnia ~14% obserwowanej wariacji rocznej temperatury powietrza. Tak duży wpływ zmian SST na kształtowanie temperatury powietrza można wyjaśnić wyspiarskim położeniem tej stacji. Na zmienność temperatury na pozostałych stacjach zmiany SST wpływają w mniejszym stopniu, objaśniając od 6 do 7% wariacji rocznej temperatury powietrza.

Większe znaczenie dla kształtowania zmian temperatury powietrza od zmian SST ma charakter cyrkulacji atmosferycznej nad omawianym obszarem, przy czym podstawowe znaczenie ma zmienność cyrkulacji południkowej. Łącznie zmiany składowej merydionalnej wiatru geostroficznego w punktach [60°S, 60°W] i [65°S, 70°W] objaśniają od ~40 (Esperanza) do ~57% (Faraday/Vernadsky) wariacji temperatury. Napływy z południa (dodatni znak składowej) pociągają za sobą spadek temperatury rocznej, napływy z północy (ujemny znak składowej) pociągają za sobą wzrost rocznej temperatury powietrza. W obu przypadkach rozmiary zmiany temperatury rocznej są ściśle proporcjonalne do intensywności napływu (prędkości wiatru geostroficznego). Większe znaczenie dla kształtowania zmian temperatury ma zmienność intensywności prędkości wiatru geostroficznego na 60 niż na 65°S.

Wpływ poszczególnych zmiennych na roczną temperaturę powietrza rośnie wraz ze wzrostem szerokości geograficznej. Rozkład wartości współczynników regresji stojących przed poszczególnymi zmiennymi (tab. 2) wyjaśnia przyczyny regionalnych różnic w kształtowaniu się trendów temperatury powietrza. Przebieg zmian rocznych składowych strefowych i południkowych wiatru geostroficznego w gridach [60°S, 60°W] i [65°S, 70°W] przedstawia rycina 4, a przebieg zmian anomalii obszarowej rocznej SST rycina 5.

Ryc. 4. Przebieg rocznych składowych strefowych (Z) i południkowych (M) wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa w punktach 60°S, 60°W i 65°S, 70°W. Wartości dodatnie w przypadku składowej strefowej (Z) oznaczają wypadkowy napływ z zachodu, ujemne – ze wschodu. Przy przepływach południkowych (M) wartości dodatnie oznaczają wypadkowy napływ z południa, ujemne – z północy.

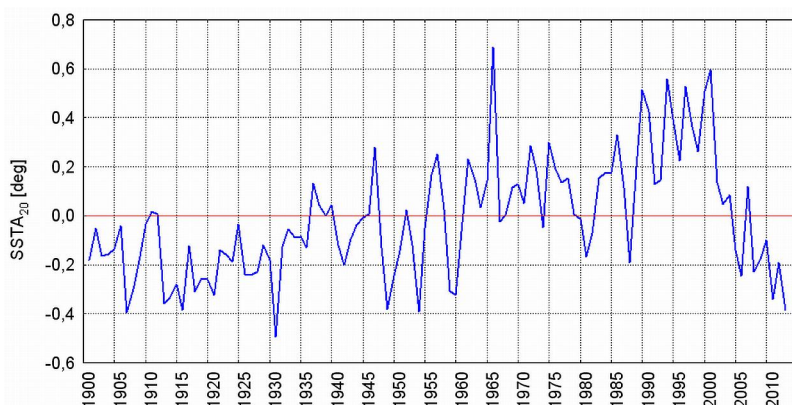
Fig. 4. Course of annual zonal components (Z) and meridional (M) of geostrophic wind at the level of 1000 hPa at the point 60° S, 60° W (left part of the Figure) and at the point 65° S, 70° W. Positive values in the zonal component (Z) indicate the resultant inflow from the west, negative ones – from the east. In the case of meridional flow (M) positive values indicate resultant inflow from the south, negative – from the north.



Na rycinie 4 oznaczono rok 1989, w którym na zachodnim wybrzeżu Półwyspu Antarktycznego roczna temperatura powietrza była nadzwyczajnie wysoka, a temperatura lipca (najchłodniejszy miesiąc w roku) na niektórych stacjach Szetlandów Południowych była dodatnia. Rycina 4 dokumentuje zaznaczający się po roku 1976 wzrost składowej północnej wiatru geostroficznego wymuszający stopniowy wzrost temperatury powietrza. Szczególnie konsekwentny, silny wzrost składowej północnej zaznaczył się w gridzie [65°S, 70°W] po roku 2000, słabszy i mniej konsekwentny wzrost składowej północnej po roku 2007 w gridzie [60°S, 60°W]. Te wzrosty intensywności napływów z północy wymuszają wzrost temperatury powietrza. Jednocześnie roczne anomalie SST rosły do roku 2000 powodując wzrost temperatury, a po tym roku nastąpił gwałtowny spadek – od wartości +0,4 do -0,6 deg w roku 2012, co z kolei wymuszało spadek temperatury powietrza.

Zgodny w czasie wzrost natężenia adwekcji z północy i wzrost SST od lat 70. XX wieku do roku 2000 był przyczyną nieregularnego wzrostu temperatury na całym rozpatrywanym obszarze. Po roku

2000 jeden z czynników – cyrkulacja atmosferyczna – nadal zmieniał się w ten sposób, że działał w kierunku wzrostu temperatury, drugi – SST – zmieniał się w kierunku pociągającym za sobą spadek temperatury.



Ryc. 5. Przebieg rocznych anomalii SST [deg] na akwenie, którego granice oznaczone są na ryc. 2 (zmienna SSTA₂₀)

Fig. 5. Course of annual SST anomalies [degree] sea area, the limits of which are indicated in Fig. 2 (variable SSTA₂₀).

Na stacjach Szetlandów Południowych i północnych krańców Półwyspu Antarktycznego spadek wartości anomalii SST po roku 2000, pociągający za sobą spadek temperatury powietrza, nie był w pełni kompensowany przez następujący w tym samym czasie wzrost intensywności napływów z północy, pociągających za sobą wzrost temperatury powietrza, w rezultacie czego roczna temperatura powietrza obniża się. Na stacjach środkowej i południowej części zachodniego wybrzeża Półwyspu wpływ zmian prędkości składowej południkowej na kształtowanie się rocznej temperatury powietrza jest o około 2,5 i 1,4 razy silniejszy (0,84/0,34 i 0,45/0,32; patrz tab. 2) niż na stacjach północnej części Półwyspu. Powoduje to, że wpływ spadku SST jaki nastąpił po roku 2000 jest tam z nadlatkiem skompensowany przez wzrost prędkości składowej północnej wiatru geostroficznego. Efektem tych różnic w sile oddziaływania poszczególnych czynników wymuszających zmiany temperatury powietrza na omawianym obszarze jest to, że po roku 2000 na stacjach leżących na północy (Bellingshausen, Esperanza, O'Higgins) zachodzi ochłodzenie, gdy na stacjach położonych na południu (Faraday/Vernadsky, Rothera) ocieplenie trwa nadal, a jedynie uległo spowolnieniu w stosunku do okresu poprzedzającego rok 2000.

5. Dyskusja wyników i wnioski

Przeprowadzona analiza wskazuje wyraźnie, że przyczyną obserwowanego ochłodzenia na stacjach Szetlandów Południowych i północnym krańcu Półwyspu Antarktycznego po roku 2000 jest zachodzący spadek SST na akwenach Oceanu Południowego rozciągających się na N i W od Półwyspu. Mając na uwadze przebieg procesów transformacji mas powietrza napływających z północy, najsilniejszego ochładzającego wpływu powierzchni morza na powietrze należy spodziewać się

w miesiącach antarktycznego lata (grudzień, styczeń, luty). Analiza przebiegu temperatury miesięcznej na badanych stacjach wykazuje, że po roku 2000 częstość występowania niskiej temperatury powietrza w okresie lata (XII-II) wyraźnie wzrosła. Wyjątkowo „chłodny”, jak na warunki morskiej Antarktyki, okres letni wystąpił na stacji Bellingshausen już w 2000/2001 roku (odchylenie $-1,02 \sigma_n$ względem średniej z 30.letnia 1971-2000), następnie podobne „chłodne” okresy letnie powtarzały się w latach 2003/2004 ($-0,86 \sigma_n$), 2004/2005 ($-1,73 \sigma_n$), 2009/2010 ($-1,57 \sigma_n$). Również ostatnie antarktyczne lato (2012/2013) jest na tej stacji znacznie chłodniejsze ($-2,21 \sigma_n$) od normy klimatycznej z lat 1971-2000. Jeszcze silniejsze spadki temperatury powietrza wystąpiły w tych samych okresach letnich na stacji Esperanza – tam średnia temperatura okresów letnich w latach 2000/2001, 2010/2011 oraz 2012/2013 była ujemna. Na położonej na wschód od rozpatrywanego obszaru stacji Orcadas podobny, silny spadek temperatury lata ($-0,33^\circ\text{C}$ przy średniej z lat 1971-2000 równej $+0,88^\circ\text{C}$) zaznaczył się dopiero w ostatnim 2012/2013 roku. To opóźnienie można tłumaczyć powolnością propagacji ku wschodowi mas wychłodzonych wód niesionych przez Prąd Circumantarktyczny (Antarctic Circumpolar Current, Antarktyczny Prąd Okołobiegunowy).

Inną cechą zmian klimatu związaną przypuszczalnie z wystąpieniem spadku SST na wodach Cieśniny Drake’a rozciągających się na N i W od Półwyspu jest zaznaczanie się w latach 2000-2011 dodatniego trendu powierzchni lodów morskich w okresie od czerwca do września na morzach Amundsena i Bellingshausena. Trendy te są stosunkowo słabe (najsilniejszy w lipcu; $+26,28(\pm 19,96)$ tys $\text{km}^2\text{-rok}^{-1}$) i statystycznie nieistotne. Jednak to powiększanie się powierzchni zlodzonej ma miejsce w otoczeniu Szetlandów Południowych i w pobliżu północnych wybrzeży Półwyspu Antarktycznego, które w szeregu zim lat 1988-2000 pozostawały wolne od lodu. Częstsze pojawianie się pokrywy lodowej na Cieśninie Bransfielda i w otoczeniu Szetlandów Południowych po roku 2000 powinno wywierać silniejszy wpływ na spadki temperatury powietrza w okresie antarktycznej zimy (VI-VIII) w rejonie północnych krańców Półwyspu Antarktycznego, niż w rejonie środkowych i południowych krańców Półwyspu, gdzie występowanie pokrywy lodowej zimą stanowiło raczej regułę.

Na stacjach Szetlandów Południowych i Półwyspu Antarktycznego zmiany składowych południkowych wiatru geostroficznego z poziomu 1000 hPa oraz zmiany anomalii SST objaśniają około 60% zmienności rocznej temperatury powietrza. Jest to bardzo wysoki odsetek, wskazujący, że te proste procesy naturalne, jakimi są zmiany kierunków i intensywności napływu mas powietrza i zmiany SST objaśniają łącznie zasadniczą część obserwowanej zmienności temperatury rocznej. Działanie wszystkich pozostałych, nieuwzględnionych w modelu, czynników objaśnia pozostałą część wariancji, czyli około 40%. Można sądzić, że gdyby istniały szeregi czasowe charakteryzujące zmienność powierzchni lodów morskich na akwenie mórz Bellingshausena i Amundsena o takiej samej długości jak pozostałych zmiennych, i można było użyć tych zmiennych do oszacowania kolejnych parametrów równania, odsetek objaśnionej wariancji rocznej temperatury powietrza przez takie równanie byłby większy i na wpływ innych czynników pozostałoby już niewiele miejsca.

Oczywiście natychmiast staje problem, czy zmiany SST w pobliżu północnych i zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego oraz zmiany intensywności składowych strefowych i południkowych wiatru geostroficznego na tym obszarze mają charakter procesów naturalnych, czy też, jak piszą liczni badacze, stanowią efekt antropogenicznych zmian klimatu. Odniesienie się do tej kwestii wymaga wykroczenia poza wąskie sformułowanie celu pracy, ale również wyjścia poza rozpatrywane granice terytorialne.

Zmienność SST, wywierająca wpływ na kształtowanie się zmienności temperatury powietrza w tym rejonie, jest kształtowana przez zachodzące procesy oceaniczne – głównie przez procesy wychładzania powierzchni oceanu w warstwie mieszania, pionowe ruchy wód i procesy propagacji mas wód o anomalnych właściwościach termicznych wraz z Prądem Cirkumantarktycznym (patrz Jacobs i Comiso 1997, Garabato i in. 2009, Lee i in. 2010).

Zdaniem Verdy i in. (2006) tworzenie się anomalii SST na Prądzie Cirkumantarktycznym stanowi bierną odpowiedź oceanu na wymuszenia atmosferyczne – bezpośrednie oddziaływanie SAM i „zdalne” wymuszanie przez ENSO (El Nino – Southern Oscillation). Z kolei część zmienności SAM, zwłaszcza zaznaczający się dodatni trend tej mody cyrkulacyjnej, jest według Arblaster’a i Meehl’a (2006) oraz Turnera i in. (2009) wymuszany przez działanie czynnika antropogenicznego – wzrostu koncentracji CO₂ w atmosferze i powiększającej się „dziury ozonowej” w stratosferze nad Antarktydą. Konsekwencją przedstawionych koncepcji powinno być stwierdzenie, że genezę anomalii SST na omawianym akwenie (SSTA₂₀) należy traktować jako rezultat antropogenicznych zmian klimatu w tym rejonie.

W odniesieniu do wpływu SAM na zmiany SST na rozpatrywanym obszarze nie znajduje się potwierdzenia tezy, że zmienność SAM może stanowić przyczynę wystąpienia tam ujemnej anomalii SST. O ile w latach 1951-2000 w przebiegu SAM i SST zaznaczały się zgodne trendy dodatnie, to w ostatnich latach wartość indeksu SAM nadal rośnie, a SST gwałtownie maleje. Współczynnik korelacji między szeregami rocznych stacyjnych wskaźników SAM (Marshall 2003) i rocznymi wartościami anomalii SST (SSTA₂₀), obliczony dla okresu 1957-2012, jest równy +0,02 ($p = 0,907$). Współczynnik korelacji między szeregiem rocznego wskaźnika AAO, będącego 1 PC pola anomalii SLP w strefie 20-90°S i SSTA₂₀ (Thompson i Wallace 2000) dla okresu 1951-2010 jest równy +0,17 ($p = 0,201$). Występowanie słabych i statystycznie nieistotnych związków, lub brak związków między szeregami anomalii SST na rozpatrywanym akwenie i działaniem czynnika mającego wymuszać zmiany SST pozwala powątpiewać w to, że zmienność cyrkulacji atmosferycznej jest przyczyną zmian SST na tym akwenie. Tym samym, nawet gdyby dodatni trend SAM był rzeczywiście rezultatem antropogenicznych zmian klimatu, tworzenie się anomalii SST na akwenach rozpościerających się na W i N od Półwyspu Antarktycznego nie może być uznane za przejaw działania czynnika antropogenicznego lecz stanowi przejaw zmienności naturalnej.

Wpływ ENSO w rzeczywistości jest „zdalny”, mający charakter telekoneksji, ale nie wpływa on na kształtowanie się anomalii SST na Prądzie Cirkumantarktycznym w rejonie położonym na W i N od Półwyspu Antarktycznego. Współczynnik korelacji między wskaźnikiem NINO3-4, będący miarą fazy i intensywności ENSO (Trenberth 1997) i zmienną SSTA₂₀ nie jest statystycznie istotny ($r = -0,15$, $p = 0,238$; 1951-2012). Oznacza to, że praktycznie związków między tymi zmiennymi brak.

ENSO natomiast wpływa na kształtowanie się anomalii SST w strefie subtropikalnej środkowej części Południowego Pacyfiku (rejon ~30°S, 170-150°W). W latach 1951-2012 wskaźnik NINO3-4, jest istotnie, ujemnie ($-0,42$, $p < 0,001$) skorelowany z anomalią SST w rejonie 30°S, 170-160°W, czyli w środkowej części subtropikalnego Pacyfiku Południowego⁹ (oznaczenie TWPA). Oznacza to, że między fazą i natężeniem ENSO i SST na środkowej części subtropikalnego Pacyfiku Południowego występują niezbyt silne, ale wysoce istotne związki. ENSO, sterujące zmiennością SST na wodach

⁹ Związek ten jest stabilny w czasie. W 113-letnim okresie (1900-2012) współczynnik korelacji między tymi szeregami jest równy $-0,44$ ($p \ll 0,0001$).

środkowej części tropikalnego Pacyfiku Południowego jest procesem naturalnym i nie wykazuje żadnego liczącego się związku ze wzrastającą koncentracją CO₂ w atmosferze. Korelacja między 113.letnim (1900-2012) szeregiem rocznego indeksu NINO3-4 i rocznymi wartościami koncentracji CO₂ w atmosferze jest praktycznie żadna ($r = -0,14$, $p = 0,153$), co pozwala wykluczyć, że zmienność ENSO ma cokolwiek wspólnego z antropogenicznym wzrostem efektu cieplarnianego¹⁰.

Anomalie SST w rejonie środkowej części subtropikalnego Pacyfiku Południowego regulują frekwencję występowania górnego klina (środkowa troposfera) na długości geograficznej Morza Rossa, a przez to wywierają bezpośredni wpływ na ułożenie środkowotroposferycznej fali długiej o liczbie falowej 3 nad całą zachodnią Antarktyką (Marsz 2011). Steruje to zmiennością dolnej cyrkulacji atmosferycznej w sektorze Antarktyki od długości geograficznej 180°-170°W (Morze Rossa) do długości geograficznej 50°W (Półwysp Antarktyczny). Z tego powodu roczne składowe południkowe wiatru geostroficznego nad obszarem leżącym na zachód od Półwyspu Antarktycznego są dość silnie i istotnie statystycznie powiązane z oddalonymi o 7-8 tysięcy kilometrów rocznymi anomaliami SST na środkowej części subtropikalnego Pacyfiku Południowego. Wzrost zasobów ciepła (wzrost SST i TWPA) w wodach środkowej części tropikalnego Pacyfiku Południowego pociąga za sobą wzrost częstości i intensywności napływów z północy wnoszących ciepło nad rejon zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego. O zmianach zasobów ciepła (SST) w tropikalnym Pacyfiku i Atlantyku jako przyczynie wzrostu temperatury powietrza nad Półwyspem Antarktycznym i Antarktydą Zachodnią w okresie ostatnich 50. lat piszą również Okumura i in. (2012).

Rozkład wartości współczynników korelacji między wartościami TWPA i składowymi strefowymi i merydionalnymi wiatru geostroficznego w punktach, które stanowiły przedmiot wcześniejszej analizy zestawione są w tabeli 3.

Tabela 3. Współczynniki korelacji (r) między rocznymi anomaliami SST w rejonie 30°S, 170-160°W (TWPA) i składowymi strefową (ZW) i merydionalną (MW) wiatru geostroficznego na poziomie 1000 hPa w punktach [60°S, 60°W], [65°S, 60°W], [60°S, 70°W], [65°S, 70°W] i ich istotność statystyczna (p). Korelowane szeregi – lata 1951-2012. Wartości istotne statystycznie ($p < 0,05$) pogrubione. Wartości p oznaczone jako 0,000 sygnalizują, że $p < 0,0001$

Table 3. The correlation coefficients (r) between annual SST anomalies in the region of 30°N, 170-160°W (marked TWPA) and zonal (ZW) and meridional (MW) components of geostrophic wind at the level of 1000 hPa at points [60°S, 60°W], [65°S, 60°W], [60°S, 70°W], [65°S, 70°W] and their statistical significance (p). Correlated series – the years 1951-2012. Values statistically significant ($p < 0.05$) in bold. The values of p in the table marked as 0.000 indicate that $p < 0.0001$.

	60°S, 60°W		65°S, 60°W		60°S, 70°W		65°S, 70°W	
	ZW	MW	ZW	MW	ZW	MW	ZW	MW
r	0,05	-0,58	0,36	-0,37	-0,11	-0,32	0,23	-0,45
p	0,690	0,000	0,004	0,003	0,397	0,010	0,074	0,000

¹⁰ To ostatnie stwierdzenie nie oznacza, że zmienność ENSO w tym okresie nie odgrywa roli w kreowaniu obserwowanego wzrostu temperatury globalnej. Wystąpienie silnych dodatnich faz ENSO (El Nino) w ostatnim 40. leciu wniosło bezpośrednio i pośrednio bardzo duży wkład w ocieplenie wielu obszarów, a przez to, we wzrost temperatury globalnej.

W rezultacie warunkowania intensywności rocznych przepływów południkowych w rejonie Półwyspu Antarktycznego przez zmiany rocznych anomalii SST na środkowej części tropikalnego Pacyfiku Południowego (TWPA), występują dość silne bezpośrednie korelacje między TWPA i roczną temperaturą powietrza na stacjach Szetlandów Południowych i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego. Współczynnik korelacji między TWPA i temperaturą roczną na stacji Bellingshausen jest równy +0,41 ($p < 0,001$; $n = 68$), na stacji Esperanza +0,35 ($p < 0,004$; $n = 63$), na stacji Faraday/Vernadsky +0,62 ($p < 0,001$; $n = 68$) i stacji Rothera równy +0,57 ($p < 0,001$; $n = 55$). Na stacji Orcadas, leżącej poza zasięgiem większości układów niżowych znad Morza Bellingshausena, siła związku między TWPA i temperaturą roczną jest już znacznie słabsza, choć jeszcze statystycznie istotna ($r = 0,28$, $p = 0,026$, $n = 62$).

Ponieważ stanowiąca „echo” ENSO zmienna TWPA steruje znaczącym odsetkiem rocznej zmienności składowych merydionalnej i strefowej wiatru geostroficznego (tab. 3), nad obszarem, na którym cyrkulacja atmosferyczna wywiera wpływ na roczną temperaturę powietrza, może ona zastąpić w równaniach regresji zmienne charakteryzujące cyrkulację atmosferyczną. Analiza regresji wykazuje, że zastąpienie składowych południkowych wiatru geostroficznego stojących w równaniu [1] wartością TWPA daje wysokie objaśnienie zmienności temperatury rocznej na stacjach północnego i zachodniego wybrzeża Półwyspu.

Przytacza się tutaj tylko oszacowania parametrów równań dla stacji Bellingshausen i Faraday/Vernadsky. Obie te stacje mają szeregi obserwacyjne najbardziej jednorodnie i o takiej samej długości (68 lat; 1944/1945 - 2012). Uzyskane równania regresji wielokrotnej pozwalające estymować roczną temperaturę na stacji Bellingshausen i Faraday/Vernadsky z szeregów danych SSTA₂₀ i TWPA są następujące:

$$\text{Bellingshausen } T_{RK} = -3,04(\pm 0,11) + 2,11(\pm 0,36) \cdot \text{SSTA}_{20} + 1,04(\pm 0,22) \cdot \text{TWPA}, \quad [2]$$

$$\text{Faraday/Vernadsky } T_{RK} = -4,61(\pm 0,15) + 2,90(\pm 0,50) \cdot \text{SSTA}_{20} + 2,46(\pm 0,31) \cdot \text{TWPA}, \quad [3]$$

Wszystkie wartości współczynników regresji w równaniach są wysoce istotne ($p < 0,001$), a ich charakterystyki statystyczne są następujące: równanie [2] – $R = 0,67$, $F(2,65) = 27,0$, $p < 0,0001$, $BSE = 0,74$ i równanie [3] – $R = 0,77$, $F(2,65) = 46,7$, $p < 0,0001$, $BSE = 1,03$. Wartości współczynników regresji w przybliżeniu powtarzają proporcje między składową „cyrkulacyjną” zastępowaną przez TWPA i SST, które ujawniły się w równaniu [1], (patrz tab. 2).

Najistotniejszy jest tu udział objaśnionej wariancji temperatury rocznej przez zmienność obu zmiennych. Równanie [2] objaśnia (adj. R^2) 44, a równanie [3] 59% wariancji rocznej temperatury powietrza w ciągu ostatnich 68 lat. Oznacza to, że zmienność zasobów ciepła w oceanie – w bezpośrednim pobliżu (SSTA₂₀) i w dużym oddaleniu od Półwyspu Antarktycznego (TWPA) objaśniają około połowy zmienności rocznej temperatury powietrza w rejonie zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego. Zmienność obu czynników, jak wykazano, stanowi przejaw naturalnej zmienności. Tym samym obserwowana zmienność temperatury powietrza w rejonie północnych krańców i zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego, włącznie z obserwowanym w latach 1951-2000 silnym trendem dodatnim i jego załamaniem w latach 2000-2012, musi być traktowana jako przejaw zmienności naturalnej.

Literatura

- Arblaster J., Meehl G.A., 2006. Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. *Journal of Climate*, 19 (12): 2896-2905.
- Comiso J.C., 2000. Variability and Trends in Antarctic Surface Temperatures from In Situ and Satellite Infrared Measurements. *Journal of Climate*, 13 (10): 1674-1696.
- Chapman W.L., Walsh J.E., 2007. A synthesis of Antarctic temperature. *Journal of Climate*, 20 (16): 4096-4117. DOI: 10.1175/JCLI4236.1.
- Garabato A.C.N., Jullion L., Stevens D.P., Heywood K.J., King B.A., 2009. Variability of Subantarctic Mode Water and Antarctic Intermediate Water in the Drake Passage during the Late-Twentieth and Early-Twenty-First Centuries. *Journal of Climate*, 22 (13): 3661-3688. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2009JCLI2621.1>.
- Holland M.M., Bitz C.M., 2003. Polar amplification of climate change in coupled models. *Climate Dynamics*, 21 (3-4): 221-232. DOI: 10.1007/s00382-003-0332-6
- Ingram W.J., Wilson C.A., Mitchell J.F.B., 1989. Modeling climate change: an assessment of sea ice and the surface albedo feedbacks. *Journal of Geophysical Research*, 94 (D6): 8609-8622.
- Jacka T.H., 1990. Antarctic and Southern Ocean sea-ice and climate trend. *Annals of Glaciology*, 14: 127-130.
- Jacka T.H., Budd W.F., 1998. Detection of temperature and sea ice extent changes in the Antarctic and Southern Ocean. *Annals of Glaciology*, 27: 553-559.
- Jacobs S.S., Comiso J.C., 1997. Climate Variability in the Amundsen and Bellingshausen Seas. *Journal of Climate*, 10 (4): 697-709.
- Jones P.D., Limbert D.W.S., 1987. A data bank of Antarctic surface temperature and pressure data. Report TR038. US Department of Energy, Carbon Dioxide Research Division, Washington: 52 s.
- Kalnay E. ze współautorami, 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40-year Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77 (3): 437-471.
- King J.C., 1994. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. *International Journal of Climatology*, 14 (4): 357-369. DOI: 10.1002/joc.3370140402.
- King J. C., Turner J., Marshall G.J., Connolley W.M., Lachlan-Cope T.A., 2003. Antarctic Peninsula climate variability and its causes as revealed by analysis of instrumental records, in *Antarctic Peninsula Climate Variability: [w:] ed. E.Domack i in.; Historical and Paleoenvironmental Perspectives. Antarctic. Research Series, 79: 17-30, AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/AR079p0017.*
- Kwok R., Comiso J.C., 2002. Southern Ocean Climate and Sea Ice Anomalies Associated with the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 15 (5): 487-501.
- Lee T., Hobbs W.R., Willis J.K., Halkides D., Fukumori I., Armstrong E.M., Hayashi A.K., Liu W.T., Patzert W., Wang Q., 2010. Record warming in the South Pacific and western Antarctica associated with the strong central-Pacific El Niño in 2009-10. *Geophysical Research Letters*, 37 (19), DOI: 10.1029/2010GL044865.
- Marshall G.J., 2003. Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. *Journal of Climate*, 16 (24): 4134-4143.
- Marshall G.J., 2007. Half-century seasonal relationships between the Southern Annular mode and Antarctic temperatures. *International Journal of Climatology*, 27 (3): 373-383. DOI: 10.1002/joc.1407.
- Marshall G.J., Orr A., van Lipzig N.P.M., King J.C., 2006. The Impact of a Changing Southern Hemisphere Annular Mode on Antarctic Peninsula Summer Temperatures. *Journal of Climate*, 19 (20): 5388-5404, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3844.1>.
- Marsz A.A., 2011. Współczesne zmiany powierzchni lodów morskich na wodach wokółantarktycznych – problemy i niejasności. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 21: 7-38.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2013. Zmiany temperatury powierzchni morza przy zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego (1900-2012). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 23: 7-19.

- McGrath D., Steffen K., 2012. Recent cooler conditions on the northern Antarctic Peninsula. *State of the Climate 2011. Special Supplement to the Bulletin of the American Meteorological Society* 93 (7): 154-155.
- Meredith M.P., King J.C., 2005. Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophysical Research Letters*, 32 (19), DOI: 10.1029/2005GL024042.
- Monaghan A.J., Bromwich D.H., Chapman W., Comiso J.C., 2008. Recent variability and trends of Antarctic near-surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 113 (D4), D04105, doi:10.1029/2007JD009094.
- O'Donnell R., Lewis N., McIntyre S., Condon J., 2011. Improved Methods for PCA-Based Reconstructions: Case Study Using the Steig et al. (2009) Antarctic Temperature Reconstruction. *Journal of Climate*, 24 (8): 2099-2115, DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3656.1>.
- Okumura Y.M., Schneider D., Deser C., Wilson R., 2012. Decadal-interdecadal climate variability over Antarctica and linkages to the Tropics: analysis of Ice Core, Instrumental, and Tropical Proxy Data. *Journal of Climate*, 25 (21), 7421-7441. DOI: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00050.1>
- Polyakov, I., Alekseev G.V., Bekryaev R.V., Bhatt U., Colony R., Johnson M.A., Karklin V.P., Makshtas A.P., Walsh D., Yulin A.V., 2002. Observationally based assessment of polar amplification of global warming, *Geophysical Research Letters*, 29 (18), DOI: 1029/2001GL011111.
- Serreze M.C., Francis J.A., 2006. The Arctic Amplification Debate. *Climatic Change*, 76: 241-264. DOI: 10.1007/s10584-005-9017-y.
- Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M., 2009. The emergence of surface-based Arctic amplification. *The Cryosphere*, 3: 11-19; www.the-cryosphere.net/3/11/2009/
- Skvarca P., Rack W., Rott H., Ibarzabal y Donangelo 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.
- Stanisz A., 2007. *Przystępny kurs statystyki z zastosowaniem STATISTICA PL na przykładzie z medycyny, t. 2, Modele liniowe i nieliniowe*. StatSoft, Kraków: 866 s.
- Stastna V., 2010. Spatio-temporal changes in surface air temperature in the region of the northern Antarctic Peninsula and south Shetland islands during 1950-2003. *Polar Science* 4:18-33. doi:10.1016/j.polar.2010.02.001.
- Steig E.J., Schneider D.P., Rutherford S.D., Mann M.E., Comiso C., Shindell D.T., 2009. Warming of the Antarctic ice-sheet surface since the 1957 International Geophysical Year. *Nature*, 457: 459-462.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate*, 13 (5): 1000-1016
- Trenberth K.E., 1997. The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78: 2771-2777.
- Turner J., Colwell S.R., Marshal G.J., Lachlan-Cope T.A., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V., Reid P.J., Iagovkina S., 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *International Journal of Climatology*, 25 (3): 279-294.
- Turner J., Bindschadler R., Convey P., di Prisco G., Fahrbach E., Gutt J., Hodgson D., Mayewski P., Summerhayes C., 2009. *Antarctic climate change and the Environment*. Scientific Committee on Antarctic Research, Scott Polar Research Institute. Cambridge: 526 s.
- Van den Broeke M.R., 2000. On the Interpretation of Antarctic Temperature Trends. *Journal of Climate*, 13 (21): 3885-3889.
- Vaughan D.G., Doake C.S.M., 1996. Recent Atmospheric Warming and Retreat of Ice Shelves on the Antarctic Peninsula. *Nature* 379: 328-331.
- 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.

- Verdy A., Marshall J., Czaja A., 2006. Sea Surface Temperature Variability along the Path of the Antarctic Circumpolar Current. *Journal of Physical Oceanography*, 36 (7): 1317-1331.
- Xue Y., Smith T.M., Reynolds R.W., 2003. Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000. *Journal of Climate*, 16 (10): 1601-1612, DOI: 10.1175/1520-0442-16.10.1601.
- Zhang J., 2007. Increasing Antarctic Sea Ice under Warming Atmospheric and Oceanic Conditions. *Journal of Climate*, 20 (11): 2515-2529; DOI: 10.1175/JCLI4136.1.

Wpłynęło: 12 lipca 2013 r., poprawiono: 18 września 2013 r., zaakceptowano: 16 września 2013 r.

Summary

The paper presents the results of research into the role of changes in SST and atmospheric circulation variability in the formation of annual air temperature at the station the South Shetland Islands and the western coast of the Antarctic Peninsula. Four stations have been chosen for the analysis: Bellingshausen, Esperanza, Faraday / Vernadsky and Rothera. In this region (Fig. 2) these stations have the longest and most complete series of temperature measurements. After an analysis, annual average values of SST anomalies of the sea area extending from the N and NW of the area in question (variable SSTA20; see Fig. 2) and the average annual values of zonal and meridional components of geostrophic wind at the level of 1000 hPa (four points marked in Fig. 2) have been chosen as factors influencing the temperature variations at these stations. Regression analysis showed that SST variability and variability of meridional components of geostrophic wind of the points 60°S, 60°W and 65°S, 70°W have a strong, statistically significant influence on the variability of annual air temperature at the analyzed stations. Variability of zonal components of geostrophic wind does not play a significant role in shaping the temperature variation. The variability of meridional component of geostrophic wind and SST anomalies explain a total of about 60% of the observed variance of annual air temperature at the studied stations throughout the observation period (Table 2).

The cause of the collapse of the strong positive trend of temperature after 2000, which occurred at these stations, is the occurrence of a sharp fall in SST in the analyzed sea area (Fig. 5). As a result, the South Shetland Islands and northern edge of the Antarctic Peninsula after 2000 began to cool, and the positive trend at stations in central and southern part of the Antarctic Peninsula became much weaker (Fig. 1). The analysis shows that the variation of meridional components of geostrophic wind and SST variability controlling temperature changes at the stations of west coast of the Antarctic Peninsula are a sign of natural processes. They are directly (SST anomalies) or indirectly (meridional components of geostrophic wind) the result of oceanic processes. This observed variability in temperature in the north of the region and the western coast of the Antarctic Peninsula, including a strong positive trend observed in the years 1951-2000 and its subsequent collapse in the years 2000-2012, must be regarded as a manifestation of natural variability.

Key words: Antarctic Peninsula, annual air temperature, cooling, sea surface temperature, geostrophic wind.