KOSMOS
PROBLEMY NAUK BIOLOGICZNYCH

Tom 67 2018
Numer 4 (321)
Strony 733–747

Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika

ANDRZEJ A. MARSZ[1], ANNA STYSZYŃSKA[2]

[1]*Stowarzyszenie Klimatologów Polskich*
[2]*Wydział Architektury*
Katedra Urbanistyki i Planowania Regionalnego
Politechnika Gdańska
Gabriela Narutowicza 11/12, 80-233 Gdańsk
E-mail: aamarsz127@gmail.com
anna.styszynska@pg.gda.pl

WSPÓŁCZESNE OCHŁODZENIE REJONU SZETLANDÓW POŁUDNIOWYCH I PÓŁNOCO-ZACHODNICH KRAŃCÓW PÓŁWYSPU ANTARKTYCZNEGO

WSTĘP

Rejon Szetlandów Południowych i północnych krańców Półwyspu Antarktycznego stanowi od lat obszar zainteresowania licznych polskich biologów i ekologów. Działająca od 1977 r. Polska Stacja Antarktyczna im. H. Arctowskiego na Wyspie Króla Jerzego w archipelagu Szetlandów Południowych skupia polskie badania Antarktyki głównie w tym rejonie. Na wykształcenie cech środowiska na obszarze otoczenia Szetlandów Południowych i samego archipelagu dominujący wpływ wywierają panujące tam warunki hydro-klimatyczne. Ich zmienność pociąga za sobą, z mniejszym lub większym opóźnieniem, również zmiany w funkcjonowaniu istniejących tam eko- i geosystemów.

Warunki hydro-klimatyczne rejonu północnych krańców Półwyspu Antarktycznego oraz Szetlandów Południowych uległy w ostatnich latach poważnym zmianom. Występujące przed okresem 1999-2002 dodatnie trendy temperatury powietrza i powierzchni morza uległy załamaniu; po tych latach procesy ocieplenia zostały zastąpione przez procesy szybkiego ochłodzenia (SETZER i ROMÃO 2010, MCGRATH i STEFFEN 2012, MARSZ 2013, MARSZ i STYSZYŃSKA 2013, TURNER i współaut. 2016, OLIVA i współaut. 2017). Zgodnie z tymi tendencjami na morzach Bellingshausena i Weddella nastąpiły również zmiany powierzchni lodów morskich.

Celem tej pracy jest przedstawienie tych procesów i ich przypuszczalnej genezy. Przypuszczamy, że informacje te mogą być przydatne do interpretacji wyników badań osobom prowadzącym w ostatnich latach badania ekologiczne i biologiczne na tym obszarze. Wydaje się to tym bardziej aktualne, że nawet w nowej literaturze powszechnie cytuje się prace mówiące o trwającym silnym ocieplaniu się tego obszaru (np. MERDITH i KING 2005, CLARKE i współaut. 2007, STASTNA 2010, KEJNA i współaut. 2013) i powtarza tezę o niezmiernie szybko zachodzących zmianach środowiska pod wpływem wzrostu temperatury i zmniejszania się zasięgu lodów morskich.

ŹRÓDŁA DANYCH, METODY OPRACOWANIA

Podstawowym źródłem danych o temperaturze powietrza i ciśnieniu atmosferycznym na poziomie morza na stacjach antarktycznych jest uzupełniana na bieżąco baza danych Met READER, prowadzona przez British Antarctic Survey (https://legacy.bas.ac.uk/met/ READER/data.html). Baza ta zawiera szeregi czasowe miesięcznej temperatury powietrza, ciśnienia atmosferycznego i prędkości wiatru wraz z oceną ich wiarygodności. Dane te pochodzą ze stacji meteorologicznych obsługiwanych przez obserwatorów (dane stacyjne) i z automatycznych stacji meteorologicznych (AWS). W tej pracy

Słowa kluczowe: ochłodzenie, pokrywa lodu morskiego, Półwysep Antarktyczny, Szetlandy Południowe, temperatura wody powierzchniowej, zmiany klimatu

wykorzystano dane stacyjne, a dodatkowo uwzględniono szeregi miesięcznych wartości ciśnienia atmosferycznego z reanalizy (zbiór NOAA NCEP-NCAR CDAS-1 MONTHLY Intrinsic MSL pressure) (KALNAY i współaut. 1996) udostępnione przez ESRL (ang. Earth System Research Laboratory – Physical Science Division). Z tego samego źródła pozyskano wartości składowych wiatru geostroficznego na poziomie 1000 i 925 hPa.

Miesięczne wartości temperatury powierzchni morza (ang. sea surface temperature, SST) pozyskano z bazy danych NOAA NCDC (ang. National Climatic Data Center). Jest to zbiór ERSST v.3b (XUE i współaut. 2003, SMITH i współaut. 2008), zawierający globalne wartości średnich miesięcznych SST w polach 2×2° mianowanych parzyście. Zbiór ten oparty jest na danych z pomiarów *in situ,* zgromadzonych w zbiorze ICOADS v.2.5 (ang. International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) (WORLEY i współaut. 2005), a następnie poddanych odpowiedniemu przetworzeniu statystycznemu (SMITH i współaut. 2008). W pracy wykorzystano dane z okresu od stycznia 1900 r. do grudnia 2016 r.

Szereg czasowy wskaźnika Oscylacji Antarktycznej (ang. Southern Annular Mode, SAM) (MARSHALL 2003, MARSHALL i współaut. 2006), który charakteryzuje główne cechy cyrkulacji atmosferycznej na perymetrze Antarktyki pozyskano ze strony www British Antarctic Survey (https://legacy.bas.ac.uk/met/gjma/sam.html). Szereg miesięcznych wartości wskaźnika NINO 3-4, charakteryzującego stan ENSO (ang. *El Nino- Southern Oscillation*) zaczerpnięto z bazy danych NOAA NWS-CPC (ang. National Weather Service – Climate Prediction Center; http://www.cpc.ncep. noaa. gov/data/ indices/). Roczne wartości koncentracji CO_2 w atmosferze (Mauna Loa) zaczerpnięto z bazy danych ESRL – Global Greenhouse Gas Reference Network (ftp://aftp.cmdl.noaa.gov/products/trends/co2/co2_annmean_mlo.txt).

Dane o zlodzeniu Morza Bellingshausena i Morza Weddella uzyskano z AANII (Arkticheskij i antarkticheskij nauchno-isledovatelskij institut, St. Petersburg, RF). Są to dane satelitarne (SSMI) zawierające szeregi średnich miesięcznych wartości powierzchni zlodzonej na Morzu Bellingshausena (sektor 60-90°W) i dwu częściach Morza Weddella: wschodniej (0-30°W) i zachodniej (30-60°W) w okresie od stycznia 1979 do grudnia 2016 r. (38 lat). Pod mianem powierzchni zlodzonej rozumie się w tym zbiorze powierzchnię morza pokrytą lodem o koncentracji od 15 do 100% (extent). Powierzchnie pokryte lodem o koncentracji mniejszej niż 15% nie są uwzględniane. Zbiór utworzony jest na podstawie analiz codziennych zobrazowań satelitarnych, dokładność szacunku średniej miesięcznej powierzchni zlodzonej dla każdego z wymienionych akwenów wynosi 0,1 tys. km^2. Miesięczne i roczne powierzchnie zlodzone Morza Weddella stanowią sumę powierzchni obu części morza.

Analizą zmian temperatury powietrza i ich związków z innymi czynnikami klimatycznymi objęto okres 1978–2016. Prowadzono ją dla „rejonów klimatycznych" wyznaczonych na tym obszarze przez STASTNĄ (2010), która na podstawie szczegółowej analizy zmienności temperatury powietrza dokonała rejonizacji klimatycznej, wyznaczając trzy obszary charakteryzujące się względnie jednorodnym przebiegiem temperatury. Są to:

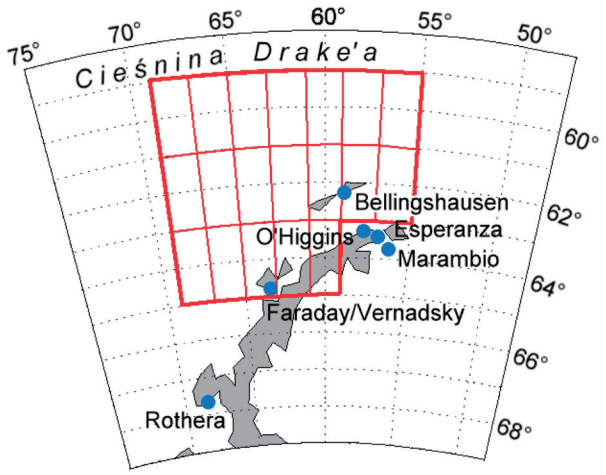
– rejon północny (N) obejmujący Szetlandy Południowe oraz północno-zachodnie wybrzeża Półwyspu Antarktycznego,

– rejon wschodni (E) obejmujący wyspy położone na wschód od północnego krańca Półwyspu oraz jego wnętrze,

– rejon południowy (S), obejmujący zachodnie wybrzeża Półwyspu Antarktycznego położone na południe od 64,5°S.

Ponieważ przebiegi temperatury powietrza na stacjach położonych w granicach danego rejonu klimatycznego są silnie ze sobą skorelowane, ograniczono się do wyboru 2 stacji z każdego rejonu. Są to stacje: Bellingshausen (BEL) i O'Higgins (OHG), reprezentujące rejon północny, Esperanza (ESP) i Marambio (MAR), reprezentujące rejon wschodni oraz Faraday/Vernadsky (VER) i Rothera (ROT), reprezentujące przebieg temperatury powietrza w rejonie południowym. Położenie tych stacji oznaczone jest na Ryc. 1. Zwiększanie liczby stacji, w sytuacji gdy odległości między nimi są niewielkie, a przebiegi temperatury silnie skorelowane, nie wnosi żadnej nowej informacji, nad tę, która zawarta już jest w analizowanych przebiegach. Rozpoczęcie analizy od 1978 r. wynika stąd, że ciągła i wiarygodna seria pomiarowa ze stacji Rothera rozpoczyna się od tego właśnie roku, unika się natomiast pracy na ciągach uzupełnianych lub rekonstruowanych, ograniczając ją dla rzeczywiście obserwowanych wartości. W 1979 r. rozpoczyna się seria danych satelitarnych, charakteryzujących średnie miesięczne powierzchnie zlodzenia akwenów.

Dla analizy zmian SST, której działanie klimatyczne nosi zawsze wielkoskalowy charakter, obliczono średnią temperaturę obszarową SST z akwenu rozciągającego się na północ i północo-zachód od Półwyspu Antarktycznego. Akwen ten ograniczony jest od północy i południa równoleżnikami 59–65°S, a od zachodu południkiem 69°W. Granica wschodnia tego obszaru biegnie po-



Ryc. 1. Położenie stacji meteorologicznych, z których dane uwzględnione są w analizie oraz granice akwenu, dla którego obliczono średnią obszarową temperaturę powierzchni morza (SST). Siatka wewnątrz granicy akwenu odpowiada podziałowi gridowemu w zbiorze ERSST v.3b.

czątkowo po południku 55°W, a następnie schodzi do 59°W, nawiązując do przebiegu Półwyspu Antarktycznego (patrz Ryc. 1). Powierzchnia tak wyznaczonego akwenu, jeśli traktuje się ją bez uwzględnienia krzywizny Ziemi, jest nieco mniejsza od 0,5 mln km^2. Wartości obszarowej SST dla miesięcy, sezonów i roku obliczono jako zwykłą średnią arytmetyczną z SST w 19 gridach (typ odwzorowania przestrzeni), wchodzących w skład tej powierzchni (dalej oznaczenie SST_{OB} z odpowiednim indeksem). Dodatkowo obliczono podobne średnie SST dla dwu gridów: 62°S, 58 i 60°W (akwen o granicach 61-63°S, 57-61°W), na powierzchni których leżą Szetlandy Południowe (dalej oznaczenie SST_{SP} z odpowiednim indeksem).

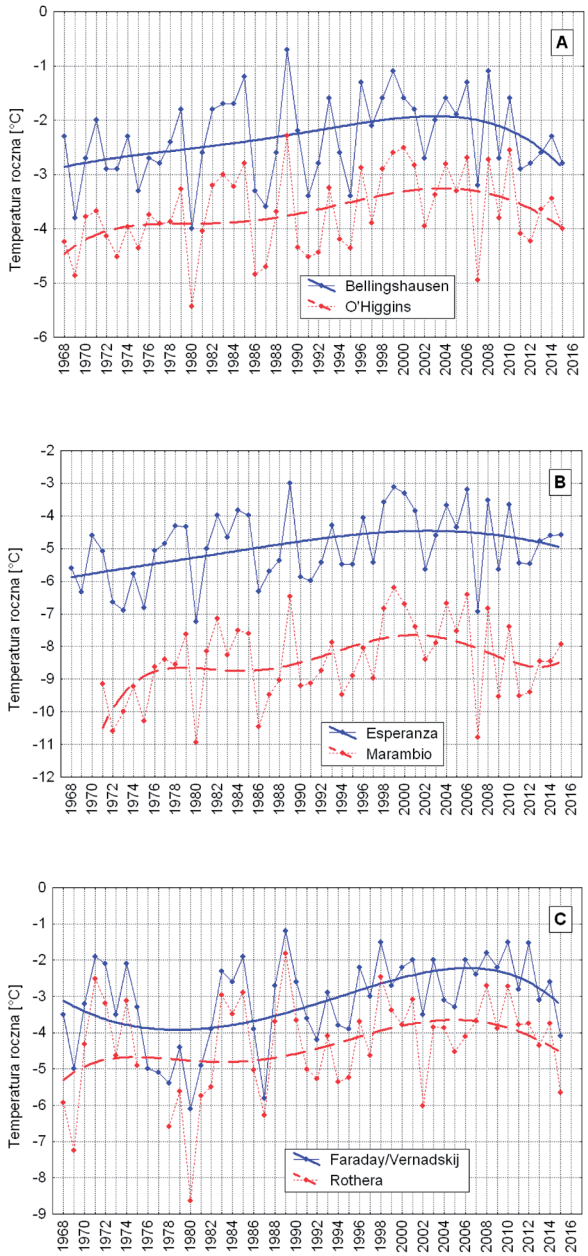
Związki między zmianami temperatury powietrza a SST, składowymi wiatru geostroficznego, wskaźnikiem Oscylacji Antarktycznej (SAM) i powierzchnią zlodzoną oraz między tymi wielkościami badano stosując standardowe procedury analizy statystycznej (analiza korelacji, analiza regresji, analiza wariancji), wykorzystując również stosowne testy do oceny ich istotności statystycznej.

ZMIANY TEMPERATURY POWIETRZA

Przebieg temperatury rocznej nad obszarem północnych krańców Półwyspu Antarktycznego w latach 1978-2015 jest dwudzielny. W latach 1978-2000 nad całym tym obszarem występował wzrost temperatury, przy czym statystycznie istotny wzrost temperatury rocznej w tym okresie notowano tylko na stacjach rejonu południowego (Faraday/Vernadsky i Rothera; patrz Tabela 1). Wzrost ten zachodził nieregularnie, przerywany był okresowo występującymi głębokimi spadkami. W okresie 1968-2000 najwyższą roczną temperaturę powietrza na wszystkich wymienionych stacjach odnotowano w 1989 r. Było to spowodowane wyjątkową intensywnością napływów ciepłego powietrza z północy w okresie zimowym nad rejon północnej części Półwyspu Antarktycznego (MARSZ 2013). W tym roku na stacji Arctowskiego odnotowano w lipcu, przeciętnie najchłodniejszym miesiącu roku (średnia lipca 1977-1998 to 6,6°C), dodatnią średnią miesięczną temperaturę (+0,5°C) (MARSZ i STYSZYŃSKA 2000), a na stacji Esperanza średnią temperaturę 0,6°C. Najsilniejszy wzrost temperatury powietrza w latach 1978-2000 występował w miesiącach zimowych na stacjach rejonu południowego (VER: +0,224(±0,087), ROT: +0,170(±0,099)°C·rok^{-1}), słabszy i nieistotny statystycznie na stacjach rejonu północnego (BEL: +0,067(±0,067), OHG: +0,070(±0,060)°C·rok^{-1}). Wyraźne wzrosty temperatury powietrza następowały również w okresie letnim (grudzień-luty), przy czym najwyższe i istotne statystycznie wartości trendów letniej temperatury powietrza występowały na stacjach rejonu wschodniego (ESP: +0,056(±0,020), MAR: +0,085(±0,026)°C·rok^{-1}). Letni wzrost temperatury powietrza, przypuszczalnie w powiązaniu z przejściowym spadkiem rocznych sum opadów i wzrostem SST, stał się jedną z przyczyn bardzo intensywnej deglacjacji

Tabela 1. Wartości trendów liniowych rocznej temperatury powietrza na stacjach północnej części Półwyspu Antarktycznego w latach 1978–2000 i 2000–2015 (w nawiasach błąd standardowy oszacowania wartości trendu. Statystycznie istotne (p<0,05) wartości trendów oznaczono pogrubioną czcionką.

Stacja	Współrzędne	Rejon	trend (°C·rok^{-1}) 1978–2000	trend (°C·rok^{-1}) 2000–2015
Bellingshausen	62,2°S, 59,0°W	N	+0,031(±0,028)	-0,059(±0,033)
O'Higgins	63,3°S, 57,0°W	N	+0,034(±0,026)	-0,060(±0,037)
Esperanza	63,4°S, 57,0°W	E	+0,038(±0,035)	-0,061(±0,055)
Marambio	64,3°S, 56,6°W	E	+0,049(±0,038)	-0,105(±0,064)
Faraday/Vernadsky	65,3°S, 64,3°W	S	**+0,103**(±0,037)	-0,024(±0,042)
Rothera	67,6°S, 68,1°W	S	**+0,102**(±0,044)	-0,011(±0,050)



Ryc. 2. Przebieg rocznej temperatury powietrza na stacjach północnego (A; stacje Bellingshausen i O'Higgins), wschodniego (B; stacje Esperanza i Marambio) i południowego rejonu klimatycznego (C; stacje Faraday/Vernadskij i Rothera). Dla pełniejszej oceny charakteru zmian temperatury rocznej przedstawia się dane dla okresu 1968-2016.

na Szetlandach Południowych i północnych krańcach Półwyspu Antarktycznego (COOK i współaut. 2005).

Po 2000 r. ten wzrost temperatury powietrza został zahamowany (Ryc. 2), a jego dalszy przebieg wykazuje pewne zróżnicowanie regionalne. Pierwsi zmianę trendu temperatury powietrza w tym rejonie opisali SETZER i ROMÃO (2010) oraz MCGRATH i STEFFEN (2012).

Ochłodzenie nad północnymi i zachodnimi wybrzeżami Półwyspu Antarktycznego nie nastąpiło jednocześnie. Wcześniej, bezpośrednio po latach 1999-2000, rozpoczęło się ono na stacjach rejonu północnego (BEL, OHG) i rejonu wschodniego (MAR, ESP). Na stacjach rejonu południowego (VER i ROT) wzrost temperatury powietrza w latach 2001-2009 zatrzymał się, a ochłodzenie zaczęło się tam dopiero w latach 2010-2011. Oszacowane przez MCGRATHA i STEFFENA (2012) trendy temperatury dla stacji Faraday/Vernadsky i Rothera w latach 2000-2011 mają jeszcze znak dodatni, gdy trendy na tych samych stacjach oszacowane dla okresu o 4 lata dłuższego (2000-2015[1]; patrz Tabela 1) mają już znak ujemny. Na wszystkich stacjach ujemne trendy rocznej temperatury powietrza w latach 2000-2015 są statystycznie nieistotne. Zestawienie ich wartości zawiera Tabela 1.

Najsilniejszy trend ujemny temperatury rocznej występuje na stacji Marambio, trendy spadkowe na stacjach rejonu północnego i stacji Esperanza, położonej w rejonie wschodnim są praktycznie takie same, mimo tego, że w 2016 r. doszło na stacjach rejonu wschodniego do gwałtownego wzrostu temperatury. Nikłe ujemne trendy na stacjach rejonu południowego można interpretować jako rezultat opóźnionego początku okresu ochładzania.

Do przedstawionych wartości trendów rocznej temperatury powietrza, wobec dużego błędu standardowego ich oszacowania, nie należy przywiązywać większego znaczenia. Istotne jest jedynie to, że prawdziwe znaki trendów temperatury rocznej na stacjach rejonu północnego i wschodniego są ujemne. Znaków trendu na stacjach rejonu południowego dla okresu 2000–2015 nie można wiarygodnie określić, choć wykresy przebiegu temperatury rocznej (Ryc. 2C) wskazują na jej spadek, postępujący w ciągu ostatnich pięciu lat.

Przegląd wartości i znaków sezonowych trendów temperatury powietrza (Tabela 2) pozwala na stwierdzenie, że najsilniejsze i konsekwentne ochłodzenie w czasie ostatnich 16 lat nastąpiło na obszarze rejonu północnego. Istotny spadek temperatury nad tym rejonem zaznacza się w ciepłej porze roku (lato: grudzień-luty); w okresie 2000–2016 temperatura spada tam latem z prędkością ~0,06–0,08°C·rok^{-1}. Na stacji Bellingshausen trend temperatu-

[1]Dla stacji O'Higgins brak danych z niektórych miesięcy 2016 r., co uniemożliwia oszacowanie wartości temperatury rocznej. Przyjęto tu zasadę przedstawienia wartości trendu rocznej temperatury powietrza z takiego samego okresu dla wszystkich stacji, co pozwala na dokonanie porównań.

Tabela 2. Wartości trendów sezonowej temperatury powietrza (°C·rok^{-1}) na stacjach Szetlandów Południowych i północnej części Półwyspu Antarktycznego w latach 2000–2016. Pod wartością trendu i błędu standardowego jego estymacji (w nawiasie) podany jest poziom istotności trendu (wartość *p*).

Stacja	Rejon	Wartości i znaki trendów sezonowych (°C·rok^{-1})			
		„lato" (12-02)	„jesień" (03-05)	„zima" (06-08)	„wiosna" (09-11)
Bellingshausen	N	**-0,079**(±0,028)	-0,027(±0,039)	-0,037(±0,079)	-0,016(±0,049)
		0,014	0,510	0,643	0,754
O'Higgins	N	**-0,062**(±0,022)	+0,008(±0,047)	-0,027(±0,081)	-0,085(±0,061)*
		0,013	0,874	0,742	0,188
Esperanza	E	-0,042(±0,041)	+0,019(±0,093)	-0,016(±0,111)	-0,005(±0,097)
		0,224	0,840	0,885	0,960
Marambio	E	-0,089(±0,047)	+0,017(±0,111)	-0,051(±0,126)	-0,031(±0,120)
		0,080	0,885	0,692	0,801
Faraday/Vernadsky	S	-0,027(±0,035)	+0,007(±0,038)	-0,078(±0,073)	-0,043(±0,068)
		0,451	0,858	0,306	0,539
Rothera	S	**-0,058**(±0,024)	+0,016(±0,041)	+0,016(±0,102)	-0,004(±0,076)
		0,031	0,698	0,880	0,959

*wartość trendu oszacowana dla okresu 2000–2015

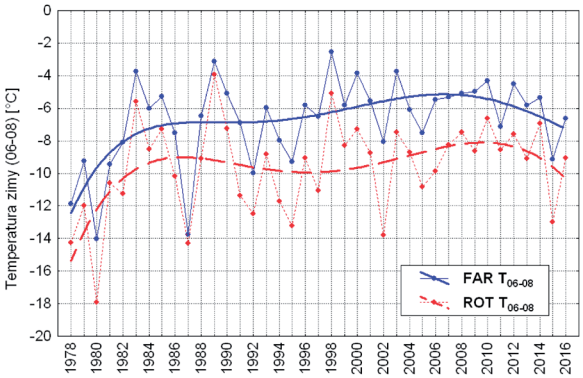
ry powietrza w okresie letnim jest równy –0,079(±0,029)°C·rok^{-1} (p<0,014), a na stacji O'Higgins –0,062(±0,022)°C·rok^{-1} (p<0,013). W kilku latach (2004, 2010, 2013, 2014, 2016) średnia temperatura powietrza w miesiącach letnich na stacjach Bellingshausen i O'Higgins była wyjątkowo niska, nie przekraczała +0,5°C lub nawet była ujemna. Spadek temperatury powietrza w okresie lata skutkował ograniczeniem rozmiarów ablacji lodowców i zmianą znaku ich bilansu na Wyspie Króla Jerzego z ujemnego na dodatni (patrz SOBOTA i współaut. 2015). Na pozostałych obszarach latem również zaznacza się ochłodzenie, choć jedynie na stacji Rothera (rejon S) jest ono statystycznie istotne (–0,058(±0,024)°C·rok^{-1}, p=0,031).

W pozostałych „porach roku" na żadnej ze stacji nie odnotowano występowania statystycznie istotnych trendów temperatury powietrza, co zmusza do przyjęcia, że są one zerowe. Wartości sezonowych trendów temperatury występujących w okresie 2000–2016 zestawiono w Tabeli 2.

W okresie jesieni (marzec-maj) statystycznie nieistotne ochłodzenie występuje jedynie na Szetlandach Południowych, na pozostałych stacjach w tym samym czasie trwa jeszcze słabe, nieistotne ocieplenie. W okresie zimy (czerwiec-sierpień) cały obszar, oprócz najdalej na południe położonej stacji Rothera, gdzie znak trendu jest dodatni (patrz Tabela 2), obejmuje słabe, nieistotne ochłodzenie. W okresie wiosny (wrzesień-listopad) na całym obszarze znaki trendu są ujemne, a wartości trendu praktycznie zerowe. W rezultacie trendy temperatury rocznej na całym rozpatrywanym obszarze stały się również ujemne.

Na uwagę zasługuje fakt, że wielokrotnie opisywane, najsilniejsze w całym regionie wzrosty temperatury powietrza, jakie wcześniej (1971–2000) występowały zimą w rejonie stacji Faraday/Vernadsky [+1,09°C/dekadę (TURNER i współaut. 2005) +1,0°C/dekadę (STASTNA 2010)] uległy w latach 2000-2010 wyhamowaniu i w latach 2010-2016 przekształciły się w spadki temperatury (patrz Ryc. 3).

Podobnie, występujące wcześniej (1978–2000) na stacjach rejonu wschodniego (MAR, ESP) istotne, dodatnie trendy letniej temperatury powietrza, zamieniły się po 2000 r. na trendy ujemne. Praktycznie zimą, wiosną i latem na całym rozpatrywanym obszarze



Ryc. 3. Przebieg temperatury powietrza zimą (średnia czerwiec-sierpień) na stacjach Faraday/Vernadsky (FAR T_{06-08}) i Rothera (ROT T_{06-08}).

trendy temperatury powietrza w ciągu ostatnich 16 lat (2000–2016) są ujemne. Dodatnie trendy temperatury jesienią są słabe i nieistotne.

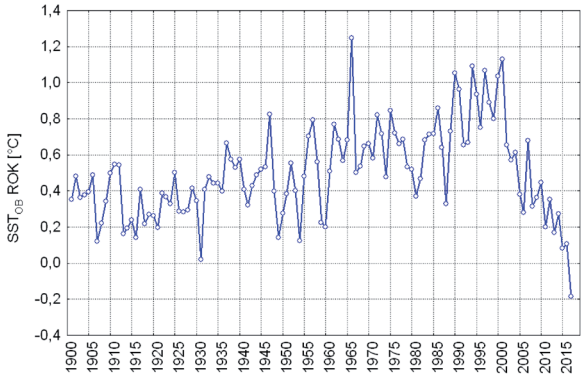
Pozwala to na stwierdzenie, że wzrost temperatury powietrza nad obszarem północnych krańców Półwyspu Antarktycznego i Szetlandami Południowymi, trwający do około 2000 r., został przerwany i przekształcił się w latach następnych w jej spadek. Średnia temperatura roczna, obliczona dla 6 rozpatrywanych stacji z okresu 4 lat (1998–2001), w których w okresie 1978-2000 temperatura była najwyższa, to –3,3°C, średnia temperatura roczna obliczona dla tych samych stacji z końca szeregu obserwacyjnego (lata 2012–2015), kiedy ochłodzenie zaznaczyło się już na całym obszarze, to –4,6°C. Testy różnic między tymi średnimi wykazują, że różnica ta jest wysoce istotna statystycznie.

ZMIANY TEMPERATURY POWIERZCHNI OCEANU POŁUDNIOWEGO W REJONIE SZETLANDÓW POŁUDNIOWYCH I PÓŁNOCNYCH KRAŃCÓW PÓŁWYSPU ANTARKTYCZNEGO

Zachodzące współcześnie zmiany SST na akwenie leżącym na północny-zachód od Półwyspu Antarktycznego (Ryc. 1) należy rozpatrywać w dłuższym, historycznym kontekście. Umożliwia to zbiór ERSST v.3b., który zawiera dane od 1856 r., z którego wykorzystano tu ciąg od 1900 r. W 117.letnim (1900–2016) przebiegu średniej rocznej „obszarowej" SST na rozpatrywanym akwenie (dalej skrót SST_{OB}) można wyróżnić trzy fazy zmian temperatury powierzchni morza (Ryc. 4):

Faza 1. Od przełomu XIX i XX w. do pierwszych lat 30. XX w. (1932 r.) zmienność SST_{OB}, mimo występowania niezbyt dużych zmian międzyrocznych (0,1–0,4°C), nie wykazywała żadnych konsekwentnych zmian długookresowych, a sama średnia roczna SST utrzymywała się na stosunkowo niskim poziomie, przeciętnie +0,26°C (σn=0,12).

Faza 2. Obejmuje okres między rokiem 1932 a 2000, w którym nastąpił wyraźny wzrost SST. W tym, niespełna 70.letnim okresie, roczna SST_{OB} wzrosła o około 0,8°C, z ~0,3 do ~1,1°C. Bardziej szczegółowy ogląd przebiegu zmian SST (patrz Ryc. 4) pozwala zauważyć, że wzrostowi SST w tym okresie towarzyszyło znaczne zwiększenie zmienności międzyrocznej, a sam wzrost rocznej SST nie zachodził jednostajnie, lecz następował skokowo, w trzech podfazach. W ostatniej podfazie ocieplenia (1988–2000) nastąpił najszybszy wzrost SST_{OB}, która wahała się między +0,66 a +1,13°C i osiągnęła najwyższą



Ryc. 4. Przebieg średniej rocznej obszarowej temperatury powierzchni morza na akwenie rozpościerającym się na N i NW od północnych krańców Półwyspu Antarktycznego (SST_{OB}RK) oraz rocznej temperatury powierzchni morza w bezpośrednim otoczeniu Szetlandów Południowych (SST_{SP}RK) w latach 1900–2016.

wartość w całym 117-letnim okresie. W całym okresie fazy 2 (1932–2000) trend liniowy rocznej SST wynosi +0,006(±0,001)°C·rok^{1}, i jest wysoce istotny statystycznie (p<0,001).

Faza 3. Po osiągnięciu w 2000 r. przez SST_{OB} maksymalnej wartości w całym analizowanym okresie, rozpoczyna się gwałtowny spadek wartości SST_{OB}. Zmiana następuje nagle: między rokiem 2000 a 2001 roczna SST_{OB} spada o 0,45°C, w następnym roku o dalsze 0,09°C, przekraczając tym samym spadek o 0,5°C w ciągu dwóch lat (2001 i 2002). Spadek SST_{OB} jest niejednostajny, ale konsekwentny i trwa do chwili obecnej. Kolejne lokalne minima przebiegu SST osiągają coraz to niższe wartości. Wartość trendu rocznej SST_{OB} w latach 2000–2016 jest równa –0,050(±0,008)°C·rok^{-1}, a sam trend jest wysoce istotny (p<0,001, patrz Tabela 1) i objaśnia około 71% wariancji SST w latach 2000–2016. W ciągu tego okresu roczna SST_{OB} spadła z wartości +1,13 do –0,19°C, czyli nieco więcej niż 1,3°C, stając się w 2016 r. najniższą obserwowaną wartością w całym rozpatrywanym 117-letnim okresie. Spadek SST w latach 2000–2016 jest o rząd wielkości szybszy, niż poprzedzający go w latach 1932–2000 wzrost SST.

Trendy miesięczne SST oszacowane w dwu podokresach (wzrostu w latach 1978–2000 i spadku w latach 2000-2016) zestawione są w Tabeli 3. W okresie wzrostu SST_{OB} (1978–2000) dodatnie trendy występują we wszystkich miesiącach roku. Są one, z wyjątkiem czerwca, statystycznie istotne (w większości przypadków wysoce istotne). Wartości trendów SST_{OB} w poszczególnych miesiącach niewiele różnią się od siebie, ich najczęstsze wartości mieszczą się w prze-

Tabela 3. Wartości trendów miesięcznej i rocznej temperatury powierzchni morza (SST) na badanym akwenie w latach 1978–2000 i 2000–2016.

Miesiąc	1978–2000		2000–2016	
	Wartość trendu i błąd standardowy jego estymacji (°C·rok^{-1})	Poziom istotności trendu (p<)	Wartość trendu i błąd standardowy jego estymacji (°C·rok^{-1})	Poziom istotności trendu (p<)
Styczeń	+0,029(±0,009)	0,005	-0,061(±0,008)	0,001
Luty	+0,022(±0,009)	0,029	-0,064(±0,010)	0,001
Marzec	+0,029(±0,009)	0,005	-0,056(±0,014)	0,001
Kwiecień	+0,026(±0,008)	0,004	-0,054(±0,015)	0,004
Maj	+0,024(±0,006)	0,001	-0,038(±0,014)	0,017
Czerwiec	+0,012(±0,006)	0,075	-0,038(±0,013)	0,009
Lipiec	+0,027(±0,008)	0,002	-0,042(±0,012)	0,004
Sierpień	+0,037(±0,009)	0,001	-0,059(±0,014)	0,001
Wrzesień	+0,028(±0,008)	0,003	-0,057(±0,009)	0,001
Październik	+0,018(±0,008)	0,049	-0,050(±0,008)	0,001
Listopad	+0,022(±0,007)	0,004	-0,046(±0,008)	0,001
Grudzień	+0,022(±0,008)	0,009	-0,042(±0,008)	0,001
Rok	+0,025(±0,005)	0,001	-0,050(±0,008)	0,001

dziale +0,022–+0,026°C·rok^{-1}. Trend rocznej SST jest wysoce istotny (p<<0,001) i równy +0,025(±0,005)°C·rok^{-1}.

Najsilniejsze trendy (+0,037°C·rok^{-1}) występują w okresie końca antarktycznej zimy, w sierpniu. Oznacza to, że silny pobór ciepła z powierzchni morza, jaki następuje w okresie antarktycznej zimy, powodowany przez wzrost różnicy temperatury między powierzchnią wody a powietrzem i wzrost prędkości wiatru, przy jednoczesnym bardzo silnym ograniczeniu dopływu radiacji do powierzchni morza, nie był w stanie doprowadzić do obniżki SST. Oznacza to, że zasoby ciepła w wodach rozpatrywanego akwenu systematycznie rosły, przewyższając sumę dopływu energii promienistej dochodzącej do powierzchni morza i sumę strat ciepła na wymianę z atmosferą. Taki wzrost zasobów ciepła może mieć na tym akwenie jedynie adwekcyjną (napływową) genezę. Na rozpatrywany akwen w latach 1932–2000 napływały wody o zasobach ciepła rosnących w funkcji czasu. Mając na względzie charakter cyrkulacji oceanicznej na tym akwenie, można wiązać ten wzrost zasobów ciepła w wodach z działaniem Prądu Okołoantarktycznego (ang. Antarctic Circumpolar Current), wnoszącego na akweny położone na W i N od Półwyspu Antarktycznego coraz cieplejsze wody (VERDY i współaut. 2006, GARABATO i współaut. 2009).

W okresie 2000-2016 sytuacja całkowicie się zmieniła. Nastąpiła zmiana znaków trendów: ujemne trendy miesięczne wystąpiły we wszystkich miesiącach roku (patrz Tabela 3). Bezwzględne wartości trendów miesięcznych w tym okresie (2000-2016) były 2–3 razy większe, niż w okresie poprzedzającym (ocieplenia).

Najsłabszy spadek SST (–0,038 do 0,042°C·rok^{-1}) zaznaczał się w maju, czerwcu i lipcu, czyli w końcu jesieni i na początku antarktycznej zimy. Silniejszy trend spadkowy (–0,057 – –0,059°C·rok^{-1}) wystąpił w końcu oceanicznej antarktycznej zimy (sierpień i wrzesień), kiedy jego wartość bezwzględna wynosiła około 0,06°C·rok^{-1}. Tak silne trendy ujemne wskazują, że zimowa konwekcja w wodach nie jest w stanie wyrównać strat ciepła z powierzchni oceanu. Na uwagę zasługuje również występowanie najsilniejszych (~0,06°C·rok^{-1}) i wysoce istotnych trendów spadkowych w środkowej i końcowej części antarktycznego lata, w styczniu i lutym. Są to jeszcze miesiące długiego dnia i znacznego dopływu radiacji słonecznej do powierzchni morza. Świadczy to o znikomych, stale zmniejszających się zasobach ciepła w wodach, których spadek musi być regulowany przez inne procesy, niż straty ciepła na wymianę z atmosferą.

Wartość rocznego trendu SST_{OB} to –0,050(±0,008)°C·rok^{-1} (p<<0,001). Bezwzględna wartość tego trendu jest dwukrotnie większa od rocznego trendu SST_{OB} z okresu ocieplenia lat 1978–2000. W stosunku do całego okresu wzrostu SST_{OB} na tym akwenie (1932–2000), tempo ochłodzenia w latach 2000–2016 jest ponad 8 razy szybsze.

Taki rozkład miesięcznych trendów SST_{OB} wskazuje, że również i tę zmianę trendów wiązać należy z zachodzącymi na tej części Oceanu Południowego wielkoskalowymi procesami oceanicznymi, a konkretnie z napływem wychłodzonych wód.

Przebieg zmian SST na mniejszym obszarze, akwenie otaczającym Szetlandy Południowe, jest w generalnym zarysie taki sam, jak SST_{OB}. Jedyną różnicą jest stale niższa średnia roczna i średnie miesięczne SST_{SP} od SST_{OB}, co jest spowodowane głównie przez napływ na ten obszar silnie wychłodzonych wód z południa, płynących wzdłuż wybrzeży Półwyspu i zimnych wód Morza Weddella.

ZMIANY POWIERZCHNI ZLODZONEJ NA MORZACH BELLINGSHAUSENA I WEDDELLA

Sytuacja lodowa w rejonie północnych wybrzeży Półwyspu Antarktycznego i Szetlandów Południowych uzależniona jest od procesów ewolucji pokrywy lodów morskich na Morzu Weddella (zwłaszcza na jego części zachodniej) i na Morzu Bellingshausena. Ewolucja ta zależy głównie od dwóch czynników: (i) zmian SST, która warunkuje możliwości tworzenia się lodów morskich oraz (ii) od charakteru cyrkulacji atmosferycznej, która warunkuje z jednej strony temperaturę powietrza wpływającą na procesy tworzenia się lodów i po części ich topnienia, z drugiej, określa charakter dryfu lodów. Dość wyraźny wpływ na zmiany sytuacji lodowej Morza Bellingshausena wywierają również zmiany ENSO. Jednym z ważniejszych przejawów tej ewolucji są zmiany powierzchni zlodzonej obu akwenów.

Północno-zachodnie wybrzeża Półwyspu Antarktycznego i Szetlandów Południowych w okresie antarktycznego lata i jesieni (grudzień-kwiecień) otaczają wody wolne od pokrywy lodu morskiego. Stosunkowo częste są natomiast mniej lub bardziej liczne góry lodowe wynoszone z Morza Weddella i odłamujące się od lodowców spływających z zachodnich wybrzeży Półwyspu, a następnie dryfujące na północ i wschód.

W niektórych latach, już w maju, lody morskie dryfujące na północ wzdłuż wschodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego, po opłynięciu wysp Joinville i d'Urville, razem z lodami przepływającymi przez Antarctic Sound, dryfują na północną część Cieśniny Bransfielda. W sytuacji, gdy lodów tych jest dużo, a wiatr przez dłuższy czas zmieni swój kierunek na S-SE, może dojść do wypełnienia lodem morskim Cieśniny Bransfielda.

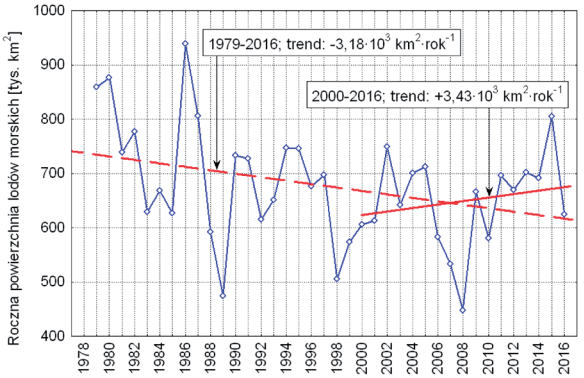
W okresie zimowym lody dryfujące z Morza Weddella rozprzestrzeniają się daleko na północ. Jeśli w danym sezonie dominują silniejsze wiatry z sektora północnego i zachodniego, niewielkie jest prawdopodobieństwo, aby większe ilości lodów z Morza Weddella znalazły się na Cieśninie Bransfielda. Jeśli jednak wiatry te są słabsze lub nad zachodnią częścią Morza Weddella zwiększają swój udział wiatry z sektorów południowych i wschodnich, lody morskie z Morza Weddella szybko rozprzestrzeniają się na Cieśninie Bransfielda.

Lody morskie tworzące się na Morzu Bellingshausena dryfują na północ i wschód wzdłuż wybrzeży Półwyspu Antarktycznego. Jeśli w danym sezonie lodów tych jest dużo, a udział wiatrów z sektora północnego jest ograniczony, ich dryf jest szybki, a zwarcie duże. Tworzy się wtedy pas lodów przemieszczających się na północ od Szetlandów, który łączy się następnie z lodami wyniesionymi z Morza Weddella. Północna część Półwyspu Antarktycznego i Szetlandy Południowe otoczone są wtedy lodami morskimi o zwarciu większym od 50%, a strefa lodów rozpościera się na północ od Szetlandów od kilkudziesięciu do niekiedy nawet 200 Mm (370 km). Jeśli w danym sezonie lodowym „produkcja" lodów na Morzu Bellingshausena jest spowolniona, co najczęściej stanowi efekt zwiększonych zasobów ciepła w wodach, i/lub dominują wiatry z sektora północnego, lody dryfujące wzdłuż wybrzeży Antarktydy na wschód bardzo rzadko dochodzą do 70–68°S. Zachodnie i północne wybrzeża Półwyspu Antarktycznego, Cieśnina Bransfielda i wybrzeża Szetlandów Południowych pozostają wtedy zimą i w początku wiosny (wrzesień) wolne od zwartej pokrywy lodowej.

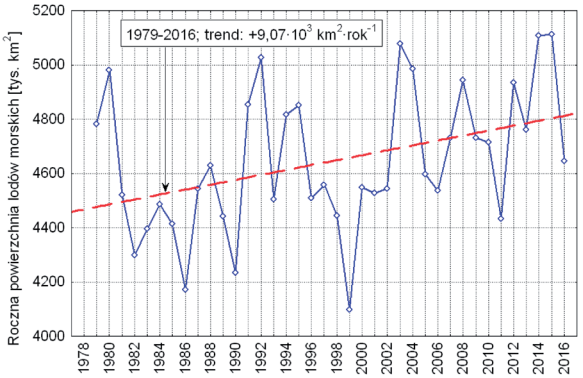
Morza Amundsena i Bellingshausena są jedynymi akwenami wód wokółantarktycznych, na których w latach 1979-2010 odnotowano wystąpienie statystycznie istotnego, ujemnego trendu powierzchni zlodzonej (MARSZ 2011, PARKINSON i CAVALIERI 2012). Na pozostałych akwenach Antarktyki trendy były dodatnie. W rezultacie, w skali całej Antarktyki, powierzchnia lodów wykazywała w latach 1979–2015 wzrost (REID i współaut. 2015, ARMOUR i BITZ 2015), przy czym trend ten był wysoce istotny (p<0,001).

W 2016 r. nastąpiło gwałtowne zmniejszenie się powierzchni zlodzonej na morzach wokółantarktycznych, co najprawdopodobniej można wiązać z wystąpieniem silnej dodatniej fazy ENSO trwającej od końca 2014 do maja 2016 r. Ten jednorazowy spadek nie zmienił jednak w istotny sposób wartości długookresowego trendu zmian powierzchni zlodzonej na tych wodach.

Zmiany pokrywy lodowej na Morzu Bellingshausena charakteryzują się dużą międzyroczną amplitudą średniej rocznej powierzchni zlodzonej i odmiennym zachowaniem się w minimum i maksimum rozwoju lodów. Maksimum rozwoju zlodzenia



Ryc. 5. Zmiany średniej rocznej powierzchni zlodzenia Morza Bellingshausena (1979–2016). Oznaczone trendy liniowe – w całym okresie opracowania (1979–2016) oraz w okresie występującego ochłodzenia (2000–2016).



Ryc. 6. Zmiany średniej rocznej powierzchni zlodzenia Morza Weddella. Oznaczona linia trendu.

przypada na sierpień lub wrzesień[2], średnia wieloletnia powierzchnia zlodzona jest wówczas równa ~1145 tys. km^2 (min 773, max 1569 tys. km^2). Minimum rozwoju powierzchni zlodzonej przypada na luty lub marzec, średnia powierzchnia lodów osiąga wtedy ~235 tys. km^2 (min 16, max 487 tys. km^2). W cyklu rocznego odtwarzania się pokrywy lodowej, powierzchnia zlodzona Morza Bellingshausena przeciętnie od minimum do maksimum wzrasta niemal 5.krotnie (o ~910 tys. km^2).

W przebiegu średniej rocznej powierzchni zlodzonej gwałtowne jej zmniejszenie nastąpiło między rokiem 1987 a 1988 (Ryc. 5). Stało się to po umiarkowanie silnej dodatniej fazie ENSO, ale dłuższym niż przeciętnie okresie wystąpienia, trwającym od jesieni 1986 r. do końca zimy 1988 r. Jednocześnie w tych samych latach 1986–1988, w okresie letnim (grudzień-luty), w sektorze 57,5–65,0°W na 60°S gwałtownie wzrosła składowa północna wiatru geostroficznego, przyczyniając się do nasilenia dryfu skraju lodów na południe i zwiększenia powierzchni wody wolnej od lodów morskich.

W okresie 1979–1987 średnia roczna powierzchnia zlodzona na Morzu Bellingshausena była relatywnie duża, wynosiła około 750 tys. km^2. Między rokiem 1987 a 1988 doszło do gwałtownego zmniejszenia się powierzchni lodów; w okresie 1988–2016 spadła ona do wartości około 650 tys. km^2. Spadek ten spowodowany był gwałtownym zmniejszeniem się powierzchni zlodzonej w fazie minimum rozwoju lodów, który przypada tu na luty-marzec. W tym czasie średnia powierzchnia zlodzona zmniejszyła się do około 180 tys. km^2, w stosunku do około 400 tys. km^2 w latach poprzedzających (1979–1987). Wystąpiło kilka sezonów lodowych, w których minimalna powierzchnia zlodzenia była mniejsza od 50 tys. km^2 (lata 1991, 2008, 2010, 2013). Mimo tych bardzo dużych wahań z roku na rok, po 2000 r. (lata 2000–2016) powierzchnia zlodzona w fazie minimum rozwoju przestała się zmniejszać i nie wykazuje praktycznie trendu [–2,4(±5,2) tys. km^2·rok^{-1}; p=0,658].

W fazie maksymalnego rozwoju (sierpień-wrzesień) powierzchnia zlodzona na Morzu Bellingshausena wykazuje znaczną zmienność międzyroczną, jednak trend jej zmian w całym rozpatrywanym okresie 1979–2016 jest zerowy [+0,66(±2,77) tys. km^2·rok^{-1}; p=0,812]. Wypadkowy rozmiar powierzchni zlodzonej w fazie maksymalnego rozwoju nie wykazywał w ciągu 38 lat ani tendencji spadku ani wzrostu. Po 2000 r. powierzchnia zlodzona Morza Bellingshausena w fazie maksimum rozwoju lodów wykazuje nieistotny trend dodatni. Wynosi on +10,80(±8,05) tys. km^2·rok^{-1}, a średnia powierzchnia zlodzona wynosi około 1130 tys. km^2. Ten suchy statystyczny opis nie oddaje w pełni rzeczywistego obrazu zmian powierzchni zlodzenia na Morzu Bellingshausena w fazie maksimum rozwoju lodów. W końcowej części okresu 2000–2016 średnia powierzchnia lodów na tym morzu w sierpniu-wrześniu kilkukrotnie przekraczała 1200 tys. km^2 i dryfujące na NE lody, w połączeniu z lodami wypływającymi z Morza Weddella, szerokim pasem otaczały zachodnie i północne wybrzeża Półwyspu Antarktycznego wraz z Szetlandami Południowymi (lata 2009, 2011, 2013, 2014, 2015).

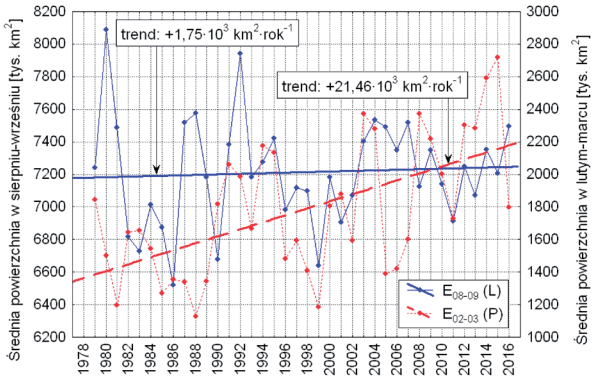
[2]Operuje się tutaj średnią powierzchnią zlodzoną z sierpnia i września. Roczne maksimum zlodzenia w niektórych latach występuje w sierpniu, w innych – we wrześniu, sporadycznie nawet w październiku. Z tych samych względów dalej operuje się średnią z lutego i marca dla charakterystyki rozmiarów powierzchni zlodzonej w fazie minimum rozwoju.

W rezultacie wzrostu powierzchni zlodzonej w czasie maksimum rozwoju (sierpień-wrzesień) i „zatrzymaniu" spadku w okresie minimum rozwoju (luty-marzec) w latach 2000–2016, wartość trendu średniej rocznej powierzchni zlodzonej na Morzu Bellingshausena w całym okresie obserwacji satelitarnych 1979–2016 utrzymała znak ujemny, ale stała się bardzo mała i statystycznie nieistotna (-3,2(±1,6) tys. km^2·rok^1). W latach 2000–2016 roczna powierzchnia lodów powoli rosła, jej trend był dodatni, słaby i statystycznie nieistotny (patrz Ryc. 5).

Na Morzu Weddella średnia roczna powierzchnia zlodzona w całym okresie obserwacji satelitarnych (lata 1979–2016) również wykazywała znaczną zmienność międzyroczną (patrz Ryc. 6). Na przełomie XX i XXI w. (lata 1999–2002) wystąpił przejściowo bardzo słaby i nieistotny trend ujemny, co było spowodowane silnym zmniejszeniem się letniej powierzchni lodów na wschodniej części Morza Weddella. W latach 1979–2016 trend średniej rocznej powierzchni zlodzonej jest równy +9,1(±3,6) tys. km^2·rok^{-1} (p=0,017). Oznacza to, że między rokiem 1979 a 2016 średnia roczna powierzchnia zlodzona Morza Weddella wzrosła o około 350 tys. km^2. Ten wzrost średniej rocznej nastąpił w wyniku szybkiego rozwoju lodów po 2000 r. Trend średniej rocznej powierzchni zlodzonej w latach 2000–2016 może być oszacowany jako +15,4(±10,8) tys. km^2·rok^{-1}, co daje przyrost powierzchni zlodzonej po roku 2000 w przybliżeniu 246 tys. km^2.

Zachowanie się sezonowych zmian powierzchni zlodzonej Morza Weddella przedstawia Ryc. 7. W latach 1979–2000 zmienność międzyroczna maksymalnej powierzchni zlodzenia była bardzo duża, po 2000 r. amplituda wahań uległa wyraźnemu zmniejszeniu. Silne spadki maksymalnej powierzchni zlodzonej poniżej 7 mln km^2 stały się rzadkością (2 przypadki), gdy przed 2000 r. były relatywnie częste (8 przypadków). Jeszcze wyraźniejsza jest zmiana reżimu lodowego na Morzu Weddella około 2000 r., jeśli rozpatruje się zmienność najmniejszej w roku powierzchni lodów (średnia 02–03; patrz Ryc. 7). Od roku 1999–2000 pojawia się w przebiegu tej wielkości silny [34,8(±18,7) tys. km^2·rok^1], choć nieistotny statystycznie, trend dodatni. W całym okresie obserwacji satelitarnych trend powierzchni zlodzonej Morza Weddella w okresie minimum rozwoju lodów jest dodatni [+21,5(±5,1) tys. km^2] i wysoce istotny statystycznie (p<0,001).

Zatem, mimo znacznych odrębności zmian powierzchni lodów na morzach leżących na zachód i wschód od Półwyspu Antarktycznego, zauważa się zmianę reżimu



Ryc. 7. Zmiany powierzchni lodów morskich na M. Weddella w fazie maksimum rozwoju (średnia powierzchnia z sierpnia i września; E_{08-09}) i fazie minimum rozwoju (średnia powierzchnia z lutego i marca; E_{02-03}). Oznaczone linie i wartości trendów.

lodowego po 2000 r. Zmiana ta zapisuje się powolnym wzrostem powierzchni zlodzenia w fazie maksimum jej rozwoju i stabilizacją lub nawet silnym wzrostem w fazie minimum rozwoju Stwierdzenia o „dramatycznym" czy też „katastrofalnie szybkim" zaniku pokrywy lodów morskich na tym obszarze (np. MOLINE i współaut. 2004, MASSOM i STAMMERJOHN 2010), oparte na krótkich seriach obserwacyjnych, w świetle późniejszych analiz zmian pokrywy lodowej nie znajdują potwierdzenia i powinny zostać skorygowane.

WNIOSKI

Przedstawione zmiany trzech elementów hydroklimatycznych, ważnych dla funkcjonowania subantarktycznych ekosystemów morskich i nadmorskich, jakimi są temperatura wody, powierzchnia lodów morskich i temperatura powietrza, mogą (powinny) być rozpatrzone odrębnie z dwu punktów widzenia, ekologicznego i klimatologicznego.

Autorzy, nie będąc biologami, nie będą wypowiadali się szerzej na tematy ekologicznych skutków opisanych zmian temperatury powierzchni morza, powierzchni lodów morskich i temperatury powietrza. Jednak w świetle tez przedstawionych w pracach szkicujących schematy dalszego rozwoju ekosystemów morskich w warunkach „katastrofalnego ocieplenia" rejonu północnego i zachodniego otoczenia Półwyspu Antarktycznego (np. MOLINE i współaut. 2004, CLARKE i współaut. 2007, MCCLINTOCK i współaut. 2008, STAMMERJOHN i współaut. 2008, MASSOM i STAMMERJOHN 2010), należy się zastanowić, czy prognozowane zmiany funkcjonowania ekosystemów morskich mają w wa-

runkach postępującego ochłodzenia szanse na realizację.

Zdaniem TRIVELPIECE'A i współaut. (2013), teza o wpływie zmian zimowej powierzchni lodów morskich na zmiany proporcji populacji pingwinów Adeli (*Pygoscelis adeliae*) i pingwinów antarktycznych (*P. antarctica*) nie znalazła potwierdzenia. W rejonie Szetlandów Południowych i zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego oraz szerzej, w rejonie Morza Scotia, populacja nie jednego, a obu gatunków zmniejsza się w podobnym tempie, przy czym można wykluczyć, że jest to dziełem człowieka.

Powierzchnia lodów na Morzu Weddella, wbrew wyrażanym opiniom, nie zmniejsza się. Mimo zmniejszenia się średniej rocznej powierzchni lodów na Morzu Bellingshausena, powierzchnia zlodzenia w fazie ich maksimum rozwoju w ostatnich 38 latach również istotnie nie zmniejszyła się. Zatem dolna powierzchnia lodów, na której dochodzi do wiosennego zakwitu fitoplanktonu (MCCLINTOCK i współaut. 2008) pozostaje w przybliżeniu stała. W konsekwencji, przyjmując tezy MCCLINTOCKA i współaut. (2008) za prawdziwe, także podstawowa baza pokarmowa kryla w tym rejonie nie powinna się zmniejszać. Jeśli się zmniejsza, jak piszą to CLARKE i współaut. (2007), MCCLINTOCK i współaut. (2008) czy MASSOM i STAMMERJOHN (2010), to być może nie sam rozmiar powierzchni lodów, ale inny lub inne, nie brane pod uwagę czynniki, limitują w tej części Antarktyki rozmiar produkcji biomasy, stanowiącej podstawę łańcucha pokarmowego. Rysuje się również następne, może naiwnie postawione przez autorów pytanie, czy przypadkiem, przynajmniej niektóre zmiany ekologiczne, traktowane jako rezultat silnego ocieplenia i „katastrofalnie" szybkiego zaniku lodów morskich na tych akwenach (STAMMERJOHN i współaut. 2008, MASSOM I STAMMERJOHN 2010), stanowią rezultat nie ocieplania się tych akwenów, ale wynik spadku temperatury wód?

Z punktu widzenia klimatologii trzeba zauważyć, że odnotowuje się nieoczekiwane i nieprzewidywane przez modele klimatyczne wystąpienie na omawianym obszarze regionalnej fluktuacji klimatycznej o dużej amplitudzie i czasie trwania znacznie przekraczającym typowy zakres zmienności międzyrocznej. Fluktuacja ta, trwająca już kilkanaście lat, nie ma żadnego związku z działaniem „czynnika antropogenicznego". Koncentracja CO_2 w atmosferze i wzrost temperatury globalnej w całym rozpatrywanym okresie 1978–2016 systematycznie postępują, a temperatura powietrza i SST na tym obszarze, po okresie szybkiego wzrostu w latach 1978–2000, zaczęła następnie spadać. W świetle sugerowanych w literaturze mechanizmów oddziaływania zmian koncentracji ozonu (O_3) na cyrkulację atmosferyczną na obszarach Antarktyki (np. THOMPSON i współaut. 2011), a przez nią na temperaturę powietrza i SST, nie wydaje się, aby zmiany koncentracji stratosferycznego O_3 mogły stanowić przyczynę obserwowanych zmian klimatu.

MEREDITH i KING (2005), analizując zachodzące w drugiej połowie XX w. zmiany klimatyczne w rejonie zachodnich wybrzeży Półwyspu Antarktycznego, stwierdzają wzrost letniej temperatury powietrza o około 3°C i stowarzyszony z nimi wzrost SST o około 1°C. Wzrost temperatury o 1°C w górnej 25.metrowej kolumnie wody, według ich szacunków, odpowiada ilości energii potrzebnej do stopienia warstwy lodu o grubości 0,3 m, co stanowi znaczną część typowej grubości zimowych lodów na Morzu Bellingshausena (0,5–1,0 m). W rezultacie wzrostu SST na tych akwenach dochodzi do wymuszonego spadku powierzchni pokrywy lodowej. Z kolei, w wyniku zmniejszania się pokrywy lodowej dochodzi do zwiększonej letniej akumulacji ciepła w wodach, a przez to do dalszego wzrostu SST, temperatury powietrza i wzrostu zasolenia. To ogranicza rozwój (odtwarzanie się) pokrywy lodowej.

W wyniku działania występujących sprzężeń między tymi procesami powstaje układ z dodatnimi sprzężeniami zwrotnymi mający, według MEREDITHA i KINGA (2005), prowadzić do nieustannej zmiany klimatu, skutkującej dalszym wzrostem temperatury powietrza i SST oraz dalszym spadkiem powierzchni lodów morskich. MEREDITH i KING (2005) wyraźnie postulują (oznaczony akapit [11] w cytowanej pracy), że zmiany oceanograficzne w tym procesie, a więc wzrost zasolenia i wzrost SST, stanowią ich zdaniem efekt wpływów zewnętrznych: wymuszania atmosferycznego (cyrkulacji atmosferycznej charakteryzowanej przez SAM) i wymuszania kriosferycznego (zmian powierzchni lodów morskich).

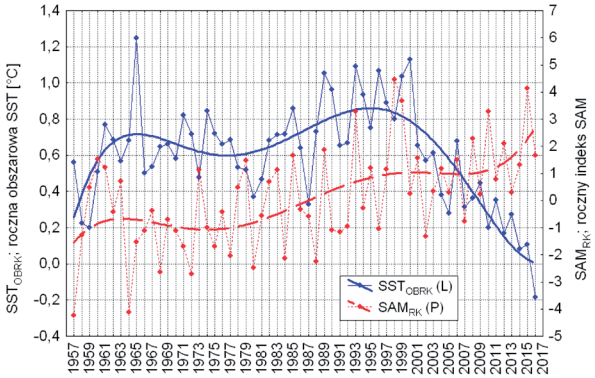
Jak można zauważyć, koncepcja MEREDITHA i KINGA (2005), przynajmniej w odniesieniu do kierunku zmian SST i powierzchni zlodzonej po 2000 r., nie znajduje potwierdzenia. Zamiast dalszego ocieplania się, doszło do gwałtownego ochłodzenia, zmiany SST diametralnie zmieniły kierunek, mimo braku odpowiednich zmian w charakterze cyrkulacji atmosferycznej. W swojej teoretycznej, klarownej i jasnej konstrukcji MEREDITH i KING (2005) przyjęli niewłaściwy czynnik sterujący zmianami systemu. To nie cyrkulacja atmosferyczna steruje zmianami klimatu w skali dekadowej czy stuletniej, ale zgodnie z hipotezą BJERKNESA (1962, 1964),

współoddziaływanie z atmosferą zmian rozkładu przestrzennego zasobów ciepła w oceanie.

Zachodzące zmiany SST na omawianym akwenie należy interpretować jako wynik działania procesów adwekcyjnych funkcjonujących w oceanie, niebędących prostą, linearną odpowiedzią na wielkoskalową cyrkulację atmosferyczną. Można sądzić, że Prąd Okołoantarktyczny zaczął od przełomu roku 1999 i 2000 wnosić na omawiany akwen wody chłodne, lub też wody, na powierzchni których znajduje się warstwa wód wychłodzonych i wysłodzonych, uniemożliwiających rozwój głębszej konwekcji. Spadek zasobów ciepła w wodach tego akwenu, objawiający się jako silny spadek SST, musi doprowadzić do zmniejszenia się strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, a tym samym powinien prowadzić do regionalnego spadku temperatury powietrza, szczególnie wyraźnego w najcieplejszej porze roku.

MARSZ (2005) wcześniej zwrócił uwagę na postępujące ochładzanie wód w sektorze pacyficznym Oceanu Południowego, w rejonie położonym na zachód od Cieśniny Drake'a (60°S, z centrum na 100°W). Statystycznie istotne spadki temperatury powierzchni oceanu w okresie 1980–2004 występowały tam w miesiącach oceanicznego antarktycznego lata (styczeń, luty, marzec) i przełomu jesieni i zimy (czerwiec, lipiec), a średnia roczna SST zaczęła obniżać się po 1997 r. Na 60°S i 80°W spadek rocznej SST nastąpił po 1998 r. Można sądzić, że Prąd Okołoantarktyczny „przeniósł" te chłodne wody dalej na wschód, na akwen bezpośrednio przylegający do Półwyspu Antarktycznego i po 2000 r. rozprzestrzeniły się one na całej powierzchni badanego akwenu. Składowa równoleżnikowa propagacji granicy oddzielającej ciepłe masy wody od mas chłodnych w Prądzie Okołoantarktycznym może być oszacowana na około 3-4 $cm \cdot s^{-1}$.

Nie będziemy w tym miejscu wchodzić w zagadnienie mechanizmów wymuszających adwekcję (poziomy ruch) wód wraz z Prądem Okołoantarktycznym i tworzenia się „anomalii" w zasobach ciepła wód transportowanych przez ten prąd. Zainteresowany czytelnik znajdzie najważniejsze współczesne poglądy na ten temat np. w pracach VERDY i współaut. (2006), GARABATO i współaut. (2009), LEE i współaut. (2010). Trzeba jednak zwrócić uwagę, że zmiany SST i temperatury powietrza na badanym akwenie po 2000 r. nie odtwarzają zmian charakteru makroskalowej cyrkulacji atmosferycznej (Ryc. 8), jak to zakładają liczni badacze (np. MEREDITH i KING (2005), MARSHALL i współaut. (2006) czy VERDY i współaut. (2006). O ile od początku lat 60. XX w. do przełomu XX i XXI w.



Ryc. 8. Przebieg wartości rocznej obszarowej SST i indeksu SAM (Southern Annular Mode) w latach 1957-2016. Linie krzywe – dopasowanie wielomianów 5 stopnia do wartości obserwowanych. Po 2000 r. brak zgodności przebiegów obu zmiennych, co wyklucza możliwość przyjęcia za prawdziwą tezy, że zmienność SAM steruje zmiennością SST.

można mówić o daleko posuniętej zbieżności długookresowej przebiegów obu parametrów geofizycznych, co mogło sugerować ewentualne sterowanie przez SAM zmianami SST na tym akwenie, to po przejściowym spadku wartości wskaźnika SAM w latach 1999-2002, wartości wskaźnika ponownie rosną, gdy SST szybko spada. Taki niekonsekwentny przebieg obu wielkości wyklucza, aby zmienność SAM sterowała na tym akwenie zmiennością SST (patrz Ryc. 8). Podobnie, w świetle obserwowanych zmian temperatury powietrza i wskaźnika SAM, trudno przyjąć że zmiany SAM, jak to zakładają KING i współaut. (2003) czy MARSHALL i współaut. (2006), mogą stanowić przyczynę spadku temperatury w rejonie NW wybrzeży Półwyspu Antarktycznego.

Analizy prowadzone przez MARSZA (2013) oraz MARSZA i STYSZYŃSKĄ (2013) wykazały, że przyczyną spadku temperatury powietrza na stacjach rejonów północnego i południowego omawianego obszaru jest spadek SST. Również jedną z przyczyn obserwowanego spadku temperatury powietrza na całym omawianym obszarze jest wzrost zimowej powierzchni zlodzonej na Morzu Bellingshausena, ale jednym z czynników prowadzących do wzrostu zimowej powierzchni zlodzonej jest, oprócz zmian wskaźnika NINO 3–4 i SST w tropikalnym południowym Pacyfiku (DING i współaut. 2011, MARSZ 2011), wcześniej zachodzący na tym akwenie spadek SST. Tak więc procesy oceaniczne są „odpowiedzialne" za zachodzące zmiany klimatu na tym obszarze.

Nie wchodząc bardziej szczegółowo w kwestie funkcjonowania mechanizmów

zmian klimatu na tym obszarze, trzeba stwierdzić, że obserwowana fluktuacja klimatyczna stanowi przejaw naturalnej zmienności wewnątrzystemowej. Innymi słowy jest ona spowodowana przez działanie zespołu czynników naturalnych. Jest to fakt, z wielu względów, kłopotliwy. Modele klimatyczne przewidują wzrost temperatury powietrza i SST i silny spadek powierzchni lodów morskich na tym obszarze (KING i współaut. 2003, TURNER i współaut. 2013), czego się nie obserwuje. ARMOUR i BITZ (2015), w odniesieniu do zmian powierzchni lodów na wodach antarktycznych dyskutują przyczyny, dla których modele (CIMP-5; Coupled Model Intercomparison Project) nie są w stanie na tym obszarze odtworzyć w sposób zbliżony do rzeczywistości ani zmian SST, ani zmian powierzchni zlodzonej. Konkluzją ich rozważań jest to, że ważnym czynnikiem sterującym zmianami klimatu, którego modele klimatyczne nie uwzględniają, może być „zmienność naturalna". Ostatnio TURNER i współaut. (2016) potwierdzają, że w rejonie Półwyspu Antarktycznego od końca lat 90. XX w. nie obserwuje się ocieplenia, a temperatura powietrza obniża się w tempie „znaczącym statystycznie", najsilniej w czasie antarktycznego lata. Cały proces ochłodzenia zdaniem TURNERA i współaut. (2016) stanowi przejaw wewnętrznej, regionalnej zmienności cyrkulacji atmosferycznej, nie stanowi zaś efektu działania głównych czynników sterujących zmianami klimatu globalnego, jakimi ma być wzrost koncentracji CO_2 i spadek koncentracji stratosferycznego ozonu. Przegląd danych, w tym składowych strefowych i południkowych wiatru geostroficznego nad północną częścią Morza Weddella, nie potwierdza tezy TURNERA i współautorów (2016)[3] o sterowaniu ochłodzeniem regionu przez zmiany cyrkulacji atmosferycznej. W całym rozpatrywanym okresie 1978–2016 systematycznie rosną, przyczyniające się do wzrostu temperatury, składowe zachodnia i północna wiatru geostroficznego, nie odnotowuje się natomiast wzrostu częstości ani wzrostu prędkości wiatrów wschodnich i południowo-wschodnich, które powodują spadek temperatury. Pozostaje jedyny czynnik sprawczy opisywanego ochłodzenia – wielkoskalowe procesy oceaniczne, powodujące adwekcję wód o zmniejszonych zasobach ciepła na akweny otaczające zachodnie i północne wybrzeża Półwyspu Antarktycznego.

Nie jest jasne, czy obserwowane po 2000 r. zmiany SST na akwenach rozciągających się na północ i zachód od Półwyspu Antarktycznego sygnalizują początek jakiegoś dłuższego okresu zmiany klimatu tego regionu. W świetle badań paleoklimatycznych z rejonu północnej części Półwyspu Antarktycznego (ARISTARAIN i współaut. 1986, THOMPSON i współaut. 1994, LEVENTER i współaut. 1996, KHIM i współaut. 2002) nie można jednak tego wykluczyć.

[3]Tezę TURNERA i współaut. (2016) o atmosferycznym sterowaniu spadkiem temperatury powietrza w rejonie północnych części Półwyspu Antarktycznego, uzupełnioną jednak o dodatkowy czynnik - rozrost powierzchni lodów morskich na Morzu Bellingshausena w okresie zimy - powtarza praca OLIVA i współaut. (2017).

Streszczenie

Artykuł omawia zmiany warunków hydro-klimatycznych w rejonie Szetlandów Południowych i NW części Półwyspu Antarktycznego w latach 1979-2016. Są one istotne dla oceny zmian zachodzących w ekosystemach morskich i nadmorskich. Ogólną ich cechą jest przejście od fazy silnego ocieplenia do fazy ochładzania, co nastąpiło około 2000 r. Przedstawiono zmiany rocznej i sezonowej temperatury powietrza, temperatury powierzchni morza (SST) oraz powierzchni lodów morskich na morzach Bellingshausena i Weddella. Najsilniejszy spadek temperatury powietrza zaznacza się w okresie antarktycznego lata, na wszystkich stacjach zaznacza się spadek temperatury rocznej. Spadek SST następuje we wszystkich miesiącach roku, jest on wysoce istotny. Najsilniejszy spadek SST następuje również latem. Roczna powierzchnia zlodzona na Morzu Weddella systematycznie rośnie, zaznacza się szczególnie szybki przyrost powierzchni lodów w okresie luty-marzec. Roczna powierzchnia lodów na Morzu Bellingshausena po 2000 r. przestała spadać i zaznacza się w jej przebiegu słaby trend dodatni.

LITERATURA

ARISTARAIN A. J., JOUZEL J., POURCHET M., 1986. *Past Antarctic Peninsula climate (1850-1980) deduced from in ice core istotpe record.* Climatic Change 8, 69-89.

ARMOUR K .C., BITZ C. M., 2015. *Observed and projected trends in Antarctic sea ice.* US CLIVAR Var. 13, 12-19.

BJERKNES J., 1962. *Synoptic survey of the interaction of sea and atmosphere in the North Atlantic.* Geophys. Norv. 24, 115-145.

BJERKNES J., 1964. *Atlantic air-sea interaction.* [W:] *Advances in* Geophysics, 10. LANDSBERG H. E., MIEGHEM J. VAN (red). Academic Press, New York, 1-82.

CLARKE A., MURPHY E. J., MEREDITH M. P., KING J. C., PECK L. S., BARNES D. K. A., SMITH R. C., 2007. *Climate change and the marine ecosystem of the western Antarctic Peninsula.* Phil. Trans. Royal Soc. B 362, 149-166.

COOK A. J., FOX A. J., VAUGHAN D. G., FERRIGO J.G., 2005. *Retreating Glacier Fronts on the Antarctic Peninsula over the Past Half-Century.* Science 308, 541-544.

DING Q., STEIG E. J., BATTISTI D. S., KÜTTEL M., 2011. *Winter warming in West Antarctica caused by central tropical Pacific warming.* Nat. Geosci. 4, 398-403.

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.* J. Climate 22, 3661-3688.

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*. Bull. Am. Meteorol. Soc. 77, 437-470.

KEJNA M., ARAŹNY A., SOBOTA I., 2013. *Climatic change on King George Island in the years 1948–2011*. Pol. Polar Res. 34, 213-235.

KHIM B.-K., YOON H. I., KANG CH.-Y., BAHK J. J., 2002. *Unstable Climate Oscillations during the Late Holocene in the Eastern Bransfield Basin, Antarctic Peninsula*. Quat. Res. 58, 234-245.

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*. [W:] *Antarctic Peninsula Climate Variability: Historical and Paleoenvironmental Perspectives*, DOMACK E. i współaut. (red). Antarct. Res. Ser., vol. 79, 17-30.

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 Nino in 2009-10*. Geophys. Res. Lett. 37, doi: 10.1029/2010GL044865.

LEVENTER A., DOMACK E. W., ISHMAN S. E., BRACHFELD S., MCCLENNEN C. M., MANLEY P., 1996. *Productivity cycles of 200-300 years in the Antarctic Peninsula region: Understanding linkages among the sun, atmosphere, oceans, sea ice, and biota*. Geology 108, 1626-1644.

MARSHALL G., 2003. *Trends in the Southern annular mode from observations and reanalyses*. J. Climate 16, 4134-4143

MARSHALL G. M., 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*. J. Climate 19, 5388-5404.

MARSZ A., 2005. *Trendy temperatury powierzchni oceanu w sektorze pacyficznym Oceanu Południowego w ostatnim 25-leciu (1980-2004)*. Probl. Klimat. Polar. 15, 17-26.

MARSZ A. A., 2011. *Współczesne zmiany powierzchni lodów morskich na wodach wokółantaraktycznych – problemy i niejasności*. Probl. Klimat. Polar. 21, 7-38.

MARSZ A. A., 2013. *Rola cyrkulacji atmosferycznej i zmian temperatury powierzchni morza w kształtowaniu zmienności temperatury powietrza na stacjach zachodniego wybrzeża Półwyspu Antarktycznego*. Probl. Klimat. Polar. 23, 21-42.

MARSZ A. A., STYSZYŃSKA A., 2000. *Główne cechy klimatu rejonu Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego (Antarktyka Zachodnia, Szetlandy Południowe, Wyspa Króla Jerzego)*. Wyd. Uczelniane Wyższej Szkoły Morskiej w Gdyni.

MARSZ A. A., STYSZYŃSKA A., 2013. *Zmiany temperatury powierzchni morza przy zachodnich wybrzeżach Półwyspu Antarktycznego*. Probl. Klimat. Polar. 23, 7-19.

MASSOM R. A., STAMMERJOHN S. E., 2010. *Antarctic sea ice change and variability – Physical and ecological implications*. Polar Sci. 4, 149-186.

MCCLINTOCK J., DUCKLOW H., FRASER W., 2008. *Ecological responses to climate change on the Antarctic Peninsula*. Am. Scient. 96, 302-310

MCGRATH D., STEFFEN K., 2012. *Recent cooler conditions on the northern Antarctic Peninsula. State of the Climate 2011*. Bull. Am. Metorol. Soc. 93 (Suppl.), 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*. Geophys. Res. Lett. 32, L19604.

MOLINE M. A., CLAUSTRE H., FRAZER T. K., SCHOFIELD O., VERNET M., 2004. *Alteration of the food web along the Antarctic Peninsula in response to a regional warming trend*. Global Change Biol. 10, 1973-1980.

OLIVA M., NAVARRO F., HRBÁČEK H., HERNÁNDEZ A., NÝVLT D., PEREIRA P., RUIZ-FERNÁNDEZ J., TRIGO R., 2017. *Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere*. Sci. Total Environ. 580, 210-223.

PARKINSON C. L., CAVALIERI D. J., 2012. *Antarctic sea ice variability and trends, 1979-2010*. Cryosphere 6, 871-880.

REID P., STAMMERJOHN S., MASSOM R., SCAMBOS T., LIESER J., 2015. *The record 2013 Southern Hemisphere sea-ice extent maximum*. Ann. Glaciol. 56, 99-106.

SETZER A.W., ROMÃO M. O., 2010. *Recent cooling in the North of the Antarctic Peninsula*. XXXI SCAR Open Science Conference, Buenos Aires, Argentina, 30 July – 11 August 2010.

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)*. J. Climate 21, 2283-2296.

SOBOTA I., KEJNA M., ARAŹNY A., 2015. *Short-term mass changes and retreat of the Ecology and Sphinx glacier system, King George Island, Antarctic Peninsula*. Ant. Sci. 27, doi: https://doi.org/10.1017/S0954102015000188.

STAMMERJOHN S. E., MARTINSON D. G., SMITH R. C., IANNUZZI R. A., 2008. *Sea ice in the western Antarctic Peninsula region: Spatio-temporal variability from ecological and climate change perspectives*. Deep-Sea Res. 55, 2041-2058.

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 Sci. 4, 18-33.

THOMPSON L. G., PEEL D. A., MOSLEY-THOMPSON E., MULVANEY R., DAI J., LIN P. N., DAVIS M. E., RAYMOND C. F., 1994. *Climate since AD 1510 on Dyer Plateau, Antarctic Peninsula: evidence for recent climate change*. Ann. Glaciol. 20, 420-426.

THOMPSON D. W. J., SOLOMON S., KUSHNER P. J., ENGLAND M. H., GRISE K. M., KAROLY D. J., 2011. *Signatures of the Antarctic ozone hole in Southern Hemisphere surface climate change*. Nature Geosci. 4, 741-749.

TRIVELPIECE W. Z., HINKE J. T., MILLER A. K., REISS C. S., TRIVELPIECE S. G., WATTERS G. M., 2013. *Variability in krill biomass links harvesting and climate warming to penguin population changes in Antarctica*. Proc. Natl. Acad. Sci. USA 108, 7625-7628.

TURNER J., COLWELL S. R., MARSHALL 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*. In. J. Climatol. 25, 279-294.

TURNER T., BRACEGIRDLE J., PHILLIPS T., MARSHALL G.J., HOSKING J. S., 2013. *An initial assessment of Antarctic sea ice extent in the CMIP5 models*. J. Climate 26, 1473-1484.

TURNER J., LU H., WHITE I., KING J. C., PHILLIPS T., HOSKING J. S., BRACEGIRDLE T. J., MARSHALL G. J., MULVANEY R., DEB P., 2016. *Ab-*

sence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. Nature 535, 411-415.

VERDY A., MARSHALL J., CZAJA A., 2006. *Sea surface temperature variability along the path of the Antarctic circumpolar current.* J. Phys. Oceanograp. 36, 1317-1331.

WORLEY S. J., WOODRUFF S. D., REYNOLDS R. W., LUBKER S. J., LOTT N., 2005. *ICOADS release 2.1. data and products.* Int. J. Climatol. 25, 823-842.

XUE Y., SMITH T. M., REYNOLDS R. W., 2003. *Interdecadal changes of 30-yr SST normals during 1871-2000.* J. Climate 16, 1601-1612.

KOSMOS Vol. 67, 4, 733–747, 2018

ANDRZEJ A. MARSZ[1], ANNA STYSZYŃSKA[2]

[1]*Association of Polish Climatologists,* [2]*Faculty of Architecture, Department of Urban Design and Regional Planning, Gdansk University of Technology, Gabriela Narutowicza 11/12, 80-233 Gdańsk, E-mail: aamarsz127@gmail.com, anna.styszynska@pg.gda.pl*

CONTEMPORARY COOLING OF THE SOUTH SHETLAND'S REGION AND NORTH-WESTERN EDGES OF THE ANTARCTIC PENINSULA

Summary

The paper discusses changes of hydro-climatic conditions occurring in the South Shetland Islands and in NW parts of the Antarctic Peninsula in the 1979–2016 years period. These changes are important for evaluation of the transformation of marine and coastal ecosystems. The general feature of these changes was a transition from the strong warming phase to the cooling phase, which took place around the year 2000. The paper presents changes in the annual and seasonal air temperature, sea surface temperature (SST), and sea ice surface at the Bellingshausen and Weddell seas. The strongest decrease of the air temperature is noted during the Antarctic summer; all the stations noted a drop of the annual temperature. The decrease of SST occurs in all months of the year, and it is highly significant. The strongest drop of SST occurs also during summer. The annual surface of ice at the Weddell Sea is growing steadily, with particularly rapid increase of the ice surface observed in February-March. The annual surface of ice at the Bellingshausen Sea after 2000 has ceased to decrease, and there is a slight positive trend in its course.

Key words: Antarctic Peninsula, climate changes, cooling, sea ice covers, sea surface temperature, South Shetland Islands