

ROZMIARY I PRZEBIEG WSPÓŁCZESNEGO OCIEPLENIA ARKTYKI W REJONIE MÓRZ BARENTSA I KARSKIEGO

DIMENSION AND COURSE OF THE PRESENT WARMING OF THE ARCTIC IN THE REGION OF THE BARENTS AND KARA SEAS

Andrzej A. Marsz, Anna Styszyńska, Sławomir Zblewski

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

Zarys treści. Celem pracy była analiza rozmiarów i przebiegu współczesnego (1980-2007) ocieplenia wschodniej części Arktyki Atlantyckiej w rejonie mórz Barentsa i Karskiego. Stwierdzono, że w tym okresie ocieplenie posiadało charakter pulsacyjny, składało się z kolejnych, coraz silniejszych wzrostów temperatury powietrza, oddzielanych od siebie okresami ochłodzeń. Poszczególnym fazom ocieplenia odpowiadają wzrosty transportu ciepłych wód atlantyckich do Morza Barentsa i wzrosty temperatury powierzchni morza (SST). Najwyraźniejsze fazy ocieplenia wystąpiły w latach 1988-1990 i 2002-2007. Najsilniejsze wzrosty temperatury zaznaczyły się w zachodniej i północno-zachodniej części obszaru, najsłabsze na południowych wybrzeżach mórz Barentsa i Karskiego. Wzrost rocznej temperatury powietrza między okresami 1980-1982 a 2005-2007 może być szacowany na około 5°C w północno-zachodniej części obszaru (N i NW część Morza Barentsa) do około 1.5°C na południowo-wschodnich wybrzeżach Morza Barentsa i południowo-zachodnich wybrzeżach Morza Karskiego. Analiza trendów wykazała, że statystycznie istotne trendy roczne występują jedynie na północnych i zachodnich skrajach badanego obszaru. W trendach sezonowych największą liczbę statystycznie istotnych trendów na poszczególnych stacjach obserwuje się latem. Średnie obszarowe trendy są jednakowe jesienią, zimą i wiosną ($+0.065^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), wyraźnie niższe latem ($+0.044^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), istotne statystycznie od wiosny do jesieni, nieistotne zimą. Analiza trendów miesięcznych wykazuje, że obraz, jaki daje analiza trendów sezonowych wiosny (III-V), lata (VI-VIII), jesieni (IX-XI) i zimy (XII-II) nie daje rzeczywistego obrazu rozkładu zmian temperatury w czasie. Wartości trendów miesięcznych rozłożone są skrajnie nierównomiernie, w okresie od listopada do stycznia oraz w kwietniu średnie wartości trendów na omawianym obszarze są większe od $0.1^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, w pozostałych miesiącach zawierają się w granicach od $+0.020$ (luty) do $+0.052^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (sierpień). Główną przyczyną obserwowanych zmian temperatury powietrza w rejonie obu mórz jest wzrost zasobów ciepła w wodach atlantyckich transportowanych do Arktyki z tropików i subtropików przez cyrkulację oceaniczną. Wzrost zasobów ciepła w wodach kierowanych z delty Gólsztromu na północ prowadzi z 1-4 letnim opóźnieniem do wzrostu SST i spadku powierzchni lodów na Morzu Barentsa, w mniejszym stopniu na Morzu Karskim. Oba czynniki (zmiany SST i zmiany powierzchni lodów) regulują następnie temperaturę powietrza, głównie poprzez wpływ na rozmiary strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery. Znaczny wpływ na modyfikowanie zmian temperatury powietrza w stosunku do zmian wymuszanych przez zmiany SST ma regionalna cyrkulacja atmosferyczna, natomiast hemisferyczna (Oscylacja Arktyczna) i makroregionalna (NAO) mody cyrkulacyjne wywierają w rozpatrywanym okresie znikomy wpływ na zmiany temperatury powietrza, zmiany SST i zmiany powierzchni lodów morskich na morzach Barentsa i Karskim.

Słowa kluczowe: współczesne ocieplenie, temperatura powietrza, trendy temperatury powietrza, temperatura powierzchni morza, wody atlantyckie, delta Gólsztromu, Arktyka, Morze Barentsa, Morze Karskie.

1. Sformułowanie zagadnienia

W literaturze omawiającej kwestie współczesnych zmian temperatury powietrza w Arktyce przebieg ocieplenia jest na ogół charakteryzowany w mocno zgeneralizowanej skali przestrzennej. Podejścia są tu zróżnicowane. W wielu pracach Arktyka jest traktowana jako całość, niektóre (patrz np. Rigor i in. 2000) dzielą Arktykę na dwie części – wschodnią i zachodnią. W innych opracowaniach cała Arktyka podzielona jest na cztery sektory o równych powierzchniach (patrz np. ACIA 2005). Bardziej szczegółowy podział regionalny (5 regionów różnej wielkości) konsekwentnie stosuje Przybylak (1996, 2000, 2002, 2007). Wobec niewielkiego zagęszczenia stacji meteorologicznych na obszarze Arktyki i licznych przerw w ich szeregach obserwacyjnych, takie podejście jest zrozumiałe. Naturalnie „wygładzone” średnie dla obszarów czy regionów¹ pozwalają na określenie istotnych statystycznie wartości trendów rocznych, sezonowych czy miesięcznych. Tego rodzaju podejście ma swoje niewątpliwe zalety, ale jednocześnie nie pozwala na bardziej wnikliwą analizę procesów, które doprowadzają do zmian temperatury powietrza w Arktyce lub jej poszczególnych częściach.

Procesy, które doprowadzają do zmian temperatury powietrza w Arktyce, co jest oczywiste, mają jakiś przebieg. Ten, zapisuje się w zmienności natężenia zmian temperatury w czasie i przestrzeni, co wskazuje na mechanizm procesu, lub pozwala interpretować przypuszczalny mechanizm, a to z kolei pozwala określić genezę tego procesu, lub wysunąć hipotezę co do jego genezy. Takiego rodzaju badania wymagają jednak bardziej szczegółowego podejścia. W Arktyce, wobec małej gęstości stacji i ich skrajnie nierównomiernego rozkładu przestrzennego, nie wszędzie jest to możliwe. Wobec większego zagęszczenia stacji, takie mezoskalowe podejście jest możliwe w atlantyckim sektorze Arktyki.

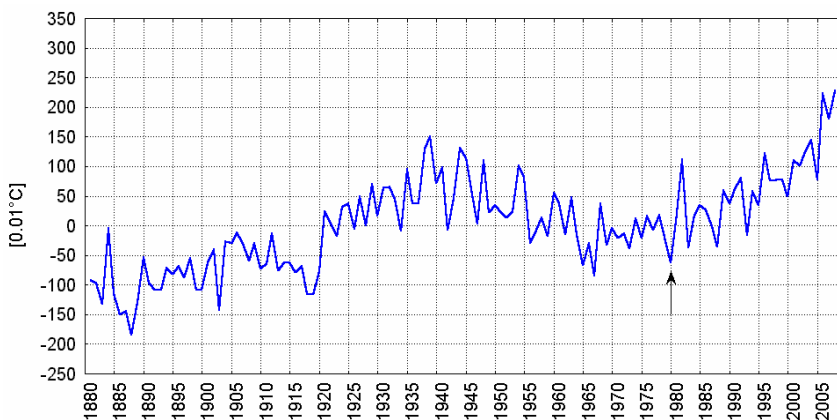
Poznanie procesów klimatycznych funkcjonujących w tym właśnie rejonie jest ważne zarówno z poznawczego, jak i praktycznego punktu widzenia. Odkrycie i udokumentowanie wyjątkowo obfitych złóż węglowodorów pod dnem Morza Barentsa pociągnęło za sobą decyzje o podjęciu tam eksploatacji. Będzie temu towarzyszyć szereg inwestycji w obrębie szelfu i intensywny rozwój żeglugi na morzach Barentsa i Karskim. Wszystkie te działania bardzo silnie uzależnione są od zmienności warunków hydro-klimatycznych w tym rejonie, a wielką nadzieją tych działań jest utrzymanie się przynajmniej przez kilka-kilkanaście najbliższych lat dotychczasowych trendów zmian klimatu.

W pracach charakteryzujących zmiany temperatury powietrza w Arktyce, zachodzące w czasie ostatniego ocieplenia, przyjmowane są różne okresy, dla których oblicza się trendy (np. Rigor i in. (2000) lata 1979-1997, ACIA (2005) lata 1965-2003, Przybylak (2007) lata 1975-2005). Nie ma tu zgodności czasowej początku obliczania trendów, co czyni, że podawane w literaturze wartości trendów są nieporównywalne lub porównywać je bardzo trudno. Jest sprawą oczywistą, że wartość trendu silnie uzależniona jest od momentów początku i końca jego obliczania. Taki stan wymaga określenia momentu początkowego współczesnego ocieplenia Arktyki.

Przegląd anomalii temperatury powietrza w Arktyce (64-90°N) opracowanych przez GISS (NASA Goddard Institute for Space Studies, patrz Hansen i in. 1999, 2001; podobnie – Lugina i in. 2006) wykazuje, że mimo iż rok 1967 był najchłodniejszy w okresie po „wielkim ociepleniu Arktyki” lat 30.

¹ Średnie „obszarowe” oblicza się na ogół jako średnie arytmetyczne z wartości rocznych, sezonowych lub miesięcznych (te ostatnie – bardzo rzadko) stacji znajdujących się na danym obszarze. Uśrednienia, likwidujące lokalne odchylenia, zmniejszają zakres zmienności międzyrocznej. Zwiększa to prawdopodobieństwo uzyskania istotnych statystycznie współczynników trendów i pozwala w sposób syntetyczny scharakteryzować zmiany temperatury na danym obszarze.

XX wieku, moment początku „współczesnego ocieplenia Arktyki” należy przesunąć na rok 1980. Ochłodzenie Arktyki, które rozpoczęło się między rokiem 1955 a 1956, objęło dekady lat 60. i 70. XX wieku. Rok 1979 był ostatnim, w którym w tej fazie ochłodzenia zaznaczyło się głębokie lokalne minimum przebiegu temperatury powietrza (anomalie -0.63°C ; patrz ryc. 1), od tego momentu każde kolejne lokalne minimum jest wyższe od poprzedniego. Na rok 1980 jako moment, od którego można mówić o początku współczesnego ocieplenia Arktyki wskazują również Johannessen i in. (2004).



Ryc. 1. Przebieg anomalii temperatury powietrza w Arktyce ($64-90^{\circ}\text{N}$) według danych GISS. Anomalie obliczone względem średnich z okresu 1951-1980 (patrz Hansen i in. 1999)

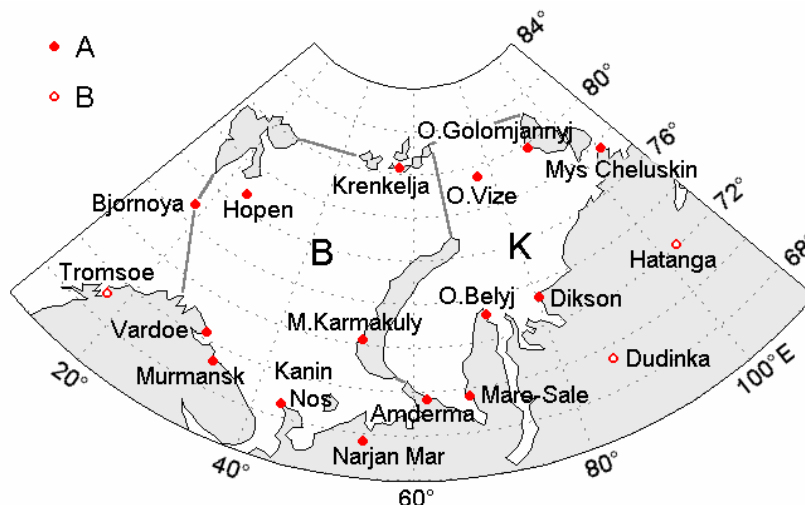
Fig. 1. The course of anomalies in air temperature in the Arctic ($64-90^{\circ}\text{N}$) according to GISS data. The anomalies calculated in relation to mean values from the period 1951-1980 (see Hansen et al 1999)

Postępujące od roku 1980 ocieplenie Arktyki trwa nadal. W roku 2007 wartość anomalii temperatury powietrza w Arktyce GISS oszacował jako $+2.28^{\circ}\text{C}$ względem średniej z trzydziestolecia 1951-1980. Jest to do tej pory najwyższa z odnotowanych od 1880 roku anomalii temperatury w Arktyce; drugą pod względem wartości była anomalia, która wystąpiła w roku 2005 ($+2.24^{\circ}\text{C}$). Celem tej pracy jest określenie rozmiarów i przebiegu współczesnego ocieplenia w rejonie mórz Barentsa i Karskiego, czyli obszarze stanowiącym wschodnią część atlantyckiego sektora Arktyki. Badaniom objęto jednolity okres 1980-2007 (28 lat), czyli okres od początku fazy wychodzenia Arktyki z ochłodzenia lat 60-70. XX wieku, do ostatniego roku, dla którego istnieją dane pozwalające na obliczenie temperatury rocznej.

2. Charakterystyka obszaru opracowania

Obszar badań stanowi wschodnią część Arktyki Atlantyckiej. Obejmuje on akweny mórz Barentsa i Karskiego o łącznej powierzchni około $2\,288\,000\text{ km}^2$ oraz otaczające te akweny strefy przybrzeżne archipelagów i kontynentu (patrz ryc. 2). Zachodnią granicę, oddzielającą Morze Grenlandzkie od Morza Barentsa wyznaczają odcinki prostych łączących Sorkapp (południowy cypel Spitsbergenu) z Bjornoyą (Wyspą Niedźwiedzia) i dalej z Przylądkiem Północnym (Nordkappem). Południową granicę tworzy linia brzegowa Eurazji, od Nordkappu do Przylądka Czeluskina (Mys Cheluskin). Granicę wschodnią stanowią zachodnie wybrzeża archipelagu Ziemi Północnej, skąd od Wyspy Schmidta przez Ziemię

Franciszka Józefa do wschodnich i południowych wybrzeży Ziemi Północno-Wschodniej i dalej do Spitsbergenu biegnie granica północna, oddzielająca omawiany obszar od Morza Arktycznego. Granicę między Morzem Karskim a Morzem Barentsa stanowią wyspy Wajgacz i Nowa Ziemia. Dalej na północ granica biegnie wzdłuż linii łączącej Przylądek Pragnienia (Mys Zelanija; północny cypel Nowej Ziemi) z wyspą Salm w Archipelagu Ziemi Franciszka Józefa.



Ryc. 2. Obszar objęty opracowaniem. Oznaczone granice mórz Barentsa (B) i Karskiego (K). A – stacje uwzględnione w analizie, B – stacje pomocnicze na obszarach wewnątrzlądowych, wykorzystane wyłącznie dla przeprowadzenia interpolacji

Fig. 2. The examined region. The Barents (B) and Kara (K) seas borders marked.

A – stations covered in this analysis, B – additional inland station, used only for interpolation

Oba morza są płytkimi morzami szelfowymi, średnia głębokość Morza Barentsa to około 230 m, średnia głębokość Morza Karskiego jest w przybliżeniu dwa razy mniejsza (~110 m). Niewielkie głębokości obu mórz powodują, że ich zdolność do magazynowania zasobów ciepła nie może być duża. Położenie obu akwenów w strefie wysokich szerokości geograficznych czyni, że dostawa energii słonecznej do powierzchni wód jest niewielka, wykazując przy tym skrajne zróżnicowanie sezonowe (dzień polarny i noc polarna). Niska w ciągu całego roku temperatura powietrza nad tymi akwenami i duże prędkości wiatru powodują, że pobór ciepła z powierzchni wody, tam gdzie nie są pokryte lodami, jest bardzo duży. Relatywnie wysoka, jak na szerokość geograficzną, temperatura powierzchni Morza Barentsa, w mniejszym stopniu Morza Karskiego, świadczy jednak o występowaniu znacznych zasobów ciepła w wodach. Stanowi to rezultat stałego, choć o zmiennym natężeniu, uzupełniania strat ciepła z wód przez cyrkulację oceaniczną. Do Morza Barentsa wnoszone są przez system prądów ciepłe wody atlantyckie.

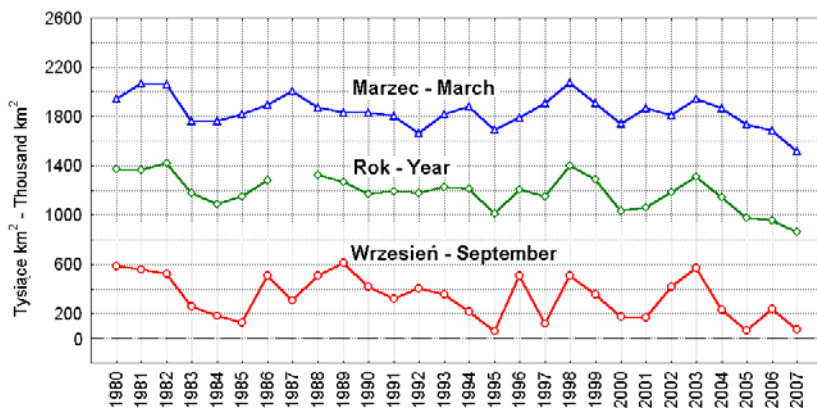
Rejon wschodniej części sektora atlantyckiego charakteryzuje się stopniowym osłabianiem wpływu klimatycznego ciepłych wód atlantyckich, wprowadzanych do Arktyki przez Prąd Norweski, a dalej przez prądy Zachodniospitsbergeński i Nordkapski. Jak wynika z szacunków (patrz Schauer i in. 2004,

Polyakov i in. 2005), z wód prowadzonych przez Prąd Norweski około 2/3 trafia do Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, a około 1/3 do płytkiego, szelfowego Morza Barentsa. O ile zasoby ciepła prowadzone w wodach Prądu Zachodniospitsbergeńskiego tylko w części ulegają przekazaniu do atmosfery, a znaczna ich część trafia do basenu Morza Arktycznego (Polyakov i in. 2004), to większość ciepła wnoszonego do Morza Barentsa zostaje rozchodowana na wymianę z atmosferą. To ostatnie czyni, że dopływ ciepła wraz z wodami do Morza Karskiego, przez cieśninę między Nową Ziemią a Ziemią Franciszka Józefa, jest ograniczony. Wody atlantyckie dopływają tam już jako silnie przetransformowane i kształtują ustrój hydrologiczny północnej i środkowej części tego morza, niewielki wpływ wywierając na południowe części tego akwenu. Zasadniczy wpływ na reżim hydrologiczny południowych części Morza Karskiego wywierają wody rzeczne, wyprowadzane przez Ob i Jenisej, które tworzą tam powierzchniową warstwę wód wysłodzonych (Powierzchniowe Wody Arktyczne – dalej PWA), izolujących leżące niżej, silniej zasolone wody atlantyckie od kontaktu z atmosferą. Taki stan wywiera wpływ na warunki klimatyczne stacji przybrzeżnych, przyczyniając się do występowania zmienności regionalnej temperatury powietrza i procesów ocieplenia wschodniej części Arktyki Atlantyckiej.

Najwyraźniejsze odbicie znajduje to w kształtowaniu się zmienności zasięgu lodów morskich na tych akwenach. Południowo-zachodnia część Morza Barentsa nie zamarza nawet w czasie najostrejszych zim. Lody morskie, w zależności od stopnia surowości zimy, mogą zajmować całą powierzchnię Morza Karskiego oraz wschodnią i północną część Morza Barentsa. W okresie końca wiosny (maj) i latem (czerwiec-sierpień) dochodzi do stopniowej likwidacji powierzchni lodów, przy czym na Morzu Karskim postępuje ona od cieśniny między Nową Ziemią a Ziemią Franciszka Józefa stopniowo na wschód i południe. W południowej części Morza Karskiego wiosenno-letni zanik pokrywy lodowej rozpoczyna się zazwyczaj od rejonów ujściowych Jeniseju i Obu oraz tworzących się „zapripajnych²” i wzdłużbrzegowych polyni (Popov i in. 2007). Minimalną powierzchnię pokrywa lodowa osiąga we wrześniu (zazwyczaj w pierwszej lub na przełomie pierwszej i drugiej dekady września). W okresie od połowy sierpnia do połowy września oba morza, poza ich północnymi krańcami, są wolne od lodów, często powierzchnia zlodzona jest wtedy na obu morzach mniejsza od 100 tys. km². Procesy zamarzania na Morzu Karskim rozpoczynają się od wschodu, południa i północy jednocześnie. Wzdłuż południowych brzegów tego morza szybko zamarzają wody silnie wysłodzone (PWA). Jeśli wody te rozprzestrzeniają się z Morza Karskiego na Morze Barentsa (przez Karskie Wrota i Jugorskij Szar, rzadziej na północ od Nowej Ziemi), dochodzi również do wczesnego zamarzania południowo-wschodnich części Morza Barentsa (Morze Peczerskie) i akwenów na zachód od Nowej Ziemi. W północnej części obu mórz w rozwoju pokrywy lodowej początkowo większą rolę od lokalnego zamarzania odgrywają lody dryfujące na południe z Morza Arktycznego.

W badanym okresie (1980-2007) powierzchnia zlodzona na obu morzach systematycznie się zmniejsza. W okresie maksymalnego rozwoju lodów (marzec) trend zmian powierzchni zlodzonej na obu morzach jest ujemny (-6.47 tys. km² rok⁻¹) i istotny statystycznie. Podobnie zachowuje się trend powierzchni zlodzonej we wrześniu, w okresie minimum rozwoju lodów (8.86 tys. km² rok⁻¹, $p < 0.03$) oraz średniej rocznej powierzchni zlodzonej (-9.95 tys. km² rok⁻¹, $p < 0.001$; patrz ryc. 3).

² „Zapripajnaya” polynia – termin rosyjski, nie mający właściwego odpowiednika w języku polskim, termin angielski „Flaw polynya”. Jest to polynia (plonia) – obszar wolny od lodów – tworzący się między stałym lodem brzegowym (pripaj, fast ice) a lodami dryfującymi.



Ryc. 3. Zmiany powierzchni zlodzonej (extent) w marcu (roczne maksimum rozwoju lodów), wrześniu (roczne minimum zasięgu lodów) oraz średniej rocznej powierzchni zlodzonej na morzach Karskim i Barentsa (tys. km²). Dane według NISDIC (zbiór NASA GSFC gsfc.nasateam.month.extent.1978-2007.n)

Fig. 3. Changes in sea ice extent in March (annual maximum in ice formation), September (annual minimum in ice extent) and mean annual sea ice extent of the Kara and Barents seas (thousand km²). The data follow NISDIC (NASA GSFC data gsfc.nasateam.month.extent.1978-2007.n)

3. Materiały i metody

Wobec różnego rodzaju zastrzeżeń podnoszonych w literaturze w stosunku do „danych gridowych” charakteryzujących temperaturę powietrza w Arktyce, w tym opracowaniu wykorzystano wyłącznie dane stacyjne. Ogółem, wykorzystano wartości temperatury miesięcznej z 18 stacji (tab. 1), których rozmieszczenie przedstawia rycina 2. Szeregi danych pochodzą z Norweskiego Instytutu Hydrometeorologicznego i RIHMI-WDC (Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Center, Obninsk). Wartości sezonowe i roczne dla poszczególnych stacji obliczono z wartości miesięcznych, jako średnie arytmetyczne. Dane wyjściowe charakteryzujące temperaturę powietrza stanowią oficjalne materiały służb meteorologicznych poszczególnych państw i charakteryzują się odpowiednią jakością.

Ze względu na brak wysp w centralnej części Morza Barentsa, stacje charakteryzujące warunki klimatyczne tego akwenu znajdują się bez wyjątku na jego peryferiach. Liczne wyspy na Morzu Karskim pozwalały na lokalizację na nich stacji meteorologicznych. Niestety, znaczna liczba funkcjonujących tam stacji w latach 90. XX – początku XXI wieku przerwała obserwacje³, co drastycznie zredukowało dostępny materiał obserwacyjny o pełnych, nieprzerwanych ciągach pomiarowych. W rezultacie w opracowaniu wykorzystano dane z 15 stacji (patrz ryc. 2) dla których uzyskano kompletne szeregi czasowe pomiarów temperatury powietrza. Jak wynika z badań Rigora i in. (2000), istotne korelacje w przebiegu miesięcznej temperatury powietrza między stacjami w Arktyce zachodzą na dystansach do około 900 km, jedynie latem odległości te skracają się do około 300 km. Pozwala to, mimo ograniczonej liczby stacji wykorzystanych w tym opracowaniu, na wyciąganie uzasadnionych wniosków.

³ W tym stacje mające długie, jak na Arktykę, ciągi obserwacyjne (Mys Żelania – 1932-1996, Ostrov Russkij – 1936-2003, Ostrov Isaczenko – 1954-1999, etc.).

Dane z pozostałych stacji wykorzystanych w opracowaniu, znajdujących się wewnątrz lądów, dalej niż 25 km od linii brzegowej (Dudinka, Hatanga i Tromsoe), stanowią materiał pomocniczy (wykorzystane do interpolacji izolinii), charakterystyka występujących na nich zmian temperatury nie będzie omawiana w tej pracy.

Tabela 1 – Table 1

Stacje meteorologiczne z których dane wykorzystano w niniejszej pracy

Meteorological station from which climatic data have been used in the present work

Stacja – Station	φ	λ	Nr WMO – WMO No.
Amderma	69°46'N	061°41'E	23022
Bjornoya	74°31'N	019°01'E	01096
Dikson (Ostrov Dikson)	73°30'N	086°10'E	20674
Dudinka	69°24'N	086°10'E	23074
Hatanga	71°59'N	102°28'E	20891
Hopen	76°30'N	025°04'E	01062
Kanin Nos	68°39'N	043°18'E	22165
Krenkelja (Polar GMO im. E.T. Krenkelja)	80°37'N	058°03'E	20046
Malje Karmakuly	72°23'N	052°44'E	20744
Mare-Sale	69°43'N	066°49'E	23032
Murmansk	68°97'N	033°05'E	22113
Mys Cheluskin (GMO im. E.K. Fedorova)	77°43'N	104°18'E	20292
Narjan Mar	67°38'N	053°02'E	23205
Ostrov Belyj (M.V. Popov's Station)	73°20'N	070°03'E	20667
Ostrov Golomjannyj	79°33'N	090°37'E	20087
Ostrov Vize	79°30'N	076°59'E	20069
Tromsoe	69°41'N	018°55'E	01025
Vardoe	70°22'N	031°06'E	01098

Szeregi czasowe wartości temperatury powierzchni oceanu (dalej SST – sea surface temperature) uzyskano ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.2. (patrz Smith i Reynolds 2004) za pośrednictwem IRI-LDEO Climate Data Library. Dane te charakteryzują średnią miesięczną temperaturę oceanu w polach $2 \times 2^\circ$, ich rzeczywista dokładność według Smitha i Reynoldsa (2004) w rozpatrywanym okresie nie jest gorsza od 0.1°C . Z tych samych danych została obliczona wartość wskaźnika charakteryzująca tzw. „sygnał tropikalny” (oznaczenie $\text{DG}_{3\text{L}}$; patrz Marsz i Styszyńska, w druku).

Dane charakteryzujące pokrywę lodową na morzach Karskim i Barentsa (miesięczne wartości powierzchni zlodzonej⁴ – „extent” i powierzchni lodów – „area”) pochodzą z archiwum NSIDC (National Snow and Ice Data Center). Wykorzystano zbiory opracowane przez NASA Goddard Space Flight Center (GSFC): `gsfc.nasateam.month.extent.1978-2007.n` oraz `gsfc.nasateam.month.area.1978-2007.n`. W obu zbiorach brak jest danych z grudnia 1987 roku. Zbiory te stanowią dane satelitarne i charakteryzują powierzchnię lodów (w tysiącach km^2) na „środkowy” dzień danego miesiąca. Z danych tych obliczono wskaźnikową wartość średnią roczną, jako średnią arytmetyczną. Dzieliąc wartość

⁴ Powierzchnia zlodzona (extent) – powierzchnia morza pokryta lodem morskim o koncentracji od 100 do 15%, powierzchnia lodów (area) – powierzchnia lodów „netto”, czyli taka powierzchnia, jaką mają lody na danym akwenie jeśli sprowadzić ich koncentrację do 100% (patrz Cavalieri i in. 2006), obliczona za pomocą odpowiednich algorytmów (tu algorytmu NASA Team).

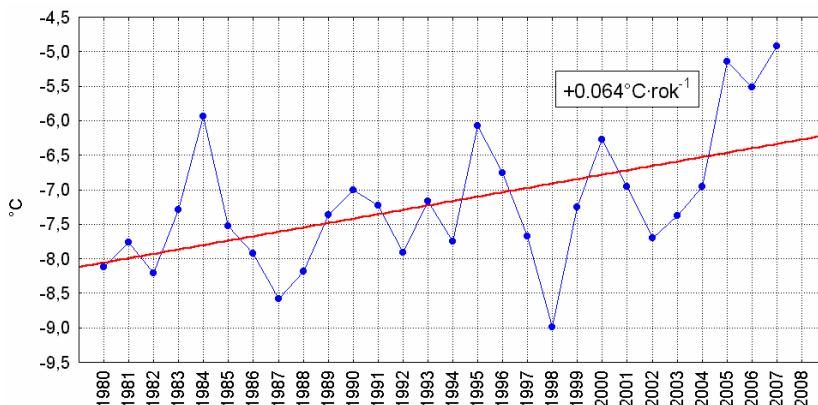
powierzchni lodów (area) przez wartość powierzchni zlodzonej (extent) obliczono wartość koncentracji lodów. Tę ostatnią należy traktować jako wartość mającą jedynie znaczenie orientacyjne.

Do analiz wykorzystano standardowe metody statystyczne; przede wszystkim korelacje liniowe i analizę regresji oraz analizę składowych głównych (PC). Wartości trendów wyznaczano tradycyjnie metodą najmniejszych kwadratów, jako współczynniki regresji liniowej jednej zmiennej, gdzie zmienną niezależną (objaśniającą) był numer kolejny roku. Istotność statystyczną współczynników trendu (współczynników regresji) określano za pomocą testu t. Wszystkie obliczenia wykonano za pomocą programu STATISTICA 5.5 PL firmy StatSoft.

4. Wyniki

4.1. Przebieg ocieplenia

Przebieg średniej rocznej temperatury powietrza na większości stacji omawianego obszaru wykazuje dość silne, i poza poszczególnymi przypadkami, istotne skorelowanie. Analiza składowych głównych przeprowadzona dla zbioru szeregów czasowych temperatury rocznej wszystkich analizowanych stacji ujawnia 3 składowe główne (PC), których wartości własne są większe od 1.0. Pierwsza składowa główna (1 PC) objaśnia 57.9% wariacji zbiorów, druga (2 PC) – 18.7, a trzecia (3 PC) – 15.3%. Trzy statystycznie istotne PC objaśniają łącznie nieco ponad 90% wariacji zbioru temperatur rocznych (91.89%). Szereg czasowy 1 PC pod względem zasobu zmienności jest tożsamy z przebiegiem średniej obszarowej temperatury rocznej ($r = 1.0$). Taki stan pozwala przyjąć, że ta ostatnia wielkość może stanowić wystarczającą charakterystykę najbardziej ogólnych, zachodzących na całym omawianym obszarze, zmian temperatury powietrza. Wniosek taki potwierdza analiza korelacji i wyniki grupowania⁵ zbioru szeregów czasowych temperatury rocznej na wszystkich stacjach, choć wskazuje również na pewne odrębności regionalne w przebiegu temperatury. Przebieg średniej rocznej obszarowej (15 stacji) temperatury powietrza w badanym okresie przedstawia rycina 4.



Ryc. 4. Przebieg średniej obszarowej rocznej temperatury powietrza (średnia z 15 stacji)

Fig. 4. The course of mean regional annual air temperature (mean from 15 stations)

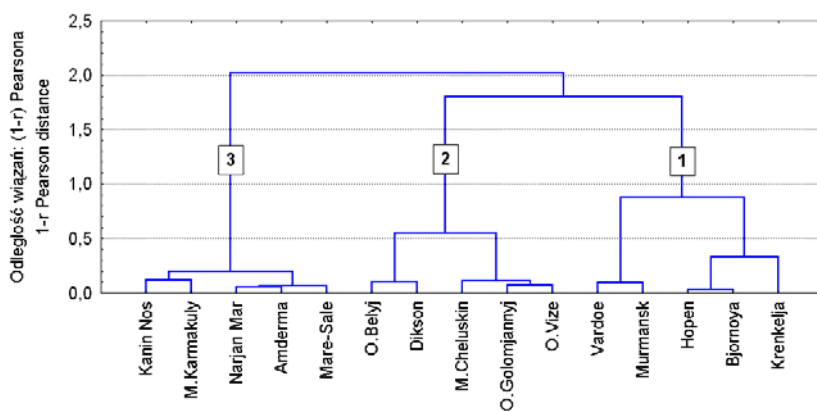
⁵ Zastosowano metodę Warda przy przyjęciu odległości wiązań opisanych przez (1-r) Pearsona.

Na omawianym obszarze przebieg zmian temperatury powietrza jest wyraźnie nierównomiernie rozłożony w czasie. Kolejne fazy ociepleń występują w postaci kilkuletnich (zazwyczaj 3-letnich) silnych impulsów, oddzielonych od siebie fazami ochłodzeń. W rozpatrywanym okresie, w którym średnia wieloletnia temperatura obszarowa jest równa -7.2°C ($\sigma_n = 1.0$), nad morzami Barentsa i Karskim, fazy ociepleń wystąpiły w latach:

- 1983-1985 (maksimum w roku 1984; -5.9°C),
- 1989-1991 (maksimum w roku 1990; -7.0°C),
- 1995-1996 (maksimum w roku 1995; -6.1°C),
- 1999-2001 (maksimum w roku 2000; -6.3°C) i
- 2004-2007 (maksimum w roku 2007; -4.9°C).

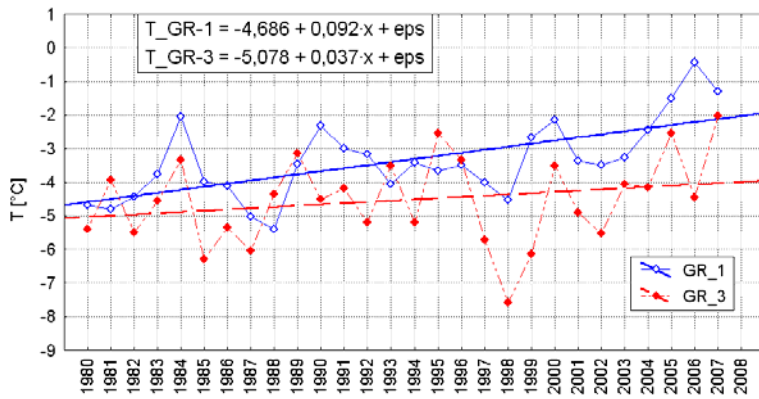
Poza ostatnią (2004-2007), bardzo silną fazą ocieplenia, kolejne lokalne maksima temperatury wykazują słaby nieistotny trend spadkowy. Fazy ochłodzeń z kolei, poza głębokim minimum w roku 1998 (-9.0°C), są coraz słabsze; kolejne minima mają coraz wyższą temperaturę.

Nieco bardziej szczegółowy obraz zmian temperatury rocznej uzyskuje się, jeśli zwróci się uwagę na różnice regionalne. Procedura grupowania stacji, według przebiegu ich temperatury rocznej (metoda – patrz odnośnik 5) wykazuje występowanie na omawianym obszarze trzech równolicznych grup stacji o zbliżonych przebiegach temperatury powietrza (patrz ryc. 5). Do pierwszej grupy należą stacje leżące w zachodniej i północnej części Morza Barentsa: Vardoe, Murmańsk, Bjornoya, Hopen i GMO im. Krenkelja. Grupę drugą tworzą stacje zlokalizowane w północnej, środkowej i wschodniej części Morza Karskiego: Ostrov Vize, Ostrov Golomjannyj, Mys Cheluskin, Ostrov Dikson i Ostrov Belyj. Grupę trzecią tworzą stacje leżące na wybrzeżach południowo-zachodniej części Morza Karskiego i południowej części Morza Barentsa: Mare Sale, Amderma, Narjan Mar, Małe Karmakuly i Kanin Nos. Przebiegi średnich rocznych dla danej grupy stacji przedstawiają ryciny 6 i 7. Analiza związku między przebiegiem średniej obszarowej, a przebiegami średnich poszczególnych grup stacji wykazuje, że główne cechy przebiegu średniej obszarowej stanowią odbicie wpływu przebiegów stacji należących do 2 grupy, której zmienność objaśnia 75% wariancji średniej obszarowej.



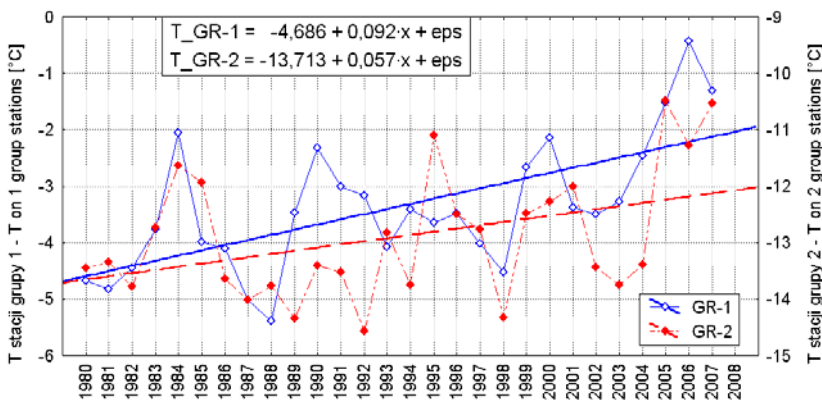
Ryc. 5. Wyniki grupowania przebiegów temperatury rocznej na stacjach badanego obszaru. Grupowanie metodą Warda, odległości wiązań charakteryzowane przez 1-r Pearsona

Fig. 5. The result of grouping the courses of annual air temperature at the stations of the examined region. Ward's method of cluster analysis based on 1-r Pearson distance



Ryc. 6. Przebieg średniej rocznej temperatury powietrza [T; °C] na stacjach zaliczonych do grupy 1 (GR-1) i grupy 3 (GR-3). Oznaczone linie trendów. Skala temperatury (y) dla obu średnich taka sama

Fig. 6. The course of mean annual air temperature [T; °C] at stations attributed to group 1 (GR-1) and 3 (GR-3). The lines of trends are marked. The temperature scale (y) for both mean values is the same



Ryc. 7. Przebieg średniej rocznej temperatury powietrza [T; °C] na stacjach zaliczonych do grupy 1 (GR-1) i grupy 2 (GR-2). Oznaczone linie trendów. Skala temperatury (y) dla średniej grupy 2 przesunięta w dół o 9°C względem średniej dla stacji grupy 1, wartości amplitudy temperatury są takie same

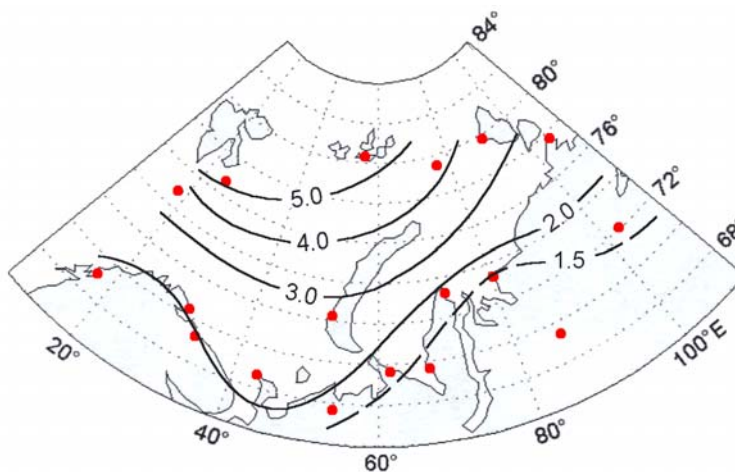
Fig. 7. The course of mean annual air temperature [T; °C] at stations attributed to group 1 (GR-1) and 2 (GR-2). The lines of trends are marked. The temperature scale (y) for the mean of group 2 shifted down by 9°C in relation to the mean value of group 1, the values of amplitudes are the same

Jeśli za punkt odniesienia przyjąć przebieg temperatury rocznej na stacjach należących do grupy pierwszej, gdzie ocieplenie jest najsilniejsze, to w badanym okresie wyróżnić tam można 4 fazy ocieplenia. Wystąpiły one w latach: 1983-1985, 1989-1992, 1999-2000 i 2004-2007. Synchronicznie z tymi ociepleniami, na stacjach zaliczonych do grup 2 i 3 wystąpiły jedynie ocieplenia w latach 1983-1985 i 2004-2007. Na stacjach grupy 2 i 3 wystąpiła natomiast faza ocieplenia z kulminacją w roku 1995, która nie znajduje analogu na stacjach grupy pierwszej. Z kolei na stacjach należących do grupy 1 najsilniejsze ochłodzenie wystąpiło w latach 1986-1989, gdy na stacjach 2 i 3 grupy ochłodzenie to nie

występuje. Najsilniejsze ochłodzenie, szczególnie silne na stacjach zaliczonych do grupy 3 (bo aż o 2.5°C) i słabsze na stacjach grupy 2 (o 1.5°C), wystąpiło w latach 1997-1999, z minimum w roku 1998. Na stacjach grupy 1 ta faza ochłodzenia również się zaznaczyła, ale samo ochłodzenie było nieznaczne (~0.5°C).

Porównując ryciny 6 i 7 zauważyć można, że ocieplenie najbardziej konsekwentnie postępowało na stacjach leżących na obrzeżach zachodniej i północnej części Morza Barentsa (stacje grupy 1), najmniej – na stacjach południowych krańców mórz Barentsa i Karskiego (stacje grupy 3). W całym badanym okresie fazą najsilniejszego ocieplenia jest faza ostatnia (2004-2007), w której kulminacja przebiegu temperatury wystąpiła jednak asynchronicznie; w roku 2005 na stacjach grupy 2, 2006 na stacjach grupy 1 i 2007 na stacjach grupy 3.

Wykres przebiegu obszarowej temperatury rocznej wykazuje, że międzyroczne różnice temperatury między 3 pierwszymi latami (1980, 1981 i 1982) są małe. Podobnie niewielkie (ryc. 4) są różnice temperatury rocznej między 3 ostatnimi latami w szeregu (2005, 2006 i 2007). Pozwala to na obliczenie wartości wzrostu temperatury między średnimi z lat 1980-1982 a 2005-2007. Obliczony średni wzrost temperatury dla całości obszaru to 2.8°C. W podobny sposób obliczono wartości wzrostu temperatury dla poszczególnych stacji; rozkład przestrzenny tego wzrostu przedstawia ryc. 8. Najsilniejsze wzrosty temperatury między okresem 1980-1982 a 2005-2007, przekraczające 5°C, zaznaczyły się w rejonie między Spitsbergenem a Ziemią Franciszka Józefa, czyli w północnej części Morza Barentsa. Najśłabsze, niższe od 2°C, na południowych i południowo-zachodnich wybrzeżach Morza Karskiego oraz południowo-wschodnich wybrzeżach Morza Barentsa. Ogólnie, na omawianym obszarze, rozkład przestrzenny wzrostu temperatury rocznej jest podobny do wzrostu temperatury okresu zimowego (XII-III) występującego w okresie „wielkiego ocieplenia Arktyki” w latach 20. i 30. XX wieku (Scherhag 1939), choć wartości wzrostu temperatury są nieco wyższe.



Ryc. 8. Rozkład przestrzenny wartości różnic temperatury rocznej między średnią z lat 2005-2007 a średnią z lat 1980-1982

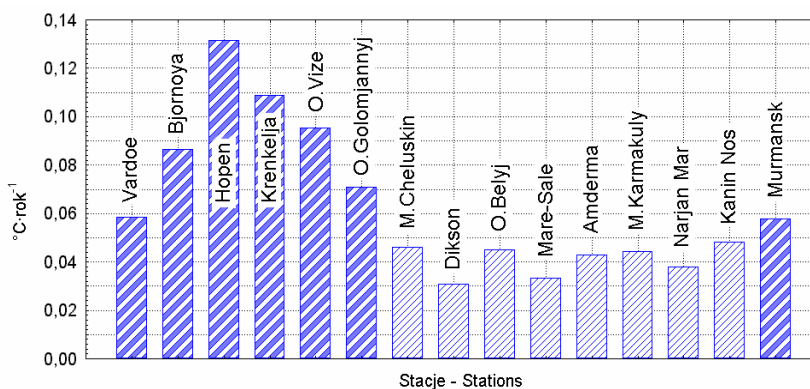
Fig. 8. The spatial distribution of values of differences in annual air temperature between the mean from the years 2005-2007 and the mean value from the years 1980-1982

4.2. Trendy temperatury rocznej

Trend średniej rocznej obszarowej temperatury powietrza na omawianym obszarze jest dodatni, równy $0.064(\pm 0.020)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ i istotny statystycznie ($p < 0.004$). Na stacjach należących do 1 grupy wartość trendu jest równa $0.092(\pm 0.022)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, stacjach 2 grupy wynosi $+0.057(\pm 0.025)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Najniższy $(+0.037(\pm 0.030)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1})$ i nieistotny statystycznie jest trend średniej rocznej temperatury powietrza na stacjach należących do 3 grupy. Obliczona dla lat 1980-2007 wartość trendu obszarowego jest w rejonie mórz Barentsa i Karskiego znacząco większa od średniego trendu dla całej Arktyki z okresu 1966-2003 i szacowanego na 0.4°C na dekadę (ACIA 2005).

Rozkład przestrzenny trendów temperatury rocznej wykazuje, że na omawianym obszarze zaznaczają się poważne różnice w tempie wzrostu temperatury. W badanym okresie najniższy wzrost temperatury występuje w północnej części obu mórz. Najwyższą wartość trendu obserwuje się na Hopen ($+0.133^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), niewiele od niej mniejsze na GMO im. Krenkelja ($+0.118^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$; Ziemia Franciszka Józefa) i na Wyspie Vize ($+0.095^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Uwzględniając błędy standardowe oszacowania wartości trendów można być pewnym, że tempo ocieplenia na tych obszarach jest nie mniejsze⁶ niż 0.7°C na dekadę na Wyspie Vize, 0.8°C na Ziemi Franciszka Józefa oraz 0.9°C na Hopen. Nietrudno zauważyć, że tempo ocieplenia w najwyższych szerokościach geograficznych ($75-80^{\circ}\text{N}$) maleje wraz z przemieszczaniem się na wschód.

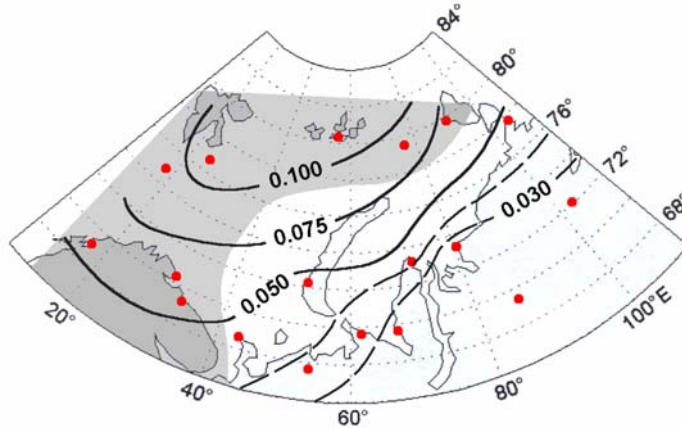
Na całym badanym obszarze, w miarę przesuwania się na południe i wschód, wartości trendów maleją (patrz ryc. 9 i 10). Na wybrzeżach kontynentu, wartości trendów zmieniają się od $+0.058^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Vardoe i $+0.052^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ w Murmańsku do $+0.026^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ na Wyspie Dikson oraz $0.049^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ na Przylądku Czeluskin. Podane wartości trendów są istotne statystycznie jedynie w zachodniej i północnej części omawianego obszaru. Nad środkową i południowo-wschodnią częścią Morza Barentsa oraz środkową i południową częścią Morza Karskiego wartości trendów są statystycznie nieistotne; błąd standardowy ich oszacowania jest większy od współczynnika trendu.



Ryc. 9. Wartości trendów temperatury rocznej na stacjach leżących na wybrzeżach mórz Barentsa i Karskiego. Trendy istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczono grubszym szrafem

Fig. 9. The values of trends in annual temperature at the stations located on the coast of the Barents and Kara seas. Trends statistically significant ($p < 0.05$) have bold hatching

⁶ Podane wartości stanowią oszacowanie współczynnika regresji minus błąd standardowy tego oszacowania.



Ryc. 10. Rozkład przestrzenny trendów temperatury rocznej ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Kolor szary – trendy istotne statystycznie

Fig. 10. The spatial distribution of trends in annual temperature ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$). Trends statistically significant – grey colour

Jeśli abstrahować od istotności trendów rocznych, rozkład przestrzenny ich wartości (D_{RK}) dobrze opisuje liniowa funkcja szerokości (φ) i długości geograficznej (λ), która ma postać:

$$D_{RK}(^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}) = -0.4169(\pm 0.0546) + 0.0072(0.0008)\varphi - 0.0008(\pm 0.0001)\lambda.$$

Zmienność współrzędnych geograficznych objaśnia tu 89% wariacji wartości trendów ($R = 0.95$, $F(2, 12) = 57.3$, $p < 0.0000$), przy czym zmienność długości i zmienność szerokości geograficznej objaśniają podobny odsetek (po około 45%) zmienności wartości trendów. Taki obraz ocieplenia charakteryzowanego przez rozkład przestrzenny wartości trendów średnich rocznych sugeruje, że ocieplenie „następuje” od zachodu i najsilniejsze jest w strefie zmienności zasięgu lodów morskich.

4.3. Trendy sezonowe

Chociaż stosowane powszechnie w klimatologii sezony klimatyczne – zima (XII-II), wiosna (III-V), lato (VI-VIII) i jesień (IX-XI) nie odpowiadają sezonowym zmianom temperatury powietrza w Arktyce, w większości prac tak właśnie podawane są obliczane trendy temperatury, zwane trendami sezonowymi. Dla porównania z wynikami publikowanymi w innych pracach, również tu dokonano obliczenia trendów sezonowych. Wyniki obliczeń zestawiono w tabeli 2. Przy wartości trendu, w nawiasie, podano wartość błędu standardowego jego oszacowania, pozwalającą na bardziej precyzyjne wyrobienie sobie poglądu na temat znaczenia tej wartości, niż ograniczenie się tylko do stwierdzenia, czy dany współczynnik jest, lub nie jest, statystycznie istotny.

Dokonując przeglądu wartości współczynników trendów, zauważa się, że na całym omawianym obszarze, za wyjątkiem zimy na stacji Dikson, trendy są dodatnie⁷. Jednocześnie nietrudno zauważyć, że na żadnej z analizowanych stacji nie występują statystycznie istotne trendy we wszystkich sezonach.

⁷ Wobec znacznie większej wartości błędu standardowego oszacowania wartości trendu od samej wartości trendu na stacji Dikson, nie można być pewnym, czy rzeczywiście w okresie zimowym trend jest tam ujemny.

Tabela 2 – Table 2

Wartości sezonowych trendów temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) na stacjach wschodniej części Arktyki Atlantyckiej. Trendy istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczono pogrubionym drukiem.

Wartości w nawiasach – błąd standardowy oszacowania współczynnika trendu.

The values of seasonal trends in air temperature ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{year}^{-1}$) at the stations of the east part of the Atlantic Arctic. Trends statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold.

The values in brackets – standard error of estimation of trend coefficient.

Stacja Station	Sezon – Season			
	Zima – Winter (XII-II)	Wiosna – Spring (III-V)	Lato – Summer (VI-VIII)	Jesień – Autumn (IX-XI)
Vardoe	0.078(±0.030)	0.045(±0.023)	0.052(±0.017)	0.051(±0.020)
Bjornoya	0.149(±0.052)	0.047(±0.034)	0.059(±0.016)	0.083(±0.029)
Hopen	0.233(±0.084)	0.090(±0.045)	0.056(±0.013)	0.135(±0.046)
GMO im. E.G. Krenkelja	0.161(±0.080)	0.215(±0.085)	0.011(±0.011)	0.060(±0.060)
Ostrov Vize	0.153(±0.080)	0.089(±0.040)	0.020(±0.009)	0.108(±0.061)
Ostrov Golomjannyj	0.064(±0.061)	0.077(±0.031)	0.008(±0.013)	0.126(±0.058)
Mys Cheluskin	0.016(±0.065)	0.066(±0.034)	0.018(±0.015)	0.086(±0.046)
Ostrov Dikson	-0.013(±0.060)	0.045(±0.042)	0.061(±0.020)	0.035(±0.054)
Ostrov Belyj	0.062(±0.065)	0.063(±0.041)	0.065(±0.021)	0.022(±0.050)
Mare-Sale	0.009(±0.082)	0.025(±0.050)	0.053(±0.032)	0.034(±0.046)
Amderma	0.056(±0.083)	0.020(±0.050)	0.050(±0.034)	0.041(±0.052)
Malye Karmakuly	0.095(±0.071)	0.041(±0.043)	0.035(±0.028)	0.045(±0.043)
Narjan Mar	0.038(±0.080)	0.026(±0.047)	0.051(±0.040)	0.027(±0.051)
Kanin Nos	0.060(±0.052)	0.031(±0.032)	0.025(±0.024)	0.042(±0.034)
Murmansk	0.092(±0.062)	0.029(±0.031)	0.046(±0.019)	0.042(±0.034)

Na stacjach położonych na zachodnich skrajach opracowania (Vardoe, Bjornoya, Hopen; stacje należące do grupy 1) statystycznie istotne trendy występują jedynie zimą, latem i jesienią. Statystycznie istotne trendy w okresie wiosennym odnotowuje się na stacjach Krenkelja (Ziemia Franciszka Józefa), Ostrov Vize i Ostrov Golomjannyj, czyli na północo-wschodniej części analizowanego obszaru. Na stacji Ostrov Vize dodatni, statystycznie istotny trend sezonowy zaznacza się ponadto latem, na stacji Ostrov Golomyannyj – jesienią.

Największą liczbę dodatnich, istotnych statystycznie trendów obserwuje się latem. Takie trendy występują na 7 stacjach i chociaż wartości współczynników trendów nie są specjalnie duże (od 0.020 do 0.065 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), to najczęściej trendy te charakteryzują się dość wysoką istotnością. Na stacjach, na których latem trendy są nieistotne, wartości trendów są równe, lub niewiele większe, od błędów standardowych ich oszacowania, co oznacza, że pewny jest ich znak, natomiast oszacowanie wartości wysoce wątpliwe.

Jeśli nie zwracać uwagi na istotność trendów, ale wyłącznie na sezon, w którym na danej stacji występuje najwyższa wartość trendu w ciągu roku, to zimą najsilniejsze trendy występują na 8 stacjach – z czego na 3 istotne, wiosną na 1 stacji (GMO im. Krenkelja, istotny), latem na 4 stacjach – z czego istotne występują na Wyspie Dikson i Wyspie Belyj, jesienią na 2 stacjach (Ostrov Golomjannyj i Mys Cheluskin) – w tym 1 istotny (Golomjannyj). Taki rozkład maksymalnych wartości trendów wskazuje, że zasadniczy wzrost temperatury powietrza na tym obszarze zaznacza się zimą (XII-II). Jeśli potraktować największą wartość trendu w tym okresie na stacji Amderma (+0.056 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$) jako przypadek odstający, to pozostałe, na których najsilniejszy trend występuje w okresie zimowym, stanowią stacje

na wybrzeżach Morza Barentsa (Vardoe, Bjornoya, Hopen, Małye Karmakuly, Kanin Nos i Murmansk) oraz znajdująca się w strefie silniejszego oddziaływania wód z Morza Barentsa, leżąca w północnej części Morza Karskiego stacja Ostrov Vize. Takie zróżnicowanie regionalne obszarów występowania najsilniejszych trendów dodatnich stanowi wyraźną sugestię występowania związków przyczynowych między zachodzącym ociepleniem a zasobami ciepła w Morzu Barentsa.

Zupełnie inny obraz otrzymuje się, jeśli dokona się analizy trendów z wartości sezonowych uśrednionych obszarowo⁸. Najważniejszą cechą tego obrazu jest brak zróżnicowania wartości trendów jesieni, zimy i wiosny, trendy w tych sezonach są praktycznie takie same i wynoszą $+0.064^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$ (jesień $0.065(\pm 0.031)$, zima $0.064(\pm 0.052)$, wiosna $0.064(\pm 0.029)$). Jedynie latem trend obszarowy jest znacząco niższy, równy $+0.044(\pm 0.012)^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Przy podanych wartościach błędu standardowego oszacowania wartości trendów, obszarowy trend sezonu zimowego jest nieistotny ($p = 0.222$), trendy pozostałych sezonów są statystycznie istotne, przy czym trend jesieni lokuje się w pobliżu granicy istotności statystycznej ($p = 0.046$), a najwyższą istotnością charakteryzuje się trend sezonu letniego ($p = 0.001$).

Takie różnice między rozkładem wartości i istotności trendów na poszczególnych stacjach, a trendami z uśrednień obszarowych stanowią rezultat asynchroniczności występowania minimum temperatury w cyklu rocznym oraz większego międzyrocznego zróżnicowania na poszczególnych stacjach temperatury zimy (XII-II), w porównaniu z innymi sezonami. Na stacjach położonych w zachodniej części omawianego obszaru, zwłaszcza należących do grupy 1, roczne minimum temperatury występować może w grudniu, styczniu, lutym lub marcu. W ostatnim trzydziestoleciu zauważalne jest tam stopniowe „przesuwanie” się momentu występowania minimum temperatury w cyklu rocznym ze stycznia bądź lutego na marzec (Marsz, 2007b). Marzec, w stosunku do grudnia, stycznia i lutego, dodatkowo charakteryzuje się najmniejszym stopniem zmienności temperatury. O ile w okresie 1980-2008 odchylenie standardowe średniej obszarowej temperatury grudnia jest równe 2.52°C , stycznia 3.10° , lutego 2.85°C , to marca zaledwie 2.24°C . W latach, w których temperatura marca jest na tym obszarze najniższą temperaturą w cyklu rocznym, wchodzi ona w skład wartości, z których oblicza się średnią „wiosny”.

Ogólnie, międzyroczna zmienność temperatury miesięcy zimowych na stacjach o bardziej morskich cechach klimatu jest znacznie większa niż na położonych bardziej na wschód stacjach o kontynentalnych cechach klimatu. Rezultatem „obszarowego” uśrednienia odmiennych cech przebiegu temperatury w miesiącach zaliczanych do „zimy” jest to, że mimo silnego wzrostu temperatury miesięcy zimowych na większości stacji, obliczony ze średniej obszarowej współczynnik trendu jest relatywnie niski i statystycznie nieistotny.

Przeciwieństwem takiego stanu rzeczy jest „lato” (VI–VIII). Moment występowania średniego wieloletniego rocznego maksimum temperatury na wszystkich stacjach jest taki sam – przypada na lipiec. Jeśli w jakimś konkretnym roku jego wystąpienie przesunie się na sierpień, to przy obliczaniu średniej sezonowej, nadal wchodzi w skład średniej „lata”. Również międzyroczna zmienność temperatury miesięcy letnich jest niewielka (np. σ_n lipca jest równy 0.83 , sierpnia 0.81°C). Rezultatem tego jest, mimo umiarkowanej wartości trendu sezonu letniego, jego wysoka istotność statystyczna.

Jak więc widać, „sezonowe” trendy obliczane z uśrednienia obszarowego, jeśli na danym obszarze zaznaczają się różnice regionalne w tempie zmian temperatury oraz w przebiegu i stopniu zmienności

⁸ Czyli średnich sezonowych, obliczonych jako średnie ze średnich sezonowych wszystkich stacji.

temperatury w cyklu rocznym, mogą maskować rzeczywiste zmiany temperatury powietrza i ich skalę. Zauważa się również, że na omawianym obszarze trendy wiosenne z uśrednienia obszarowego nie są najsilniejszymi trendami, jak dla Arktyki oceniają to liczne pozycje literatury (patrz np. Johannessen i in. 2004, Przybylak 2007 i cytowana tam literatura).

4.4. Trendy temperatury miesięcznej

Przegląd wartości trendów miesięcznych (patrz tab. 3) zmienia obraz, jaki daje analiza trendów sezonowych. Zauważa się, że na 180 przypadków (15 stacji x 12 miesięcy), współczynnik trendu, którego oszacowanie jest statystycznie istotne występuje zaledwie 28 razy, co stanowi około 16% ogólnej ich liczebności. W przekrojach miesięcznych dominują trendy statystycznie nieistotne, i ich dominacja jest znacznie wyraźniejsza, niż w przypadku trendów sezonowych. W lutym i marcu, czyli schyłku zimy (albo końcu zimy i początku wiosny w rozumieniu „sezonów” klimatycznych) oraz wrześniu i październiku, czyli na początku i w środku jesieni, na żadnej stacji nie występują trendy statystycznie istotne.

Tabela 3 – Table 3

Miesięczne trendy temperatury powietrza ($^{\circ}\text{C rok}^{-1}$) na stacjach wschodniej części Arktyki Atlantyckiej oraz trendy średnie obszarowe (Średni) i liczba stacji, na których w danym miesiącu występuje trend istotny statystycznie (istot.). Trendy istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczono pogrubionym drukiem. Okres 1980-2007

Monthly trends in air temperature ($^{\circ}\text{C year}^{-1}$) at the stations of the east part of the Atlantic Arctic and mean trends of the region (Mean) and the number of stations at which statistically significant trend (istot.) can be observed in a given month. Trends statistically significant ($p < 0.05$) are marked in bold. Period 1980-2007

Stacja Station	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
VAR	0.089	0.037	0.046	0.051	0.038	0.040	0.057	0.058	0.036	0.045	0.074	0.130
BJO	0.152	0.051	0.028	0.067	0.046	0.064	0.058	0.057	0.051	0.064	0.134	0.265
HOP	0.251	0.131	0.030	0.169	0.072	0.049	0.059	0.058	0.055	0.084	0.265	0.356
KRE	0.205	0.114	0.327	0.228	0.031	0.022	-0.010	0.013	0.027	-0.011	0.163	0.195
VIZ	0.171	0.077	0.103	0.139	0.026	0.009	0.008	0.034	0.060	0.086	0.178	0.255
GOL	0.055	0.025	0.072	0.135	0.024	0.010	0.000	0.014	0.066	0.108	0.203	0.140
CHE	-0.002	-0.012	0.016	0.132	0.050	0.022	0.003	0.017	0.046	0.067	0.145	0.069
DIK	0.000	-0.016	0.017	0.073	0.045	0.050	0.064	0.061	0.030	-0.002	0.072	-0.023
BEL	0.076	0.062	0.042	0.099	0.049	0.041	0.030	0.086	0.026	0.015	0.026	-0.010
MAR	0.085	-0.050	-0.017	0.056	0.037	0.045	0.052	0.062	0.025	0.057	0.056	-0.007
AMD	0.117	-0.010	-0.035	0.083	0.040	0.023	0.052	0.075	0.023	0.054	0.047	0.045
MKA	0.149	0.004	-0.006	0.103	0.027	0.040	0.037	0.029	0.016	0.037	0.080	0.016
NAR	0.113	-0.093	-0.074	0.102	0.051	0.011	0.092	0.060	0.021	0.048	0.012	0.114
KNO	0.113	-0.015	-0.013	0.082	0.026	0.001	0.081	0.065	0.040	0.051	0.052	0.094
MUR	0.166	-0.002	0.045	0.038	0.006	0.005	0.043	0.074	0.027	0.038	0.060	0.195
istot.	5	0	0	2	1	2	4	7	0	0	3	4
Średni Mean	0.116	0.020	0.039	0.104	0.038	0.029	0.042	0.052	0.037	0.049	0.104	0.122

Objaśnienia – Explanation:

TRO – Tromsø, VAR – Vardø, BJO – Bjornøya, HOP – Hopen, KRE – Krenkelja, VIZ - Ostrov Vize, GOL – Ostrov Golomjannyj, CHE – Mys Cheluskin, DIK – Ostrov Dikson, BEL – Ostrov Belyj, MAR – Mare Sale, AND – Anderma, MKA – Malye Karmakuly, NAR – Narjan Mar, KNO – Kanin Nos, MUR – Murmansk.

Liczba występowania przypadków trendów statystycznie istotnych w poszczególnych miesiącach roku (patrz tab. 3, wiersz „istot.”) ma przebieg bimodalny. Pierwsze maksimum ma miejsce w okresie letnim – lipcu (4 przypadki) i sierpniu (7 przypadków), drugie – w końcu jesieni i na początku zimy – w listopadzie (3 przypadki), grudniu (4 przypadki) i styczniu (5 przypadków).

Rozkład przestrzenny trendów miesięcznych wykazuje również wyraźne zróżnicowanie regionalne. Główne skupienie trendów statystycznie istotnych występuje na stacjach 1 grupy, gdzie przypadków takich odnotowuje się 21, co stanowi 75% wszystkich przypadków wystąpienia trendów statystycznie istotnych. W styczniu takie trendy mają miejsce na wszystkich stacjach tej grupy. W grudniu istotne statystycznie trendy występują na 3, a w sierpniu na 4 stacjach. Pewnego rodzaju wyjątkiem wśród stacji grupy 1 jest GMO im. Krenkelja, gdzie mimo występowania bardzo silnych trendów dodatnich w okresie od listopada do kwietnia (patrz tab. 3) tylko trend styczniowy jest istotny.

Na stacjach należących do grupy 2, na trzech stacjach odnotowuje się wystąpienie 6 przypadków trendów osiagających istotność statystyczną. Są to Ostrov Vize (VIII i XII), Ostrov Golomjannyj (IV i XI) i Ostrov Belyj (VII i VIII). Na stacjach Mys Cheluskin i Ostrov Dikson, należących do tej grupy, statystycznie istotnych trendów brak. Na stacjach należących do 3 grupy (Mare-Sale, Amderma, Malye Karmakuly, Narjan Mar i Kanin Nos) tylko w jednym przypadku odnotowuje się wystąpienie trendu statystycznie istotnego (Kanin Nos, VIII).

Maksymalne wartości statystycznie istotnych trendów miesięcznych przekraczają $0.2^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. W każdym przypadku występowanie takich silnych trendów dotyczy miesięcy pierwszej połowy arktycznej zimy i stacji położonych w szerokościach wyższych niż 74°N (listopad – stacja Ostrov Golomjannyj; grudzień – Bjornoya i Vize; styczeń – Hopen i GMO im. Krenkelja). W tabeli 3 można znaleźć jeszcze wyższe wartości trendów od podanej granicy $0.2^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, ale wobec dużego błędu ich oszacowania i braku istotności statystycznej, do wartości tych nie należy przywiązywać nadmiernej wagi.

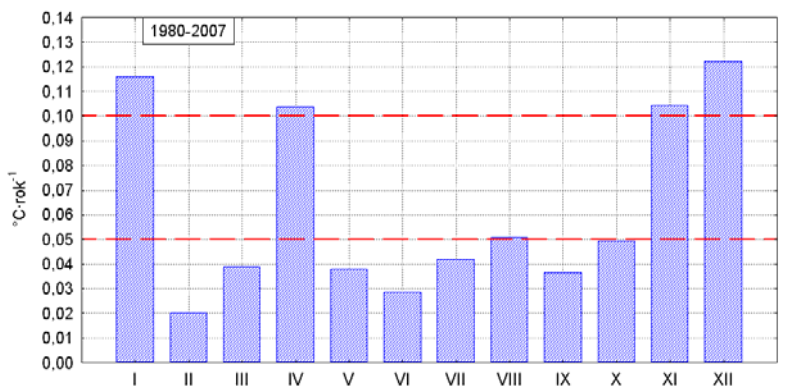
Jeśli jednak nie będzie się zwracało uwagi na istotność współczynników trendów, a jako kryterium podziału (grupowania) przyjmie się miesiąc, w którym występuje na danej stacji trend o najwyższej wartości, uzyskuje się podział stacji na 4 grupy:

- 1 – stacje, na których najsilniejszy wzrost temperatury powietrza występuje w listopadzie. Są to: Ostrov Golomjannyj, Mys Cheluskin i Ostrov Dikson, czyli stacje leżące na E i SE wybrzeżach Morza Karskiego, zaliczone do grupy 2. Najwyższa wartość trendu w tym miesiącu jest na stacji O. Golomjannyj ($+0.203^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), a najniższa na stacji O. Dikson ($+0.072^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$).
- 2 – stacje, na których najsilniejsze dodatnie trendy temperatury powietrza występują w grudniu. Do tej grupy należą stacje: Vardoe ($+0.130$), Bjornoya ($+0.265$), Hopen ($+0.356$), Ostrov Vize ($+0.255$) i Murmańsk ($+0.195^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Poza stacją Ostrov Vize (stacja grupy 2), pozostałe leżą na zachodniej części Morza Barentsa i znajdują się w zasięgu bezpośredniego oddziaływania prądów Nor-weskiego, Zachodniospitsbergeńskiego i Nordkapskiego (Murmańskiego). Stacja Vize znajduje się w strefie oddziaływania silnie przetransformowanych wód atlantyckich, wnikających do Morza Karskiego z Morza Barentsa.
- 3 – stacje, na których najsilniejsze trendy temperatury powietrza występują w styczniu. Są to: Mare-Sale ($+0.085$), Amderma ($+0.117$), Narjan Mar ($+0.113$), Kanin Nos ($+0.113$) i Malye Karmakuly ($+0.149^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). Stacje należące do tej grupy leżą na SW wybrzeżach Morza Karskiego oraz przy brzegach SE części Morza Barentsa (stacje 3 grupy). Ich szerokość geograficzna zbytnio się nie różni, trendy wzrastają tu wraz ze zmniejszaniem się długości geograficznej i ze wzrostem szerokości.

4 – do ostatniej grupy zaliczono dwie stacje, na których najwyższe wartości trendów występują w innych miesiącach niż listopad, grudzień bądź styczeń. Na GMO im. Krenkelja, najsilniejsze w ciągu roku wzrosty temperatury odnotowuje się w marcu ($+0.327^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$)⁹ na stacji Ostrov Belyj, położonej po zachodniej stronie ujścia Obu, najsilniejsze trendy występują w kwietniu ($+0.099^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$).

Jak widać, momenty, w których występują najsilniejsze trendy wykazują dobre uporządkowanie przestrzenne i na zdecydowanej większości stacji pokrywają się z okresem maksymalnego natężenia strumienia ciepła z powierzchni morza do atmosfery na danym obszarze.

Średnie miesięczne wartości trendów dla całego obszaru wykazują skrajnie nierównomierny rozkład (ryc. 11). W 4 miesiącach wartości trendów zawierają się w przedziale od $+0.104$ do $+0.122^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$, a w 8 miesiącach – w przedziale od $+0.020$ do $+0.052^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Całkowicie brak miesięcy o wartościach trendów pośrednich między 0.103 a $0.052^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$. Najsilniejsze trendy występują na przełomie jesieni i zimy i na początku zimy (listopad ($+0.104$), grudzień ($+0.122$) i styczeń ($+0.116^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$)) oraz w jej końcu – w kwietniu ($+0.104^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$). W pozostałych miesiącach najsilniejszy trend zaznacza się w sierpniu ($+0.052^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$), najslabszy w lutym ($+0.020^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$).



Ryc. 11. Średnie obszarowe trendy miesięcznej temperatury powietrza [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$]. Zwraca uwagę występowanie dużych wartości trendów w okresie listopad-styczeń i w kwietniu oraz relatywnie niskich, o połowę i więcej mniejszych, w pozostałych miesiącach

Fig. 11. Mean regional trends in monthly air temperature [$^{\circ}\text{C}\cdot\text{rok}^{-1}$]. High values of trends in the period November-January and in April and relatively low values twice or even much lower in the remaining months should be noticed

5. Czynniki wpływające na przebieg i rozmiary współczesnego ocieplenia rejonu mórz Barentsa i Karskiego. Dyskusja problemu

Obecnie najbardziej rozpowszechnionym, niemal oficjalnym, poglądem na przyczyny współczesnych zmian klimatycznych w całej Arktyce i jej poszczególnych częściach jest antropogeniczne oddziaływanie na klimat (działanie efektu cieplarnianego; patrz IPCC 2007 i przywołana tam literatura), które ma być również przyczyną wzrostu intensywności AO/NAO (Fyfe i in. 1999, Holland 2003, Kuzmina i in. 2005, IPCC 2007). Według tych poglądów, wzrost temperatury powietrza w Arktyce, znacznie

⁹ Bardzo silny trend, choć również statystycznie nieistotny (patrz tab. 3) występuje na tej stacji w kwietniu.

silniejszy od globalnego czy półkuli północnej, stanowi regionalny przejaw globalnego ocieplenia. Większy niż na innych obszarach wzrost temperatury powietrza w Arktyce jest tłumaczony jako efekt działania tak zwanego „wzmocnienia polarnego” (Arctic amplification; patrz np. Serreze i Francis 2006 i cytowana tam literatura). Liczni badacze wysuwają jednak argumenty wskazujące, że ocieplenie Arktyki stanowi (może stanowić) rezultat działania procesów naturalnych. Również konkluzja Raportu ACIA, w części dotyczącej zmian temperatury powietrza w Arktyce (ACIA 2005; rozdział 2.6.2.1) nie jest w tym względzie jednoznaczna i zawiera uwagę, że stwierdzenie, iż przyczyną obserwowanego wzrostu temperatury w Arktyce jest działanie czynnika antropogenicznego, nie zaś działania naturalnej zmienności klimatu, wymaga dalszych badań.

Hipotezy, jeszcze niedawno powszechnie przyjmowane (np. Rigor i in. 2000, Alekseev i in. 2003, Rogers i in. 2004), że jednym z decydujących czynników wymuszających współczesne zmiany temperatury powietrza i powierzchni pokrywy lodów morskich w Arktyce są zmiany częstości występowania określonych postaci wzorców wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej – NAO (North Atlantic Oscillation) i AO (Arctic Oscillation) – nie znajdują potwierdzenia, jeśli analizuje się dłuższe ciągi obserwacyjne (np. Holland 2003, Polyakov i in. 2003, Styszyńska 2005).

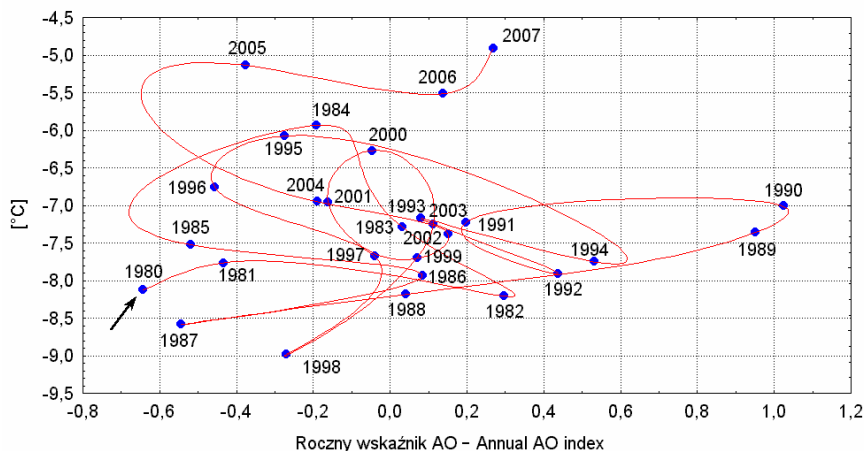
W badanym okresie (1980-2007) współczynniki korelacji między roczną temperaturą powietrza w rejonie mórz Barentsa i Karskiego a rocznymi wartościami wskaźników AO i NAO CRU są słabe i nieistotne. Współczynnik korelacji między średnią roczną obszarową SAT (surface air temperature) a rocznym wskaźnikiem AO jest równy 0.0385 ($p = 0.846$), rocznym wskaźnikiem NAO CRU równy 0.2648 ($p = 0.173$). W ujęciu regionalnym, żadna z grup stacji nie wykazuje istotnych korelacji z AO, z NAO tylko stacje należące do grupy 2 wykazują występowanie istotnych korelacji ujemnych (-0.48 , $p < 0.009$). To ostatnie oznacza, że wraz ze wzrostem natężenia NAO w ciągu całego roku, roczna temperatura powietrza na obszarze północnej, wschodniej i środkowej części Morza Karskiego obniża się. Związek taki mocno odbiega od powszechnie istniejących wyobrażeń (patrz np. Rogers i in. 2004) o „ocieplającej” roli dodatnich faz NAO w Arktyce.

Szeregi czasowe składowych głównych (PC) rocznej temperatury powietrza wykazują zróżnicowane powiązania ze wskaźnikami AO i NAO. Współczynniki korelacji 1 i 2 PC z AO są równe 0.04 i -0.28 odpowiednio, silny (-0.64) i istotny ($p < 0.000$) natomiast jest współczynnik korelacji 3 PC z AO. 3 PC objaśnia jednak tylko 15.3% wariancji temperatury rocznej, co oznacza, że wpływ AO objaśnia nie więcej niż 6.3% zmienności temperatury rocznej. Wykres rozrzutu zmian obszarowej temperatury rocznej względem zmian rocznego indeksu AO (patrz ryc. 12) wyjaśnia, że między oboma zmiennymi nie ma związków, a brak związków nie wynika ze zmiany charakteru związków w czasie. Korelacje 1 i 2 PC z NAO są również słabe i nieistotne statystycznie. Silny natomiast związek z indeksem rocznym NAO wykazuje, podobnie jak z AO, również 3 PC ($r = -0.58$, $p < 0.001$).

W takiej sytuacji brak jest argumentów potwierdzających, że to cyrkulacja atmosferyczna charakteryzowana przez wskaźniki Oscylacji Arktycznej (AO) lub Oscylacji Północnego Atlantyku (NAO) może stanowić przyczynę występującego współcześnie ocieplenia wschodniej części Arktyki Atlantycznej. Obie te mody cyrkulacyjne objaśniają znikomy odsetek zmienności temperatury powietrza na omawianym obszarze. Dotyczy to zarówno bezpośredniego oddziaływania ciepła wnoszonego do tej części Arktyki z południa wraz z transferem mas powietrza, jak i wzmiankowanego w licznych, tu niecytowanych pracach, wpływu na transport ciepłych wód atlantyckich do Morza Barentsa, czy ogólniej – do Arktyki.

Nowsze badania nad mechanizmami prowadzącymi do wzrostu temperatury powietrza w Arktyce Atlantycznej i całej Arktyce wykazują, że głównym czynnikiem wymuszającym współczesne ocieplenie

Arktyki jest wzrastająca ilość ciepła wprowadzana do Arktyki wraz z wodami atlantyckimi (np. Polyakov i in. 2005, Styszyńska 2005, Marsz i Styszyńska w druku). Stanowi to powrót do starych, później odrzuconych, poglądów Vize z 1937 roku (za Aleksseevem 2003).



Ryc. 12. Związki między rocznym wskaźnikiem AO (Oscylacji Arktycznej) a średnią obszarową temperaturą roczną [°C]. Wykres toru. Początek (rok 1980) oznaczony strzałką. Widoczny brak związku między oboma zmiennymi

Fig. 12. The correlations between annual AO index (Arctic Oscillation) and the mean annual temperature [°C] over a given region. Trace plot. The starting point (year 1980) marked with an arrow. Visible lack of correlations between both variables

Wzrost zasobów ciepła i soli w wodach atlantyckich wprowadzanych do Arktyki prowadzi do wzrostu temperatury wód Morza Barentsa, redukcji pokrywy lodów morskich i ograniczenia zasięgu wysłodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA). Zmniejszenie się powierzchni lodów morskich i zmiana ich struktury wiekowej umożliwiają dłuższe działanie strumieni ciepła z oceanu do atmosfery i zwiększają sprawność wykorzystania dopływającej w jasnej porze roku radiacji słonecznej na wzrost temperatury powierzchni morza i wymianę turbulencyjną, co łącznie prowadzi do wzrostu temperatury powietrza. Ten schemat znajduje potwierdzenie, jeśli rozpatruje się funkcjonowanie procesów ocieplenia we wschodniej części Arktyki Atlantycznej.

W przypadku badania związków między powiązаныmi ze sobą temperaturą powierzchni morza (SST), temperaturą powietrza (SAT) i powierzchnią lodów (SI – sea ice) pojawiają się problemy fundamentalnej natury – co jest przyczyną, a co skutkiem – czyli zmienność której zmiennej stanowi przyczynę zmienności pozostałych zmiennych.

Wartość SAT, poprzez kształtowanie różnic temperatury wody i powietrza określa rozmiary strumieni ciepła z oceanu do atmosfery, przez co wpływa na wartość SST. Jest sprawą oczywistą, że bez odpowiedniego spadku SAT nie dojdzie do procesu zamarzania powierzchni morza. To stwierdzenie powoduje, że bardzo wielu badaczy traktuje rozwój pokrywy lodowej jako prosty skutek, a często jako wskaźnik, zmian temperatury powietrza. Z drugiej strony, tak długo, jak zasoby ciepła w wodach nie zostaną wyczerpane na wymianę ciepła z atmosferą, nie dojdzie do osiągnięcia przez wody na

powierzchni akwenu temperatury krzepnięcia i lód nie będzie się tworzył. Strumienie ciepła z wolnej od lodów powierzchni morza do atmosfery prowadzą do wzrostu SAT, co przy ujemnym bilansie radiacyjnym i cieplnym powoduje spowolnienie spadku temperatury powietrza i/lub ograniczenie głębokości spadku temperatury, a tym samym zmniejszenie poboru ciepła z wód. To ostatnie ogranicza tempo przyrostu powierzchni lodów morskich i ich grubości. Z chwilą wyczerpania zasobów ciepła w wodach, dojdzie do utworzenia się pokrywy lodów morskich i strumienie ciepła z powierzchni morza skokowo się zmniejszą, umożliwiając głęboki spadek temperatury powietrza i przyrost powierzchni oraz miąższości lodów.

Z tego krótkiego opisu wynika, że kluczową rolę w kształtowaniu zmian wzajemnie ze sobą powiązanych wielkości – temperatury powietrza, temperatury powierzchni morza i powierzchni lodów morskich¹⁰ – odgrywają zasoby ciepła w wodach (entalpia), które w zasadniczy sposób kształtują wartości SST w danych warunkach zmienności SAT. Dla rozstrzygnięcia, jakie są przyczyny obserwowanego we wschodniej części Arktyki Atlantyckiej wzrostu temperatury powietrza należy zająć się zmianami zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa.

Sygnałem, informującym o ilości ciepła kierowanego z wód tropikalnych i subtropikalnych Atlantyku Północnego na północ, do Prądu Północnoatlantyckiego i dalej Prądu Norweskiego i Arktyki Atlantyckiej, są zmiany temperatury powierzchni oceanu w północnej części delty Gólfstronu (Styszyńska 2005, 2007). Szczegółowa analiza zmienności SST w rejonie północnej części delty Gólfstronu i północnej części Morza Sargassowego pozwoliła na konstrukcję wskaźnika, charakteryzującego intensywność transportu ciepła wraz z wodami na północ. Wskaźnik ten, oznaczony symbolem DG_{3L} z roku k ($DG_{3L(k)}$) oblicza się jako średnią ważoną z wartości GL z trzech kolejnych lat; roku bieżącego (k), roku poprzedniego ($k-1$) i sprzed 2 lat ($k-2$):

$$GL_{3L(k)} = ((0.43 \cdot GL_{(k)}) + (0.32 \cdot GL_{(k-1)}) + (0.25 \cdot GL_{(k-2)})),$$

gdzie GL z roku k oblicza się jako średnią z miesięcznych wartości SST lutego, sierpnia i września ($GL_{(k)} = (SST_{02(k)} + SST_{08(k)} + SST_{09(k)})/3$) z powierzchni $2 \times 2^\circ$, której punkt centralny ma współrzędne $38^\circ N$, $56^\circ W$. Dokładniejsze uzasadnienie konstrukcji tego wskaźnika znajduje się w pracy Marsza i Styszyńskiej (w druku). Wartość DG_{3L} nazywa się „sygnałem tropikalnym”.

Czas propagacji części hydrologicznej sygnału tropikalnego do Arktyki jest długi, wynosi około 4 lat. Największa siła związku między temperaturą powierzchni mórz Barentsa i Karskiego a sygnałem tropikalnym zachodzi, jeżeli sygnał tropikalny jest sprzed roku¹¹. Szereg czasowy sygnału tropikalnego sprzed roku jest silnie powiązany z miesięcznymi wartościami SST na morzach Karskim i Barentsa oraz miesięczną pokrywą lodową na tych morzach (patrz tab. 4).

Najsilniejsze związki między DG_{3L} sprzed roku a SST zaznaczają się w zachodniej części Morza Barentsa (w tabeli 4 powierzchnia o współrzędnych centrum $74^\circ N$, $30^\circ E$), czyli tam, gdzie występuje bezpośredni wpływ wód atlantyckich. Współczynnik korelacji między DG_{3L} a roczną wartością SST

¹⁰ Współczynnik korelacji między roczną powierzchnią lodów (SI) a obszarową temperaturą roczną powietrza (SAT) jest równy -0.89 , między SI a roczną średnią temperaturą powierzchni morza (SST) jest równy -0.71 , między SAT a SST jest równy $+0.61$. Wszystkie korelacje są istotne na poziomie $p < 0.001$.

¹¹ Czyli jeśli bada się związki między powierzchnią lodów i SST na omawianym obszarze w roku np. 1990, wartość DG_{3L} powinna być z roku 1989. Wartość ta opisuje stan termiczny północnej części delty Gólfstronu z lat 1987, 1988 i 1989 (DG_{3L} działa z opóźnieniem od 4 lat do 1 roku).

jest tam równy 0.85, co oznacza, że zmiany sygnału tropikalnego sprzed roku objaśniają 72% zmienności rocznej SST. Wraz z oddalaniem się od rejonu wpływu wód atlantyckich i ich stopniową transformacją, związaną z przekazywaniem ciepła do atmosfery, współczynniki korelacji między DG_{3L} sprzed roku a SST się zmniejszają, ale na całym Morzu Barentsa pozostają istotne we wszystkich miesiącach roku i w skali średniej rocznej objaśniają około 60-65% zmienności rocznej temperatury powierzchni morza. Na izolowanym od bezpośredniego napływu wód atlantyckich Morzu Karskim współczynniki korelacji między DG_{3L} a SST wyraźnie się zmniejszają, przestają być istotne w niektórych miesiącach roku¹², ale w skali średniej rocznej SST pozostają statystycznie istotne, objaśniając od 20 do 33% zmienności rocznej temperatury powierzchni wody na środkowej i północnej części Morza Karskiego.

Tabela 4 – Table 4

Współczynniki korelacji (r) między miesięcznymi wartościami SST w wybranych gridach o oznaczonych współrzędnych na Morzu Karskim (K) i Morzu Barentsa (B) i sumaryczną miesięczną powierzchnią lodów na tych morzach (MB+MK SI) a sygnałem tropikalnym (DG_{3L}) z poprzedniego roku (szeregi miesięcznych wartości SST i szeregi powierzchni lodów z lat 1980-2007, szereg wartości DG_{3L} z lat 1979-2006).

Korelacje istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczono pogrubionym drukiem

Coefficients of correlation (r) between monthly values of SST in chosen grids with marked coordinates at the Barents Sea (B) and Kara Sea (K) and sum of monthly sea ice extent of both seas (B+K SI) and tropical signal (DG_{3L}) from the preceding year (the series of monthly values of SST and the series of sea ice extent from the years 1980-2007, series of (DG_{3L}) values from the years 1979-2006).

Correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold

Zmienne Variables		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
SST B	r	0.75	0.80	0.73	0.77	0.68	0.69	0.67	0.77	0.83	0.78	0.71	0.78	0.85
74N,30E	p	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SST B	r	0.57	0.63	0.64	0.58	0.72	0.81	0.66	0.58	0.70	0.65	0.61	0.68	0.77
72N,40E	p	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
SST B	r	0.76	0.77	0.65	0.55	0.63	0.80	0.79	0.77	0.86	0.82	0.73	0.78	0.84
	p	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SST K	r	*	*	*	*	0.29	0.45	0.59	0.23	0.24	0.37	0.11	0.43	0.46
78N,80E	p	-	-	-	-	0.121	0.015	0.001	0.221	0.205	0.055	0.555	0.020	0.013
SST K	r	*	*	*	*	0.50	0.52	0.51	0.03	0.29	0.45	0.43	0.38	0.58
76N,80E	p	-	-	-	-	0.006	0.004	0.005	0.881	0.113	0.018	0.024	0.045	0.001
B+K	r	-0.62	-0.55	-0.52	-0.58	-0.53	-0.62	-0.70	-0.59	-0.48	-0.30	-0.44	-0.64	-0.65
SI	p	0.000	0.002	0.005	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.009	0.123	0.018	0.000	0.000

SST B – średnia SST z gridów 74°N, 30°E i 74°N, 40°E – mean SST from 74°N, 30°E and 74°N, 40°E grids,

* – całkowite pokrycie akwenu przez lody w ciągu badanego okresu powoduje brak zmienności SST, obliczenie współczynnika korelacji jest niemożliwe – compact ice cover of the sea within the investigated period causes the lack of the variability SST, the calculation of the coefficient of correlation is impossible.

¹² W okresie styczeń-kwiecień we wszystkich latach w rejonie 78°N, 80°E (północna część Morza Karskiego) i rejonie 76°N, 80°E (środkowa część Morza Karskiego) występowała pokrywa lodów morskich, co sprawiło, że SST nie wykazywała zmian w tych miesiącach (była stała, równa -1.79°C). Wobec braku wariacji jednej zmiennej obliczenie współczynnika korelacji nie jest możliwe. W miesiącach letnich SST zmienia się pod wpływem nagrzewania powierzchni wody przez absorbowaną radiację słoneczną, stąd korelacje z DG_{3L} słabną i przestają być istotne.

Fakt, że regulująca SST wartość sygnału tropikalnego sprzed roku jest wcześniejsza od wartości SST (od czterech lat do jednego roku) wskazuje, że zmiany temperatury powierzchni morza kształtują się w zasadniczej mierze pod wpływem dopływu ciepła wnoszonego przez cyrkulację oceaniczną. Rola synchronicznych zmian temperatury powietrza w kształtowaniu zmienności SST jest tu znacznie mniejsza. Przekonuje o tym zestawienie wartości współczynników korelacji między rocznymi wartościami SST i roczną powierzchnią lodów na morzach Barentsa i Karskim a DG_{3L} sprzed roku i roczną obszarową SAT i średnimi rocznymi wartościami SAT dla poszczególnych grup stacji (tab. 5).

Tabela 5 – Table 5

Współczynniki korelacji (r) między roczną SST na wybranych powierzchniach Morza Barentsa (B) i Morza Karskiego (K) oraz średnią roczną powierzchnią lodów morskich na obu morzach (SI) a średnią roczną obszarową temperaturą powietrza (T_{RK} obsz.), średnią roczną temperaturą na poszczególnych grupach stacji (SAT_{RK} GR1, SAT_{RK} GR2, SAT_{RK} GR3) i sygnałem tropikalnym sprzed roku (DG_{3L}).
Korelacje istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczono pogrubionym drukiem

Coefficients of correlation (r) between annual SST at some chosen surfaces of the Barents Sea (B) and Kara Sea (K) and the mean annual sea ice extent of both seas (SI) and the mean annual air temperature in the region (T_{RK} obsz.), mean annual temperature at particular groups of stations (SAT_{RK} GR1, SAT_{RK} GR2, SAT_{RK} GR3) and tropical signal from the preceding year (DG_{3L}).
Correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold

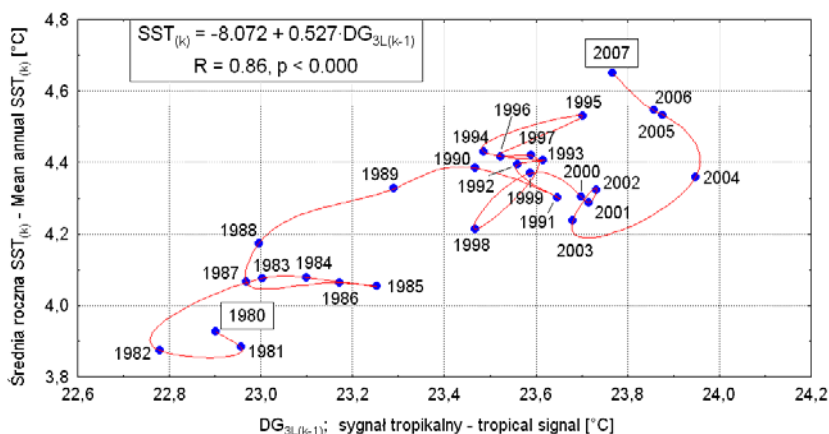
Zmienne Variables		SAT_{RK} obsz.	SAT_{RK} GR1	SAT_{RK} GR2	SAT_{RK} GR3	DG_{3L}
SST B	r	0.62	0.69	0.44	0.41	0.85
74°N,30°E	p	0.000	0.000	0.020	0.030	0.000
SST B	r	0.61	0.56	0.45	0.50	0.77
72°N,40°E	p	0.001	0.002	0.015	0.007	0.000
B *	r	0.63	0.65	0.46	0.44	0.83
74°N, 30-40°E	p	0.000	0.000	0.013	0.019	0.000
SST K	r	0.44	0.38	0.59	0.08	0.46
78°N,80°E	p	0.018	0.046	0.001	0.683	0.013
SST K	r	0.42	0.33	0.53	0.13	0.58
76°N,80°E	p	0.028	0.084	0.004	0.501	0.001
B+K	r	-0.89	-0.79	-0.81	-0.57	-0.65
SI	p	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000

* – średnia roczna SST z gridów 74°N, 30°E i 74°N, 40°E (środkowa część Morza Barentsa) – mean annual SST from 74°N, 30°E and 74°N, 40°E grids (the central part of the Barents Sea).

Jak wynika z porównania, związku SST z wyprzedzającym je w czasie sygnałem tropikalnym (DG_{3L}) są silniejsze od synchronicznych związków z SAT. W rozkładzie przestrzennym widoczny jest tylko jeden przypadek, w którym korelacje SAT z SST są silniejsze od korelacji z DG_{3L} . Jest to średnia SAT stacji grupy 2, przy których bezpośrednio znajduje się centrum akwenu, dla którego obliczana jest SST (78°N, 80°E). Można więc twierdzić, że zasadniczą przyczyną zmian SST na Morzu Barentsa jest zmienność wnoszonych wraz z wodami atlantyckimi zasobów ciepła (patrz ryc. 13), nie zaś zmienność temperatury powietrza. Na Morzu Karskim znaczenie sygnału tropikalnego dla kształtowania zmienności SST jest wyraźnie mniejsze i tam dominującą rolę w kształtowaniu zmienności SST wydaje się mieć temperatura powietrza. Jednak na średnią obszarową temperaturę powietrza na całym roz-

patrywanym obszarze wywiera wpływ SST na Morzu Barentsa, co również wpływa na kształtowanie zmienności SST na Morzu Karskim.

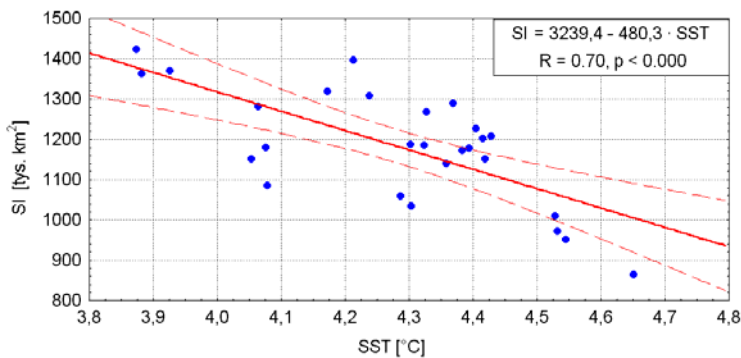
Zmiany temperatury powietrza są silnie powiązane ze zmiennością SST, ale wykazują duże zróżnicowanie regionalne, w zależności od tego, jaką grupę stacji i jaki akwen bierze się pod uwagę. W miarę wzrostu powierzchni objętej uśrednianiem SST na Morzu Barentsa otrzymuje się coraz silniejsze korelacje z SAT. Przeciętnie zmienność rocznej SST na obszarze środkowej części Morza Barentsa objaśnia około 40% wariacji średniej rocznej obszarowej SAT. Najsilniejsze objaśnienie zmienności SAT przez zmienność SST na Morzu Barentsa zaznacza się na stacjach zaliczonych do grupy 1, wyraźnie słabsze (około 20% objaśnionej wariacji SAT) na stacjach grupy 2 i 3.



Ryc. 13. Związek między wartością sygnału tropikalnego sprzed roku ($DG_{3L(k-1)}$) a średnią roczną temperaturą powierzchni Morza Barentsa (SST). Wykres toru

Fig. 13. The correlation between the tropical signal from the preceding year ($DG_{3L(k-1)}$) and a mean annual sea surface temperature of the Barents Sea (SST). Trace plot

Zmiany powierzchni lodów w badanym okresie są, co jest zrozumiałe, silnie i istotnie powiązane ze zmianami SST. Najsilniejsze związki między roczną powierzchnią lodów a roczną SST występują w północnej części Morza Karskiego (78°N, 80°E), gdzie równe są 0.70 ($p < 0.000$). Na środkowej części Morza Karskiego, gdzie związki SST z DG_{3L} są słabsze, również związki SST z powierzchnią lodów ($r = 0.65$) są słabsze. Na południowej części Morza Karskiego, gdzie dopływ wód atlantyckich nie odgrywa żadnej roli w kształtowaniu SST, a zasoby ciepła w wodach, ze względu na płytkość akwenu i występowanie wysłodzonych Powierzchniowych Wód Arktycznych, są znikome, istotne korelacje między SST a powierzchnią lodów stają się statystycznie nieistotne ($r = 0.31$). Korelacje między średnią roczną SST na całym Morzu Barentsa a powierzchnią lodów są takie same, jak na północnej części Morza Karskiego ($r = 0.70$; ryc. 14). Dla kształtowania zmian powierzchni lodów morskich znacznie bardziej istotne są zasoby ciepła w wodach, niż zmiany temperatury powietrza (Zakharov 1981). Można więc twierdzić, że zmiany SST, warunkowane przede wszystkim przez zmienną ilość ciepła wprowadzanego przez cyrkulację oceaniczną, stanowią główną przyczynę zmian powierzchni lodów na morzach Barentsa i Karskim.



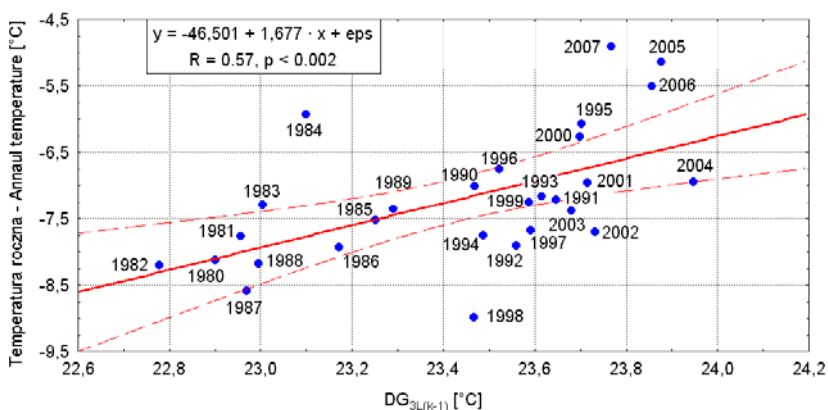
Ryc. 14. Związek między średnią roczną SST z całego Morza Barentsa a średnią roczną powierzchnią lodów morskich na morzach Barentsa i Karskim (SI)

Fig. 14. The correlation between mean annual SST from the whole Barents Sea and the mean annual sea ice extent of the Barents and Kara seas (SI)

W tabeli 4 zwracają uwagę bardzo silne związki między zmianami rocznej pokrywy lodowej a SAT, silniejsze od związków pokrywy lodowej z sygnałem tropikalnym (DG_{3L} , za wyjątkiem SAT stacji należących do 3 grupy). Istnienie korelacji stwierdza występowanie związku, nie wyjaśnia jednak co jest tutaj przyczyną, co skutkiem. W świetle wszystkiego tego, co powiedziano powyżej, trzeba uznać, że przyczyną zmian temperatury powietrza, oprócz zmian SST, jest zmienność powierzchni lodów morskich.

Taki układ wzajemnych zależności między sygnałem tropikalnym, temperaturą powierzchni morza, powierzchnią lodów morskich i temperaturą powietrza wyjaśnia, że o zmienności SST decyduje wcześniejsza zmienność sygnału tropikalnego (DG_{3L} sprzed roku; patrz ryc. 13). Z kolei zmienność SST decyduje o zmienności powierzchni pokrywy lodowej. Zmienność SST i powierzchni pokrywy lodowej łącznie decydują o zmienności SAT. Dzięki takiemu układowi zależności, między zmianami temperatury powierzchni oceanu w północnej części delty Golsztromu a zmianami temperatury powietrza nad morzami Barentsa i Karskiego (patrz ryc. 15) zachodzą stosunkowo silne i przesunięte w czasie związki. Wartości współczynników korelacji między SAT a DG_{3L} sprzed roku zestawione są w tabeli 6. Nietrudno zauważyć, że najsilniejszy związek między $DG_{3L(k-1)}$ a SAT zaznacza się na stacjach grupy 1, gdzie zarówno obserwuje się najsilniejszy wzrost SST, jak i największe wartości trendów. Na dodatek, na stacjach tej grupy, znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie wpływu ciepłych wód atlantyckich (Vardoe, Bjornoya, Hopen), występują statystycznie istotne trendy w trzech, z czterech sezonów roku (patrz tab. 2). W miarę oddalania się od rejonu wpływania ciepłych wód atlantyckich do Morza Barentsa, stopniowej utraty zasobów ciepła przez wody i przedłużającego się czasu występowania pokrywy lodowej, siła związków między średnią roczną temperaturą powietrza na stacjach poszczególnych grup a DG_{3L} maleje (patrz tab. 6).

Przedstawiony układ wzajemnych zależności między SST, lodami morskimi i SAT pozwala wyjaśnić przyczyny zarówno regionalnego zróżnicowania wartości trendów SAT na omawianym obszarze, jak i pewne osobliwości w rozkładzie czasowym wielkości trendów. Przede wszystkim potwierdza, że przyczyną ostatniego (1980-2007) wzrostu temperatury powietrza jest wzrost zasobów ciepła w wodach Morza Barentsa, w mniejszym stopniu Morza Karskiego. Głównym źródłem ciepła dla procesów ocieplenia na obszarze wschodniej części Arktyki Atlantyckiej jest powierzchnia Morza Barentsa.



Ryc. 15. Związek między wartością sygnału tropikalnego sprzed roku ($DG_{3L(k-1)}$) a średnią roczną obszarową temperaturą powietrza [$^{\circ}C$]

Fig. 15. The correlation between the tropical signal from the preceding year ($DG_{3L(k-1)}$) and mean annual air temperature of the region [$^{\circ}C$]

Tabela 6 – Table 6

Związki między średnią roczną obszarową temperaturą powietrza ($SAT_{RK\text{ obsz.}}$) i średnimi rocznymi wartościami temperatury powietrza na poszczególnych grupach stacji ($SAT_{RK\text{ GR1}}$, $SAT_{RK\text{ GR2}}$, $SAT_{RK\text{ GR3}}$) a sygnałem tropikalnym sprzed roku ($DG_{3L(k-1)}$).
Korelacje istotne statystycznie ($p < 0.05$) oznaczono pogrubionym drukiem

Correlations between mean annual air temperature from the region ($SAT_{RK\text{ obsz.}}$) and the mean annual values of air temperature at particular groups of stations ($SAT_{RK\text{ GR1}}$, $SAT_{RK\text{ GR2}}$, $SAT_{RK\text{ GR3}}$) and the tropical signal from the preceding year ($DG_{3L(k-1)}$). Correlation coefficients statistically significant ($p < 0.05$) marked in bold

Zienne Variables		$SAT_{RK\text{ obsz.}}$	$SAT_{RK\text{ GR1}}$	$SAT_{RK\text{ GR2}}$	$SAT_{RK\text{ GR3}}$
$DG_{3L(k-1)}$	r	0.5668	0.6770	0.4090	0.3036
	p	0.002	0.000	0.031	0.116

Osobliwy, dwustanowy rozkład w czasie średnich miesięcznych wartości trendów, przedstawiony w rozdziale 4.4 (patrz również ryc. 11) jest zgodny z kształtowaniem się najsilniejszych strumieni ciepła z oceanu do atmosfery i rozwojem pokrywy lodów morskich na morzach Karskim i Barentsa. Silne trendy okresu listopad-styczeń są zgodne w czasie z występującymi największymi różnicami temperatury wody i powietrza, które określają rozmiary strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery. Z kolei postępujący zimą od wschodu i północy rozwój pokrywy lodów morskich stopniowo ogranicza powierzchnię oceanu, na której występuje wymiana ciepła. W rezultacie, wraz z upływem czasu, ilość ciepła przekazywanego z powierzchni morza do atmosfery maleje. Stąd też w okresie przełomu jesieni i zimy najsilniejszy trend dodatni występuje w grudniu ($+0.122^{\circ}C \cdot rok^{-1}$), a w styczniu już się zmniejsza ($+0.107^{\circ}C \cdot rok^{-1}$). W lutym i marcu powierzchnia lodów osiąga swoją maksymalną powierzchnię, zasoby ciepła w wodach nie pokrytych lodem, po dużych stratach ciepła w poprzednich miesiącach, stają się ograniczone. Skutkiem tego ilość ciepła przekazywanego z oceanu do atmosfery gwałtownie maleje, co ogranicza „ocieplającą” rolę morza. Jednocześnie wiele ze stacji na tym obszarze w lutym i marcu

znajduje się w otoczeniu lodów morskich, w sporej odległości od ich skraju, co redukuje wpływ napływających nad stacje mas ciepłego powietrza na temperaturę miesięczną, a proteguje wpływ termiczny mas powietrza chłodnego. W rezultacie trendy lutego i marca gwałtownie się zmniejszają¹³.

Wysoki trend dodatni występujący w kwietniu wydaje się mieć bardziej skomplikowaną przyczynę. W dużej części stanowi on odbicie silnego, ujemnego trendu ($-9.77 \text{ tys. km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$) powierzchni lodów morskich, jaki zaznacza się w tym miesiącu na morzach Barentsa i Karskim. Prowadzi to do systematycznego zwiększania się powierzchni wody wolnej od lodów¹⁴, na której dochodzi do intensywnej akumulacji ciepła słonecznego¹⁵ i zmniejszania strat ciepła z wód na przemiany fazowe wody (utajone ciepło topnienia lodów). W efekcie entalpia wód wzrasta, co w warunkach niskiej jeszcze temperatury powietrza umożliwia ponowne wzmoczenie strumienia ciepła z oceanu do atmosfery. Dodatkowo trzeba uwzględnić jeszcze jeden czynnik – szybkie zmniejszanie się odległości od skraju lodu na części stacji, co stanowi również czynnik prowadzący do wzrostu temperatury.

Szybszy zanik lodów morskich w okresie wiosennym, wymuszony przez ogólny wzrost zasobów ciepła w wodach, umożliwia zwiększoną akumulację ciepła w wodach, co prowadzi, wraz z upływem czasu do stopniowego wzrostu SST. O ile w okresie od lipca do marca przeciętny trend miesięcznych wartości SST na Morzu Barentsa wynosi około $+0.018(\pm 0.002)$, to przeciętny trend okresu kwiecień-czerwiec jest w rozpatrywanym okresie równy $+0.025(\pm 0.003)^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$. Ta zwiększona o $0.007^\circ\text{C} \cdot \text{rok}^{-1}$ wartość trendu w tych miesiącach najprawdopodobniej stanowi efekt zwiększonej akumulacji ciepła słonecznego przez wody w warunkach wcześniejszego zaniku pokrywy lodowej. Najwyższą temperaturę powierzchnia morza osiąga w lipcu i sierpniu (maksimum najczęściej w sierpniu), w tych miesiącach największa jest również głębokość do silnie zarysowanej termokliny letniej. Zwiększone w okresie lata zasoby ciepła w wodach pozwalają skutecznie doprowadzić do szybkiego wzrostu temperatury w każdej masie powietrza, które napływie nad morze, a jest od wody chłodniejsze. Im większa różnica temperatury między powietrzem a wodą, tym silniejszy i szybszy jest wzrost temperatury. W efekcie, wzrost temperatury w okresie lipiec-wrzesień następuje głównie na skutek wzrostu najniższych temperatur, w mniejszym stopniu – najwyższych (patrz ryc. 16). Ten czynnik powoduje wzrost wartości trendów, również na stacjach należących do 3 grupy. W rezultacie, w uśrednieniu sezonowym największej stacji (7) wykazuje występowanie istotnych statystycznie trendów w okresie lata (VI-VIII; patrz rozdział 4.3), choć wartości tych trendów są średnio dwukrotnie mniejsze od trendów z początku zimy.

„Pulsacyjny” przebieg ocieplenia na tym obszarze jest wyraźnie powiązany ze zmianami zasobów ciepła transportowanych wraz z wodami atlantyckimi przez prądy – Norweski, Zachodniopitsbergeński i Nordkapski, a następnie wprowadzanymi do Arktyki, również do Morza Barentsa.

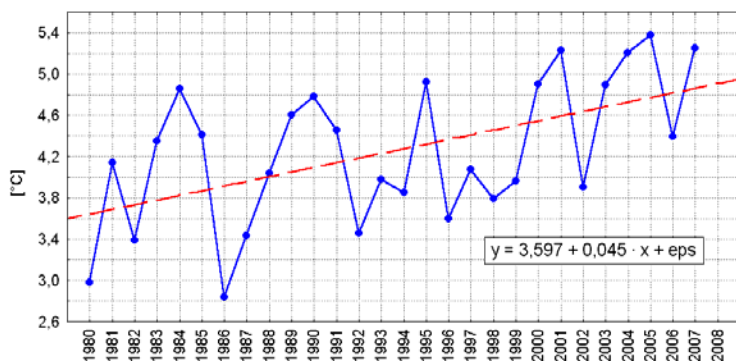
Badania Zblewskiego (2007) wykazują, że w okresie 1951-2006, od 1975 do 1980 roku zaznaczył się głęboki spadek temperatury powierzchni wód Morza Barentsa. Spadek ten należy wiązać z dotarciem na ten akwen wód wielkiej anomalii zasoleniowej (Dickson i in. 1988, Weigand i in. 1998, Karcher i in. 2005), które ograniczyły możliwość konwekcji. Z kolei, od roku 1981 do chwili obecnej, SST na tym akwenie nieregularnie wzrasta. Karcher i in. (2003) wykryli, że wzrost temperatury wód (i zasobów

¹³ Na stacjach należących do 3 grupy trendy lutego i marca stają się ujemne (patrz tab. 3).

¹⁴ Oznacza to zmniejszenie się powierzchni zlodzonej na morzach Barentsa i Karskim o około 274 000 km² w rozpatrywanym okresie 28 lat.

¹⁵ W kwietniu długość dnia na tych szerokościach geograficznych bardzo szybko przyrasta, a na północnej części omawianego obszaru w ostatniej dekadzie kwietnia rozpoczyna się już dzień polarny.

ciepła w wodach) w Arktyce Atlantyckiej nie zachodzi jednostajnie, lecz składa się z kolejnych impulsów o znacznej amplitudzie. Występowanie podobnego, składającego się z oddzielnych impulsów, wzrostu temperatury powierzchni wód w rejonie Spitsbergenu (Prąd Zachodniospitsbergeński) udokumentował Kruszewski (2004 a i b).



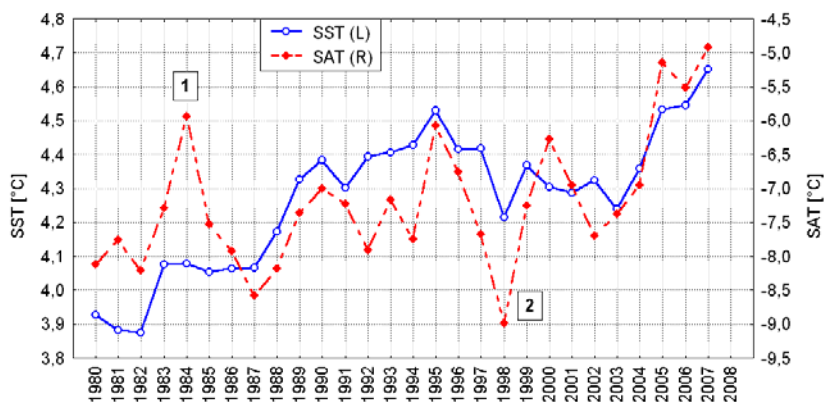
Ryc. 16. Przebieg średniej obszarowej temperatury powietrza [°C] z okresu lipiec-wrzesień. Zwraca uwagę szybszy wzrost wartości tworzących dolną obwiednię od wzrostu wartości tworzących górną obwiednię przebiegu

Fig. 16. The course of mean air temperature [°C] of this region from the period July-September. Faster increase in the values forming the lower envelope than the increase in values forming the upper envelope can be noted in their course

Według badań Furevika (2001) ciepłe anomalie na Morzach Nordyckich (i Prądzie Norweskim) pojawiły się w latach 1983-84 i w latach 1990-1992. Ich dotarcie do prądów Zachodniospitsbergeńskiego i Nordkapskiego nastąpiło z opóźnieniem około 2-letnim. Karcher i in. (2003) epizod wejścia na Morze Barentsa w latach 90. XX wieku wód o największych zasobach ciepła datują na lata 1989-1994. Z podanym okresem dobrze koresponduje wzrost wartości DG_{3L} sprzed roku, jaki zaznacza się w latach 1988-1991. Ta ciepła anomalia jest doskonale widoczna w przebiegu SST w środkowej części Morza Barentsa (patrz ryc. 17) i odpowiada jej skokowy wzrost temperatury powietrza między 1998 i 1989 rokiem. Kolejny, bardzo silny wzrost SST na Morzu Barentsa zaznaczył się od 2003 do 2007 roku, odpowiada mu wcześniejszy wzrost sygnału tropikalnego w latach 2000-2004. Temu epizodowi wzrostu SST na Morzu Barentsa odpowiada również silny wzrost temperatury wód podpowierzchniowych (100 m) na Prądzie Zachodniospitsbergeńskim w latach 2003-2005, udokumentowany przez Walczowskiego i Piechurę (2006). Ponieważ prędkość przemieszczania się ciepłych wód atlantyckich w Morzu Barentsa jest mniejsza niż w Prądzie Zachodniospitsbergeńskim, nie ma tu pełnej zgodności czasowej w rozprzestrzenianiu się zmian temperatury powierzchni morza między rejonem Spitsbergenu a Morzem Barentsa – wzrost SST na tym morzu trwa dłużej. Również i temu epizodowi wzrostu SST na Morzu Barentsa odpowiada bardzo silny, niemal skokowy, wzrost średniej rocznej obszarowej SAT, jaki nastąpił po roku 2003 (patrz ryc. 17). Na Morzu Karskim te same zmiany SST zachodzą z pewnym, około rocznym, opóźnieniem, w związku z czym podobnie opóźnione są zmiany SAT na stacjach należących do 2 grupy, leżących na północnych i wschodnich obrzeżach Morza Karskiego (Ostrow

Vize, Ostrov Golomjannyj, Mys Cheluskin, Ostrov Dikson i Ostrov Belyj)). Można więc twierdzić, że również przebieg wzrostu temperatury powietrza we wschodniej części Arktyki Atlantyckiej jest ogólnie zgodny ze zmianami temperatury powierzchni morza.

Nie jest to jedyny czynnik regulujący zmiany temperatury powietrza na tym obszarze. Rycina 17 ujawnia, że silnemu ociepleniu jakie zaznaczyło się w roku 1984 i uwidoczniło na stacjach grupy 1 i 2, nie odpowiada ekwiwalentny wzrost SST. Wskazuje to, że ocieplenie to musiało mieć przyczynę inną niż wzrost zasobów ciepła w wodach. Przeprowadzona analiza wykazała, że genezę tego ocieplenia można wiązać ze specyficznymi cechami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką Atlantycką w 1984 roku.



Ryc. 17. Przebieg średniej rocznej SST [°C] na Morzu Barentsa i średniej obszarowej temperatury powietrza (SAT; °C) w rejonie mórz Barentsa i Karskiego. [1] i [2] – oznaczone przypadki wystąpienia anomalnie dużych różnic w przebiegu SAT w stosunku do przebiegu SST

Fig. 17. The course of mean annual SST [°C] of the Barents Sea and the mean air temperature (SAT; °C) of the region in the area of the Barents and Kara seas. [1] and [2] – marked, cases of anomalously large differences in the course of SAT in relation to the course of SST

Główne cechy cyrkulacji atmosferycznej nad szeroko rozumianym rejonem Spitsbergenu charakteryzują wskaźniki cyrkulacyjne Niedźwiedzia (Niedźwiedź 2006, 2007). W odróżnieniu od hemisferycznego wskaźnika AO i makroregionalnego wskaźnika NAO, regionalne wskaźniki cyrkulacyjne T. Niedźwiedzia dobrze objaśniają zmiany temperatury powietrza, i to nie tylko nad samym Spitsbergem, ale na znacznie większym obszarze. Kalendarz typów cyrkulacji T. Niedźwiedzia wykazuje, że w roku 1984 nad Arktyką Atlantycką dominowały adwekcje z południa. Wartość roczna bezwymiarowego wskaźnika cyrkulacji południkowej (wskaźnika S) osiągnęła wartość +66 i jest to wartość najwyższa w całej historii obserwacji (1951-2007).

W świetle kalendarza typów cyrkulacji atmosferycznej T. Niedźwiedzia, silne ochłodzenie w 1998 roku ([2] na ryc. 17) także było wymuszone przez cyrkulację atmosferyczną. W tym roku zaznaczyła się bardzo silna dominacja cyrkulacji wschodniej (wartość roczna wskaźnika W równa -210), przy jednocześnie dużej częstotliwości występowania sytuacji antycyklonalnych (wartość roczna wskaźnika C równa -56). W takich warunkach dochodziło do silnych spadków temperatury powietrza na stacjach,

które znajdowały się w otoczeniu lodów morskich, lub na przedpolu których występowała szeroka strefa lodów. W rezultacie, najsilniejsze spadki temperatury powietrza odnotowano na stacjach leżących na południowych wybrzeżach mórz Barentsa i Karskiego (stacje grupy 3), gdy na stacjach położonych na wybrzeżu Półwyspu Skandynawskiego (Murmańsk, Vardoe) oraz na Bjornoi (Wyspie Niedźwiedziej), ze względu na ogrzanie się przepływającego powietrza od powierzchni morza, spadki temperatury były znacznie mniejsze. Temperatura powietrza na wymienionych trzech stacjach zaważyła na niewielkim w 1998 roku spadku średniej temperatury na stacjach grupy 1.

Patrząc na przebieg współczesnego ocieplenia wschodniej części Arktyki Atlantyckiej można stwierdzić, że generalne rysy zmian temperatury powietrza na tym obszarze są wymuszane przez zmiany dopływu ciepła wraz z wodami atlantyckimi, sygnalizowane z wyprzedzeniem przez sygnał tropikalny sprzed roku. Silne odstępstwa zmian temperatury powietrza od przebiegu wymuszonego przez zasoby ciepła w wodach powodowane są przez działanie regionalnej cyrkulacji atmosferycznej. O ile charakter regionalnej cyrkulacji atmosferycznej na tym obszarze nie można obecnie prognozować z rocznym wyprzedzeniem, to wartość sygnału tropikalnego jest znana z takim właśnie wyprzedzeniem. Pozwala to na zgrubne przewidywanie tendencji zmian temperatury powietrza, ale i pokrywy lodów morskich, w Arktyce Atlantyckiej.

Zmienność sygnału tropikalnego jest powiązana z procesami funkcjonującymi na wodach tropikalnego i subtropikalnego Atlantyku Północnego, steruje nimi AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation; Kushnir 1994, Kerr 2000, 2005). AMO nie jest związana z wzrastającą koncentracją CO₂ w atmosferze (patrz Gray i in. 2004) i stanowi przejaw deterministycznego zachowania się systemu (Andronova i Schlesinger 2000). Również brak w okresie lat 1951-2006 związków między frekwencją regionalnych typów cyrkulacji atmosferycznej Niedźwiedzia (2006, 2007) a koncentracją CO₂. Nie ma więc przesłanek, aby twierdzić, że obserwowane współczesne ocieplenie wschodniej części Arktyki Atlantyckiej stanowi przejaw antropogenicznych zmian klimatu. Współczesne ocieplenie tej części Arktyki Atlantyckiej ma taką samą, naturalną genezę, jak ocieplenie Arktyki w latach 20.-40. XX wieku (patrz Bengtsson i in. 2004).

Literatura

- ACIA 2005: Arctic Climate Impact Assessment Scientific Report 2005. Cambridge University Press: 1042 s.
- Alekseev G.V., 2003. Issledovaniya izmenenij klimata Arktiki v XX stoletii. Trudy AANII, 446: 6-21.
- Andronova N.G., Schlesinger M.E., 2000. Causes of global temperature change during the 19th and 20th centuries. *Geophysical Research Letters*, 27: 2137-2140.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M., 2004. The Early Twentieth-Century Warming in the Arctic – A Possible Mechanism. *Journal of Climate*, 17(20): 4045-4057.
- Cavalieri D., Parkinson C., Gloersen P., Zwally H. J., 1996, updated 2006. Sea ice concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I passive microwave data, [list dates used]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Dickson R.R., Meinke J., Malmberg S.A., Lee A.J., 1988. The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. *Progress in Oceanography*, 20 (2): 3-151.
- Furevik T., 2001. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996. *Deep-Sea Research I*, 48: 383-404.

- Fyfe J.C., Boer G.J., Flato G.M., 1999. The Arctic and Antarctic Oscillations and their Projected Changes Under Global Warming, *Geophysical Research Letters*, 26(11): 1601-1604.
- Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T., 2004. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 A.D. *Geophysical Research Letters*, 31; L12205, doi:10.1029/2004GL019932
- Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Mki Sato, 1999. GISS analysis of surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 104; 30997-31022, doi:10.1029/1999JD900835.
- Hansen J.E., Ruedy R., Mki Sato, Imhoff M., Lawrence W., Easterling D., Peterson T., Karl T., 2001. A closer look at United States and global surface temperature change. *Journal of Geophysical Research*, 106; 23947-23963, doi:10.1029/2001JD000354.
- Holland M.M., 2003. The North Atlantic Oscillation–Arctic Oscillation in the CCSM2 and Its Influence on Arctic Climate Variability. *Journal of Climate*, 16 (16): 2767-2781.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Andrei P. Nagurnyi A.P., Victor F. Zakharov V.F., Bobylev L., Pettersson L., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea ice variability. *Tellus*, 56 A (4): 328-341.
- Karcher M.J., Gerdes R., Kauker K., Köberle C., 2003. Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3); 3034, doi:10.1029/2001JC001265.
- Kerr R.A., 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science* 288 (5473): 1984-1986.
- Kerr R.A., 2005. Atlantic climate pacemaker for millennia past, decades hence? *Science* 309 (5731): 41-43.
- Karcher M.J., Gerdes R., Kauker K., Köberle C., Yashayaev I., 2005. Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening. *Geophysical Research Letters*, 32, L21606, doi: 10.1029/2005GL023861.
- Kruszewski G., 2004a. Wzrost temperatury wód wokółspitsbergeńskich w ostatnim 20-leciu (1982-2002). *Polish Polar Studies, XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne*, Gdynia: 203-212.
- Kruszewski G., 2004b. Zmienność temperatury morza w rejonie Spitsbergenu (1982-2002) jako przejaw współcześnie zachodzących zmian klimatycznych. *Problemy Klimatologii Polarnej* 14: 79-86.
- Kushnir Y., 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions. *Journal of Climate*, 7 (1): 141-157.
- Kuzmina S.I., Bengtsson L., Johannessen O. M., Drange H., Bobylev L. P., Miles M.W., 2005. The North Atlantic Oscillation and greenhouse-gas forcing. *Geophysical Research Letters* 32(4); L04703.1-L04703.4; doi:10.1029/2004GL021064;
- Lugina K.M., Groisman P.Ya, Vinnikov K.Ya., Koknaeva V.V., Speranskaya N.A., 2006. Monthly surface air temperature time series area-averaged over the 30-degree latitudinal belts of the globe, 1881-2005. In: *Trends Online: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center*, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A.
- Marsz A.A., 2007a. Zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki. [w:] A.Styszyńska i A.A.Marsz (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni*: 145-193.
- Marsz A.A., 2007b. Zmiany temperatury powietrza. [w:] A.A.Marsz i A.Styszyńska (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie, stan, zmiany i ich przyczyny. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni*: 273-279.

- Marsz A.A., Styszyńska A., w druku. Oceanic control of the warming processes of the Arctic – a different point of view of the reasons for changes in the climate of the Arctic.
- Niedźwiedz T., 2006. Główne cechy cyrkulacji atmosferycznej nad Spitsbergenem (XII.1950 – IX.2006). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 16: 91-105.
- Niedźwiedz T., 2007. Cyrkulacja atmosferyczna. [w:] A.A.Marsz i A.Styszyńska (red.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie, stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 45-63.
- Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Maskhshtas A.P., Walsh D., Alekseev G.V., Johnson M.A., 2003. Variability and Trends of Air Temperature and Pressure in the Maritime Arctic, 1875–2000. *Journal of Climate*, 16 (12): 2067-2077.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F., 2004: Variability of the intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years, *Journal of Climate*, 17(23): 4485-4497.
- Polyakov I.V., Beszczynska A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fahrbach E., Frolov I.E., Gerdes R., Hansen E., Holfort J., Ivanov V.V., Johnson M.A., Karcher M., Kauker F., Morison J., Orvik K.A., Schauer U., Simmons H.L., Skagseth R., Sokolov V.T., Steele M., Timokhov L.A., Walsh D., Walsh J.E., 2005. One more step toward a warmer Arctic. *Geophysical Research Letters*, 32, L17605, doi:10.1029/2005GL023740.
- Popov A.V., Karelin I.D., Rubčeniya A.V., 2007. Rol' zimnykh zapripajykh polynej v formirovanii ledovykh i gidrologičeskikh uslovij v moryakh Sibirskogo ŝelfa v letnij period. *Meteorologiya i Hidrologiya*, 9: 65-73.
- Przybylak R., 1996. Zmienność temperatury powietrza i opadów w Arktyce w okresie obserwacji instrumentalnych. Wydawnictwo UMK, Toruń: 280 s.
- Przybylak R., 2000. Temporal and spatial variation of surface air temperature over the period of instrumental observations in the Arctic. *International Journal of Climatology*, 20 (6): 587-614.
- Przybylak R., 2002. Variability of air temperature and atmospheric precipitation in the Arctic. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers: 330 s.
- Przybylak R., 2007. Recent air-temperature changes in the Arctic. *Annals of Glaciology* 46 (1): 316-324.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000. Variations in surface air temperature observations in Arctic, 1979-1997. *Journal of Climate*, 13 (5): 896-914.
- Rogers J.C., Wang S.H., Bromwich D.H., 2004. On the role of the NAO in the recent northeastern Atlantic Arctic warming. *Geophysical Research Letters*, 31, L02201, doi:10.1029/2003GL018728.
- Schauer U., Fahrbach E., Osterhus S., Rohardt G., 2004. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements. *Journal of Geophysical Research*, 109, C06026, doi:10.1029/2003JC001823.
- Scherhag R., 1939. Die Erwärmung des Polargebiets. *Annalen der Hydrographie*, 67: 57-67.
- Serreze M.C., Francis J.A. 2006. The Arctic Amplification Debate. *Climatic Change*, 76 (3-4): 241-264.
- Smith T.M., Reynolds R.W., 2004. Improved Extended Reconstruction of SST [1854-1997]. *Journal of Climate*, 17 (12): 2466-2477.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. Wydawnictwo Uczelniane Akademii Morskiej w Gdyni: 109 s.
- Styszyńska A., 2007. Zmiany klimatyczne w Arktyce a procesy oceaniczne. [w:] A.Styszyńska i A.A.Marsz (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. Wydawnictwo Akademii Morskiej w Gdyni: 111-144.
- Walczowski W., Piechura J., 2006, New evidence of warming propagating toward the Arctic Ocean. *Geophysical Research Letters*, 33; L12601, doi:10.1029/2006GL025872.

Weigand H., Totsche K.U., Kogel-Knabner I., Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S.-A., 1998. 'Great Salinity Anomalies' in the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 41 (1): 1-68.

Zakharov V.F., 1981. L'dy Arktiki i sovremennye prirodnye processy. *Gidrometeoizdat, Leningrad*: 135 s.

Zblewski S., 2007. Zmiany temperatury powierzchni Morza Barentsa w latach 1951-2006. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 17: 61-70.

Summary

The aim of this work is the analysis of the dimensions and the course of contemporary (1980-2007) warming of the east part of the Atlantic Arctic in the region of the Barents and Kara seas (fig. 1, tab. 1). It has been noted that the warming in that period had pulsating character, was made up of consecutive stronger and stronger increases in air temperature, separated from each other by cooling periods (fig. 4, 6-7). The increase in the transport of warm Atlantic waters into the Barents Sea and the increase in SST (sea surface temperature) of this sea correspond to the subsequent phases of warming.

The most significant phases of warming were noted in the years 1988-1990 and 2002-2007 (fig. 4). The strongest increases in temperature were marked in the west and north-west part of this region and the weakest in the south coast of the Barents and Kara seas (fig. 6-7). The annual increase in air temperature between the periods 1980-1982 and 2005-2007 may be estimated as about 5°C in the north-west part of this region (N and NW part of the Barents Sea) and as 1.5°C in the south-east coast of the Barents Sea and south – west coast of the Kara Sea (fig. 8).

The analysis of trends indicated that the statistically significant annual trends are only observed in the north and west parts of the examined region (fig. 9-10). The greatest number of statistically significant trends in seasonal trends at the observed stations was noted in summer (table 2). The mean regional trends are equal in autumn, winter and spring (+0.065°C year⁻¹), significantly lower in summer (+0.044°C year⁻¹), statistically significant from spring to autumn and not significant in winter. The analysis of monthly trends indicated that the picture obtained from the analysis of seasonal trends (spring – III-V, summer – VI-VIII, autumn – IX-XI, winter – XII-II) does not reflect the real picture of the distribution of changes in temperature in time. The values of monthly trends are distributed in an extremely uneven way, in the period from November to January and in April the mean values of trends in the examined region are larger than 0.1°C year⁻¹ and in the remaining months can be found within the limits from +0.020 (February) to +0.052°C year⁻¹ (August) - see table 3.

The main reason for the observed changes in air temperature in the region of both seas can be attributed to the increase in heat resources in the Atlantic waters transported to the Arctic from the tropics and sub-tropics with the oceanic circulation. The increase in heat resources in the waters imported north from the Gulf Stream, leads to the increase, delayed by 1-4 year in SST and to the decrease in the sea ice cover of the Barents Sea and, to a lesser extent, of the Kara Sea (tab. 4-6, fig. 13 and 15). Both factors (changes in SST and changes in sea ice extent) further control the air temperature mainly via the influence on the size of flow from the sea surface to the atmosphere. Great influence on the modification of changes in air temperature in relation to changes forced by changes in SST has the regional atmospheric circulation, whereas the hemispherical (AO) and macro-regional (NAO) circulation modes have little influence on the changes in air temperature, on changes in SST and on changes in sea ice extent of the Barents and Kara seas.