

ZMIANY TEMPERATURY POWIERZCHNI MORZA CZUKOCKIEGO (1982-2008)

CHANGES OF SEA SURFACE TEMPERATURE AT THE CHUKCHI SEA (1982-2008)

Sławomir Zblewski, Andrzej A. Marsz

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

Zarys treści. Praca charakteryzuje zmiany temperatury powierzchni Morza Czukockiego zachodzące w okresie 1982-2008 oraz wpływ na te zmiany cyrkulacji atmosferycznej. Stwierdzono występowanie dodatnich, istotnych statystycznie, miesięcznych i rocznych trendów temperatury powierzchni morza (TPM), nierównomiernie rozłożonych w przestrzeni. Obserwuje się występowanie asynchronicznych związków między cyrkulacją atmosferyczną a TPM, przy czym zmiany cyrkulacji atmosferycznej wyprzedzają w czasie zmiany TPM. W badanym okresie najsilniejszy wpływ na miesięczne i roczne zmiany TPM ma charakter cyrkulacji atmosferycznej występującej w dłuższych okresach – wiosną, a nawet w całym okresie marzec-sierpień i marzec-wrzesień, poprzedzającym moment wystąpienia maksimum temperatury powierzchni morza. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmiany TPM nie jest bezpośredni, lecz realizuje się poprzez wpływ na dryf lodów na Morzu Czukockim w okresie wiosennym i letnim.

Słowa kluczowe: Morze Czukockie, temperatura powierzchni morza, cyrkulacja atmosferyczna.

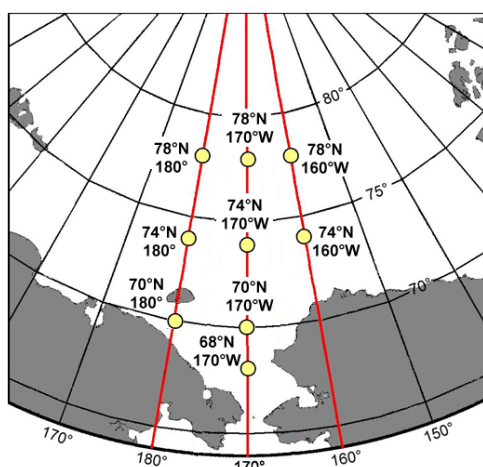
1. Wstęp

W ciągu ostatnich kilkunastu lat w Arktyce obserwuje się spadek powierzchni lodów morskich oraz zmiany ich struktury wiekowej i grubości lodu (Shirasawa i in. 2009, Richter-Menge i in. 2008). Powolny spadek powierzchni lodów zaznaczał się na morzach sektora pacyficznego Arktyki już od kilkunastu lat (Barber i Hanesiak 2004), ale ostatnio, szczególnie nagle i duże zmiany zasięgu lodów wystąpiły na morzach Beauforta, Czukockim i Wschodniosyberyjskim. W latach 2002-2007 spadki powierzchni lodów morskich na tych akwenach były największe w skali całej Arktyki (Nghiem i in., 2007).

Celem tej pracy jest określenie, jak, po tak dużej redukcji lodów morskich, kształtuje się temperatura powierzchni Morza Czukockiego oraz zbadanie czy i w jakim stopniu wpływ na kształtowanie się temperatury powierzchni morza (dalej TPM) ma cyrkulacja atmosferyczna. Ta ostatnia wywiera bowiem duży wpływ na kształtowanie zmian powierzchni lodów morskich na tym akwenie (Zblewski, 2009).

2. Źródła danych i metody badawcze

W badaniach posłużono się jednorodnymi ciągami danych TPM pochodzącymi ze zbioru NOAA NCDC ERSST v.2 (patrz Smith i Reynolds, 2004; źródło: <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/NCDC/ERSST/.version2/.SST/>). Zbiór ten zawiera średnie miesięczne wartości temperatury powierzchni morza dla powierzchni o rozdzielczości $2^\circ\varphi \times 2^\circ\lambda$ i ma organizację gridową. W pracy przedstawia się wyniki analizy zmian TPM z 9 gridów o współrzędnych: [78°N, 180°], [78°N, 170°W], [78°N, 160°W], [74°N, 180°], [74°N, 170°W], [74°N, 160°W], [70°N, 180°], [70°N, 170°W], [68°N, 170°W]. Lokalizację tych gridów przedstawia ryc. 1. Ponieważ miesięczne szeregi TPM między sąsiadującymi ze sobą gridami są bardzo silnie skorelowane (średnio $\sim +0.9$), przedstawianie w tej pracy wyników analiz danych o pełnej rozdzielczości nie wydaje się celowe.



Ryc. 1. Obszar badań i punkty gridowe wybrane do analizy

Fig. 1. Location of chosen grid points of the study area

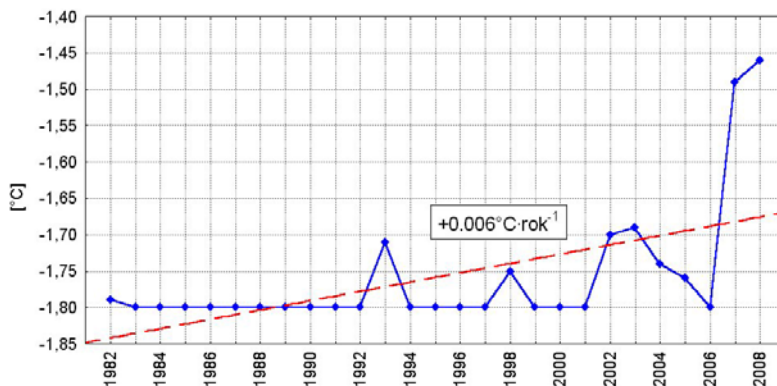
Jako wskaźniki charakteryzujące cyrkulację atmosferyczną wykorzystano miesięczne i sezonowe (XII-II, III-V, VI-VIII, IX-XI) dane o frekwencji dni z występowaniem makrotypów cyrkulacji atmosferycznej Wangengejma-Girsa (Vangengejm, 1952) oraz miesięczne różnice wartości ciśnienia na poziomie morza między rejonem Morza Beauforta a rejonem tajmyrskim (Marsz 2008b) będące miarą tak zwanego "zmodyfikowanego Dipola Arktycznego" (zDA). Dane o liczbie dni z określonymi makrotypami cyrkulacji środkowotroposferycznej do roku 2005/2006 zaczerpnięto z zestawień znajdujących się w pracy Dimitrieva i Belyazo (2006), dla następnych lat wykorzystano dane udostępnione bezpośrednio przez AANII. Szereg czasowy wartości zDA uzyskano z zasobów Katedry Meteorologii i Oceanografii WN AM w Gdyni.

Analizie poddano miesięczne i roczne wartości temperatury powierzchni morza w okresie obejmującym pełne lata od 1982 do 2008, uśrednione dla wybranych gridów. Za pomocą analizy regresji policzono wartości trendów TPM, a ich istotność statystyczną sprawdzono testem t-Studenta i testem F Fishera-Snedecora. Do badań wykorzystano również analizę korelacyjną.

3. Trendy temperatury powierzchni wód Morza Czukockiego

Chronologiczne ciągi średnich miesięcznych wartości temperatury powierzchni morza poddano analizie trendów. Wykazała ona, że we wszystkich miesiącach, w których wody wolne są od lodu,

występują dodatnie trendy TPM (tab.1). Istotne statystycznie trendy temperatury powierzchni morza zaznaczają się od lipca-sierpnia do października w środkowej i północnej części badanego obszaru (na 74°N i 78°N). Występujące w części północnej niewielkie wartości trendów TPM są skutkiem letniego, radiacyjnego nagrzewania powierzchni morza dopiero od roku 2002, kiedy to pokrywa lodowa przesunęła się dalej na N (Nghiem i in. 2007, Richter-Menge i in. 2008, Rodrigues 2008). Taką sytuację dobrze ilustruje rycina 2. Najwyższe wartości trendów zanotowano w sierpniu: +0,052 deg/rok w gridzie [74°N, 160°W] i wrześniu: +0,008 deg/rok w gridzie [78°N, 160°W], co w całym badanym okresie (1982-2008) daje wzrost temperatury powierzchni morza odpowiednio o 1,4°C i 0,22°C.



Ryc. 2. Przebieg temperatury powierzchni północnej części Morza Czukockiego w gridzie [78°N, 170°W] we wrześniu. Oznaczona wartość trendu stanowi rezultat wzrostu TPM, który nastąpił w roku 2002 i latach następnych

Fig. 2. Course of SST in northern part of the Chukchi Sea in [78°N, 170°W] grid in September. The marked value of trend results from the increase in SST observed in the year 2002 and during the following years

Tabela 1 – Table 1

Trendy średnich miesięcznych i rocznych wartości temperatury powierzchni morza w okresie 1982-2008. Trendy istotne statystycznie ($p < 0,05$) oznaczono pogrubionym drukiem, L – lód

Mean monthly and annual SST trends in period 1982-2008.
Trends statistically significant ($p < 0,05$) marked in bold, L – lód

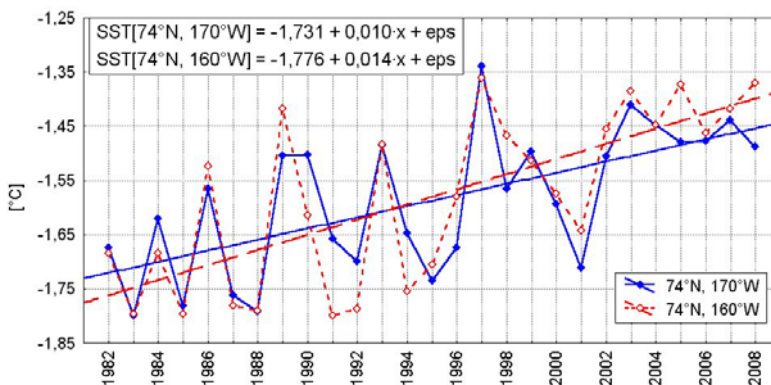
Grid	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok Year
78°N, 180°	L	L	L	L	L	L	0,001	0,004	0,005	0,002	0,002	L	0,001
78°N, 170°W	L	L	L	L	0,000	L	0,000	0,005	0,006	0,002	L	L	0,001
78°N, 160°W	L	L	L	L	L	L	0,000	0,006	0,008	0,002	L	L	0,001
74°N, 180°	L	L	L	L	L	L	0,005	0,029	0,037	0,019	0,002	0,001	0,008
74°N, 170°W	L	L	L	L	L	L	0,013	0,029	0,035	0,041	0,004	0,000	0,010
74°N, 160°W	L	L	L	L	0,001	0,000	0,025	0,052	0,046	0,043	0,001	L	0,014
70°N, 180°	L	L	L	L	L	0,011	0,103	0,021	0,037	0,067	0,035	0,006	0,023
70°N, 170°W	L	L	L	L	L	0,040	0,041	0,019	0,017	0,014	0,051	0,010	0,016
68°N, 170°W	L	L	L	L	0,022	0,064	0,031	0,025	0,018	0,017	0,025	0,018	0,018

W części południowej Morza Czukockiego (na 68 i 70°N) istotne trendy TPM występują latem i jesienią. Najwyższą wartość trendu zanotowano w lipcu w gridzie położonym w południowo-zachodniej części Morza Czukockiego, +0,103 deg/rok w gridzie [70°N, 180°], co w całym badanym okresie daje wzrost temperatury powierzchni morza o 2,78°C. Jest to wartość wyraźnie odstająca od pozostałych wartości trendów. Wysokie wartości trendów w południowej części Morza Czukockiego zanotowano także w październiku: +0,067 deg/rok w gridzie [70°N, 180°] i w czerwcu: +0,064 deg/rok w gridzie [68°N, 170°W], co w całym badanym okresie (27 lat) daje wzrost temperatury wody odpowiednio o 1,81 i 1,73°C.

Taki rozkład trendów TPM związany jest z obserwowanym zmniejszającym się zlodzeniem tej części Morza Czukockiego. Mniejsza powierzchnia oraz grubość lodów morskich prowadzi do wcześniejszego uwolnienia powierzchni morza od lodów. To z kolei wpływa na wydłużenie czasu dopływu radiacji słonecznej do powierzchni wód, co zwiększa akumulację ciepła w wodach, prowadząc do wzrostu ich temperatury. W warunkach postępującej redukcji pokrywy lodowej silniejsze trendy zaznaczają się z reguły z początkiem okresu występowania wody wolnej od lodów (czerwiec-lipiec) oraz pod koniec okresu bezlodowego.

Analizie trendów poddano również średnie roczne wartości temperatury powierzchni morza. Wykazała ona, że we wszystkich badanych gridach pojawiają się dodatnie i istotne statystycznie trendy średniej rocznej TPM (tab. 1). Najwyższe wartości trendów zaznaczyły się w południowej części Morza Czukockiego: +0,023 deg/rok w gridzie [70°N, 180°] i +0,018 deg/rok w gridzie [68°N, 170°W], co w całym badanym okresie daje wzrost rocznej temperatury powierzchni morza odpowiednio o 0,62 i 0,49°C. Dalej w kierunku północnym trendy TPM stają się słabsze i na 78°N osiągają wartość 0,001 deg/rok.

Roczne wartości temperatury powierzchni morza wykazują wysoki stopień skorelowania między sobą (r od 0,71 do 0,95), a przebiegi wykazują niemal synchronicznie zachodzące zmiany w kolejnych parach gridów. Wskazuje to, że procesy wzrostu TPM mają wspólną przyczynę na całym rozpatrywanym obszarze (ryc. 3).



Ryc. 3. Przebieg rocznych wartości temperatury powierzchni morza (SST) w wybranych gridach ([74°N, 170°W] i [74°N, 160°W]) w okresie 1982-2008

Fig. 3. Course of annual SST in [74°N, 170°W] and [74°N, 160°W] grids in period 1982-2008

Wzrost TPM na Morzu Czukockim następuje równocześnie ze silnym wzrostem temperatury powietrza (dalej TP) nad tym akwenem. Marsz (2008b) wiąże oszacowany na około 1,3°C wzrost rocznej TP na stacjach leżących na wybrzeżu Morza Czukockiego z łącznym działaniem cyrkulacji atmosferycznej i redukcją pokrywy lodowej. Zdaniem Marsza (2008b) obecnie obserwowany gwałtowny wzrost TP i spadek powierzchni lodów morskich w Arktyce nie stanowi rezultatu działania efektu cieplarnianego, lecz wzrost TP i spadek powierzchni lodów stanowi rezultat zachodzących zmian w cyrkulacji atmosferycznej nad Arktyką. Overland i in. (2008) występujący spadek powierzchni lodów morskich i wzrost TP nad Arktyką wiążą z łącznym działaniem globalnego ocieplenia i przypadkowo zgodnych w fazie z ociepleniem naturalnych procesów klimatotwórczych. Badacze ci (Overland i in., 2008) zwracają uwagę na fakt, że w latach 2000-2007 nastąpiła gwałtowna zmiana działania wzorów cyrkulacyjnych AO (Oscylacji Arktycznej – Arctic Oscillation) i PNA (Pacific – North American), prowadząca zimą i wiosną okresu 2000-2005 do wystąpienia nieprawidłowo silnych wiatrów wiejących od mórz Beauforta i Czukockiego w kierunku bieguna północnego, a w latach 2006-2007 od wschodniej części Morza Barentsa w kierunku bieguna. Taki charakter cyrkulacji atmosferycznej powinien doprowadzić zarówno do redukcji powierzchni lodów, szczególnie silnej na Morzu Czukockim oraz do wzrostu TP, wnosząc wkład "naturalny" do postępującego globalnego ocieplenia.

Niezależnie od różnic w poglądach na zasadniczy mechanizm, który powoduje ocieplenie atmosfery między Marszem (2008b) a Overlandem i in. (2008), istotna rola funkcjonującej w ostatnim okresie cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu ocieplenia Arktyki nie jest kwestionowana. Rysuje się zatem pytanie, czy, i jaką rolę odgrywa cyrkulacja atmosferyczna w kształtowaniu wzrostu TPM na Morzu Czukockim.

4. Temperatura powierzchni Morza Czukockiego a cyrkulacja atmosferyczna

Kolejnym etapem badań była analiza mająca na celu ocenę roli cyrkulacji atmosferycznej w kształtowaniu zmian temperatury powierzchni morza. Zmiany cyrkulacji atmosferycznej stanowią główny czynnik wymuszający dynamikę pokrywy lodów morskich oraz cyrkulacji wód. Nad wodami wolnymi od lodu napływ powietrza o temperaturze odmiennej od temperatury wody określa rozmiary strumieni ciepła z powierzchni morza do atmosfery (gdy temperatura powietrza jest niższa od TPM) lub ustanie funkcjonowania takich strumieni (gdy temperatura powietrza jest wyższa od TPM), wpływając w ten sposób na kształtowanie się zmienności TPM.

Analiza związków w przekrojach miesięcznych między frekwencją dni z określonymi makrotypami cyrkulacji środkowotroposferycznej a temperaturą powierzchni morza wykazała, że w rozpatrywanym okresie 1982-2008 brak jest związków synchronicznych. Występują natomiast niezbyt silne związki asynchroniczne między miesięcznymi wartościami TPM, a sezonową frekwencją południkowych makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej E i C. Makrotyp W Wangengejma-Girsa, warunkujący wystąpienie cyrkulacji strefowej, nie wywiera wpływu na zmiany TPM na Morzu Czukockim.

Na zmienność TPM wyraźny i statystycznie istotny, silnie opóźniony w czasie wpływ wywiera frekwencja makrotypów E i C w okresie wiosennym (III-V). W tym okresie, w każdym przypadku wzrostu frekwencji makrotypu E towarzyszy późniejszy spadek TPM, wzrostu frekwencji makrotypu C – późniejszy wzrost temperatury powierzchni Morza Czukockiego. Związki te występują na obszarze południowych części Morza Czukockiego, na których czas występowania pokrywy lodowej jest wyraźnie skrócony w stosunku do części północnej.

Na zachodniej części Morza Czukockiego (180°), na szerokości 74°N, wzrost wiosną frekwencji makrotypu E pociąga za sobą statystycznie istotny spadek TPM w sierpniu ($r = -0,41$; $p < 0,033$) i we wrześniu ($r = -0,51$, $p < 0,007$). Dalej na południu (70°N), ten sam wiosenny wzrost frekwencji makrotypu E pociąga za sobą spadek TPM – w lipcu ($r = -0,45$; $p < 0,018$) i październiku ($r = -0,44$; $p < 0,023$). Na tym samym akwenie (74°N) wiosenne zmiany frekwencji makrotypu C nie pociągają za sobą statystycznie istotnych wzrostów TPM w sierpniu i wrześniu (r odpowiednio $+0,22$ i $+0,33$), natomiast na 70°N – silne wzrosty TPM w lipcu ($r = +0,51$; $p < 0,007$), sierpniu ($r = +0,46$; $p < 0,017$) i październiku ($r = +0,60$; $p < 0,001$).

Na środkowej części Morza Czukockiego (170°W), na szerokości 74°N, wzrost frekwencji makrotypu E wiosną powoduje słaby spadek TPM we wrześniu ($r = -0,38$; $p < 0,042$) i znacznie silniejszy spadek TPM w październiku ($r = -0,49$; $p < 0,009$) oraz listopadzie ($r = -0,53$; $p < 0,004$). Na szerokości 70°N – spadek TPM po wzroście frekwencji makrotypu E wiosną jest, podobnie jak na części zachodniej morza, przesunięty już na lipiec ($r = -0,54$; $p < 0,004$). Wzrost frekwencji makrotypu C nad środkową częścią Morza Czukockiego pociąga za sobą wzrost TPM w tych samych miesiącach, w których wzrost częstości występowania makrotypu E pociąga spadek TPM. Na 74°N ma to miejsce we wrześniu ($r = +0,39$), październiku ($r = +0,50$) i listopadzie ($r = +0,52$), a na 70°N w lipcu ($r = +0,40$).

Na wschodniej części Morza Czukockiego (160°W) opisane związki są jeszcze bardziej przesunięte w czasie. Reakcja TPM na wiosenne zmiany frekwencji makrotypów E i C zaznacza się dopiero w październiku i listopadzie, ale jest dość silna. Na szerokości 74°N korelacja częstości występowania makrotypu E z okresu wiosennego z TPM w październiku i listopadzie jest równa 0,51 ($p < 0,007$). Korelacja makrotypu C z temperaturą powierzchni morza w tych miesiącach jest równa $+0,43$ i $+0,54$ odpowiednio.

Opisane związki wymagają komentarza. Analiza wykresów rozrzutu omawianych związków wskazuje na to, że występowanie istotnych współczynników korelacji stanowi rezultat procesów funkcjonujących w okresie ostatnich 7-11 lat, kiedy północne części Morza Czukockiego zaczęły się na dłużej niż 2-3 miesiące uwalniać z pokrywy lodowej. Rozkład przestrzenny opóźnień i siły korelacji wskazuje wyraźnie na związki z procesami ustępowania i ponownego rozwoju pokrywy lodowej na Morzu Czukockim. Najwcześniej odmarza południowa część morza, leżąca na północ od Cieśniny Beringa. Dalej na północy (74°N) najwcześniej odmarzająca część Morza Czukockiego to jego część wschodnia, najpóźniej odmarzająca – część zachodnia. Lody przy Wyspie Wrangla często utrzymują się do końca lipca. Na północ od wybrzeży Alaski proces zamarzania jest wyraźnie opóźniony, nawet przy zamknięciu lodem Cieśniny Beringa, często utrzymują się tam rozległe połynie (Barber i Hanesiak 2004). Występujące związki odtwarzają tę sytuację, ograniczając się do okresu sierpnia i września w rejonie na północ od Wyspy Wrangla (patrz ryc. 1) i ulegając przesunięciu na październik i listopad na północ od wybrzeży Alaski.

Taki stan pozwala na sformułowanie tezy, że zmienność frekwencji makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej w okresie wiosennym (III-V) nie wywiera żadnego bezpośredniego wpływu na letnią i jesienną temperaturę powierzchni Morza Czukockiego. Wpływ wiosennej cyrkulacji atmosferycznej jest pośredni – wywierając wpływ na dynamikę lodów morskich na Morzu Czukockim wiosną, wpływa na termin początku okresu bezlodowego. Czas trwania okresu bezlodowego przekłada się następnie na ilość zakumulowanego ciepła w powierzchniowej warstwie wód, a tym samym na późniejszą temperaturę powierzchni morza.

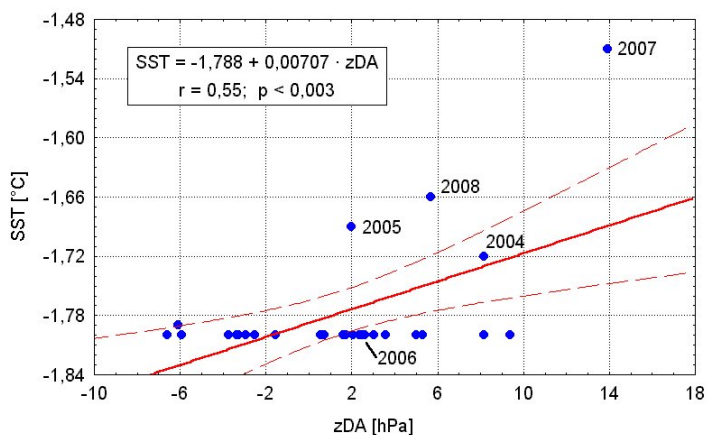
Z określonym makrotypem cyrkulacji środkowotroposferycznej nie są bezpośrednio powiązane konkretne sektory kierunku napływu powietrza w warstwie przyziemnej, ale struktura dolnych procesów synoptycznych (Marsz 2008a). To powoduje, że bez szczegółowych badań, znacznie wykraczających poza zakres tej pracy, nie da się w tym miejscu szczegółowiej objaśnić mechanizmu opóźnionego oddziaływania zmian frekwencji makrotypów E i C na temperaturę powierzchni południowej części Morza Czukockiego. Można jednak sądzić, że nad obszarem tego morza z wystąpieniem wiosną makrotypu E powiązana jest w dolnej troposferze dominacja napływów powietrza z sektora zachodniego do północnego, z wystąpieniem makrotypu C – z sektora wschodniego do południowego.

Istnieją pewne dodatkowe argumenty, przemawiające za dynamicznym, nie termicznym, charakterem związków między frekwencją makrotypów E i C a TPM i przeniesieniem tych związków w czasie przez pokrywę lodów morskich. Na stacjach Barrow, Uelen i Bukhta Provedeniya brak korelacji między temperaturą powietrza w miesiącach wiosennych, a frekwencją wymienionych makrotypów. Na stacjach Ostrov Vrangelya i Mys Szmidta, czyli na zachodnich skrajach Morza Czukockiego, takie korelacje występują między temperaturą kwietnia, a frekwencją makrotypu E w okresie wiosny ($-0,48$ i $-0,38$ odpowiednio). Synchronicznych, statystycznie istotnych korelacji temperatury powietrza na wymienionych 5 stacjach z makrotypem C, dla którego charakterystyczny jest późniejszy wzrost TPM, brak. Takie korelacje pojawiają się na niektórych stacjach (Uelen, Mys Szmidta, Ostrov Vrangelya, Bukhta Provedeniya) jako opóźnione – z temperaturą powietrza w sierpniu, wrześniu i październiku, czyli w tym samym czasie, co asynchroniczne korelacje z TPM. To ostatnie wskazuje, że wzrost temperatury powietrza w tych miesiącach stanowi, przynajmniej w części, rezultat wzmożonych strumieni ciepła z powierzchni morza, powiązanych z wyższą temperaturą powierzchniowej warstwy wód Morza Czukockiego i brakiem pokrywy lodów morskich.

Przeprowadzona analiza korelacji pokazała, że pomiędzy TPM na Morzu Czukockim a miesięcznymi wartościami zmodyfikowanego Dipola Arktycznego (zDA; różnicy ciśnienia atmosferycznego między rejonem Morza Beauforta a rejonem tajmyrskim; Marsz 2008b) zachodzą słabe związki synchroniczne polegające na jednoczesnych zmianach zDA i TPM o tych samych znakach. Korelacje istotne statystycznie zaznaczają się w częściach zachodniej i wschodniej badanego obszaru i występują w sierpniu lub wrześniu. Jednak również i te korelacje, mimo tego, że są statystycznie istotne, stanowią rezultat zmian jakie zachodziły w ciągu kilku ostatnich lat. Przykładem może być związek pomiędzy zDA a TPM w gridzie $[78^{\circ}\text{N}, 180^{\circ}]$, gdzie pojawia się najwyższy współczynnik korelacji $r=0,55$. Zmienność zDA objaśnia w tym gridzie jedynie 28% obserwowanej zmienności TPM w sierpniu (ryc. 4). Jest jasne, że przedstawiona na ryc. 4 korelacja odbija związek dynamiczny – im większa wartość zDA, tym na Morzu Czukockim większy jest udział wiatrów z sektora południowego. Wiatry południowe pociągają za sobą wzrost temperatury powietrza, ten jednak odgrywa niewielką rolę w kształtowaniu wzrostu temperatury wody. Te same wiatry południowe odgrywają znacznie większą rolę w formowaniu dryfu lodów – spychaniu lodów w kierunku północnych części Morza Czukockiego czy w głąb Morza Arktycznego, umożliwiając radiacyjne ogrzewanie się powierzchni morza.

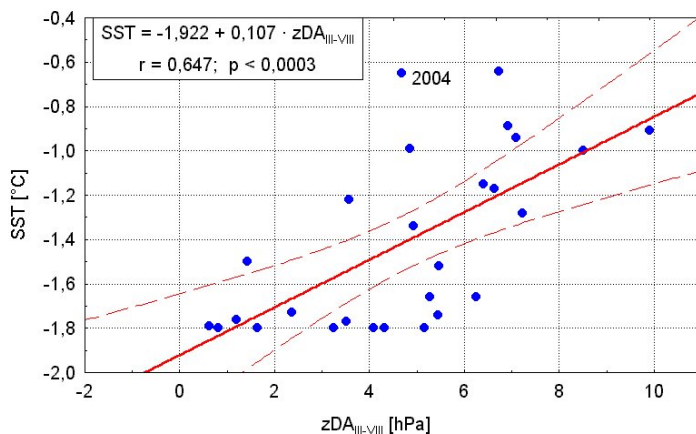
W analizowanym okresie (1982-2008) wykrywa się też istnienie związków asynchronicznych pomiędzy zmiennością wskaźnika zDA a zmiennością TPM. Związki te są silne i istotne statystycznie dla dłuższych okresów uśredniania wartości zDA. Najsilniejsze związki zaznaczają się na zachodnich i wschodnich skrajach badanego akwenu, gdzie największy wpływ na zmiany TPM od czerwca do grudnia ma zDA uśredniony dla okresów marzec-sierpień i marzec-wrzesień. Przykładowo, w gridzie

[74°N, 180°] zmienność zDA_{III_IX} objaśnia 33% obserwowanej zmienności TPM w październiku, zmienność zDA_{III_VIII} – 39% obserwowanej zmienności TPM w sierpniu – ryc. 5. Podobny obraz zależności pojawia się dla krótszych okresów uśredniania wartości zDA (zDA_{V_VIII} i zDA_{V_IX}), choć związki te są nieco słabsze.



Ryc. 4. Związek wartości zDA z TPM w gridzie [78°N, 180°] w sierpniu (1982-2008)

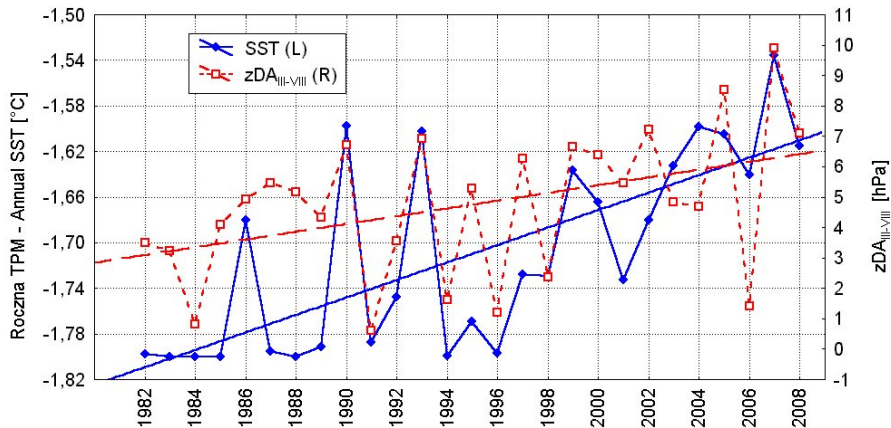
Fig. 4. Correlation between zDA value and SST in [78°N, 180°] grid in September (1982-2008)



Ryc. 5. Związek wartości zDA_{III_VIII} z TPM w gridzie [74°N, 180°] w sierpniu (1982-2008)

Fig. 5. Correlation between zDA_{III_VIII} value and SST in grid [74°N, 180°] in September (1982-2008)

W częściach zachodniej i wschodniej badanego obszaru najsilniejszy wpływ na zmienność rocznej temperatury powierzchni morza mają również zmiany wartości zDA_{III_VIII} i zDA_{III_IX} . W gridzie [74°N, 180°] obserwowana zmienność rocznej TPM jest w 43% objaśniona przez zmienność zDA_{III_VIII} (ryc. 6) i w 46% objaśniona przez zmienność zDA_{III_IX} .



Ryc. 6. Przebieg rocznej TPM w gridzie [74°N, 180°] i uśrednionej dla okresu od marca do sierpnia wartości zmodyfikowanego Dipola Arktycznego (zDA_{III-VIII}) w okresie 1982-2008

Fig. 6. Course of annual SST in grid [74°N, 180°] and mean zDA value for period March-August (1982-2008)

W części środkowej badanego akwenu siła związków pomiędzy uśrednionymi dla różnych okresów wartościami zDA a miesięcznymi i rocznymi wartościami temperatury powierzchni morza maleje i staje się nieistotna statystycznie. Przyczyną osłabienia związków między zDA a TPM na środkowej części Morza Czukockiego jest to, że konstrukcja wskaźnika zmodyfikowanego Dipola Arktycznego jest tego rodzaju, że przy większych wartościach dodatnich lub ujemnych zDA nad tym właśnie akwenem dochodzi do dywergencji kierunków napływu.

Ogólnie, uzyskany obraz związków między zDA a TPM jest podobny do omówionych wcześniej związków między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej E i C a TPM, mimo, że między szeregami częstości występowania makrotypów E i C a wartości zmodyfikowanego Dipola Arktycznego nie występuje skorelowanie. Interpretacja silniejszych, asynchronicznych związków między zDA a TPM jest taka sama, jak opóźnionych związków między frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej a TPM, a zatem nie będzie się jej powtarzać.

Na wysuniętych na południe częściach Morza Czukockiego nie można wykluczyć jeszcze jednego rodzaju wpływu cyrkulacji atmosferycznej na TPM, jakim jest wzmocnienie napływu wód z Morza Beringa, przez Cieśninę Beringa, do Morza Czukockiego. W ostatnim okresie zasoby ciepła w północnej części Morza Beringa rosły. Woodgate i in. (2006) stwierdzają między latami 2001 a 2004 wyraźny wzrost zasobów ciepła w wodach przepływających przez Cieśninę Beringa na północ, a w latach 2003 i 2004 również wzrost prędkości przepływu.

Na południowej części Morza Czukockiego zaznacza się dodatnia korelacja między zDA z września a TPM w październiku, listopadzie i grudniu. Wartości współczynników korelacji między zDA z września a TPM na 70°N to w: październiku +0,49, listopadzie +0,47, grudniu +0,40. Wystąpienie we wrześniu nasilonego napływu powietrza z południa nad N częścią Morza Beringa i S częścią Morza Czukockiego powinno powodować zwiększenie transportu wód przez Cieśninę Beringa na północ. We wrześniu wody N części Morza Beringa są cieplejsze od wód S części Morza Czukockiego średnio o 1,6-2,2°C. Wzrost intensywności wlewu wód Morza Beringa do Morza Czukockiego powinien

skutkować wzrostem TPM na S części Morza Czukockiego. Rozkład współczynników korelacji w czasie i przestrzeni (najsilniejsze związki "na osi" Cieśniny Beringa w październiku, następnie słabnięcie ich w funkcji czasu, ograniczenie związków do szerokości 74°N, etc.) zdaje się wskazywać na duże prawdopodobieństwo realności takiej właśnie interpretacji. Definitywne rozstrzygnięcie tej kwestii wymagałoby badań związków pola TPM o większej rozdzielczości przestrzennej, niż zastosowana w tej pracy.

5. Wnioski

W badanym okresie (1982-2008) wystąpił wzrost temperatury powierzchni Morza Czukockiego. Wzrost ten jest nierównomiernie rozłożony w przestrzeni. W częściach środkowej i południowej morza wzrost TPM jest znacznie silniejszy (+0,067 deg/rok) niż w części północnej (0,002 deg/rok). Związane jest to z uwalnianiem od lodu północnej części badanego obszaru dopiero po roku 2002. Istotne statystycznie wzrosty TPM zachodzą w prawie wszystkich miesiącach, w których powierzchnia morza stała się wolna od lodu. W ciągu 27 lat wzrost ten może być oszacowany na 1,81°C w październiku w południowo-zachodniej części morza do 0,22°C we wrześniu w części północnej. W badanym okresie nastąpił również średni roczny wzrost TPM, który może być oszacowany na od 0,62°C w części południowo-zachodniej do 0,03°C w północnej części badanego obszaru.

W okresie 1982-2008 zaznaczają się silne i istotne statystycznie związki TPM z charakterem wcześniej występującej cyrkulacji atmosferycznej. Dotyczy to zarówno związków z frekwencją makrotypów cyrkulacji środkowotroposferycznej E i C Wangengejma-Girsa z okresu wiosny, jak i charakteryzującej wielkoskalową cyrkulację dolną nad Arktyką zmiennością zmodyfikowanego Dipola Arktycznego. Związki TPM na Morzu Czukockim są silniejsze z zDA. Zmienność wartości zDA od marca do sierpnia objaśnia od 20% (w części wschodniej) do 43% (w części zachodniej) zmienności rocznej temperatury powierzchni morza. Nieco silniejsze związki zaznaczają się dla wartości zDA od marca do września. Zmiany cyrkulacji atmosferycznej w tym okresie objaśniają od 36% (w części wschodniej akwenu) do 46% (w części zachodniej) zmienności rocznej TPM. Wskazuje to na istotny wpływ cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie się temperatury powierzchni Morza Czukockiego. Wpływ zmian cyrkulacji atmosferycznej na zmienność TPM jednak nie jest bezpośredni. Charakter cyrkulacji atmosferycznej, jaka występuje w okresie wiosennym (III-V), a nawet przez całą wiosnę i lato (III-VIII) wywiera wpływ na dryf lodów na Morzu Czukockim. Z kolei dryf lodów warunkuje czas, w jakim powierzchnia morza akumuluje ciepło, co przekłada się następnie na temperaturę jej powierzchni. Taka sekwencja kolejnych związków wydaje się być najważniejszą dla kształtowania TPM na tym akwenie. Drugorzędną rolę dla kształtowania zmian TPM na Morzu Czukockim odgrywa, wymuszany przez silne dodatnie fazy zDA, występujący we wrześniu, zwiększony transport cieplejszych wód z Morza Beringa. Wpływ ten jest ograniczony w przestrzeni do południowej części Morza Czukockiego i w czasie – do ostatnich trzech miesięcy roku (październik-grudzień).

Literatura

Barber D.G., Hanesiak J.M., 2004. Meteorological forcing of sea ice concentrations in the southern Beaufort Sea over the period 1979 to 2000. *Journal of Geophysical Research (Oceans)*, 109, C06014, doi:10.1029/2003JC002027.

- Dimitriev A.A., Belyazo V.A. 2006. Kosmos, planetarnaya klimatičeskaya izmenčivost' i atmosfera polyarnykh regionov. Gidrometeoizdat, Sankt Peterburg: 358 s.
- Marsz A.A., 2008a. W sprawie genezy Oscylacji Północnoatlantycznej (NAO). Przegląd Geofizyczny, 53 (1); 3-26.
- Marsz A.A., 2008b. Zmiany pokrywy lodów morskich Arktyki na przełomie XX i XXI wieku i ich związek z cyrkulacją atmosferyczną. Problemy Klimatologii Polarnej, 18: 7-33.
- Nghiem S.V., Rigor I.G., Perovich D.K., Clemente-Colón P., Weatherly J.W., Neumann G., 2007. Rapid reduction of Arctic perennial sea ice. Geophysical Research Letters, 34, L19504, doi:10.1029/2007GL031138.
- Overland J.E., Wang M., Salo S., 2008. The recent Arctic warm period. Tellus, 60A; 587-597. DOI: 10.1111/j.1600-0870.2008.00327.x
- Richter-Menge J., Comiso J., Meier W., Nghiem S., Perovich D.: Sea Ice Cover. [w: Arctic Report Card, 2008], <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard>.
- Rodrigues J., 2008. The rapid decline of the sea ice in the Russian Arctic. Cold Regions Science and Technology, 54: 124-142.
- Shirasawa K., Eicken H., Tateyama K., Takatsuka T., Kawamura T., 2009. Sea-ice-thickness variability in the Chukchi Sea, spring and summer 2002-2004. Deep-Sea Research, Part II, 56 (17): 1182-1200.
- Smith T.M., Reynolds R.W., 2004. Improved Extended Reconstruction of SST [1854-1997]. Journal of Climate, 17: 2466-2477.
- Vangengejm G.Ya., 1952. Osnovy makrocikulyacionnogo metoda dolgosročnykh meteorologičeskikh prognozov dlya Arktiki. Trudy AANII, 34: 314 s.
- Woodgate R. A., Aagaard K., Weingartner T. J., 2006. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004, Geophysical Research Letters, 33; L15609. DOI:10.1029/2006GL026931, 2006.
- Zblewski S., 2009. Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zmiany pokrywy lodowej na Morzu Czukockim (1982-2008). Problemy Klimatologii Polarnej, 19: 139-146.

Wpłynęło: 12 września 2009; poprawiono: 10 listopada 2009.

Summary

This work characterizes changes in sea surface temperature of the Chukchi Sea observed in the period 1982- 2008 and the way atmospheric circulation (mid-troposphere circulation, modified Arctic Dipole) influences these changes. The research made use of homogeneous data series of sea surface temperature (SST) originating from the data set NOAA NCDC ERSST v.2, in a $2^{\circ}\varphi \times 2^{\circ}\lambda$ grid (Fig. 1).

In the examined period (1982-2008) the increase in sea surface temperature of the Chukchi Sea was observed (Table 1). In the central and southern part of the sea the increase in SST is much stronger (+0.067 deg/year) than in the northern part (0.002 deg/year). This phenomenon is connected with the fact that the northern part of the examined sea area was freed from ice only after the year 2002. During the observed period there was also mean annual increase in SST ranging from 0.62°C in the south-west part to 0.03°C in the northern part of the examined region (Fig. 2).

In the period 1982-2008 strong, statistically significant correlations between SST and the character of the atmospheric circulation observed before were noted. The correlations of SST in the Chukchi Sea are stronger than those with the modified Arctic Dipole. The changeability of value of the modified Arctic Dipole from March to September explains 36% (in the eastern part of the sea area) and up to

46% (in the western part) of annual changeability in SST. However the influence of changes in atmospheric circulation on the changeability of SST is not direct. The character of atmospheric circulation noted in spring season (III-V) and even during the entire spring and summer seasons (III-VIII) has influence on the ice drifting in the Chukchi Sea. The drifting ice has influence on the time during which the sea surface accumulates the heat and as a consequence affects the sea surface temperature. This sequence of consecutive correlations seems to be most important for the changes in the SST. The secondary role affecting the changes in SST in the Chukchi Sea plays the increased transport of warm water from the Bering Sea forced by strong positive phases of modified Arctic Dipole in September. This influence is limited to the area up to the southern part of the Chukchi Sea and to the time till the last three months (October-December).

Key words. Chukchi Sea, sea surface temperature, atmospheric circulation.