

## ZMIANY TEMPERATURY POWIERZCHNI MORZA BARENTSA W LATACH 1951–2006

### CHANGES IN THE SEA SURFACE TEMPERATURE OF THE BARENTS SEA IN THE YEARS 1951–2006

Sławomir Zblewski

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

**Zarys treści.** Praca charakteryzuje zmiany temperatury powierzchni Morza Barentsa (TPM) zachodzące w okresie 1951–2006. Stwierdzono występowanie słabych, dodatnich i istotnych statystycznie trendów TPM w gridach leżących poza obszarem bezpośredniego oddziaływania ciepłych prądów morskich. Odnotowano słaby i nierównomiernie rozłożony w przestrzeni wzrost temperatury powierzchni morza – silniejszy we wschodniej części Morza Barentsa. W badanym okresie (1951–2006) na obserwowaną zmienność rocznej TPM znacznie silniejszy wpływ wywierają procesy oceaniczne niż zmienność zimowej cyrkulacji atmosferycznej.

**Słowa kluczowe:** temperatura powierzchni morza, NAO, Morze Barentsa, Prąd Zachodniospitsbergeński, Prąd Nordkapski.

#### 1. Wstęp

W ostatnich latach obserwowane jest wyraźne ocieplenie się Atlantyckiego Sektora Arktyki. Mechanizm tego ocieplenia tłumaczy się z jednej strony czynnikiem cyrkulacyjnym (Przybylak 2002, Niedźwiedz 2003), z drugiej – wzrostem zasobów ciepła w wyniku zwiększonego napływu wód atlantyckich do Arktyki (Zhang i in. 1998, Furevik 2001, Karcher i in. 2003). Przyczyny ocieplenia Arktyki Atlantyckiej wyjaśniła ostatnio Styszyńska (2005).

Morze Barentsa jest obszarem, przez który do basenu Morza Arktycznego wprowadzane są ciepłe i silnie zasolone wody atlantyckie. Transportowane są one przez Prąd Norweski, a następnie po jego bifurkacji przez Prąd Nordkapski, który wprowadza wody atlantyckie do Morza Barentsa i dalej do Morza Karskiego. Wzdłuż zachodniej granicy Morza Barentsa, na Morzu Norweskim, płynie ciepły Prąd Zachodniospitsbergeński, którego wody przenikają również na Morze Barentsa, wywierając wpływ na kształtowanie się temperatury jego wód. Z północy i północnego wschodu, na północne i wschodnie części Morza Barentsa, napływają chłodne i wysłodzone, a przez to „lekkie”, Powierzchniowe Wody Arktyczne, które uniemożliwiają przekazywanie zasobów ciepła z wód atlantyckich do atmosfery.

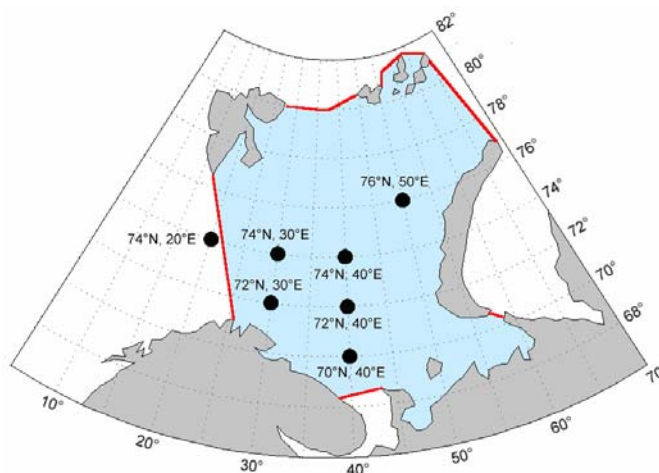
W wyniku wprowadzania do Morza Barentsa ciepłych wód atlantyckich jego południowo-zachodnia część nigdy nie zamarza. Dalej, w części północno-wschodniej morza, ciepło z wód atlantyckich wpływa na opóźnienie w tworzeniu się i przyspieszenie topnienia lodów morskich. W miarę spadku temperatury powietrza nad Morzem Barentsa strumienie ciepła do atmosfery nasilają się. W rezultacie, powierzchnia Morza Barentsa oddaje w chłodnej porze roku ogromne ilości ciepła do atmosfery i stąd liczni badacze przypisują temu akwenowi duże znaczenie w kształtowaniu zmian klimatu zarówno Arktyki Atlantyckiej jak i Półkuli Północnej. Celem tej pracy jest charakterystyka zmian temperatury powierzchni Morza Barentsa zachodzących w okresie 1951–2006 oraz próba objaśnienia przyczyn stwierdzonych zmian.

## 2. Materiały i metody

W badaniach posłużono się jednorodnymi ciągami danych temperatury powierzchni morza pochodzącymi ze zbioru NOAA ERSST v.2, opracowanego przez Smitha i Reynoldsa (2003). Zbiór ten zawiera średnie miesięczne wartości temperatury powierzchni morza (dalej TPM) dla gridów o rozdzielczości  $2^\circ\varphi \times 2^\circ\lambda$ . Do roku 1992 są to odpowiednio przetworzone wartości z bazy COADS (pomiaru temperatury wody wykonywane z przepływających statków). Po roku 1992 są to dane satelitarne, kalibrowane pomiarami *in situ*, przez co zbiór spełnia warunki jednorodności klimatycznej.

W pracy wykorzystano też wskaźnik NAO Hurrella (1995) stanowiący standaryzowaną średnią różnicę ciśnienia na poziomie morza między Lizboną a Reykiavikiem/Stykkisholmur z okresu od grudnia do marca.

Do badań wybrano 7 gridów: jeden leżący na granicy mórz Grenlandzkiego i Barentsa – w rejonie działania Prądu Zachodniospitsbergeńskiego i sześć położonych w południowo-zachodniej części Morza Barentsa (ryc. 1). Ze względu na przerwanie ciągłości szeregów TPM w wyniku zalegania zwartej pokrywy lodów morskich w północnej i wschodniej części Morza Barentsa do analizy nie wybrano gridów z tych części badanego akwenu.



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

Fig. 1. The examined sea area and analysed grid points

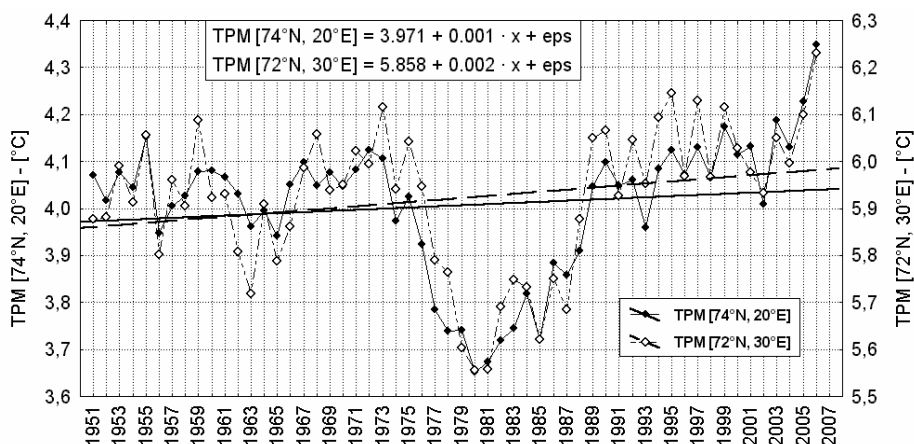
W pracy analizie poddano miesięczne i roczne wartości TPM, w okresie obejmującym pełne lata od 1951 do 2006, uśrednione dla wybranych gridów o rozdzielczości  $2 \times 2^\circ$ . Za pomocą analizy regresji policzono wartości trendów TPM, a ich istotność statystyczną sprawdzono testem t-Studenta i testem F Fishera-Snedecora. Do badań wykorzystano również analizę korelacyjną.

### 3. Wyniki

#### 3.1. Przebiegi rocznych wartości temperatury powierzchni morza

Pierwszym etapem badań była analiza zmian rocznej temperatury powierzchni morza w gridach położonych w rejonach działania ciepłych prądów morskich: Zachodniospitsbergeńskiego (grid  $[74^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$ ) i Nordkapskiego (grid  $[72^\circ\text{N}, 30^\circ\text{E}]$ ) – patrz ryc. 2. Analiza ta wykazała, że w obu przebiegach rocznej TPM zaznaczają się trzy okresy. Dwa z nich (1951–1975 i 1989–2006) charakteryzują się stosunkowo wysoką TPM i jej niewielką międzyroczną zmiennością, mieszczącą się średnio w granicach  $\pm 0.2^\circ\text{C}$ . Jednak w drugim okresie (1979–2006) wartości rocznej TPM są nieco wyższe niż w okresie pierwszym, co odpowiada ocieplaniu się Arktyki po roku 1979 (Rigor i in. 2000, Semenov i Bengtsson 2003, Johanessenn i in. 2004). Analiza trendów rocznej temperatury powierzchni morza wykazała, że w obu okresach zaznaczają się dodatnie, słabe i nieistotne statystycznie wartości trendów. Jedynie w gridzie  $[74^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$  położonym w rejonie działania Prądu Zachodniospitsbergeńskiego, w latach 1989–2006, wartość trendu jest istotna statystycznie ( $+0.011 \text{ deg/rok}$ ).

Oba te okresy niewielkich zmian rocznej TPM rozdzielone są okresem dużego spadku wartości rocznych temperatury wody. W ciągu pięciu lat (1975–1980) wartości rocznej TPM obniżyły się o około  $0.5^\circ\text{C}$ , a minimum temperatury powierzchni morza w obu gridach zaznaczyło się w roku 1980. Ten duży spadek rocznych wartości temperatury wody związany jest z występowaniem Wielkiej Anomalii Zasoleniowej (GSA – Great Salinity Anomaly; Dickson i in. 1988, Häkkinen 1999).



Ryc. 2. Przebieg rocznych wartości TPM w gridach  $[74^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$  i  $[72^\circ\text{N}, 30^\circ\text{E}]$  położonych w strefie oddziaływania ciepłych prądów morskich (1951–2006)

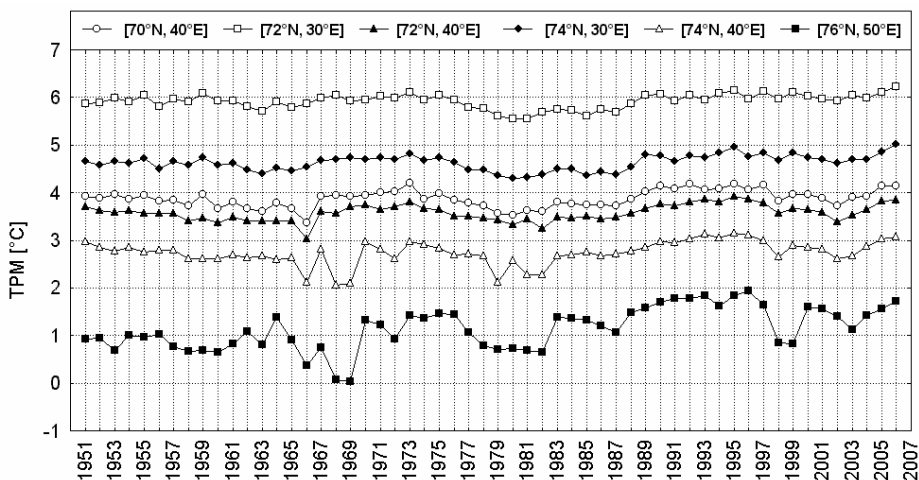
Fig. 2. The course of annual sea surface temperature (TPM) in  $[74^\circ\text{N}, 20^\circ\text{E}]$  and  $[72^\circ\text{N}, 30^\circ\text{E}]$  grids located in the region affected by warm sea currents (1951–2006)

W latach 30-tych XX wieku miało miejsce ocieplenie Arktyki przejawiające się gwałtownym topnieniem lodów morskich (Zakharov 1977). W efekcie wzrostu ilości wód słodkich, od połowy lat 50-tych XX w. w basenie Morza Arktycznego zaczęły rozprzestrzeniać się Powierzchniowe Wody Arktyczne (PWA). Wysłodzone wody, w których konwekcja była ograniczona do poziomu halokliny, wraz z lodami morskimi zostały następnie wyrzucone w latach 60-tych XX wieku przez Cieśninę Frama na Morze Grenlandzkie i dalej – po roku 1968 – na Atlantyk. Doprowadziło to do silnego spadku temperatury powierzchni wody na północnym Atlantyku. Te wysłodzone i chłodne wody, prowadzone systemem prądów morskich, wróciły do basenu Morza Arktycznego, a ich przejście przez Morze Barentsa zaznaczyło się minimum TPM w latach 1979–1987.

Tak duże spadki rocznych wartości temperatury wody, związane z GSA, zaznaczają się nie tylko w powierzchniowej warstwie Morza Barentsa, ale też w jego głębszych partiach. Loeng i współautorzy (2007) wykazali, że najniższe roczne wartości temperatury wody na przełomie lat 70-tych i 80-tych są również widoczne w warstwie 0–200 m.

Analiza przeprowadzona dla potrzeb niniejszej pracy wykazała również, że przebiegi rocznej TPM w obu badanych gridach ([74°N, 20°E] i [72°N, 30°E]), a więc zarówno w rejonie Prądu Zachodnio-spitsbergeńskiego jak i Nordkapskiego, są niemal synchroniczne, a zmienność rocznej TPM wykazuje bardzo wysoki stopień skorelowania ( $r = 0.90$ ). Zaznacza się jedynie stała różnica temperatury powierzchni wody.

W pracy zbadano także regionalną zmienność rocznej temperatury powierzchni morza. Analiza ta pokazała, że przebiegi rocznej TPM w badanych gridach wykazują wysoki stopień skorelowania między sobą ( $r$  od 0.57 do 0.97 – dla odpowiednich par przebiegów rocznych), a zachodzące zmiany są niemal synchroniczne (ryc. 3).



Ryc. 3. Przebieg rocznych wartości TPM w wybranych gridach w okresie 1951–2006

Fig. 3. The course of annual sea surface temperature (TPM) in chosen grids over the period 1951–2006

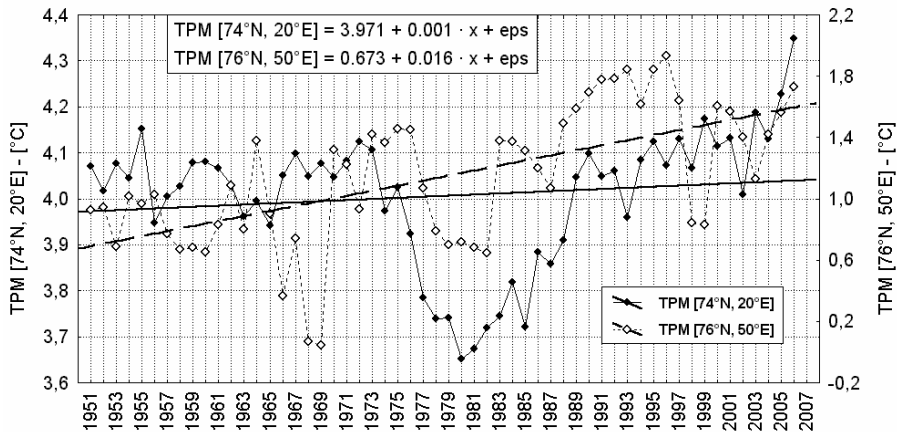
Uwidacznia się również ogólny spadek rocznej TPM w kierunku NE, a najniższe roczne wartości temperatury powierzchni morza notowane są w położonym najdalej na północnym-wschodzie gridzie

[76°N, 50°E]. Jednocześnie w tym kierunku rośnie amplituda zmian międzyrocznych z około 0.7 deg w gridzie [72°N, 30°E] do około 1.9 deg w gridzie [76°N, 50°E]. Taki obraz regionalnej zmienności rocznej TPM stanowi rezultat występowania jednocześnie kilku procesów:

1. Spadku TPM w kierunku wschodnim wraz z „oddalaniem” się od adwekcyjnych „źródeł ciepła”, czyli ciepła wprowadzanego do Morza Barentsa od zachodu (prądy Nordkapski i Zachodniospitsbergeński). Średni spadek temperatury wody ku wschodowi na szerokości 74°N między 30°E a 50°E wynosi przeciętnie  $-0.124^{\circ}\text{C}$  na  $1^{\circ}\lambda$ . Spadek ten jest jednak silny w zachodniej części (30–40°E;  $-0.190^{\circ}\text{C}/1^{\circ}\lambda$ ), a stosunkowo słaby w części wschodniej Morza Barentsa (40–50°E;  $-0.058^{\circ}\text{C}$  na  $1^{\circ}\lambda$ ). Spadek temperatury powierzchni morza w kierunku wschodnim stanowi głównie rezultat przekazywania ciepła z oceanu do atmosfery.
2. Zmiany dopływu energii słonecznej w okresie dnia polarnego, w funkcji szerokości geograficznej. Działanie tego czynnika jest na tyle oczywiste, że nie będzie tu dalej komentowane.
3. Wyrzutów Powierzchniowych Wód Arktycznych (PWA) oraz procesów zlodzenia akwenów. Wpływy PWA następują z basenu Morza Arktycznego oraz Morza Karskiego, czyli z północy i północnego-wschodu. Silnie wysłodzone (31–34 PSU) i wychłodzone PWA mają niewielki zasób ciepła i mniejszą gęstość od wód Morza Barentsa. Rozprzestrzeniając się po ich powierzchni odcinają możliwość przekazywania ciepła do atmosfery z głębiej leżących wód, a wobec niewielkiego zasobu ciepła PWA ich temperatura szybko obniża się do temperatury zamarzania. Dochodzi wtedy do tworzenia się lodów morskich. Występujące w okresie wiosny – początku lata lody morskie skracają czas akumulacji ciepła słonecznego w wodach oraz zużywają to ciepło na procesy topnienia, co powoduje spadek TPM.

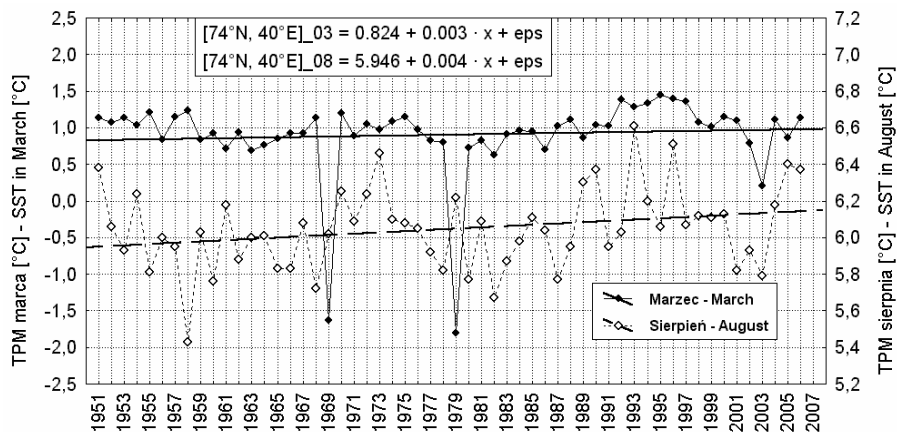
W przebiegach rocznej TPM, po okresie wystąpienia Wielkiej Anomalii Zasoleniowej, również obserwowane są większe spadki temperatury wody, zwłaszcza w gridach położonych najdalej na północ i wschód. Spadki te zaznaczają się pod koniec lat 80-tych i 90-tych XX wieku oraz na początku XXI wieku i wiązane są przez wielu badaczy (Belkin i in. 1998, Belkin 2004) także z wyrzutem PWA i lodów morskich, choć na wiele mniejszą skalę niż w przypadku GSA.

Przeprowadzona analiza wykazała znaczne różnice w przebiegach rocznej TPM w gridach położonych w częściach zachodniej i wschodniej Morza Barentsa (ryc. 4). W części wschodniej badanego akwenu, w gridach [74°N, 40°E] i [76°N, 50°E], w przebiegach rocznej temperatury powierzchni morza zaznaczają się gwałtowne spadki temperatury wody, nawet o 0.7 deg z roku na rok. W zachodniej części morza, w gridzie [74°N, 20°E], nie pojawiają się tak duże zmiany TPM. Gwałtowne spadki temperatury wody we wschodniej części morza są efektem rozprzestrzeniania się tam lodów morskich i Powierzchniowych Wód Arktycznych z Morza Karskiego i północnego rejonu Morza Barentsa. Świadczy o tym przebieg TPM w marcu i sierpniu w gridzie [74°N, 40°E] – zaznacza się tutaj występowanie bardzo głębokich zimowych spadków temperatury powierzchni morza (nawet o 2.5 deg w 1969 i 1979 roku) przy relatywnie nieznacznych obniżeniach temperatury wody latem (ryc. 5). Wystąpienie i rozprzestrzenianie się PWA oraz lodów morskich odcina dopływ ciepła z głębszych warstw do powierzchni morza, a także i do atmosfery, co przejawia się gwałtownym spadkiem TPM. Latem, przy dużej stabilności hydrodynamicznej, temperatura powierzchni morza rośnie, osiągając wartości proporcjonalne do dopływu energii promienistej Słońca, co powoduje, że przebieg zimowej TPM nie znajduje odbicia w przebiegu letniej TPM.



Ryc. 4. Porównanie przebiegów rocznej temperatury powierzchni morza (TPM) w gridach [74°N, 20°E] i [76°N, 50°E] w okresie 1951–2006

Fig. 4. Comparison of the course of annual sea surface temperatures (TPM) in grids located [74°N, 20°E] and [76°N, 50°E] over the period 1951–2006



Ryc. 5. Porównanie przebiegów temperatury powierzchni morza (TPM) w marcu i sierpniu w gridzie [74°N, 40°E] w okresie 1951–2006

Fig. 5. Comparison of the course of sea surface temperatures (SST) in March and August in grid located [74°N, 40°E] over the period 1951–2006

### 3.2. Trendy temperatury powierzchni Morza Barentsa

Kolejnym etapem badań była analiza trendów, której poddano chronologiczne ciągi średnich rocznych wartości TPM w wybranych gridach. Wykazała ona, że w całym badanym okresie 1951–2006, we wszystkich gridach, zaznaczają się słabe, dodatnie trendy rocznej temperatury powierzchni morza (tab.1). W prawie wszystkich gridach roczne trendy osiągają istotność statystyczną. Jedynie w gridach położonych w rejonach bezpośredniego oddziaływania ciepłych prądów morskich ([72°N, 30°E] – Prąd Zachodniospitsbergeński i [74°N, 20°E] – Prąd Nordkapski) trendy TPM są słabe i nieistotne statys-

tycznie. Analiza pokazała, że istotne statystycznie trendy rocznej TPM są znacznie silniejsze (ponad 4 razy) w części wschodniej badanego obszaru, niż w części zachodniej. Wraz z oddalaniem się w kierunku północno-wschodnim od granicy mórz Grenlandzkiego i Barentsa oraz od rejonu bezpośrodkowego wpływu Prądu Nordkapskiego wartości trendów rosną od +0.002 deg/rok w gridzie [72°N, 30°E] położonym najdalej na SW do +0.017 deg/rok w gridzie [76°N, 50°E] położonym najdalej na NE. W tym ostatnim, w ciągu badanych 56 lat, nastąpił wzrost TPM o 0.95 deg.

Tabela 1 – Table 1

Trendy średnich miesięcznych i rocznych wartości temperatury powierzchni morza w okresie 1951–2006.  
Współczynniki trendu istotne na poziomie  $p < 0.05$  pogrubione

Trends to mean monthly and annual values of sea surface temperatures over the period 1951–2006.  
Statistically significant trends  $p < 0.05$  are marked in bold

| Miesiąc<br>Month | Gridy – Grids |              |              |              |              |              |              |
|------------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
|                  | 70°N, 40°E    | 72°N, 30°E   | 72°N, 40°E   | 74°N, 20°E   | 74°N, 30°E   | 74°N, 40°E   | 76°N, 50°E   |
| I                | 0.000         | -0.001       | 0.001        | -0.001       | 0.000        | 0.001        | 0.007        |
| II               | 0.001         | 0.001        | 0.002        | -0.001       | 0.002        | 0.002        | <b>0.029</b> |
| III              | 0.002         | 0.001        | 0.002        | -0.001       | 0.001        | 0.003        | <b>0.026</b> |
| IV               | 0.004         | 0.002        | 0.005        | 0.001        | <b>0.004</b> | 0.006        | <b>0.025</b> |
| V                | <b>0.006</b>  | 0.003        | <b>0.007</b> | 0.000        | <b>0.004</b> | 0.015        | <b>0.042</b> |
| VI               | <b>0.005</b>  | 0.003        | <b>0.006</b> | 0.001        | <b>0.004</b> | <b>0.006</b> | <b>0.036</b> |
| VII              | <b>0.007</b>  | <b>0.006</b> | <b>0.005</b> | 0.003        | <b>0.006</b> | <b>0.005</b> | 0.008        |
| VIII             | <b>0.009</b>  | <b>0.008</b> | <b>0.004</b> | <b>0.005</b> | <b>0.007</b> | 0.004        | <b>0.003</b> |
| IX               | <b>0.006</b>  | <b>0.006</b> | <b>0.004</b> | <b>0.004</b> | <b>0.007</b> | <b>0.005</b> | <b>0.004</b> |
| X                | <b>0.004</b>  | 0.002        | <b>0.004</b> | 0.002        | 0.003        | <b>0.004</b> | <b>0.005</b> |
| XI               | 0.002         | -0.001       | 0.003        | -0.001       | 0.000        | <b>0.003</b> | <b>0.007</b> |
| XII              | 0.001         | 0.000        | 0.002        | 0.001        | 0.000        | 0.004        | 0.006        |
| Rok<br>Year      | <b>0.004</b>  | 0.002        | <b>0.004</b> | 0.001        | <b>0.003</b> | <b>0.005</b> | <b>0.017</b> |

Analizie trendów poddano także średnie miesięczne wartości TPM (tab.1). Analiza pokazała, że w prawie wszystkich gridach trendy miesięcznej temperatury powierzchni morza są dodatnie. Istotne statystycznie trendy występują latem i jesienią z maksimum w sierpniu lub maju-czerwcu w gridach położonych najdalej na NE. Związane jest to z obserwowanym zmniejszającym się złodzeniem tych części Morza Barentsa. Mniejsza powierzchnia lodów morskich oraz mniejsza ich grubość jest przyczyną, że uwolnienie powierzchni morza od lodów następuje wcześniej. Wydłuża to czas dopływu radiacji słonecznej do powierzchni wód, co zwiększa akumulację ciepła w wodach prowadząc do wzrostu ich temperatury. Jedynie w gridzie [76°N, 50°E] istotne statystycznie trendy pojawiają się w prawie wszystkich miesiącach. Również w tym gridzie zaznaczają się silniejsze trendy TPM niż w pozostałych gridach. Najwyższą istotnie statystyczną wartość trendu zanotowano w maju: +0.042 deg/rok, co daje wzrost TPM w ciągu 56 lat o 2.35 deg.

### 3.3. Temperatura powierzchni Morza Barentsa a NAO

W pracy podjęto próbę analizy przyczyn obserwowanych zmian temperatury powierzchni Morza Barentsa. Jedną z możliwych przyczyn stanowiących o charakterze cyrkulacji wód jest występująca wcześniej cyrkulacja atmosferyczna, której charakter wpływa na wielkość poboru ciepła z powierzchni

wody. W związku z tym, że zmiany TPM warunkowane są przez charakter cyrkulacji jaka występuje zimą, do analizy związków temperatury wody z procesami wielkoskalowej cyrkulacji atmosferycznej wykorzystano wskaźnik NAO Hurrella.

Przeprowadzona analiza korelacji pokazała, że pomiędzy rocznymi wartościami TPM w wybranych gridach a wskaźnikiem NAO Hurrella w badanym okresie zaznaczają się słabe korelacje dodatnie (za wyjątkiem gridu [74°N, 20°E], gdzie współczynnik korelacji jest ujemny) – tabela 2. Jedynie w dwóch gridach ([74°N, 20°E] i [72°N, 30°E] położonych w strefie bezpośredniego działania ciepłych prądów Zachodniospitsbergeńskiego i Nordkapskiego związki te nie wykazują istotności statystycznej. Najwyższą dodatnią i istotnie statystyczną wartość współczynnika korelacji ( $r = 0.41$ ) zanotowano w północno-wschodniej części Morza Barentsa, w gridzie [76°N, 50°E].

Tabela 2 – Table 2

Współczynniki korelacji pomiędzy średnimi miesięcznymi i rocznymi wartościami temperatury powierzchni morza a wartościami wskaźnika NAO Hurrella w okresie 1951–2006. Korelacje istotne statystycznie pogrubiono  
Coefficients of correlation between mean monthly and annual values of sea surface temperatures and the values of Hurrel NAO index over the period 1951–2006. Statistically significant correlations are marked in bold.

| Grid       | Miesiąc – Month |             |             |             |             |             |             |             |      |             |       |       | Rok<br>Year |
|------------|-----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|------|-------------|-------|-------|-------------|
|            | I               | II          | III         | IV          | V           | VI          | VII         | VIII        | IX   | X           | XI    | XII   |             |
| 70°N, 40°E | 0.23            | <b>0.36</b> | <b>0.36</b> | 0.25        | <b>0.41</b> | <b>0.32</b> | <b>0.36</b> | <b>0.41</b> | 0.21 | 0.04        | 0.02  | 0.22  | <b>0.38</b> |
| 72°N, 30°E | 0.12            | <b>0.28</b> | <b>0.38</b> | <b>0.35</b> | <b>0.37</b> | 0.14        | 0.25        | 0.23        | 0.13 | -0.17       | -0.23 | -0.05 | 0.24        |
| 72°N, 40°E | 0.17            | 0.23        | 0.15        | 0.21        | <b>0.27</b> | 0.26        | 0.21        | <b>0.31</b> | 0.23 | 0.21        | 0.12  | 0.20  | <b>0.30</b> |
| 74°N, 20°E | -0.17           | -0.02       | -0.08       | 0.02        | 0.09        | -0.01       | 0.05        | 0.08        | 0.06 | -0.08       | -0.15 | -0.01 | -0.02       |
| 74°N, 30°E | 0.19            | <b>0.33</b> | <b>0.41</b> | <b>0.43</b> | <b>0.44</b> | 0.24        | <b>0.30</b> | <b>0.28</b> | 0.22 | -0.05       | -0.15 | 0.01  | <b>0.28</b> |
| 74°N, 40°E | 0.13            | 0.07        | <b>0.36</b> | <b>0.29</b> | <b>0.29</b> | 0.24        | 0.16        | 0.24        | 0.22 | <b>0.28</b> | 0.17  | 0.17  | <b>0.37</b> |
| 76°N, 50°E | 0.21            | 0.22        | <b>0.36</b> | <b>0.43</b> | <b>0.40</b> | <b>0.34</b> | <b>0.37</b> | 0.18        | 0.22 | <b>0.30</b> | 0.19  | 0.06  | <b>0.41</b> |

Analiza korelacji pomiędzy średnimi miesięcznymi wartościami TPM a wskaźnikiem NAO Hurrella wykazała słabe, dodatnie i istotne statystycznie związki w miesiącach, dla których liczony jest ten wskaźnik (za wyjątkiem stycznia) – tabela 2. Świadczy to o niemal natychmiastowej odpowiedzi temperatury powierzchni morza na charakter zimowej cyrkulacji atmosferycznej. Badania pokazały, że związki te wykazują również przesunięcia czasowe, istotne korelacje pojawiają się od kwietnia do października, a siła związku osiąga maksimum w maju ( $r = 0.44$ ) w gridzie [74°N, 30°E] lub kwietniu ( $r = 0.43$ ) w gridzie [76°N, 50°E]. Oznacza to, że główne skutki zmiany charakteru i natężenia zimowej cyrkulacji atmosferycznej ujawniają się w temperaturze powierzchni morza z opóźnieniem.

Badania pokazały również, że wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie temperatury powierzchni Morza Barentsa jest słaby lub co najwyżej umiarkowany; zmienność tej cyrkulacji objaśnia jedynie do 16% obserwowanej zmienności rocznej TPM (w gridzie [76°N, 50°E]).

#### 4. Wnioski

W badanym okresie (1951–2006) wystąpił słaby wzrost temperatury powierzchni SW części Morza Barentsa. Wzrost ten jest nierównomiernie rozłożony w przestrzeni. W północno-wschodniej części morza wzrost temperatury wód jest 4–5 razy silniejszy (0.017 deg/rok) niż w części zachodniej (0.003 deg/rok) i południowo-zachodniej (0.004 deg/rok). Nieistotne statystycznie trendy rocznej temperatury



powierzchni morza zaznaczają się w gridach położonych w strefie działania prądów: Zachodniospitsbergeńskiego i Nordkapskiego.

W części wschodniej morza wpływ na kształtowanie się rocznej temperatury powierzchni ma rozprzestrzenianie się Powierzchniowych Wód Arktycznych i lodów morskich napływających z Morza Karskiego i północnych części Morza Barentsa. Przejawia się to gwałtownymi spadkami TPM w okresie zimowym.

Wpływ zimowej cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie zmian rocznych wartości TPM jest niewielki. Współczynniki korelacji pomiędzy zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella a roczną temperaturą powierzchni morza osiągają najwyższe wartości we wschodniej części Morza Barentsa.

W badanym okresie (1951–2006) na obserwowaną zmienność rocznej temperatury powierzchni Morza Barentsa znacznie silniejszy wpływ wywierają procesy oceaniczne. Przedstawione wyniki stanowią pierwszy, rozpoznawczy etap badań, a dotychczasowe rezultaty analizy TPM wskazują na szereg istotnych kwestii szczegółowych, których próby wyjaśnienia zostaną podjęte w bliskiej przyszłości.

## Literatura

- Belkin I.M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S., 1998, 'Great salinity anomalies' in the North Atlantic. *Progress in Oceanography*, 41: 1–68.
- Belkin I.M., 2004, Propagation of the "Great Salinity Anomaly" of the 1990s around the northern North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, 31, L08306, doi:10.1029/2003GL019334.
- Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J., 1988, The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic, 1968–1982, *Progress of Oceanography*, 20: 103–151.
- 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.
- Häkkinen S., 1999, A Simulation of thermohaline effects of a Great Salinity Anomaly. *Journal of Climate*, 12 (6): 1781–1795.
- Hurrell J.W., 1995, Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperature and precipitation. *Science*, 269: 676–679.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.P., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K., Cattle H.P., 2004, Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A*, 56: 328–341.
- Karcher M.J., Gerdes R., Kauker F., 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(C2), 3034 doi: 10.1029/2001JC001265.
- Loeng H., Drinkwater K., Ingvaldsen R., Lien V., Ozhigin V., Skagseth Ø., 2007, Climate variability in the Barents Sea [w:] *The Oceanography of the North Atlantic and adjacent Seas. CLIVAR Exchanges*, 40, Vol. 12 (1): 9–11.
- Niedźwiedz T., 2003, Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13: 79–92.
- Przybylak R., 2002, *Variability of air temperature and atmospheric precipitation in the Arctic. Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*, 25, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht / Boston / London: 330 s.
- Rigor I.G., Colony R.L., Martin S., 2000, Variations in surface air temperature observations in the Arctic, 1979–1997. *Journal of Climate* 13 (5): 896–914.
- Semenov V.A., Bengtsson L., 2003, Modes of the wintertime Arctic temperature variability. Report 343. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg: 25 s.

- Smith T.M., Reynolds R.W., 2003, Extended reconstruction of global sea surface temperatures based on COADS data (1854–1997). *Journal of Climate*, 16: 1495–1510.
- Styszyńska A., 2005, Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982-2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Akademia Morska*, Gdynia: 109 s.
- Zakharov V.F., 1977, Poverkhnostnye arktičeskie vody kak faktor ustojčivosti ledyanogo pokrova. *Trudy AANII*, 346: 122–134.
- Zhang J., Rothrock A.D., Steele M., 1998, Warming of the Arctic Ocean by strenghtened Atlantic inflow: Model results. *Geophysical Research Letters*, 25 (10): 1745–1748.

## Summary

The aim of this work was to analyse monthly and annual values of sea surface temperatures of the Barents Sea in the years covering the period from 1951 up to 2006 averaged to chosen grids  $2 \times 2^\circ$  (Fig. 1).

The analysis showed that in the course of SST a clearly marked period (1976–1988) of significant decrease in annual values of water temperature was noted, with the minimum observed in 1980 (Fig. 2). This phenomenon is connected with Great Salinity Anomaly.

The research showed that the general decrease in annual SST takes place towards north-east and at the same time, following the same direction, the increase in amplitude of inter-annual changes can be observed (Fig. 3). The warm sources of the North Cape Current and West Spitsbergen Current moving away and the transfer of heat from the ocean to the atmosphere are the cause of this situation. This significant drop in annual sea surface temperature in the NE part of the Barents Sea is also influenced by flows of cold and fresh Surface Arctic Waters from the Arctic and Kara seas.

There were also great differences observed in the course of annual SST in the western and eastern parts of the examined sea area. (Fig.4). In the eastern part rapid falls in water temperature can be noted by even  $0.7^\circ\text{C}$  from year to year. They result from the sea ice spreading and Surface Arctic Waters from the Kara Sea and from the north region of the Barents Sea which cut off the flow of heat from the deeper parts of the sea towards the surface and to the atmosphere.

In the examined period weak positive trends in the annual sea surface temperature were observed and they are statistically significant in almost all grids (Tab.1). The strongest trends were noted in the east part of the examined sea area. Positive and statistically significant trends of the monthly SST are observed in summer and autumn in grids located farthest NE.

The analysis showed that the influence of winter atmospheric circulation on the temperature of the sea surface is weak or rather moderate (Tab. 2) and that the observed changeability in annual sea surface temperature of the Barents Sea is mainly controlled by oceanic processes.