

Zmiany oceanizmu klimatu na obszarze wokółbałtyckim w II połowie XX wieku

Changes in oceanicity of climate in the region
adjacent to the Baltic Sea in the latter part of the 20th century

Anna Styszyńska¹

Zarys treści: W II połowie XX w. w rozkładzie przestrzennym wskaźnika oceanizmu A.A. Marsza zaznaczają się dwa obszary klimatu suboceanicznego wyraźnie przesunięte na wschód: rejon południowego i środkowego Bałtyku oraz rejon Nord-Trøndelag – Jämtland – Ångermanland. Porównanie rozkładu przestrzennego wskaźnika oceanizmu w dekadzie lat 60. z dekadą lat 90. wskazuje, że największe zmiany miały miejsce nad środkową Skandynawią, Bałtykiem Środkowym oraz zatokami Fińską i Ryską. Główną rolę w zmianach oceanizmu w rejonie Bałtyku odgrywają zmiany ciśnienia atmosferycznego, jakie zachodzą zimą w atlantyckiej Arktyce. Bałtyk, poprzez zmiany zasobów ciepła w wodzie oraz zmiany wielkości zimowej pokrywy lodowej, modyfikuje w swoim otoczeniu stopień oceanizmu czy kontynentalizmu.

Słowa kluczowe: wskaźnik oceanizmu, masy powietrza morskiego, Bałtyk

Key words: oceanity index, sea air masses, Baltic Sea

Wprowadzenie

Jedną z podstawowych cech charakteryzujących klimat danego obszaru jest jego oceanizm lub kontynentalizm, związany ze zmiennością mas powietrza napływających nad ten obszar. W rejonie Bałtyku wzrost oceanizmu oznacza wzrost częstości napływu mas powietrza morskiego znad północnego Atlantyku, Morza Norweskiego i Morza Barentsa. W południowej i środkowej części tego obszaru jest to napływ z sektora od SW do NW, a w części północnej i wschodniej również z sektora NE. A.A. Marsz i A. Styszyńska (2000) analizując fazy kontynentalizacji i oceanizacji klimatu nad obszarem Bałtyku w XIX i XX w. wydzielili dwa okresy kontynentalizmu (1800 – 1860-1865; 1925-1930 – 1955-1960) i dwa okresy oceanizmu (1890-1895 – 1905 nad wschodnim

¹ Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Akademia Morska w Gdyni, ul. Sędzickiego 19, 81-374 Gdynia, e-mail: stysa@am.gdynia.pl

Bałtykiem i 1905-1910 – 1925 nad zachodnim Bałtykiem; 1955-1960 do chwili obecnej) i zwrócili uwagę na to, że kolejne fazy oceanizacji i kontynentalizacji, choć nawiązują, to nie są zgodne z epokami cyrkulacyjnymi NAO, cyrkulacji strefowej S_{AC} według K. Kożuchowskiego (1995) czy ZI (Zonal Index). Zdaniem A.A. Marsza i A. Styszyńskiej (2000) ostatnia faza oceanizacji, rozpoczynająca się pod koniec lat 50. XX w., nie znajduje aż do lat 70. odbicia we wzroście wskaźników NAO, informujących o wielkości przepływu strefowego, z którym – zdaniem wielu autorów – należy wiązać ocieplenia w zimie i zmniejszenie kontrastów termicznych między latem i zimą. Obserwowany w początkowym okresie ostatniej fazy oceanizacji wzrost częstości występowania nad Bałtykiem mas powietrza polarnego morskiego był związany, według cytowanych autorów, ze zwiększonym napływem z N i NW mas powietrza formujących się nad morzami Grenlandzkim i Norweskim, a więc nasileniem cyrkulacji południkowej. J. Degirmendżić, K. Kożuchowski i J. Wibig (2000) analizując poziom i sezonowe zróżnicowanie cyrkulacji strefowej (indeksu ZI i NAO) w XX w. wyróżnili 7 epok cyrkulacyjnych, z których trzy (1957-1970, 1971-1986, 1987-1998) odpowiadają ostatniej fazie oceanizacji. Pierwsza z tych epok (1957-1970), zdaniem cytowanych autorów, cechowała się najsłabszą cyrkulacją strefową, a ostatnia (1987-1998) – najsilniejszą. Na gwałtowną zmianę położenia centrum działania atmosfery nad północnym Atlantykiem w połowie lat 70. XX w. (przesunięcie głównego ośrodka niskiego ciśnienia znad Islandii nad NE część Morza Norweskiego) zwracają również uwagę M. Hilmer i T. Jung (2000) oraz L.B. Tremblay (2001). W rezultacie zmianie powinny także ulec główne kierunki napływu morskich mas powietrza nad Europę Bałtycką.

Celem tej pracy jest analiza zmienności oceanizmu w II połowie XX w. na obszarze wokółbałtyckim i ocena, w jakim stopniu aktywizacja układów niżowych nad Morzem Norweskim i Skandynawią mogła przyczynić się do zmian w rozkładzie przestrzennym wskaźnika oceanizmu i zwiększenia częstości napływu nad Europę Bałtycką mas powietrza morskiego.

Metoda i materiały źródłowe

W pracy wykorzystano wskaźnik oceanizmu (O_c) obliczany według formuły podanej przez A. Marsza (1995):

$$O_c = (0,732 \cdot \varphi + 1,767) / A,$$

gdzie: φ – szerokość geograficzna stacji, A – roczna amplituda temperatury powietrza [$^{\circ}C$].

Wskaźnik O_c pozwala określić częstość występowania mas powietrza morskiego. Jak podaje A. Marsz (1995), na podstawie wskaźnika O_c można wyróżnić 5 kategorii klimatu:

- ultraoceaniczny ($O_c > 3,99$) – charakteryzujący się występowaniem w ciągu całego roku prawie wyłącznie mas powietrza morskiego świeżego,
- oceaniczny ($3,00 \leq O_c < 3,99$) – gdy w ciągu roku dominują nieprzetransformowane masy morskie, a masy kontynentalne mogą pojawić się tylko epizodycznie (od 0 do 16,6% roku),

- suboceaniczny ($2,00 \leq Oc < 2,99$) – gdy w ciągu roku przeważają masy powietrza morskiego i morskiego starego, a masy powietrza kontynentalnego występują głównie latem, przy czym udział mas powietrza kontynentalnego nie przekracza 50%,
- kontynentalny ($1,00 \leq Oc < 1,99$) – gdy, zwłaszcza w chłodnej porze roku, dominują masy powietrza kontynentalnego (>50%), a masy powietrza morskiego starego są bardzo silnie przetransformowane,
- ultrakontynentalny ($Oc < 1,00$) – charakteryzujący się występowaniem w ciągu całego roku prawie wyłącznie mas powietrza kontynentalnego.

Gdy $Oc < 4,00$, to między wskaźnikiem oceanizmu a częstością występowania mas powietrza kontynentalnego (MK), wyrażoną w % roku, zachodzi ścisły związek:

$$MK (\%) = 166,66 - 75 \cdot Oc + 8,33 \cdot Oc^2,$$

który pozwala określić częstość występowania w roku mas powietrza morskiego ($MM = 100 - MK$) ze średnim błędem estymacji $\pm 3,4\%$ (Marsz 1995).

Do obliczania rocznej amplitudy temperatury powietrza wykorzystano szeregi miesięczne tego elementu z okresu 1951-2000, ze 120 stacji leżących w obszarze między $5^\circ W$ a $45^\circ E$ oraz 50 a $72^\circ N$, których położenie pokazują punkty znajdujące się na rycinie 2 i 3. Z krajów skandynawskich wykorzystano dane zawarte w zbiorze Nordklim (Nordic co-operation within Climate activities; Tuomenvirta i in. 2001), a z pozostałych obszarów oficjalne dane instytutów lub urzędów meteorologicznych i hydrometeorologicznych poszczególnych państw oraz zweryfikowane dane ze zbioru GISTEMP (NASA GISS – Goddard Institute for Space Studies – Surface Temperature Analysis; Hansen i in. 1999). Jednorodność i jakość danych dotyczących temperatury powietrza, analizowanych w tym opracowaniu, nie budzi wątpliwości.

W badaniach uwzględniono również szereg chronologiczny zimowego wskaźnika NAO uzyskany ze strony J. Hurrella (www.cgd.ucar.edu/cas/jhurrell/indices.html) oraz ciągi wartości miesięcznego ciśnienia atmosferycznego na poziomie morza w gridzie o współrzędnych $75^\circ N$ i $15^\circ E$. Do stworzenia tych ciągów wykorzystano wyniki reanalizy opracowanej przez NOAA i udostępnionej przez IRI/LDEO Climate Data Library (zbiór NOAA.NCEP-NCAR.CDAS-1.MONTHLY.Intrinsic.MSL.pressure).

Związki wskaźnika oceanizmu ze zmianami temperatury powierzchni Bałtyku prześledzono wykorzystując zbiór ERSST v.2., opracowany przez T.M. Smitha i R.W. Reynoldsa (2003). Zbiór ten jest oparty na bazie danych COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), która zawiera wyniki statkowych pomiarów temperatury powierzchni morza (dalej TW), a po 1992 r. – na danych satelitarnych, kalibrowanych przez pomiary *in situ*. Według T.M. Smitha i R.W. Reynoldsa (2003) wartości TW zestawione w tym zbiorze po 1992 r. odpowiadają średnim miesięcznym TW uzyskiwanym z pomiarów *in situ*, przez co zbiór spełnia warunki jednorodności klimatycznej.

Do badań wykorzystano także dane o maksymalnej powierzchni lodów morskich na Bałtyku (MIE – Maximum Ice Extent) występującej każdej zimy, podane w pracy A. Seiny i E. Palosuo (1996). Ciąg ten po 1995 r. uzupełniono wartościami MIE z bazy danych FIMR (Finnish Institute of Marine Research).

Zastosowane metody badawcze to powszechnie znane analizy: korelacyjna, regresji i wariancji. Istotność statystyczną występujących związków określano za pomocą testów

t Studenta oraz F Fishera-Snedecora. Mapy rozkładów wskaźnika oceanizmu oraz izokorelat kreślono ręcznie, wykorzystując zwykłą interpolację liniową.

Wyniki

W latach 1951-2000 w przebiegu wskaźnika oceanizmu (O_c) na wszystkich stacjach łączących na obszarze wokółbałtyckim zaznacza się podobny rytm zmian, uwidoczniiony na przykładzie 6 stacji (Haparanda, Harnosand, Vilsandi, Kaliningrad, Kopenhaga i Velikie Luki) na rycinie 1. Podwyższone wartości O_c występują na przełomie lat 50. i 60., w dekadzie lat 70. oraz w dekadzie lat 90., osiągając najwyższe wartości na początku tej dekady. Zmniejszenie oceanizmu miało miejsce w dekadzie lat 60., kiedy to wartości O_c były najniższe, oraz w dekadzie lat 80., w której najniższe wartości obserwowano w SW części badanego obszaru (Kopenhaga).

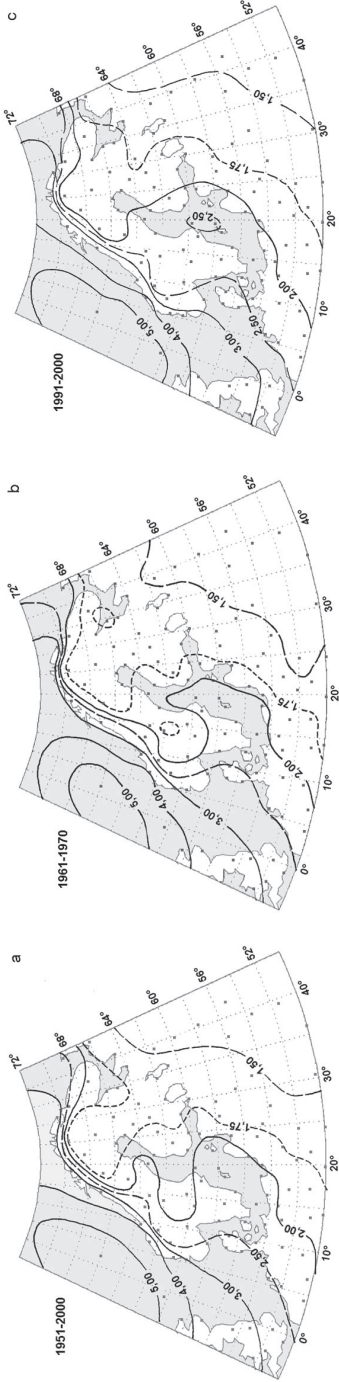


Ryc. 1. Przebieg wskaźnika oceanizmu na stacjach Haparanda (Hapa), Harnosand (Harn), Vilsandi (Vils), Kaliningrad (Kali), Kopenhaga (Kope) i Velikie Luki (V.Luki) w latach 1951-2000 wyrównany 5-pkt. średnią ruchomą

Fig 1. Course of oceanity index in Haparanda (Hapa), Harnosand (Harn), Vilsandi (Vils), Kaliningrad (Kali), Kopenhaga (Kope) and Velikie Luki (V.Luki) in the years 1951-2000 smoothed by 5-point moving average

przepluwające i stagnujące nad nim masy powietrza kontynentalnego. Drugi obszar przesuńniętego na wschód zasięgu izolinii $O_c=2,00$ przebiega przez regiony Nord-Trøndelag w Norwegii oraz Jämtland i Ångermanland w Szwecji (Trondheim-Vaernes, Oestersund, Harnosand, Holmoegadd), wzdłuż obniżenia działu wodnego Gór Skandynawskich. Obszary te są obniżone o około 400-500 m w stosunku do głównego działu wodnego Gór Skandynawskich, przez co stopień transformacji mas powietrza morskiego napływającego nad Bałtyk znan Morza Norweskiego jest w tym rejonie mniejszy.

Rozkład przestrzenny oceanizmu występujący w II połowie XX w. (ryc. 2a) jest bardzo podobny do tego, jaki miał miejsce w I połowie tego wieku oraz do obrazu pokazanego przez A.A. Marsza i A. Styszyńską (2000) z okresu 1961-1990. Strefa klimatu oceanicznego ($3,00 \leq O_c < 3,99$) obejmuje jedynie W i NW wybrzeża Skandynawii. Zasięg izolinii $O_c=2,00$, odpowiadającej granicy klimatu suboceanicznego, w którym przeważają masy powietrza pochodzenia morskiego, w rejonie południowego i środkowego Bałtyku wnika daleko na wschód, sięgając wejścia do zatok Botnickiej i Fińskiej, a na południu obejmując swym zasięgiem wyniesienia Pojezierza Pomorskiego. Wskazuje to, że mimo niewielkiej powierzchni Bałtyku i niedużych zasobów ciepła jego wód, procesy transformacji mas powietrza morskiego zachodzą tu bardzo powoli, a i sam Bałtyk modyfikuje



Ryc. 2. Rozkład wskaźnika oceanizmu nad Bałtykiem i otaczającymi lądami w latach: 1951-2000 (a), 1961-1970 (b) i 1991-2000 (c)
 Fig. 2. Distribution of oceanicity index over the Baltic Sea and the surrounding lands in the years: 1951-2000 (a), 1961-1970 (b) and 1991-2000 (c)



Ryc. 3. Różnica częstości (%) mas powietrza morskiego między dekadą 1991-2000 a 1961-1970 (a) oraz rozkład współczynnika korelacji między czę-
 stością mas morskich a maksymalną powierzchnią lodów morskich (b) i wartością ciśnienia w rejonie o współrzędnych 75°N i 15°E (c)
 Fig. 3. Difference in frequency (%) of sea air masses between 1991-2000 and 1961-1970 (a) and distribution of correlation coefficient between frequency
 of sea air masses and maximum ice extent (b) and pressure value in the region 75°N, 15°E (c)

Rozkład przestrzenny wskaźnika oceanizmu w dwóch dekadach bardzo różnych pod względem reżimu cyrkulacyjnego: lat 60. – w której przeważała silna cyrkulacja południkowa i lat 90. – w której przeważała bardzo silna cyrkulacja strefowa (Degirmendżić i in. 2000), przedstawiają ryciny 2b i 2c. Porównanie obu rozkładów wskazuje, że największe zmiany w przebiegu izolinii $O_c=2,00$ występują w strefie między 59° a $65^\circ N$, od Stensele, Oestersundu, Kjoeremsgrendi i Oslo na zachodzie, po Umeę, Vaasę, Tampere, Helsinki i Tallin na wschodzie. Nieco mniejsze zmiany zachodzą w rejonie Zatoki Ryskiej, zachodniej Łotwy i Litwy oraz na Półwyspie Kolskim od Murmańska po Kandalakszę. Przy wartościach O_c w zakresie od 1,99 do 1,00 przeważają masy powietrza kontynentalnego (>50%), przy malejącym (do 0%) udziale coraz silniej przetransformowanych mas powietrza morskiego starożytnego. Porównując rozkłady wskaźnika O_c w dekadach lat 60. i 90. stwierdzono bardzo znaczne (o około 900 km) przesunięcie na wschód izolinii $O_c=1,75$ (40% udział mas morskich w ciągu roku) w rejonie Laponii, z linii Karasjok – Stensele na wschodzie wybrzeża Morza Białego. W środkowej i południowej części badanego obszaru takie przesunięcie jest w ostatniej dekadzie XX w. mniejsze, od około 390 km w rejonie Zatoki Fińskiej do niecałych 200 km w rejonie Kowna – Wilna czy Warszawy. W tym obszarze występuje natomiast znaczne (o około 500 km) przesunięcie na wschód izolinii $O_c=1,50$ (27% mas pochodzenia morskiego w ciągu roku).

Dyskusja wyników i wnioski

Przeprowadzona analiza wskazuje, że największe zmiany w częstości występowania w ciągu roku mas morskich między najcieplejszą na znacznej części Europy Bałtyckiej dekadą lat 90. a chłodną dekadą lat 60. zaszły w środkowej części Skandynawii, nad środkowym Bałtykiem, zatokami Fińską i Ryską, gdzie częstość mas morskich wzrosła o ponad 10% (ryc. 3a). Obszar podwyższonego o ponad 8% udziału w ciągu roku mas morskich rozciąga się szerokim pasmem o osi ustawionej w kierunku NW-SE, sięgając od Bodo po Woroneż.

Położenie obszaru o podwyższonym w ostatniej dekadzie XX w., w porównaniu do lat 60., udziale mas pochodzenia morskiego wskazuje, że być może przyczyną takiego rozkładu mogą być zmiany wielkości rozwijającej się na Bałtyku zimą pokrywy lodowej. Średnia maksymalna powierzchnia lodów morskich w dekadzie lat 90. (130,9 tys. km^2) była o prawie 100 tys. km^2 mniejsza od średniej MIE w latach 60. (227,7 tys. km^2). Na początku lat 90. wystąpiły 4 zimy o skrajnie łagodnych warunkach lodowych (wg klasyfikacji A. Seiny i E. Palosuo (1996); powierzchnia lodów w przedziale od 52 do 81 tys. km^2), kiedy to lód występował jedynie w północnej części Zatoki Botnickiej i wschodniej części Zatoki Fińskiej. Oznacza to, że procesy transformacji napływających w tym czasie nad rejon środkowego Bałtyku morskich mas powietrza mogły być bardzo mocno spowolnione. Analiza zależności zachodzących między częstością występowania mas morskich a wielkością maksymalnej pokrywy lodowej w latach 1951-2000 wykazała, że są one statystycznie istotne (na poziomie $p<0,05$) na prawie całym badanym obszarze ($r>0,29$; ryc. 3b). Zmiany MIE objaśniają ponad 50% wariacji udziału

mas morskich na obszarze zaznaczonym izokorelatą $-0,70$ i ponad $34,5\%$ na obszarze zaznaczonym izokorelatą $-0,60$ (ryc. 3b). Obszar najsilniejszych zależności obejmuje nie tylko południowo-wschodnią i środkową część Bałtyku oraz większość powierzchni zatok Botnickiej i Fińskiej, ale również przesmyk Nord-Trøndelag – Jämtland – Ångermanland (Trondheim-Vaernes, Oestersund, Harnosand, Holmoegadd), wyciągniętą równoleżnikowo Nizinę Środkowoszwedzką oraz znaczne obszary lądowe na SE od Bałtyku, rozciągające się po Białystok, Wilno, Velikie Luki i Psków.

Wielkość MIE jest silnie ($r=-0,82$) powiązana z temperaturą wody środkowego Bałtyku. Zmiany temperatury wody w gridzie o współrzędnych środka 58°N i 20°E objaśniają 66% wariancji MIE (1951-2000). Rozkład przestrzenny zależności częstotści morskich mas powietrza od temperatury wody w tym gridzie jest bardzo podobny do pokazanego na rycinie 3b.

Rozwój pokrywy lodów morskich na Bałtyku jest ściśle powiązany z warunkami termicznymi zimy i jej przebiegiem w czasie (Marsz 1999). Z kolei zmienność zimowej temperatury powietrza nad Bałtykiem jest bardzo silnie uwarunkowana cyrkulacją atmosferyczną, jaka występuje w tej porze roku nad środkową i NW Europą (Kozuchowski 2003). Szczególną rolę w tym względzie odgrywa zmienność ciśnienia w ośrodku sterującym położonym w Arktyce Atlantycznej z centrum w punkcie 75°N , 15°E (Marsz, Styszyńska 2006). Zmiany ciśnienia w tym punkcie wpływają nie tylko na przebieg temperatury powietrza w rejonie Bałtyku, ale również na inne elementy meteorologiczne (zachmurzenie, prędkość wiatru) i temperaturę powierzchni Bałtyku (od stycznia do września), determinując tym samym przebieg i rozmiary zlodzenia Bałtyku. Analiza wariancji wykazuje, że zmiany ciśnienia, jakie występują od stycznia do marca (1951-2000) w punkcie 75°N , 15°E , objaśniają 41% zmienności temperatury wody środkowego Bałtyku (58°N , 20°E) i 55% zmienności maksymalnej pokrywy lodowej tego morza.

Między częstością mas powietrza morskiego w Europie Bałtyckiej a zmianami ciśnienia w arktycznym ośrodku sterującym zachodzą ścisłe związki (ryc. 3c). Zmiany ciśnienia w punkcie 75°N , 15°E objaśniają od 24 (przy $r=-0,50$) do ponad 34% ($r=-0,60$) zmienności frekwencji mas powietrza morskiego w ciągu roku (1951-2000). Takie związki z zimowym wskaźnikiem NAO Hurrella są słabsze, a ich rozkład w przestrzeni znacznie bardziej monotony. Poza Półwyspem Kolskim i Morzem Białym, gdzie korelacje te są nieistotne, na pozostałym obszarze Europy Bałtyckiej zmiany NAO objaśniają od 7 do 12% zmienności występowania mas morskich, jedynie na obszarze położonym na SE od środkowego Bałtyku stopień objaśnienia nieco rośnie – maksymalnie do 24% w rejonie Elatmy, Woroneża i Saratowa.

Przeprowadzona w pracy analiza związków zachodzących między częstością występowania w Europie Bałtyckiej mas powietrza pochodzenia morskiego (oceanizmem) a zmianami pokrywy lodowej, temperatury powierzchni Bałtyku, indeksu NAO i wielkości ciśnienia w arktycznym ośrodku sterującym (75°N , 15°E) wskazuje, że główną rolę w zmienności frekwencji mas morskich na tym obszarze należy przypisać temu ostatniemu czynnikowi. Procesy tworzenia się pokrywy lodowej stanowią funkcję rozkładu w czasie różnic temperatury wody i powietrza, prędkości wiatru nad wodą oraz prężności pary wodnej w powietrzu. Parametry te reguluje charakter cyrkulacji atmosferycznej przynoszącej nad obszar Bałtyku masy powietrza o określonych stosunkach

termohigrycznych i anemometrycznych. Tym niemniej można sądzić, że wymuszane przez warunki cyrkulacyjne zmiany temperatury powietrza, skutkujące następnie odpowiednimi zmianami powierzchni lodów morskich na Bałtyku, ulegają nad tym akwenem odpowiedniemu wzmocnieniu. Czynnikiem wzmacniającym staje się pokrywa lodów morskich, regulująca bezpośrednio zimą tempo transformacji mas powietrza nad Bałtykiem. Wzrost powierzchni lodów powoduje przyspieszenie transformacji mas powietrza morskiego, spadek powierzchni lodów – osłabienie transformacji. Wielkość zimowej pokrywy lodowej wywiera mniejszy, ale statystycznie istotny, wpływ na temperaturę powierzchni Bałtyku w okresie lata, co również wpływa na wartość współczynnika oceanizmu. Pozwala to wysunąć hipotezę, że Bałtyk w aktywny sposób modyfikuje w swoim otoczeniu stopień oceanizmu czy kontynentalizmu.

Różnice w rozkładzie wskaźnika oceanizmu między dekadami lat 60. i 90. wyraźnie odzwierciedlają zmianę głównych kierunków napływu morskich mas powietrza. W momencie przesunięcia ośrodka niskiego ciśnienia z Islandii nad NE część Morza Norweskiego (Hilmer, Jung 2000; Tremblay 2001) znacznie częściej niż poprzednio mogło dochodzić do wnikania atlantyckich mas powietrza nad środkową i północną Skandynawię, zarówno przez przesmyk Nord-Trøndelag – Jämtland – Ångermanland, jak i bezpośrednio z północy, co spowodowało opisywany w wielu pracach wzrost w ostatnim 20-leciu XX w. zimowej temperatury powietrza nad tymi obszarami i zaznaczyło się we wzroście oceanizmu nad obszarami wokółbałtyckimi oraz obszarami rozpościerającymi się od Bałtyku na południowy wschód. W tym samym okresie zmiany stopnia oceanizmu w rejonie Wysp Brytyjskich, Belgii, Holandii, północnych Niemiec, Danii, ale i w obszarze Bałtyku Zachodniego były na tyle niewielkie, że mieszczą się w granicach błędu szacunku frekwencji mas powietrza morskiego w stosowanej metodzie obliczeń.

Literatura

- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Marciniak K., 2000, *Zmiany temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w Polsce między dekadami 1959-1968 i 1989-1998 na tle warunków cyrkulacyjnych*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia, 31, 91-110.
- Degirmendzić J., Kożuchowski K., Wibig J., 2000, *Epoki cyrkulacyjne XX wieku i zmienność typów cyrkulacji atmosferycznej w Polsce*, Prz. Geofiz., 45, 3-4, 221-238.
- Hansen J., Ruedy R., Glascoe J., Sato M., 1999, *GISS analysis of surface temperature change*, J. Geophys. Res., 104, 30997-31022.
- Hilmer M., Jung T., 2000, *Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export*, Geophys. Res. Lett., 27, 7, 989-982.
- Kożuchowski K., 1995, *Głębokie cyklony, antycyklony i cyrkulacja strefowa nad Europą (1900-1990)*, Prz. Geofiz., 40, 3, 231-246.
- Kożuchowski K., 2003, *Czynniki cyrkulacyjne klimatu Polski*, Czas. Geogr., 74, 1-2, 93-105.
- Marsz A., 1995, *Wskaźnik oceanizmu jako miara klimatycznego współoddziaływania w systemie ocean – atmosfera – kontynenty*, WSM, Gdynia.
- Marsz A., 1999, *O związkach powierzchni zlodzenia Bałtyku z zimowymi rozkładami temperatury powietrza*, Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni, 8, 89-105.

- Marsz A.A., Styszyńska A., 2000, *Fazy kontynentalizacji i oceanizacji klimatu nad obszarem Bałtyku w XIX i XX wieku*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia, 31, 183-201.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2006, *O „arktycznych” i „atlantyckich” mechanizmach sterujących zmiennością temperatury powietrza na obszarze Europy i północno-zachodniej Azji*, Probl. Klimatologii Polarnej, 16, 47-89.
- Seinä A., Palosuo E., 1996, *The classification of the Maximum Annual Extent of ice cover in the Baltic Sea 1720-1995*, Meri, 27, 80-91.
- Smith T.M., Reynolds R.W., 2003, *Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures Based on COADS Data (1854-1997)*, J. Climate, 16, 1495-1510.
- Tremblay L.B., 2001, *Can we consider the Arctic Oscillation independently from the Barents Oscillation?*, Geophys. Res. Lett., 28, 22, 4227-4230.
- Tuomenvirta H., Drebs A., Førland E., Tveito O.E., Alexandersson H., Laursen E.V., Jónsson T., 2001, *Nordklim data set 1.0 – description and illustrations*, DNMI Report KLIMA, 08/01, 1-27.

Summary

Changes in the climate oceanicity observed in the latter part of the 20th century have been analysed in this work. A similar rhythm of changes (Fig. 1) in the oceanicity index was noted at all of the stations (120) located in the region adjacent to the Baltic Sea in the years 1951-2000.

Two regions of suboceanic climate can be identified from the spatial distribution of the oceanicity index (Fig. 2a). These are clearly shifted eastwards: 1 – region of the south and central Baltic Sea, 2 – region covering Nord-Trøndelag in Norway and Jämtland and Ångermanland in Sweden. The comparison of the spatial distribution of the oceanicity index in the decade of the 60s – characterised by a predominantly meridional circulation to the one in the 90s – characterised by a predominantly zonal circulation (Fig. 2c) indicates that the greatest changes occurred over central Scandinavia, Central Baltic Sea, the Gulf of Finland and the Gulf of Riga (Fig. 3a).

Analysis was carried out of correlations between the frequency of occurrence of sea air masses and changes in the maximum ice extent (Fig. 3b), changes in the SST of the Baltic Sea, changes in the NAO index and changes in the pressure of the Arctic steering centre (75°N, 15°E). It was noted that changes in pressure over the Atlantic part of the Arctic play the main role in oceanic changes in the region of the Baltic Sea. The Baltic Sea modifies the level of oceanicity and the continentality in its vicinity via changes in heat resources in its water and the sea ice extent.

The shifting of depressions from over Iceland to the NE part of the Norwegian Sea (Hilmer, Jung 2000; Tremblay 2001) in the mid 70s resulted in the shifting of the main directions of sea air masses from over the South Baltic to the region of central and northern Scandinavia and was marked by an increase in the oceanicity in that region.

