

ZWIĄZKI BILANSU MASY LODOWCÓW W REJONIE KONGSFIORDU (NW SPITSBERGEN) Z POKRYWĄ LODOWĄ MÓRZ BARENTSA I GRENLANDZKIEGO

Anna Styszyńska

Akademia Morska w Gdyni, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej
stysa@wsm.gdynia.pl

1. Wprowadzenie

Pokrywa lodowa mórz Grenlandzkiego i Barentsa charakteryzuje się dużą sezonową i międzyroczną zmiennością (rys. 1) – maksymalna amplituda zlodzenia Morza Barentsa wynosi 92% jego powierzchni, a Morza Grenlandzkiego – 76% (Zubakin 1987). Na obydwu morzach tworzenie się lodu rozpoczyna się na ogół w drugiej połowie września, natomiast moment wystąpienia maksimum i wielkość obszaru pokrytego lodem podlega dużym wahaniom międzyrocznym. Badania autorki (2000) nad zmianami pokrywy lodowej omawianych mórz w latach 1972-1994 wykazały, że największy rozwój lodów przypada najczęściej na luty bądź marzec, ale może również wystąpić już w styczniu, jak i dopiero w kwietniu lub maju. Tak znaczne zmiany w czasie i powierzchni zlodzenia prowadzić muszą, poprzez ograniczenie wymiany ciepła między wodą a atmosferą i dopływu radiacji słonecznej do wody, do zmian w bilansie radiacyjnym i cieplnym tego obszaru. Zmiany te wpływają na modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej, a te z kolei determinują zmiany elementów meteorologicznych (głównie przebiegu temperatury powietrza, zachmurzenia, opadów atmosferycznych i wiatru), zarówno nad morzem, jak i nad leżącym na pograniczu tych mórz Spitsbergenem.

Te stwierdzenia niejako zmuszają do postawienia kwestii – czy zmiany zasięgu lodów morskich na tych akwenach, poprzez ich oddziaływanie klimatyczne, wywierają wpływ na cechy środowiska pobliskich obszarów lądowych? Jednym z najistotniejszych elementów krajobrazu Spitsbergenu są lodowce. Zlodowacenie stanowi dynamiczny element krajobrazu, silnie uzależniony od przebiegu warunków meteorologicznych w cyklu rocznym i wieloletnim (warunków klimatycznych). Nasuwa się zatem pytanie – czy i w jakim stopniu zróżnicowanie zasięgu i tempa zlodzenia mórz Grenlandzkiego i Barentsa znajduje swoje bezpośrednie odzwierciedlenie w zmienności bilansu masy lodowców występujących na Spitsbergenie?

Analiza zmian wielkości zlodzenia w poszczególnych miesiącach (Styszyńska 2000) wskazuje na wyraźny regres pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego. W okresie 1972-1994 statystycznie znaczące spadki w wielkości zlodzenia zaznaczają się w styczniu, lutym, kwietniu, maju i czerwcu. W

tym samym czasie (1972-1994) na Morzu Barentsa, w początkowym okresie rozwoju pokrywy lodowej obserwuje się trendy dodatnie osiągające istotność statystyczną w listopadzie, natomiast w drugiej połowie zimy, wiosną i latem (od grudnia do lipca) zaznaczają się nieistotne statystycznie trendy ujemne. Zmniejszanie się wielkości pokrywy lodowej na omawianych morzach oznacza wzrost powierzchni wód, z której możliwy jest przekaz ciepła i wilgoci z oceanu do atmosfery. W takiej sytuacji, w czasie bardzo częstych jesienią i zimą adwekcji z sektora NW-N-NE (Niedźwiedź 1997, 2001), zimne masy powietrza arktycznego przemieszczające się nad wodami wolnymi od lodów będą mogły podlegać znacznej transformacji. Z kolei brak pokrywy lodowej lub jej ograniczony rozmiar w rejonach, nad którymi odbywa się główny przenos ciepłych mas powietrza znad północnego Atlantyku (przy adwekcjach z sektora SW-S-SE) sprzyjać będzie zachowaniu pierwotnych właściwości termiczno-wilgotnościowych tych mas. W rezultacie, jesienią i zimą, w rejonie Spitsbergenu częściej niż przeciętnie występować winny masy powietrza charakteryzujące się niezbyt niskimi temperaturami powietrza, dużym zachmurzeniem i stosunkowo dużą wilgotnością. W takich warunkach procesy akumulacji śniegu winny ulec wzmocnieniu (patrz uwagi dotyczące warunków meteorologicznych korzystnych dla zlodowacenia Spitsbergenu zawarte w pracy A. Marsza i A. Styszynskiej w niniejszym tomie, s. 119). Pluwiometryczne następstwa zmienności zlodzenia mórz Grenlandzkiego i Barentsa nie były do tej pory badane, natomiast trendy zmian średniej miesięcznej temperatury powietrza notowanej na stacjach tego rejonu (Svalbard-Lufthavn, Hornsund, Björnøya), zwłaszcza w początkowej fazie zimy (listopad, grudzień), zdają się korespondować ze zmianami pokrywy lodowej badanych mórz (Styszynska 2000).

Związek dużych opadów występujących na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu jesienią i zimą z adwekcjami powietrza z południa i południo-zachodu stwierdza wielu badaczy (m.in. Markin 1975, Niedźwiedź i Ustrnul 1988, Przybylak i Marciniak 1992, Niedźwiedź 2002, Łupikasza i Niedźwiedź 2002). T. Niedźwiedź (2002) zwraca uwagę na to, że duże opady (przekraczające 10 mm), występujące najczęściej pod koniec lata, jesienią i na początku zimy, mogą decydować o wzmożeniu ablacji dolnej części lodowców i zwiększeniu akumulacji śniegu w wyżej wyniesionych partiach pół firnowych. Otwartym pozostaje pytanie – w jakim stopniu akumulacja śniegu zachodząca jesienią i w początkowym okresie zimy wpływa na wielkość zimowego bilansu masy lodu.

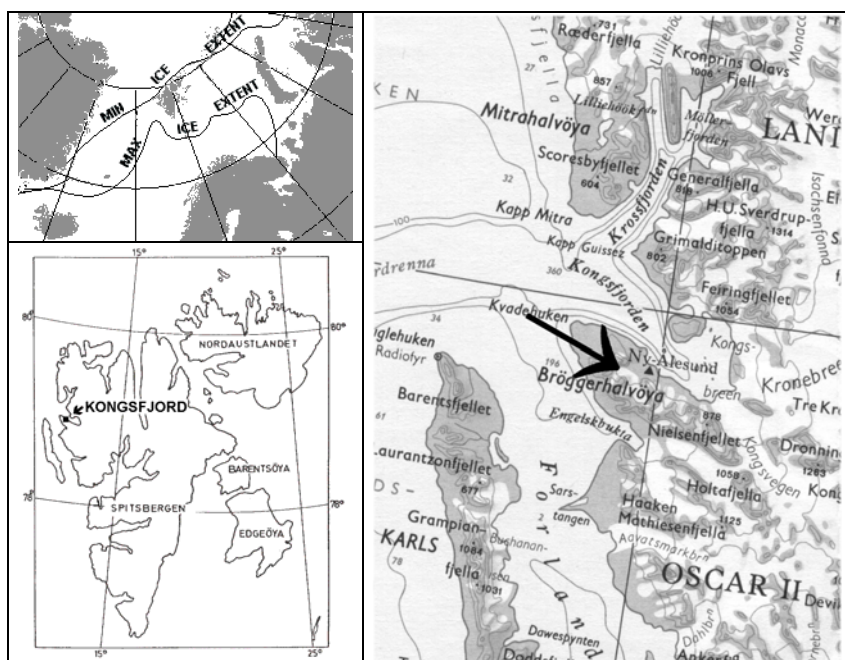
Na Spitsbergenie w ciągu XX wieku zaobserwowano wyraźną recesję lodowców. Studia nad zmianami bilansu masy lodowców tego rejonu prowadzone są przez Norweski Instytut Polarny od 1950 roku (Jania i Hagen 1996). Badania te dają obraz niejednoznaczny. W świetle dotychczasowych wyników, wartości bilansów poszczególnych lodowców różnią się w zależności od ich wielkości, położenia i ekspozycji. Małe lodowce o ekspozycji północnej i północno-wschodniej oraz z niewielkimi połami firnowymi charakteryzują się stosunkowo małymi dodatnimi bilansami zimowymi i ujemnymi bilansami netto, natomiast większe lodowce – posiadające nadmorskie położenie i duże powierzchnie akumulacyjne leżące w znacznej mierze na większych wysokościach (np. Kongsvegen) – cechują się większymi dodatnimi bilansami zimowymi i dodatnimi bilansami netto (Jania i Hagen 1996, Lefauconnier i in. 1999).

Próbie odpowiedzi na pytanie czy i w jakim stopniu zróżnicowanie zasięgu i tempa zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego znajduje swoje bezpośrednie odzwierciedlenie w zmienności bilansu masy lodowców Spitsbergenu podjęto w odniesieniu do dwóch lodowców tego rejonu posiadających najdłuższe serie pomiarowe. Są to zlokalizowane w NW części Spitsbergenu lodowce Austre Brogger i Midre Lovén. Dodatkowo zbadano związki bilansu tych lodowców ze zmiennością cyrkulacji atmo-

sfery charakteryzowanej w rejonie Spitsbergenu przez typy cyrkulacji Niedźwiedzia (2001). Sprawdzono również na ile w badanym okresie bilans masy tych lodowców zależy od zmienności termiki i opadów obserwowanych w NW części Spitsbergenu. Do badań zastosowano standardową analizę statystyczną (analiza korelacyjna, analiza regresji).

2. Materiały

Wiarygodne dane o wielkości zlodzenia mórz arktycznych rozpoczynają się od momentu wykorzystania do obserwacji lodów morskich technik satelitarnych (od 1971 roku). Obserwacje te stanowiły podstawę opracowywanych przez Narodowe Centrum Lodowe USA (NIC – National Ice Center) tygodniowych map zlodzenia poszczególnych akwenów. Mapy te, po analizie i korekcie, pozwoliły na określenie w ujęciu tygodniowym na poszczególnych morzach Arktyki zasięgu lodu i wielkości pokrywy lodowej o zwartości 10% i więcej. Dane te stanowią oficjalne archiwum Narodowego Centrum Danych Klimatycznych USA (NCDC – Asheville). Do niniejszego opracowania wykorzystano z tego zbioru ("1972-1994 Sea Ice Historical Data Set" – <http://www.natice.noaa.gov>) informacje dotyczące wielkości pokrywy lodowej występującej na morzach Grenlandzkim i Barentsa obejmujące pełny okres obserwacji, który zawiera archiwum, to jest 1199 tygodni – od stycznia 1972 do grudnia 1994 roku. Dane te stanowiły podstawę do obliczenia średnich miesięcznych wielkości zlodzenia dla wszystkich miesięcy badanego okresu (23 lata).



Rys. 1. Położenie obszaru badań oraz maksymalny i minimalny zasięg zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego

Fig. 1. Localisation of study area and maximum and minimum ice extent of the Barents and Greenland seas

Najdłuższe serie danych (od 1967 roku), dotyczące bilansu netto, zimowego i letniego, posiadają dwa lodowce położone w rejonie Kongsfjordu (rys. 1) – Austre Brogger (78°54'N, 11°50'E) i Midre Lovén (78°53'N, 12°04'E). Są to niewielkie (o długości około 4 km) lodowce dolinne o ekspozycji NE, których cyrki znajdują się na wysokości 650-400 m n.p.m., a czoła – na wysokości około 50 m n.p.m. Linia równowagi (ELA) przebiega na wysokości około 300 m n.p.m. (Glacier Mass Balance Bulletin 1999). Powierzchnia Austre Brogger wynosi około 6.1 km², a Midre Lovén – 5.5 km² (Jania i Hagen 1996). Jak podaje Lefauconnier i współautorzy (1999), Austre Brogger jest cienkim lodowcem zbudowanym z lodu zimnego, nie posiadającym realnego pola firnowego i charakteryzującym się brakiem zimowego odpływu, natomiast Midre Lovén jest lodowcem nieco grubszym z widocznym stałym odpływem zimowym. Oba lodowce mają podobną wielkość średniego (1967-1997) bilansu zimowego: Austre Brogger – 0.70 (±0.15) m e.w., Midre Lovén – 0.74 (±0.17) m e.w. i bilansu letniego: -1.13 (±0.28) m e.w. oraz -1.08 (±0.29) m e.w. odpowiednio. Do niniejszego opracowania chronologiczne wielkości bilansu zimowego, letniego i netto omawianych lodowców zaczerpnięto z pracy Lefauconniera i in. (1999).

Wspólne ciągi danych opisujących wielkość pokrywy lodowej, bilanse masy lodowców oraz typy cyrkulacji atmosferycznej Niedźwiedzia obejmują okres 23 lat (1972-1994). Nie jest to okres wystarczający w sensie klimatologicznym, lecz już na tyle długi, aby uzyskane wyniki mogły pozwolić na postawienie hipotezy o dużym stopniu prawdopodobieństwa, o występowaniu zależności między badanymi elementami.

3. Wyniki

Bilanse obu badanych lodowców wykazują w latach 1972-1994 silne i istotne pod względem statystycznym skorelowanie ($p < 0.000$). Najwyższy współczynnik korelacji liniowej występuje między bilansami zimowymi ($r = 0.934$). Nieco słabsze związki zachodzą między bilansami letnimi ($r = 0.795$) i netto ($r = 0.707$). Przy podobnej wielkości i lokalizacji obu lodowców taki rozkład korelacji wskazuje na duży wpływ czynników lokalnych, zwłaszcza zacienienia i występowania (Midre Lovén) lub braku (Austre Brogger) pola firnowego na kształtowanie się bilansu letniego i w konsekwencji bilansu netto.

W analizowanym 23-leciu stwierdzono przypuszczalnie istotne statystycznie ($p < 0.05$) związki zachodzące między wielkością bilansu zimowego obydwu badanych lodowców a wielkością zlodzenia na morzach Grenlandzkim i Barentsa w początkowym etapie jego rozwoju (tab. 1). Korelacje te mają znak ujemny, co oznacza, że wzrost bilansu zimowego omawianych lodowców następuje wtedy gdy na Morzu Grenlandzkim we wrześniu i październiku, a na Morzu Barentsa w październiku, listopadzie i grudniu rozwój pokrywy lodowej jest opóźniony lub bardzo słaby. Zmiany wielkości pokrywy lodowej w tych miesiącach objaśniają od 14 do 27% wariacji obserwowanego bilansu zimowego Austre Brogger i od 15 do 35% wariacji bilansu zimowego Midre Lovén.

Dla wyjaśnienia jaki odsetek zmienności bilansu zimowego omawianych lodowców może być określony przez zmiany wielkości pokrywy lodowej występującej na obu morzach przeprowadzono analizę regresji wielokrotnej. Badaniu poddano miesięczne wielkości zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego poczynając od sierpnia poprzedniego roku i kończąc w kwietniu roku, na który datowano bilans zimowy. Ze względu na małą licznosc zbioru ograniczono się do wyznaczenia równań regresji wielokrotnej z dwoma zmiennymi niezależnymi.

Tabela 1 – Table 1

Korelacje między bilansami zimowym i letnim w [m e.w.] lodowców Austre Brogger i Midre Lovén w okresie 1971/72-1994/95 a pokrywą lodową mórz Grenlandzkiego i Barentsa w latach 1972-1994.
r – współczynnik korelacji liniowej, p – poziom istotności statystycznej

Correlation between winter and summer balance in [m w. eq.] of Austre Brogger and Midre Lovén over the period 1971/72-1994/94 and sea ice cover of the Greenland and Barents seas (1972-1994)
r – coefficient of linear correlation, p – statistical significance level

Bilans – Balance		Zimowy – Winter						Letni – Summer		
Miesiąc – Month		Pokrywa lodowa –Sea ice cover								
		VIII	IX	X	XI	XII	I	VII	VIII	IX
Lodowiec – Glacier		Morze Grenlandzkie – Greenland Sea								
Austre Brogger	r	-0.381	-0.472	-0.499	-0.352	-0.126	-0.122	0.332	0.527	0.459
	p	0.073	0.023	0.015	0.099	0.567	0.578	0.121	0.010	0.028
Midre Lovén	r	-0.499	-0.555	-0.616	-0.506	-0.253	-0.266	0.337	0.436	0.396
	p	0.015	0.006	0.002	0.014	0.244	0.220	0.116	0.038	0.061
		Morze Barentsa – Barents Sea								
Austre Brogger	r	-0.385	-0.419	-0.473	-0.549	-0.517	-0.347	0.082	0.200	0.367
	p	0.069	0.047	0.023	0.007	0.012	0.105	0.709	0.359	0.085
Midre Lovén	r	-0.321	-0.400	-0.438	-0.491	-0.535	-0.483	0.148	0.269	0.436
	p	0.135	0.059	0.037	0.017	0.009	0.020	0.500	0.214	0.038

Przeprowadzona analiza wykazała, że wpływ na wartość bilansu zimowego lodowców Austre Brogger i Midre Lovén w początkowym okresie ewolucji pokrywy lodowej – wrześniu i październiku mają przede wszystkim zmiany zlodzenia Morza Grenlandzkiego, później – w listopadzie i grudniu – Morza Barentsa. W drugiej połowie sezonu zimowego, od stycznia do kwietnia, badane związki są nieistotne statystycznie. Wyniki omawianej analizy wskazują również, że choć bilanse zimowe (BZ; m ekwiwalentu słupa wody) obu lodowców wykazują ściśle skorelowanie, to jedynie w odniesieniu do jednego z nich (Midre Lovén) zachodzą istotne statystycznie związki z pokrywą lodową rozwijającą się jednocześnie na obydwu morzach. Ma to miejsce w listopadzie, w którym przeciętnie obserwuje się bardzo wyraźny skok w przyroście powierzchni pokrywy lodowej na obu morzach, i w którym w rozwoju zlodzenia na Morzu Barentsa zaznacza się istotny statystycznie trend dodatni. Związek ten opisuje zależność:

$$\text{Midre Lovén: } BZ = 1.555 - 0.0004 \cdot \text{BAR} - 0.0010 \cdot \text{GRE};$$

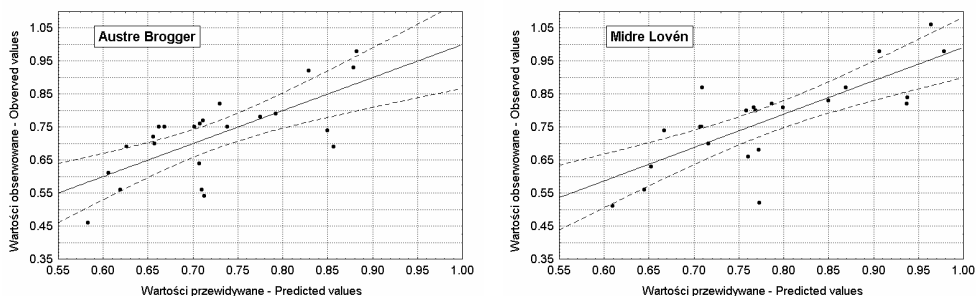
w której BAR i GRE oznaczają listopadową powierzchnię pokrywy lodowej (tys. km²) mórz Barentsa i Grenlandzkiego odpowiednio. Charakterystyka statystyczna tego związku jest następująca: r = 0.639, pop. R² = 0.35, p < 0.005, F(2,20) = 6.99, BSE = 0.11 m e.w. Zlodzenie mórz Barentsa i Grenlandzkiego w listopadzie jest również istotnie ujemnie związane z temperaturą powietrza obserwowaną w tym samym miesiącu na stacjach Svalbard-Lufthavn i Björnöya (Styszyńska 2000).

Najściślejsze związki bilansu zimowego (BZ; m e.w.) rozpatrywanych lodowców zachodzą z zlodzeniem Morza Grenlandzkiego we wrześniu i Morza Barentsa w grudniu roku poprzedzającego ten, na który datowany jest bilans zimowy (rok stycznia). Zmiany zlodzenia w tym czasie objaśniają 44% wariancji bilansu zimowego lodowca Austre Brogger i 65% wariancji bilansu zimowego lodowca Midre Lovén (rys. 2). Związki te, i ich charakterystyki statystyczne są następujące:

Austre Brogger: $BZ = 1.499 - 0.0006 \cdot \text{BAR}(12p) - 0.0010 \cdot \text{GRE}(09p)$;
 $R = 0.703$, pop. $R^2 = 0.443$, $p < 0.0011$, $F(2,20) = 9.7$, $BSE = 0.09$ m e.w.

Midre Lovén: $BZ = 1.717 - 0.0008 \cdot \text{BAR}(12p) - 0.0011 \cdot \text{GRE}(09p)$;
 $R = 0.827$, pop. $R^2 = 0.650$, $p < 0.0000$, $F(2,20) = 20.0$, $BSE = 0.08$ m e.w.

gdzie: $\text{BAR}(12p)$ i $\text{GRE}(09p)$ – wielkości pokrywy lodowej (tys. km²) na Morzu Barentsa w grudniu i na Morzu Grenlandzkim we wrześniu poprzedniego roku odpowiednio.



Rys. 2. Bilans zimowy lodowców Austre Brogger i Midre Lovén obliczony z wielkości pokrywy lodowej M. Grenlandzkiego we wrześniu i M. Barentsa w grudniu poprzedniego roku (1972-1994)

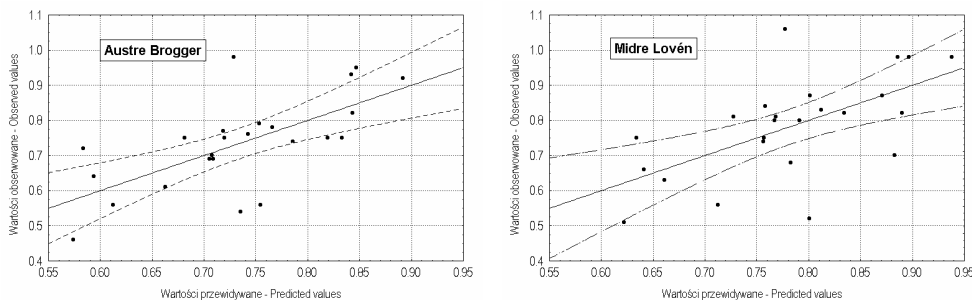
Fig. 2. Winter balance of the Austre Brogger and Midre Lovén glaciers calculated from the size of ice cover of the Greenland Sea in September and Barents Sea in December in the preceding year (1972-1994)

Podane zależności są wysoce istotne statystycznie i objaśniają duży procent zmienności bilansu zimowego obu analizowanych lodowców. Uzyskane wyniki sugerują, że przy niewielkim pokryciu morza przez lód (znaki "-" przy współczynnikach kierunkowych równań) na głównych kierunkach adwekcji mas powietrza, proces przepływu ciepła z oceanu do atmosfery może być bardzo intensywny, a to sprzyjać będzie wyraźnej dominacji mas powietrza morskiego, skutkującej w rejonie NW Spitsbergenu wzrostem temperatury powietrza (Styszyńska 2000) i opadów. Według badań Niedźwiedzia (2001), w grudniu rejon Spitsbergenu znajduje się pod dominującym wpływem adwekcji mas powietrza z sektora wschodniego i północno-wschodniego, a więc kierunków, na których powietrze przepływa nad zamrożonymi wodami Morza Barentsa. Zależność bilansu zimowego omawianych lodowców od wielkości pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim we wrześniu, wydaje się być bardziej skomplikowana. Na Morzu Grenlandzkim znaczną część pokrywy lodowej w początkowym okresie jej rozwoju tworzą lody pochodzenia arktycznego wnoszone Prądem Transpolarnym przez Cieśninę Fram. Tworzenie się nowego lodu zależy od końcowego stanu letniego nagrzania wód Morza Grenlandzkiego i ilości słonych i ciepłych wód atlantyckich wnoszonych przez Prąd Zachodniopitsbergeński. Omawiany związek ma więc charakter złożonych interakcji hydroklimatycznych zachodzących na dużych przestrzeniach (m.in. Marsz 1999, Styszyńska 2001). Jeżeli dostępny dla wymiany z atmosferą zasób ciepła w wodach jest duży, to w chłodnej porze roku przekaz ciepła i wilgoci do atmosfery może być bardzo intensywny. W rezultacie jesienią, adwekcje

powietrza z południa i południowego zachodu dawać będą w rejonie NW Spitsbergenu częste i duże opady (Niedźwiedź 2002).

Aby sprawdzić w jakiej mierze przedstawiona wyżej sugestia jest prawdziwa zbadano związki zmienności zlodzenia mórz Grenlandzkiego i Barentsa ze zmiennością typów cyrkulacji Niedźwiedzia (2001) charakteryzujących zmiany cyrkulacji atmosfery w rejonie Spitsbergenu. Okazało się, że zmiany zlodzenia obu mórz nie wykazują żadnego związku z typem cyrkulacji W, określającym natężenie cyrkulacji strefowej, zachodniej (dodatnie wartości wskaźnika) lub wschodniej (ujemne wartości wskaźnika). Występują natomiast istotne statystycznie związki ze zmiennością wskaźnika S, charakteryzującego natężenie cyrkulacji południowej. W badanym 23.letnim okresie wskaźnik S niezbyt silnie, ale istotnie koreluje z pokrywą lodową Morza Grenlandzkiego w październiku ($r = -0.451$, $p < 0.031$), listopadzie ($r = -0.490$, $p < 0.018$) i grudniu ($r = -0.466$, $p < 0.025$) oraz pod koniec zimy – w kwietniu ($r = -0.459$, $p < 0.028$). Z pokrywą lodową Morza Barentsa wskaźnik S silnie i istotnie koreluje jedynie w grudniu ($r = -0.641$, $p < 0.001$) i słabiej, ale również istotnie – w styczniu ($r = -0.431$, $p < 0.040$). Wskaźnik S osiąga wartości dodatnie przy przewadze napływu powietrza z sektora południowego i ujemne – z sektora północnego. Wszystkie przytoczone wyżej wartości współczynników korelacji mają znak ujemny, co oznacza, że wzrost napływu powietrza z sektora południowego pociąga za sobą zmniejszenie powierzchni zlodzenia obu mórz. Zmienność wartości wskaźnika S objaśnia od 15% (w styczniu) do 38% (w grudniu na Morzu Barentsa) zmienności pokrywy lodowej. Tak duży wpływ charakteru cyrkulacji atmosferycznej na kształtowanie się wielkości zlodzenia obu mórz można wyjaśnić jednoczesnym i zgodnym działaniem dwu czynników związanych z kierunkiem napływu mas powietrza: czynnika dynamicznego – dryf lodów i czynnika termicznego – wpływ temperatury powietrza na wzrost lub spadek powierzchni zlodzenia.

Bezpośredni wpływ wskaźnika cyrkulacji południowej na wielkość bilansu zimowego lodowców Austre Brogger i Midre Lovén nie jest duży, ale wyraźny. Istotne statystycznie związki zachodzą jedynie w grudniu i styczniu. Zmiany wskaźnika S w tych miesiącach objaśniają od 31% (Midre Lovén) do 39% (Austre Brogger) wariacji bilansu zimowego obu lodowców. Związki te, i ich charakterystyki statystyczne są następujące (rys. 3):



Rys. 3. Bilans zimowy lodowców Austre Brogger i Midre Lovén obliczony z wielkości wskaźnika cyrkulacji S w grudniu poprzedniego roku i styczniu roku bieżącego (1972-1994)

Fig. 3. Winter balance of the Austre Brogger and Midre Lovén glaciers calculated from the circulation S index in December in the preceding year and January in this year (1972-1994)

Austre Brogger: $BZ = 0.773 + 0.007 \cdot S(12p) + 0.006 \cdot S(01)$;
 $R = 0.664$, pop. $R^2 = 0.388$, $p < 0.0022$, $F(2,21) = 8.3$, $BSE = 0.11$ m e.w.

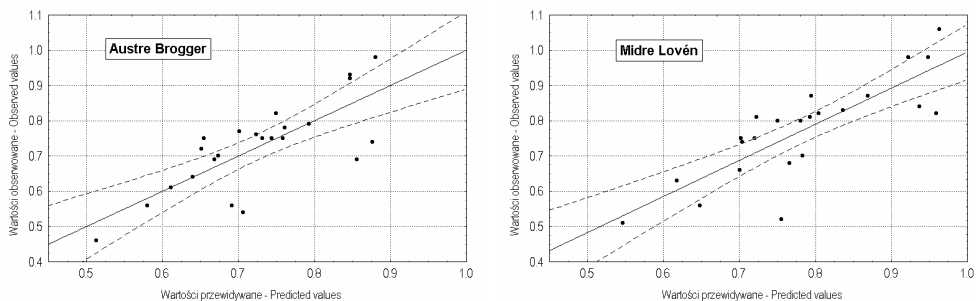
Midre Lovén: $BZ = 0.821 + 0.007 \cdot S(12p) + 0.006 \cdot S(01)$;
 $R = 0.608$, pop. $R^2 = 0.309$, $p < 0.0079$, $F(2,21) = 6.1$, $BSE = 0.12$ m e.w.

gdzie: $S(12p)$ i $S(01)$ – wielkości wskaźnika cyrkulacji południowej w grudniu poprzedniego roku i w styczniu roku, na który datowany jest bilans zimowy odpowiednio.

Do określenia, który z czynników – zlodzenie czy cyrkulacja atmosferyczna – wywiera większy wpływ na kształtowanie się wartości bilansu zimowego obu lodowców, przeprowadzono analizę regresji, wykorzystując metodę “regresji krokowej w przód”. Analiza związków bilansu zimowego omawianych lodowców ze średnimi miesięcznymi wielkościami zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego oraz miesięcznymi wskaźnikami cyrkulacji południowej, w okresie od sierpnia roku poprzedniego do kwietnia roku datowania bilansu zimowego, wykazała dominujący wpływ zmian zlodzenia w wykrytych do tej pory miesiącach (na Morzu Barentsa w grudniu – $BAR(12p)$ i na Morzu Grenlandzkim we wrześniu – $GRE(09p)$). Bezpośrednia rola wskaźnika cyrkulacji południowej w kształtowaniu wielkości bilansów zimowych lodowców Austre Brogger i Midre Lovén zdaje się być niewielka. Analiza ta wykazała również, że najsilniejszy wpływ na wartości bilansu zimowego obu lodowców wywierają wskaźniki S ze stycznia (rys. 4). Jednak uwzględnienie wskaźnika cyrkulacji południowej w styczniu ($S(01)$) zwiększa objaśnienie zmienności bilansu zimowego wyjaśniane przez zlodzenie zaledwie o 6% (Midre Lovén) – 8% (Austre Brogger):

Austre Brogger: $BZ = 1.486 - 0.0006 \cdot BAR(12p) - 0.009 \cdot GRE(09p) + 0.004 \cdot S(01)$;
 $R = 0.768$, pop. $R^2 = 0.526$, $p < 0.0006$, $F(3,19) = 9.1$, $BSE = 0.09$ m e.w.

Midre Lovén: $BZ = 1.705 - 0.0008 \cdot BAR(12p) - 0.001 \cdot GRE(09p) + 0.0036 \cdot S(01)$;
 $R = 0.869$, pop. $R^2 = 0.715$, $p < 0.0000$, $F(3,19) = 18.6$, $BSE = 0.07$ m e.w.



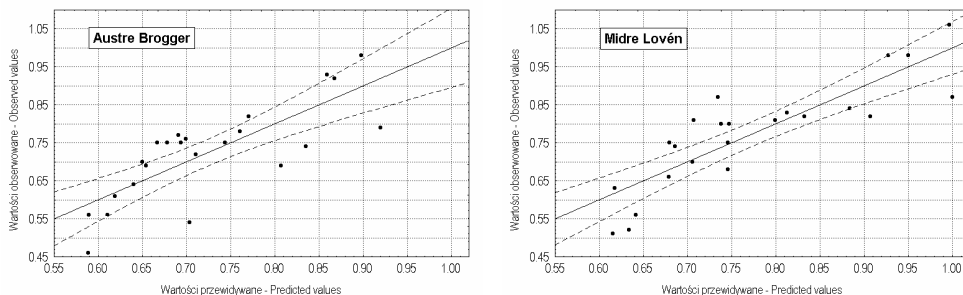
Rys. 4. Bilans zimowy lodowców Austre Brogger i Midre Lovén obliczony z wielkości pokrywy lodowej M. Grenlandzkiego we wrześniu i M. Barentsa w grudniu poprzedniego roku oraz wskaźnika cyrkulacji S w styczniu roku bieżącego (1972-1994)

Fig. 4. Winter balance of the Austre Brogger and Midre Lovén glaciers calculated from the size of ice cover of the Greenland Sea in September and Barents Sea in December in the preceding year and from the circulation S index in January in this year (1972-1994)

Zmiany cyrkulacji atmosferycznej wpływają na częstość napływu wilgotnych, "opadonośnych" mas powietrza. Opady zaś decydują o wielkości procesów akumulacji powierzchniowej. Zależność tę wykorzystuje do szacowania bilansu netto (dla Spitsbergenu m.in. Hagen i Liestøl 1990). W celu uzyskania odpowiedzi na pytanie na ile opady kształtują bilans zimowy omawianych lodowców przeprowadzono analizę korelacji sum opadu zimowego (październik-maj) notowanego na leżącej w niewielkiej odległości od obu lodowców (1.5 km od Austre Brogger i 5 km od Midre Lovén; 7 m n.p.m.) stacji Ny Alesund. Wartości sum opadu zimowego pochodzących z lat 1972-1994 zaczerpnięto z pracy Lefauconniera i współautorów (1999). Okazało się, że zmiany sum opadu zimowego z Ny Alesundu objaśniają od 35% wariacji bilansu zimowego Austre Brogger ($r = 0.613$, $p < 0.001$) do 42% wariacji bilansu zimowego Midre Lovén ($r = 0.664$, $p < 0.000$). Ten mniejszy niż sądzono odsetek zmienności bilansu zimowego objaśniany zmiennością sum opadowych wskazuje, że pozostała część zmienności bilansu zimowego omawianych lodowców określona jest przez inne niż opady zimowe czynniki. Jednym z nich mogą być właśnie zmiany zlodzenia mórz przyległych do Spitsbergenu. Jeżeli w analizie regresji wielokrotnej uwzględnić zmiany sum opadu zimowego obserwowanego w Ny Alesundzie (NAoz) i zmiany zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego (rys. 5) to okazuje się, że stopień objaśnienia zmienności bilansu zimowego Austre Brogger i Midre Lovén jest podobny do tego, który uzyskano analizując związki bilansu zimowego obu lodowców ze zmianami zlodzenia i wskaźnika cyrkulacji południowej w styczniu. Najlepsze dopasowanie ma miejsce wtedy, gdy jako zmienne niezależne poza sumami opadu zimowego występują takie same jak poprzednio zmienne opisujące zlodzenie obu mórz:

Austre Brogger: $BZ = 1.119 + 0.633 \cdot NAoz - 0.0007 \cdot GRE(09p) - 0.0004 \cdot BAR(12p)$;
 $R = 0.788$, pop. $R^2 = 0.560$, $p < 0.0003$, $F(3,19) = 10.3$, $BSE = 0.08$ m e.w.

Midre Lovén: $BZ = 1.273 + 0.733 \cdot NAoz - 0.0010 \cdot GRE(09p) - 0.0005 \cdot BAR(12p)$;
 $R = 0.858$, pop. $R^2 = 0.695$, $p < 0.0000$, $F(3,19) = 17.7$, $BSE = 0.08$ m e.w.



Rys. 5. Bilans zimowy lodowców Austre Brogger i Midre Lovén obliczony z wielkości pokrywy lodowej M. Grenlandzkiego we wrześniu i M. Barentsa w grudniu poprzedniego roku oraz zimowej sumy opadów w Ny Alesund (1972-1994)

Fig. 5. Winter balance of the Austre Brogger and Midre Lovén glaciers calculated from the size of ice cover of the Greenland Sea in September and Barents Sea in December in the preceding year and from winter precipitation sum in Ny Alesund (1972-1994)

Można również oczekiwać, że na wielkość bilansu zimowego znaczny wpływ wywierać winna temperatura powietrza. Zmiany temperatury powietrza notowanej w Ny Alesundzie¹ wykazują wyraźne skorelowanie z intensywnością cyrkulacji południowej (wskaźnik S). Objaśnia ona do 42÷49% wariacji średniej miesięcznej temperatury powietrza jesienią i na początku zimy (wrzesień, październik) i aż 72÷75% wariacji temperatury w okresie pełni zimy – w grudniu, styczniu i lutym. Zimowa temperatura powietrza w Ny Alesundzie pozostaje również pod stosunkowo dużym wpływem pokrywy lodowej. Zmiany zlodzenia Morza Barentsa objaśniają 53% wariacji temperatury powietrza w grudniu ($r = -0.747$, $p < 0.000$) i około 22-31% wariacji temperatury listopada, stycznia i lutego. Wpływ pokrywy lodowej Morza Grenlandzkiego na zmiany temperatury powietrza w Ny Alesundzie jest wyraźnie mniejszy, istotne statystycznie związki stwierdzono jedynie w listopadzie (współczynnik determinacji $d = 18\%$) i grudniu ($d = 35\%$).

Dla wyjaśnienia jaki odsetek zmienności bilansu zimowego omawianych lodowców może być określony przez zmiany temperatury powietrza w Ny Alesundzie (NAtp) przeprowadzono analizę regresji wielokrotnej, w której uwzględniono średnią miesięczną temperaturę powietrza poczynając od sierpnia poprzedniego roku do kwietnia roku, na który datowano bilans zimowy. Uzyskane wyniki wskazują, iż zmienność bilansu zimowego lodowca Midre Lovén zależy przede wszystkim od zmian temperatury powietrza w grudniu ($r = 0.563$, $p < 0.005$, $d = 24\%$), a Austre Brogger w grudniu i marcu ($R = 0.669$, $p < 0.003$, $d = 39\%$). Znacznie większy stopień objaśnienia zmian bilansu zimowego omawianych lodowców przez zmiany warunków pogodowych uzyskuje się wtedy gdy w analizie oprócz średnich miesięcznych wartości temperatury powietrza uwzględni się sumy opadu zimowego. W tym momencie większą rolę zaczynają odgrywać zmiany temperatury powietrza zachodzące na początku zimy – w październiku. Związki te, i ich charakterystyki statystyczne są następujące:

$$\begin{aligned} \text{Austre Brogger: } & BZ = 0.627 + 0.931 \cdot \text{NAoz} + 0.026 \cdot \text{NAtp}(10p); \\ & R = 0.772, \text{ pop. } R^2 = 0.556, p < 0.0001, F(2,20) = 14.8, \text{ BSE} = 0.08 \text{ m e.w.} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{Midre Lovén: } & BZ = 0.630 + 1.116 \cdot \text{NAoz} + 0.029 \cdot \text{NAtp}(10p); \\ & R = 0.791, \text{ pop. } R^2 = 0.588, p < 0.0000, F(2,20) = 16.7, \text{ BSE} = 0.09 \text{ m e.w.} \end{aligned}$$

Październik jest tym miesiącem, w którym w zależności od temperatury powietrza możliwe jest występowanie zarówno stosunkowo obfitych opadów deszczu, wpływających na wzmoczenie ablacji (zwłaszcza w niższych partiach lodowców), jak i równie obfitych opadów śniegu.

Podsumowując wyniki przedstawionej analizy trzeba stwierdzić, że najwyższy stopień objaśnienia zmienności bilansu zimowego Midre Lovén daje równanie, w którym jako zmienne niezależne znalazły się wielkości pokrywy lodowej na Morzu Barentsa w grudniu, na Morzu Grenlandzkim we wrześniu i wskaźnik cyrkulacji południowej ze stycznia. Zmienne te objaśniają 71.5% wariacji obserwowanej zmienności bilansu zimowego tego lodowca. Dla lodowca Austre Brogger najwyższy stopień objaśnienia (56.0%) daje równanie, w którym jako zmienne niezależne znajdują się suma opadu zimowego w Ny Alesundzie i te same, co w poprzednio wymienionym lodowcu zmienne

¹ Dr Andrzejowi Araźnemu z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika dziękuję za udostępnienie serii średniej miesięcznej temperatury powietrza w Ny Alesundzie z lat 1981-1994. Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza w okresie 1972-1980 zaczerpnięto z pracy Steffensen (1982)

opisujące zlodzenie mórz Grenlandzkiego we wrześniu i Barentsa w grudniu. Wbrew temu, czego można by się spodziewać, objaśnienie zmienności bilansu zimowego przez wartości temperatury powietrza i miesięcznych sum opadowych jest mniejsze i nie przekracza 56-59%.

4. Wnioski

Przedstawione rezultaty analizy wskazują, że między wielkością pokrywy lodowej na Morzu Grenlandzkim i Morzu Barentsa a zimowym bilansem obu lodowców występują wyraźne i stosunkowo ściśle związki, ściślejsze, niż związki bilansu zimowego z łącznym działaniem temperatury powietrza i sumy opadu zimowego. Dołączenie do wartości charakteryzujących pokrywę lodową na obu morzach wskaźnika cyrkulacji południowej Niedźwiedzia (2001) ze stycznia daje najwyższy stopień objaśnienia zmian bilansu w przypadku Midre Lovén, przekraczający 70%, zaś w przypadku Austre Brogger te same zmienne objaśniają ponad 50% zmienności bilansu zimowego. Oznacza to, że można, posiłkując się zmianami wielkości pokrywy lodowej i wskaźnikami cyrkulacji szacować dość wiarygodnie wartości bilansu zimowego lodowców spitsbergeńskich.

Przeprowadzona analiza wykazuje jednak, że należy liczyć się ze znacznym zróżnicowaniem reakcji poszczególnych lodowców na zachodzące zmiany środowiskowe. Wykazują to dowodnie różnice między oboma rozpatrywanymi lodowcami. Mimo ich podobnej powierzchni i bliskiego siebie położenia, ich reakcje na zachodzące zmiany (również temperatury powietrza i sum opadu zimowego) nie są takie same, o czym przekonuje analiza zarówno współczynników korelacji, jak i współczynników determinacji równań regresji wielokrotnej. Znacznie silniej i wyraźniej reaguje na zachodzące zmiany pokrywy lodowej, cyrkulacji atmosferycznej, temperatury powietrza i zimowych sum opadowych Midre Lovén niż Austre Brogger; dotyczy to wpływu każdego z wymienionych czynników na bilans zimowy. Można jedynie się domyślać, że przyczyna tych odmienności związana jest z warunkami lokalnymi położenia obu tych lodowców (wpływem topografii otoczenia, ekspozycją ...). Trzeba jednak podkreślić, iż mimo różnic w wielkości reakcji, oba te lodowce reagują w takim samym kierunku na kierunek zmiany każdego z analizowanych czynników (zgodność znaków stojących przed odpowiednimi składowymi równań).

Dla lodowców położonych w rejonie Kongsfjordu, można sformułować ogólną prawidłowość, że im mniejszy zasięg lodów na Morzu Grenlandzkim i Morzu Barentsa w listopadzie, tym większa będzie wartość bilansu zimowego w okresie nadchodzącej zimy. Uszczegółowiając, można określić warunki, które wydają się determinować wartość bilansu zimowego: im mniejsza będzie powierzchnia zlodzenia Morza Grenlandzkiego we wrześniu, im mniejsza będzie powierzchnia lodów morskich na Morzu Barentsa w grudniu i im większy będzie udział napływu mas powietrza z sektora południowego w styczniu, tym większy będzie zimowy bilans masy lodowców na tym obszarze (i odwrotnie).

Zespół warunków najsilniej wpływających na wartość bilansu zimowego lodowców Midre Lovén i Austre Brogger jest metachroniczny. Zasięg lodów na Morzu Grenlandzkim we wrześniu jest zbliżony do zasięgu minimalnego. Sugeruje to, że ten czynnik opisuje w sposób niejawni nagromadzone w okresie lata zasoby ciepła w wodach Morza Grenlandzkiego, które następnie, poprzez skomplikowany łańcuch zależności, wywierają wpływ na wartość bilansu zimowego lodowców. Przypuszczalnie główną rolę odgrywają tu procesy wymiany ciepła i wilgoci między powierzchnią morza a atmosferą. W sytuacji, gdy zasoby ciepła w wodach Morza Grenlandzkiego są zwiększone, dochodzi do opóź-

nienia przesuwania się skraju lodów na południe i tym samym przedłuża się w okresie jesieni i z początkiem zimy występowanie procesów intensywnej konwekcji.

Zasięg lodów na Morzu Barentsa w grudniu najprawdopodobniej reguluje stopień transformacji mas powietrza napływającego z sektora wschodniego i południowo-wschodniego nad północny Spitsbergen. Najłatwiej określić rolę stycziowych adwekcji z południa – wzrost częstości napływu mas powietrza z tego kierunku związany jest z napływem cieplejszego i bogatszego w parę wodną powietrza, które może przyczyniać się do zwiększenia sum opadowych.

Przyczyn, dla których wielkość zlodzenia tak silnie wpływa na wartość bilansu zimowego lodowców, można doszukiwać się głównie w tym, że w okresie występowania braku dopływu promieniowania słonecznego (noc polarna) zmienność powierzchni lodów morskich stanowi najważniejszy regulator występujących na dużych obszarach typów równowagi atmosferycznej (woda – chwiejna, lód – stała). W ten sposób wielkość zlodzenia wywiera bezpośredni i pośredni wpływ na cały kompleks występujących zimą warunków meteorologicznych.

Bilans letni badanych lodowców w niewielkim stopniu zależy od zmian zlodzenia. Jedyne istotniejsze, choć bardzo słabe związki stwierdzono ze zlodzeniem Morza Grenlandzkiego w sierpniu. Przyczyną braku omawianych związków latem jest, jak na to wskazują między innymi badania Hagen i Liestøl (1990) oraz Lefauconniera i współautorów (1999), wzrastająca w okresie dnia polarnego rola czynnika insulacyjno-radiacyjnego. Według przytaczanych autorów związek bilansu letniego omawianych lodowców z sumą dodatnich średnich dobowych temperatur powietrza w okresie czerwiec-wrzesień jest na tyle ścisły, że pozwala zależność tę traktować jako prognostyczną.

Literatura

- Glacier Mass Balance Bulletin, 1999, Bulletin No. 5 (1996-1997). IAHS(ICSU) – UNEP – UNESCO: 41-45.
- Hagen J.O., Liestøl O., 1990, Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950-1988. *Annals of Glaciology*, 14: 102-106.
- Jania J., Hagen J.O., 1996, Mass balance of Arctic glaciers. IASC Report No.5. University of Silesia, Faculty of Earth Sciences, Sosnowiec-Oslo: 62 s.
- Lefauconnier B., Hagen J.O., Ørbæk J.B., Melvold K., Isaksson E., 1999, Glacier balance trends in the Kongsfjorden area, western Spitsbergen, Svalbard, in relation to the climate. *Polar Research*, 18, 2: 307-313.
- Łupikasza E., Niedźwiedz T., 2002, Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na opady atmosferyczne w Hornsundzie. [w:] *Polish Polar Studies, Funkcjonowanie i monitoring geosystemów obszarów polarnych*: 203-216.
- Markin V.A., 1975, Klimat oblasti sovremennogo oledeneniya. [w:] *Oledeneniye Spitsbergena (Svalbarda), Rezultaty Issledovaniy po Meždunarodnym Geofizičeskim Proektam, Izdatel'stvo Nauka, Moskva*: 42-105.
- Marsz A., 1999, Temperatura powierzchni wody na Północnym Atlantyku a temperatura powietrza na Spitsbergenie i Jan Mayen. *Problemy Klimatologii Polarnej* 9: 37-80.
- Marsz A.A., Styszyńska A., 2002, Zagadnienie odtworzenia wartości bilansu Lodowca Hansa (SW Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 117-131.
- Niedźwiedz T., 1997, Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 7:19-39.
- Niedźwiedz T., 2001, Zmienność cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem w drugiej połowie XX wieku. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 11: 7-26.

- Niedźwiedz T., 2002, Wpływ cyrkulacji atmosfery na wysokie opady w Hornsundzie (Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12: 65-75.
- Niedźwiedz T., Ustrnul Z., 1988, Wpływ sytuacji synoptycznych na stosunki opadowe w Hornsundzie (Spitsbergen). *XV Sympozjum Polarne*, Wydawnictwa Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław: 196-202.
- Przybylak R., Marciniak K., 1992, Opady a cyrkulacja atmosferyczna na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu w okresie 1979-1985. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2: 84-95.
- Steffensen E., 1982, The climate at Norwegian arctic stations. *Klima*, 5: 44s.
- Styszyńska A., 2000, Correlation between air temperature in the area of Spitsbergen and Jan Mayen and ice cover of the Barents and Greenland seas over the period 1972-1994. *Polish Polar Studies, The 27th International Polar Symposium*: 279-295.
- Styszyńska A., 2001, Zmiany zlodzenia mórz Barentsa i Grenlandzkiego w świetle zmian wskaźnika intensywności Prądu Labradorzkiego (1972-1994). Wstępne wyniki analizy. *Problemy Klimatologii Polarnej* 11: 93-104.
- Zubakin G.K., 1987, Krupnomasštabnaya izmenčivost' sostoyanya ledyanogo pokrova morey Severno-Evropejskogo basseyna. *Gidrometeoizdat, Leningrad*: 160 s.

CORRELATION BETWEEN SEA ICE COVER OF THE BARENTS AND GREENLAND SEAS AND THE MASS BALANCE OF GLACIERS IN THE KONGSFJORDEN AREA (NW SPITSBERGEN)

Summary

The sea ice cover of the Greenland and Barents seas is characterised by great seasonal and interannual changeability which has influence on radiation and heat balance of that region. This changeability is directly observed in changes in atmospheric circulation and further noted in changes in meteorological elements (mainly in air temperature, cloudiness, precipitation and wind). Changes in weather conditions determine both the value of losses of glacier masses in a given balance year and the value of ice masses accumulation. This article tries to find the answer to a question **if** and **to what extent** the variability of the extent and rate of the Barents and Greenland seas ice formation is directly reflected in changeability of glaciers masses balance in the region of Spitsbergen. This research was based on the mass balance of two small glaciers located in the region of Kongsfjord, i.e. Austre Brogger and Midre Lovén.

The mean monthly values of sea ice cover observed in the Greenland and Barents seas in the period 1972-1994 were used in this research (the values calculated on the basis of 1-week values of these seas ice cover taken from NCDC – Asheville). The values of winter, summer and net balances of the said glaciers were drawn from article by Lefauconnier et al. (1999). In addition, the correlation was examined between the balance Austre Brogger and Midre Lovén glaciers and the changeability of atmospheric circulation described by Niedźwiedz 'circulation types' (2001). The research made use of standard statistical analysis (correlation and regression analysis).

Statistically significant correlations have been noted between the values of winter balances of both examined glaciers and the size of ice cover of the Barents and Greenland seas at the initial stage of its formation - in November ($r \sim -0.55 \pm 0.64$, adj. $R^2 \sim 0.30 \pm 0.35$). The result of analysis of

multiple regression indicated that the strongest correlation with ice cover of the Greenland Sea occurs in September, whereas in the Barents Sea in December ($R \sim 0.70 \div 0.83$). Changes in sea ice cover observed in that time explain 44% and 65% of changeability in winter balance of Austre Brogger and Midre Lovén glaciers, respectively. These results suggest that the process of heat transfer from the ocean to the atmosphere may be very intensive when the sea is merely covered with ice in the areas on the way of main directions of air mass advection. This will provide favourable condition for clear domination of sea air masses resulting in the increase in air temperature (Styszyńska 2000) and precipitation in the region of NW Spitsbergen

The summer balance of the examined glaciers is influenced by the changes in ice conditions only to a small extent. The only significant correlation with sea ice condition of the Greenland Sea was noted in August. Lack of the discussed correlation in summer is attributed to the influence of insolation and radiation factors whose importance increase during the polar day (as indicated in research by Lefauconnier et al. (1999)).