

ZŁODZENIE ZATOKI ADMIRALICJI A TEMPERATURA WODY W ENERGOAKTYWNEJ STREFIE MORZA BELLINGSHAUSENA (1982-1997)

Grzegorz Kruszewski

Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Wydział Nawigacyjny WSM w Gdyni

e-mail: krucha@wsm.gdynia.pl

1. Wstęp

Zatoka Admiralicji jest największą z zatok archipelagu Szetlandów Południowych. Nad jej brzegiem od 1977 roku usytuowana jest Stacja PAN im. H. Arctowskiego. Systematyczne obserwacje zjawisk lodowych na Zatoce Admiralicji prowadzone są od końca roku 1994, choć w niektórych sezonach zimowych z lat wcześniejszych notowano formy występującego lodu. Próbę odtworzenia zimowych warunków lodowych na wodach Zatoki Admiralicji z lat 1977-1996 zawiera wcześniejsza praca autora (1999). Na przebieg zlodzenia tego stosunkowo niewielkiego akwenu (122,08 km²) wpływ wywierają zarówno czynniki lokalne jak i wielkoskalowe zmiany zasięgu lodu morskiego w poszczególnych miesiącach i latach. Ze względu na intensywną cyrkulację wody w Zatoce (Pruszek 1980, Madejski i Rakusa-Suszczewski 1990) i jej znaczne głębokości sam czynnik termiczny okazuje się niewystarczający do wytworzenia pokrywy lodowej w osiowych partiach Zatoki. Odnawiane w trakcie pływów wraz z wymianą wody zasoby ciepła, nie pozwalają na utworzenie się tam lodu autochtonicznego. Warunkiem niezbędnym do rozpoczęcia formowania się stałej pokrywy lodowej jest ograniczenie przekazu ciepła z głębszych warstw wody ku powierzchni, co następuje w wypadku napłynięcia paku lodowego z Cieśniny Bransfielda. Do pokrycia lodem większej części Zatoki Admiralicji dochodzi zazwyczaj w ten właśnie sposób (Kruszewski 1996, 1999; Zwolska i Janecki 1999). O ile zaistnieją wówczas sprzyjające warunki anemometryczne i termiczne, wniesiony z Cieśniny Bransfielda pak może w ciągu kilku dób ulec zespojeniu w stałą pokrywę lodu morskiego.

Szereg autorów zwraca uwagę na związki (zwłaszcza w skali regionalnej) pomiędzy rozwojem pokrywy lodów morskich, a temperaturą powietrza i powierzchni oceanu. Rejonem, w którym związki te są szczególnie wyraźne jest obszar położony na NW od Półwyspu Antarktycznego (m. in. Weatherly i in. 1991, King 1994, Styszyńska 1997, 2000).

Natężenie zjawisk lodowych notowanych danej zimy na niewielkiej (w skali regionu) Zatoce Admiralicji wykazuje bardzo silne związki z zasięgami zimowej pokrywy lodów morskich w skali regionalnej (Kruszewski 1999, 2000), które pozostają, między innymi, pod wpływem temperatury powierzch-

chni oceanu. Opisanie przez Styszyńską (1999) przypuszczalnego charakteru powiązań pomiędzy temperaturą powierzchni oceanu (TPO) w rejonie południka 080°W a zmiennością temperatury powietrza i kierunków wiatru w rejonie Sztetlandów Południowych, sugerowało istnienie podobnych związków z natężeniem zjawisk lodowych w tym rejonie, a więc i na Zatoce Admiralicji.

2. Materiały i metoda

Dane o średniej miesięcznej temperaturze powierzchni oceanu (w skrócie TPO) dla pól (gridów) o rozdzielczości 2°x 2° uzyskane za pomocą technik satelitarnych pochodzą ze zbioru NASA i obejmują lata 1982-1997.

Syntetyczne dane o zlodzeniu Zatoki Admiralicji w danym roku zaczerpnięto z pracy Kruszeńskiego (1999), gdzie przedstawiono je w postaci skategoryzowanej. Autor wyróżnił pięć kategorii natężenia zjawisk lodowych na Zatoce Admiralicji:

1. Zwarte pola lodowe utrzymujące się w Zatoce Admiralicji do 10 dni. Możliwe wykształcenie młodego lodu brzegowego w końcowych partiach fiordów.
2. Lód stały w części fiordów. Zwarte lub bardzo zwarte pola lodowe (niezespojone) utrzymujące się w osiowej części Zatoki Admiralicji do około trzech tygodni.
3. Lód stały w fiordach. Osiove partie Zatoki Admiralicji pokryte lodem stałym (zespojonym) lub całkowicie zwartym (10/10) przez łączny okres 20 – 50 dni.
4. Lód stały w fiordach. Osiove partie Zatoki Admiralicji pokryte lodem stałym (zespojonym) przez okres 50 – 80 dni.
5. Lód stały w fiordach. Osiove partie Zatoki Admiralicji pokryte lodem stałym (zespojonym) przez okres powyżej 80 dni.

Poszczególne kategorie zlodzenia Zatoki Admiralicji wystąpiły w następujących latach:

- 1 - 1979, 1983, 1985, 1989, 1996, 1997
- 2 - 1984
- 3 - 1981, 1988, 1990, 1994, 1998
- 4 - 1977, 1978, 1987, 1992
- 5 - 1980, 1986, 1991, 1995

Wspólny okres obserwacji TPO i zlodzenia Zatoki Admiralicji, zależnie od miesiąca, wynosi od 13 do 14 lat (dla lat 1982 i 1993 brak danych o zlodzeniu Zatoki Admiralicji).

Do zbadania związków pomiędzy kategoriami zlodzenia a temperaturą wody powierzchniowej w poszczególnych miesiącach posłużono się korelacją rangową Spearmana. Przy wykorzystaniu tej metody wykryto wcześniej (Kruszeński, 1999, 2000) silne i istotne statystycznie związki pomiędzy kategoriami zlodzenia Zatoki Admiralicji a temperaturą zimy na Stacji Arctowskiego ($R = 0.906$), wartościami Annual Ice Cover Index wg Hewitta (1997) oraz zasięgami skraju lodów morskich na wybranych południkach Antarktyki Zachodniej.

3. Związki pomiędzy temperaturą powierzchni oceanu a kategoriami zlodzenia Zatoki Admiralicji

Analizą objęto fragment Oceanu Południowego na którego obszarze badania cytowanych wcześniej autorów sugerowały istnienie tzw. strefy energo-aktywnej. Rejon ten, którego granice wyznaczają współrzędne geograficzne 55-67°S i 061-087°W, w swej głównej części znajduje się na Morzu Bellingshausena, a częściowo w strefie prądu Dryfu Wiatrów Zachodnich (Prądu Cirkumpolarnego) SE Pacyfiku i obszarze Cieśniny Drake'a.

Liczebność zbioru danych ograniczono, przyjmując do analizy jedynie dane o średnich miesięcznych wartościach temperatury wody powierzchniowej (TPO) z południków 86, 80, 74, 68 i 62°W. W przekroju równoleżnikowym zastosowano na każdym z wymienionych południków cięcie co 2° (począwszy od równoleżnika 56°S na południe, do przybliżonych granic minimalnego zasięgu lodu morskiego na poszczególnych południkach).

Przeprowadzono badania związków synchronicznych, pomiędzy TPO w poszczególnych miesiącach roku, a kategorią zlodzenia Zatoki Admiralicji w tym samym roku, jak też związków asynchronicznych, pomiędzy TPO, a kategoriami zlodzenia w roku następnym. Uzyskane wyniki prezentują tabele 1-2. Wartości przypuszczalnie istotne (na poziomie $p < 0.05$) pogrubiono i oznaczono indeksem (a), zaś wartości statystycznie istotne (na poziomie $p < 0.01$) - indeksem (b).

Analiza związków synchronicznych (dla tego samego roku) temperatury powierzchni oceanu i kategorii zlodzenia Zatoki Admiralicji daje dość jednoznaczne rezultaty (patrz tab. 1). Wszystkie prezentowane współczynniki korelacji są ujemne, co znaczy, że spadkowi TPO towarzyszy wzrost kategorii zlodzenia, czyli nasilenie zjawisk lodowych w miesiącach zimowych danego roku. Ponieważ kategorie zlodzenia Zatoki Admiralicji generalnie charakteryzują przebieg zimowego zlodzenia wód Zatoki, które w praktyce najczęściej było obserwowane od końca czerwca do początków października, występowania istotnych statystycznie korelacji w tych właśnie miesiącach należało się spodziewać. Rozkład najwyższych stwierdzonych współczynników korelacji, zarówno w czasie jak i w przestrzeni, jest jednak nieco różny od spodziewanego. Obok stwierdzonych wyraźnych korelacji w miesiącach zimowych - począwszy od południka 086°W (lipiec) aż po południk 068°W (czerwiec-listopad) pojawiają się skupiska istotnych statystycznie korelacji w miesiącach letnich, zwłaszcza na południkach 086 i 080°W.

Wytlumaczenie istnienia związków w miesiącach zimowych jest stosunkowo proste, o ile przeanalizuje się dane dotyczące zasięgu lodów morskich w poszczególnych miesiącach. Najwyższe korelacje stwierdza się w rejonach położonych na granicy średniego zasięgu lodów morskich na danym południku w danym miesiącu. Jest to szczególnie widoczne na południkach 080 - 068°W, gdzie najwyższe współczynniki korelacji, osiągające próg istotności statystycznej $p < 0.01$ i wartości rzędu -0.68 do -0.80 pojawiają się na szerokości geograficznej przeciętnego wieloletniego położenia skraju lodu w danym miesiącu. Nieco inny obraz uzyskujemy na południku najbliższym Szetlandów Południowych - 062°W. W tym przypadku wspomniana prawidłowość sprawdza się w początkach zimy (czerwiec i lipiec) oraz w fazie intensywnego cofania się lodu (listopad i grudzień). Na słabsze synchroniczne korelacje zachodzące pomiędzy elementami hydrologicznymi w bezpośrednim sąsiedztwie Szetlandów Południowych w stosunku do dalej położonych obszarów, a warunkami meteorologicznymi na Stacji Arctowskiego zwróciła już uwagę Styszyńska (1997).

Tabela 1 - Table 1

Wartości współczynników korelacji rangowej Spearmana pomiędzy TPO na południkach 086°W, 080°W, 074°W, 068°W i 062°W a kategoriami zlodzenia Zatoki Admirałcji w tym samym roku (1982-1997)

Values of Spearman correlation coefficients between SST at 086°W, 080°W, 074°W, 068°W and 062°W and ice cover category of the Admiralty Bay in the same year

086°W												
φ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
56°S	-0.24	-0.40	-0.23	-0.18	-0.13	-0.61^a	-0.44	0.14	-0.22	-0.44	-0.06	-0.16
58°S	-0.18	-0.41	-0.22	-0.21	-0.13	-0.31	-0.24	0.17	0.12	-0.06	-0.03	-0.28
60°S	-0.39	-0.48	-0.41	-0.25	-0.01	-0.32	-0.21	-0.14	0.05	-0.01	-0.11	-0.26
62°S	-0.57^a	-0.57^a	-0.49	-0.35	-0.26	-0.14	-0.38	-0.35	-0.45	-0.26	-0.24	-0.18
64°S	-0.67^b	-0.51	-0.37	-0.37	-0.40	-0.10	-0.52	-0.45	-0.39	-0.40	-0.22	0.02
66°S	-0.47	-0.40	-0.24	-0.30	-0.26	-0.28	-0.60^a	-0.38	-0.32	-0.43	-0.16	0.03
080°W												
56°S	-0.31	-0.44	-0.35	-0.12	-0.26	-0.65^a	-0.43	-0.30	-0.27	-0.51	-0.18	-0.26
58°S	-0.24	-0.44	-0.37	-0.30	-0.21	-0.42	-0.47	-0.26	-0.28	-0.35	-0.16	-0.32
60°S	-0.43	-0.53^a	-0.50	-0.25	-0.13	-0.17	-0.38	-0.17	-0.19	-0.18	-0.20	-0.32
62°S	-0.58^a	-0.62^a	-0.47	-0.41	-0.24	-0.13	-0.51	-0.35	-0.37	-0.33	-0.40	-0.35
64°S	-0.61^a	-0.67^b	-0.47	-0.39	-0.20	-0.36	-0.63^a	-0.60^a	-0.52	-0.44	-0.39	-0.22
66°S	-0.45	-0.36	-0.17	-0.30	-0.26	-0.68^b	-0.68^b	-0.56^a	-0.39	-0.17	-0.27	0.01
074°W												
56°S	-0.23	-0.44	-0.26	-0.54^a	-0.37	-0.54^a	-0.68^b	-0.71^b	-0.42	-0.53	-0.36	-0.21
58°S	-0.25	-0.38	-0.14	-0.40	-0.30	-0.60^a	-0.70^b	-0.47	-0.28	-0.60^a	-0.28	-0.39
60°S	-0.46	-0.48	-0.28	-0.51	-0.55^a	-0.60^a	-0.64^a	-0.45	-0.53	-0.70^b	-0.59^a	-0.49
62°S	-0.53^a	-0.49	-0.50	-0.55^a	-0.44	-0.56^a	-0.58^a	-0.55^a	-0.68^a	-0.68^a	-0.59^a	-0.26
64°S	-0.47	-0.58^a	-0.40	-0.42	-0.40	-0.38	-0.50	-0.69^b	-0.60^a	-0.48	-0.42	-0.08
66°S	-0.29	-0.33	-0.28	-0.38	-0.41	-0.50	-0.39	-0.20	-0.05	-0.08	-0.20	-0.16
068°W												
56°S	-0.41	-0.52	-0.64^a	-0.64^a	-0.59^a	-0.63^a	-0.67^a	-0.45	-0.49	-0.60^a	-0.43	-0.16
58°S	-0.27	-0.50	-0.52	-0.63^a	-0.75^b	-0.55^a	-0.54^a	-0.14	-0.48	-0.50	-0.46	-0.30
60°S	-0.56^a	-0.40	-0.37	-0.42	-0.50	-0.39	-0.39	-0.32	-0.61^a	-0.56^a	-0.64^a	-0.35
62°S	-0.17	-0.50	-0.33	-0.29	-0.28	-0.45	-0.41	-0.61^a	-0.80^b	-0.59^a	-0.57^a	-0.42
64°S	-0.27	-0.44	-0.26	-0.16	-0.26	-0.51	-0.51	-0.66^a	-0.51	-0.36	-0.49	-0.35
062°W												
56°S	-0.27	-0.38	-0.55^a	-0.45	-0.70^b	-0.74^b	-0.60^a	-0.01	-0.34	-0.50	-0.48	-0.37
58°S	-0.27	-0.40	-0.57^a	-0.48	-0.59^a	-0.64^a	-0.35	-0.11	-0.44	-0.36	-0.58^a	-0.41
60°S	-0.34	-0.40	-0.53	-0.43	-0.46	-0.71^b	-0.28	-0.29	-0.54	-0.32	-0.74^b	-0.39
62°S	-0.22	-0.57^a	-0.40	-0.37	-0.25	-0.72^b	-0.55^a	-0.46	-0.24	-0.43	-0.72^b	-0.66^b

Zastanawiające wydaje się stwierdzenie stosunkowo silnych związków statystycznych pomiędzy kategoriami zlodzenia Zatoki Admiralicji a TPO w rejonie położonym pomiędzy 074°W a 062°W w szerokościach 56-58°S, a więc w obrębie Cieśniny Drake'a. Najwyraźniejsze są one w okresie od czerwca do sierpnia (074°W), a na południkach położonych dalej na wschód praktycznie od marca do lipca. Współczynniki korelacji rangowej osiągają dla niektórych gridów istotność statystyczną $p < 0.01$ przy wartościach rzędu -0.67 do -0.75. Powiązania te zdają się sugerować, że anomalie temperatury wody powierzchniowej w Cieśninie Drake'a wyprzedzają w czasie zjawiska lodowe w rejonie Półwyspu Antarktycznego. Niższa od przeciętnej temperatura wód na tym obszarze w okresie antarktycznej jesieni i początku zimy skutkuje cięższymi warunkami lodowymi na Zatoce Admiralicji.

Tabela 2 - Table 2

Wartości współczynników korelacji rangowej Spearmana pomiędzy TPO na południkach 086°W, 080°W i 074°W a kategoriami zlodzenia Zatoki Admiralicji w roku następnym (1982-1997)

Values of Spearman correlation coefficients between SST at 086°W, 080°W and 074°W and ice cover category of the Admiralty Bay in the following year

086°W												
φ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
56°S	-0.01	-0.32	-0.15	-0.37	-0.54^a	-0.39	-0.38	-0.17	-0.47	-0.40	-0.15	-0.17
58°S	0.10	-0.10	-0.15	-0.21	-0.55^a	-0.51	-0.37	-0.02	-0.18	-0.52	-0.25	-0.18
60°S	0.03	0.00	-0.21	-0.18	-0.20	-0.22	-0.14	0.01	0.06	-0.45	-0.38	-0.18
62°S	0.12	-0.02	-0.09	-0.08	-0.02	-0.08	-0.16	0.03	-0.07	-0.57^a	-0.44	-0.40
64°S	0.14	0.17	0.10	-0.02	-0.06	-0.10	-0.17	-0.11	-0.11	-0.60^a	-0.47	-0.33
66°S	0.33	0.26	0.15	0.17	0.08	0.04	-0.17	-0.17	0.08	-0.55^a	-0.28	-0.08
080°W												
56°S	0.04	-0.22	0.08	-0.33	-0.53^a	-0.22	-0.16	-0.22	-0.58^a	-0.56^a	-0.34	-0.14
58°S	0.10	-0.09	0.20	-0.11	-0.53^a	-0.21	-0.16	-0.16	-0.23	-0.60^a	-0.38	-0.18
60°S	0.06	0.10	0.32	0.20	-0.22	0.15	0.03	-0.09	-0.11	-0.68^b	-0.31	-0.09
62°S	0.01	0.08	0.24	0.40	0.28	0.24	0.11	-0.06	-0.17	-0.57^a	-0.28	-0.20
64°S	-0.07	-0.06	0.07	0.28	0.16	0.28	-0.02	-0.01	-0.15	-0.57^a	-0.25	-0.39
66°S	0.22	-0.02	0.00	0.28	0.19	0.16	-0.04	-0.08	-0.15	-0.42	-0.06	-0.01
074°W												
56°S	0.13	-0.08	0.32	-0.04	-0.57^a	-0.38	-0.45	-0.08	-0.54^a	-0.48	-0.24	-0.05
58°S	0.04	0.02	0.27	0.19	-0.27	-0.62^a	-0.22	0.06	-0.53	-0.45	-0.19	-0.08
60°S	-0.02	0.09	0.19	0.22	0.00	-0.35	0.04	0.20	-0.28	-0.51	-0.28	-0.25
62°S	0.00	0.07	0.05	0.10	-0.07	-0.10	0.25	0.08	-0.02	-0.27	-0.13	-0.29
64°S	0.08	0.10	0.01	0.08	-0.02	0.12	0.22	0.06	0.01	-0.28	-0.18	-0.22
66°S	0.21	0.12	-0.05	0.27	0.20	0.42	0.30	-0.01	0.02	-0.21	-0.05	-0.06

Związki o podobnym charakterze pojawiają się także w miesiącach letnich, szczególnie z temperaturą wody na południkach 080 i 086°W, w strefie wyższych (60-64°) szerokości geograficznych. Mogło by to sugerować - biorąc pod uwagę generalny kierunek ruchu mas wodnych w tym rejonie - że długo utrzymujące się anomalie temperatury wody wędrują w czasie i przestrzeni. Gdyby przyjąć tę tezę, anomalie stwierdzone w wymienionej wyżej strefie w styczniu i lutym byłyby przenoszone w przestrzeni i objawiały się w niższych szerokościach geograficznych i dalej na wschód w kolejnych miesiącach.

Przyjmując jako charakterystyczną prędkość Prądu Cirkumpolarnego 10 cm s⁻¹ (White i Peterson 1996), czyli około 0.2 w (węzła), anomalie występujące na długości geograficznej 080-086°W, pojawiałyby się na długości geograficznej Szetlandów Południowych (~060°W) od 129 do 167 dni później, czyli po okresie od 4.25 do 5.5 miesiąca. Byłby to okres od maja do lipca, a więc czas, w którym anomalie TPO mogłyby bezpośrednio wpływać na możliwości tworzenia się i utrzymywania się lodów morskich w rejonie Cieśniny Bransfielda.

Badanie związków asynchronicznych (TPO z kategorią zlodzenia w roku następnym) wykazało istnienie słabszych związków, choć rezultaty są tu również ciekawe. Korelacje osiągające próg istotności statystycznej stwierdzono wyłącznie na południkach położonych dalej na zachód od Półwyspu Antarktycznego, stąd tylko te dane są przytaczane (tab. 2). Wystąpienie najwyższych współczynników korelacji w całym przekroju południkowym na 080 i 086°W w tym samym miesiącu (październik) wyklucza przypadkowość tych powiązań. Zauważalne są one także na 74 południku w tym samym miesiącu, nie osiągają jednak progu istotności statystycznej. Można więc z całą pewnością stwierdzić, że temperatura powierzchni oceanu w rejonie osiemdziesiątego i sąsiednich południków długości geograficznej zachodniej w szerokościach 56-66°S w październiku wykazuje silne powiązania z warunkami lodowymi które wystąpią na Zatoce Admiralicji od 8 do 11 miesięcy później. Charakter tych powiązań jest nie do końca zrozumiały. W tym przypadku można wykluczyć wpływ przenosu prądowego ewentualnych anomalii TPO na kształtowanie się warunków lodowych w rejonie Szetlandów Południowych.

4. Podsumowanie i wnioski

Biorąc pod uwagę wcześniejsze sugestie o przemieszczaniu się anomalii w czasie i przestrzeni, trzeba by przyjąć, że anomalia TPO może zostać "przechowana" w głębszych warstwach wody przez okres początku antarktycznego lata (listopad-grudzień) by ponownie zaznaczyć się w okresie stycznia i lutego następnego roku. Trzeba tu wspomnieć, że wody tego rejonu nie posiadają stratyfikacji halicznej, w związku z czym zimowa konwekcja obejmuje swym zasięgiem setki metrów a ochładzaniu podlega warstwa wody o znacznej miąższości. Podobnie falowanie wiatrowe na omawianych akwenach umożliwia swobodne mieszanie wód do głębokości szacowanych na co najmniej 150-200 m (połowa długości najlepiej rozbudowanych fal). W nawiązaniu do tego możliwe wydaje się, że ujemna anomalia temperatury wody powierzchniowej z okresu końca zimy (październik) - w rzeczywistości obejmująca warstwę o dużej miąższości - jest w stanie być "przechowana" przez okres początku lata w głębszych warstwach wody, pod termokliną letnią i ujawnić się powtórnie po okresie kilku miesięcy.

Nie można tu także pominąć wpływu TPO w rejonie południka 080°W na charakter i modyfikacje cyrkulacji atmosferycznej, a poprzez nią "sterowanie" temperaturą powietrza (a więc i możli-

wością zlodzenia) w rejonie Szetlandów Południowych, opisanych przez Styszyńską (2000). Poruszone w tej pracy zagadnienia objaśniają jednak tylko przypuszczalny charakter związków o charakterze synchronicznym.

Literatura

- Hewitt. R.P., 1997. Areal and seasonal extent of sea-ice cover off the Northwestern side of the Antarctic Peninsula: 1979 to 1996. CCAMLR Science, Vol. 4: 65-73.
- King J.C., 1994. Recent climate variability in the vicinity of the Antarctic Peninsula. International Journal of Climatology, Vol. 14: 357-369.
- Kruszewski G., 1996. Przebieg zjawisk lodowych na Zatoce Admiralicji w roku 1995 i ich związek z warunkami pogodowymi. Problemy Klimatologii Polarnej, WSM Gdynia, 6: 159-178.
- Kruszewski G., 1999. Zlodzenie Zatoki Admiralicji w latach 1977-1996. Problemy Klimatologii Polarnej, WSM Gdynia, 9: 173-191.
- Kruszewski G., 2000. Changes in sea ice extent around Western Antarctic in relations to ice conditions in Admiralty Bay. Polish Polar Studies. XXVII Polar Symposium, Toruń: 203-210.
- Madejski P., Rakusa-Suszczewski S., 1990. Icebergs as tracers of water movement in Bransfield Strait. Antarctic Science 2 (3): 259-263.
- Pruszek Z., 1980. Currents circulation in the waters of Admiralty Bay (region of Arctowski Station on King George Island). Polish Polar Research, 1: 55-74.
- Styszyńska A., 1997. Wpływ wielkoskalowych zmian elementów hydrologicznych w rejonie Półwyspu Antarktycznego na kształtowanie się rocznych przebiegów elementów meteorologicznych na stacji Arctowskiego w latach 1987 i 1988. Problemy Klimatologii Polarnej, WSM Gdynia, 7: 143-166.
- Styszyńska A., 1999. Związki temperatury powietrza w rejonie Półwyspu Antarktycznego ze zmianami wielkości pokrywy lodowej mórz Amundsena, Bellingshausena i Weddella (1973-1996). Problemy Klimatologii Polarnej, WSM Gdynia, 9: 193-233.
- Styszyńska A., 2000. Zagadnienie genezy zim bezjądrowych w rejonie Szetlandów Południowych. [w:] Marsz A., Styszyńska A. (red.) Główne cechy klimatu rejonu Polskiej Stacji Antarktycznej im. H. Arctowskiego. WSM Gdynia: 223-244.
- Weatherly J.W., Walsh J.E., Zwally H.J., 1991. Antarctic sea ice variations and seasonal air temperature relationship. Journal of Geophysical Research, 96(C8): 15119-15130.
- White W.B., Peterson R.G., 1996. An Antarctic Circumpolar Wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. Nature, 380: 699-702.
- Zwolska I., Janecki T. 1999. Weather and hydrological conditions in the region of Admiralty Bay (King George Island, South Shetlands, Antarctica) in 1998. Polish Polar Studies, 26th International Polar Symposium, Lublin: 329-338.

Sea ice condition in the Admiralty Bay and the water temperature in the energy-active region of the Bellingshausen Sea

Summary

Correlations, especially those on a regional scale, between the sea ice cover formation and the air and sea surface temperatures have been pointed out by a number of authors.

Region that is clearly marked by such correlation is located NW of the Antarctic Peninsula (among others Weatherly and others, King 1994, Styszyńska 1997, 2000).

The intensity of ice formation in the relatively small Admiralty Bay noted in a given winter season indicates strong correlation with the winter sea ice cover extent in a regional scale (Kruszewski 1999, 2000). This ice cover is influenced (among others) by the sea surface temperature. The possible nature of the correlation between the sea surface temperature (SST) at the meridian of 080°W and the changes in air temperature in the region of the Southern Shetlands as described by Styszyńska suggested the presence of similar correlations with the intensity of ice formation in that region, so in this way also in the Admiralty Bay.

With the help of Spearman correlation coefficient a number of statistically significant relations have been found between the course of SST in the region of 086-062°W and the intensity of ice formation in the Admiralty Bay are presented in a categorised way. These relations are both synchronic and asynchronous.

The synchronic correlation is observed mainly between SST in winter months and the ice cover category in the same year (the increase in SST is followed by the decrease in ice cover category). These correlations are most significant in the region 62-66°S (July–September). They also occur farther north 56-58°S but this time in the eastern part of the said region (March–July) and they are also observed in 60-64° (but in January and February).

The asynchronous correlations have been observed between SST in October and ice cover category of the Admiralty Bay in the following year (8-11 months later). These correlations are most significantly marked in 56-64°S (the northern part of the Bellingshausen Sea and in the Circumpolar Current region) especially in 60°S 080°W ($r = -0.677$, $p < 0.01$) and their character is similar to those of the previously mentioned synchronic correlations.