

MODEL WARUNKÓW KLIMATYCZNYCH W REJONIE SZETLANDÓW POŁUDNIOWYCH

Anna Styszyńska

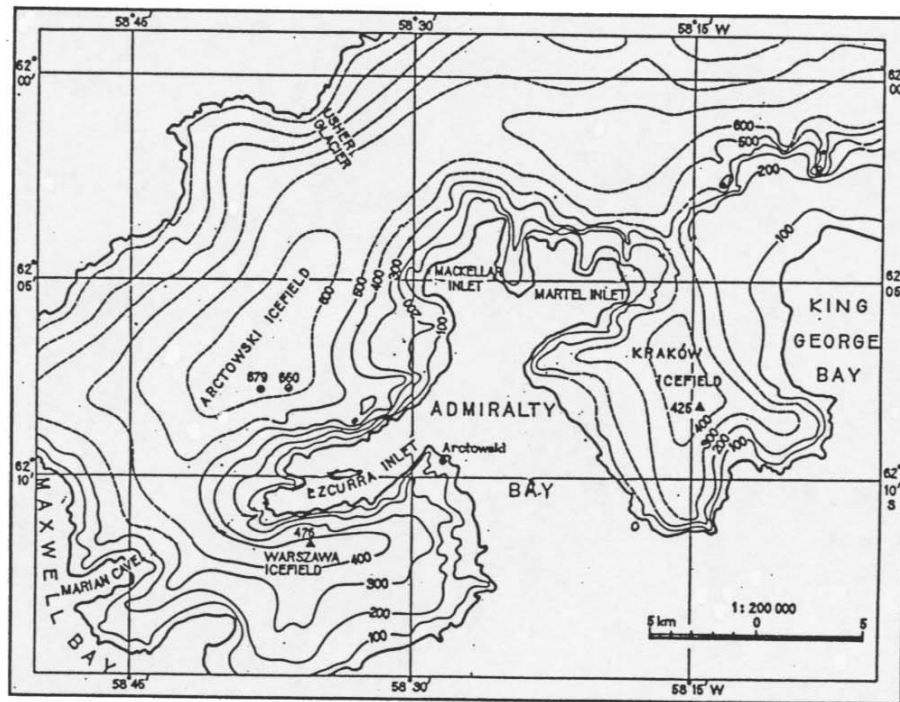
Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej
Wydział Nawigacyjny WSM w Gdyni

WPROWADZENIE

Na Wyspie Króla Jerzego, należącej do archipelagu Szetlandów Południowych, wybudowano w 1977 roku Polską Stację Antarktyczną im. H. Arctowskiego. Prowadzi się na niej szereg badań interdyscyplinarnych, zwłaszcza ekologicznych. Stacja położona jest na zachodnim brzegu Zatoki Admiralicji ($\varphi = 62^{\circ}10'S$, $\lambda = 058^{\circ}28'W$). Wydłużona w kierunku południkowym Admiralty Bay ma charakter rozgałęzionego fiordu z szerokim wyjściem od strony SE na Cieśninę Bransfielda (ryc.1). Wyspa Króla Jerzego charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą terenu. Najwyższe wyniesienia sięgają 679 m n.p.m. Duże deniwelacje i występowanie na znacznych obszarach wyspy kopuł lodowych powinny w istotny sposób modyfikować warunki klimatyczne w rejonie stacji, doprowadzając do wykształcenia cech swoistych, różnych od cech charakterystycznych dla nawet bliskiego sąsiedztwa Zatoki Admiralicji (np. rejon Maxwell Bay - Stacja Bellingshausen).

W okresie od marca 1977 do końca 1989 roku prowadzono na Stacji Arctowskiego systematyczne obserwacje meteorologiczne. Pozwoliło to na opracowanie charakterystyk przebiegu, o różnym stopniu ogólności, niektórych elementów meteorologicznych (np. Cygan, 1981; Kejna, 1992; Kowalski, 1985; Kratke i Wielbińska, 1981; Krężel i Pęcherzewski, 1981; Martianov i Rakusa-Suszczewski, 1990; Nowosielski, 1980) i wieloletniego reżimu pogody w ujęciu klimatologii kompleksowej (Marsz i Rakusa-Suszczewski, 1987; Marsz, 1992). W chwili obecnej obserwacje meteorologiczne na Arctowskim prowadzi się jedynie sporadycznie i w ograniczonym wymiarze.

Kształtowanie warunków klimatycznych w różnych skalach, na różnych obszarach, można przedstawić albo w postaci modelu jakościowego, uwzględniającego zróżnicowanie procesów fizycznych i ich wzajemne interakcje, albo modelu ilościowego, precyzującego za pomocą określonych formuł matematycznych konkretne zależności.



Ryc. 1. Otoczenie Admiralty Bay i położenie Stacji Arctowskiego.

Niestety, zakres i czas obserwacji prowadzonych na Stacji Arctowskiego jest w przypadku wielu elementów meteorologicznych zbyt krótki, aby na podstawie do tej pory zgromadzonego materiału móc opracować ilościowy model warunków klimatycznych. Możliwa jest jedynie próba opracowania modelu jakościowego. Biorąc pod uwagę duże zróżnicowanie tematów badań prowadzonych na Stacji Arctowskiego i w jej najbliższym otoczeniu (między innymi programy: BIOMASS, BIOTAS czy EASIZ), model taki może z jednej strony stanowić pomoc w zrozumieniu przebiegu szeregu procesów biotycznych i abiotycznych funkcjonujących na tym obszarze, zwłaszcza dla osób nie będących klimatologami, a z drugiej - stanowić pewne wytyczne przy planowaniu dalszych badań szczegółowych z zakresu meteorologii.

Celem pracy jest określenie:

- w jaki sposób położenie geograficzne wpływa na kształtowanie się klimatu Zatoki Admiralicji i
- w jakim stopniu lokalne warunki środowiska geograficznego wpływają na kształtowanie się pogody w tym rejonie.

Rozwiązanie tych zagadnień przedstawiono w postaci modelu powiązań poszczególnych czynników i wynikających stąd konsekwencji: funkcjonowania określonych

procesów, występowania poszczególnych zjawisk, typów pogody i ich wzajemne interakcje (ryc. 2 i 3) oraz osobiwości w przebiegu rocznym..

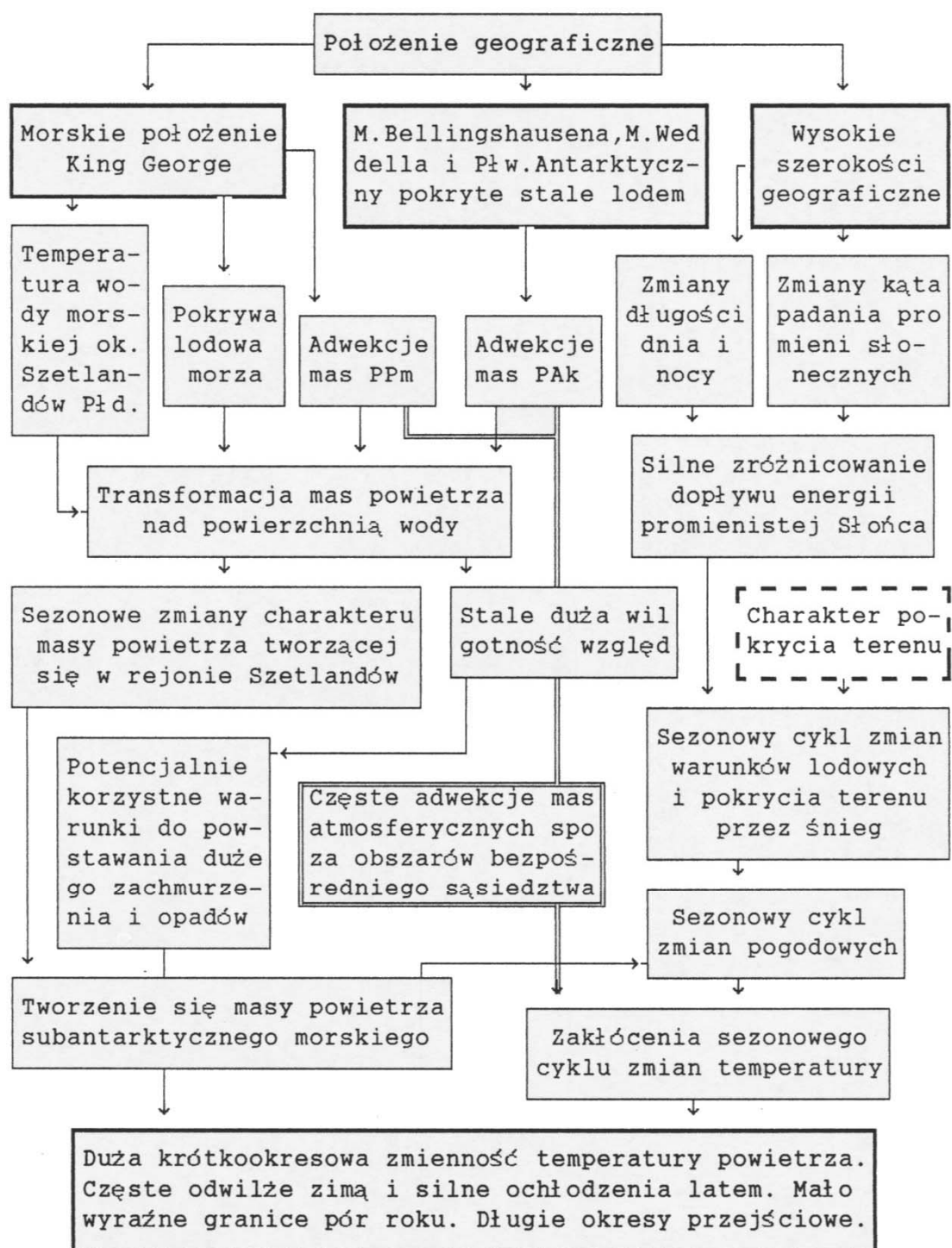
WPLYW POŁOŻENIA GEOGRAFICZNEGO

Wpływ położenia geograficznego na kształtowanie się warunków pogodowych (klimatycznych) w rejonie Zatoki Admiralicji przedstawia ryc. 2.

Położenie Stacji Arctowskiego w dość wysokich szerokościach geograficznych ($62^{\circ}10'S$) jest przyczyną cyklicznych zmian wielu elementów meteorologicznych. Jego konsekwencją jest duże zróżnicowanie w ciągu roku kąta padania promieni słonecznych. Zmiany wysokości Słońca przy nieosłoniętym widnokręgu wahają się od 4.4° - 22.06 do 51.3° - 22.12. W ciągu trzech miesięcy (05, 06 i 07) wysokość Słońca w południe nie osiąga 10° . Zmiany długości dnia i nocy są równie duże. W cyklu rocznym długość dnia waha się od 19^h22^m - 22 grudnia do 04^h31^m - 22 czerwca. Według obliczeń A.Styszyńskiej (1992) miesięczne sumy usłonecznienia bezwzględne go osiągają w grudniu 592.6 h podczas gdy w czerwcu tylko 145.9 h. Średnia długość dnia w lecie jest czterokrotnie większa niż zimą. Powoduje to silne zróżnicowanie dopływu energii promienistej Słońca w ciągu roku. Latem obszar ten może potencjalnie otrzymywać bardzo duże dawki energii słonecznej, podczas gdy zimą dopływ ten będzie znikomy (w godzinach okołopołudniowych maksymalnie 49 kW/m^2 - latem - grudzień, styczeń oraz 0.5 kW/m^2 zimą - czerwiec, lipiec). Wywołuje to, w zależności od warunków lokalnych (pokrycie terenu, hipsometria), powstanie sezonowego cyklu zmian wielkości bilansu cieplnego. Zimą, przy znikomym dopływie bezpośredniego promieniowania słonecznego dochodzi do silnego wychłodzenia powietrza od powierzchni lodu i tworzenia się inwersji. W okresie od października do lutego strumień energii słonecznej zużywany jest przede wszystkim na nagrzewanie powierzchni, topnienie i parowanie, co w efekcie doprowadza do sezonowych zmian wielkości pokrywy śnieżnej na lądzie i lodowej na morzu. Rezultatem zróżnicowania warunków podłoża jest powstanie sezonowego cyklu zmian pogodowych.

Jak widać wpływ czynnika radiacyjnego może być potencjalnie bardzo duży. Wielkość dopływu energii słonecznej będzie jednak stała, niezależnie od pory roku, modyfikowana przez czynnik cyrkulacyjny i związane z nim zachmurzenie.

Szetlandy Południowe otoczone są morzem. Temperatura wody w warstwie powierzchniowej w ciągu całego roku jest niska. W pobliżu wyspy i w samej Zatoce tem-



Ryc. 2. Wpływ położenia geograficznego na kształtowanie się warunków klimatycznych Zatoki Admiralicji.

peratura wody waha się od około 0 - 1°C latem do -1.5 - -1.9°C zimą (Barański i Grabiec, 1989; Niemiec i Rawa, 1989). Jedynie w wąskim pasie przybrzeżnych płyczn, latem, w słoneczne i bezwietrzne dni, temperatura wody może wzrosnąć do 2 - 3°C (Szafrński i Lipski, 1982). W miarę oddalania się od King George Island na północ, temperatura wody powierzchniowej powoli rośnie, zbliżając się w pobliżu konwergencji antarktycznej do 2 - 3°C, aby po jej przekroczeniu osiągnąć 4 - 7°C (Styszyńska, 1989).

W ciągu 8 miesięcy, od kwietnia do listopada, morze w bezpośrednim otoczeniu Szetlandów pokryte jest lodem dryfującym o różnym stopniu zwarcia (wg Romanova (1984) od 4/10 w kwietniu, przez 7 - 9/10 zimą, do 4 - 6/10 w październiku). Maksimum rozwoju pokrywy lodowej przypada na sierpień-wrzesień, kiedy skraj lodu znajduje się około 3° φ na N od King George. Położone w pobliżu morza Bellingshausena i Weddella w ciągu całego roku pokryte są zwartą powłoką lodową (8 - 10/10). Jak wynika z powyższego, na obszarze wokółantarktycznym powietrze zalega albo nad otwartymi wodami oceanicznymi, albo nad pokrywą lodów dryfujących. Obie te powierzchnie różnią się zdecydowanie ilością pochłanianego i oddawanego ciepła oraz wielkością turbulencyjnej wymiany ciepła w systemie podłoże - atmosfera.

Głównym mechanizmem przepływu ciepła, zwłaszcza zimą, przy znikomym promieniowaniu słonecznym, jest cyrkulacja atmosferyczna. Rejon Szetlandów Południowych znajduje się w strefie intensywnej cyrkulacji niżowej związanej z polarną strefą konwergencji. W skali roku można wyróżnić dwa podstawowe typy cyrkulacji: strefową - przeważającą latem i południkową - dominującą w sezonie zimowym, których implikacją jest szereg osobliwości w kształtowaniu się warunków pogodowych w rejonie Zatoki Admiralicji.

Strefa na N od konwergencji antarktycznej jest obszarem źródłowym powietrza polarno-morskiego (PPm), które w niżach powstających na froncie polarnym przemieszcza się na SE. Przy letnim przesunięciu się konwergencji antarktycznej na S (Styszyńska, 1989) odległość Szetlandów od obszaru źródłowego tych mas jest niewielka i w rejonie Admiralty Bay obserwuje się adwekcje z NW i W ciepłego i wilgotnego, mało przetransformowanego PPm. Zimą, nad chłodnymi, częściowo pokrytymi lodem dryfującym wodami południowej części Cieniny Drake'a, napływające z N i NW ciepłe masy PPm ulegają szybkiej transformacji. Wykształca się w nich równowaga stała, co powoduje, że w rejonie Wyspy Króla Jerzego przeważają wtedy dni z dużym zachmurzeniem (głównie St i Sc) i intensywnymi opadami, a w rozkładzie temperatur

powietrza notuje się wyraźne ocieplenia (do 9.5 deg w stosunku do średniej miesięcznej - patrz Styszyńska, 1990) powodujące odwilże.

Charakter transformacji jaka dokonuje się w masach powietrza przemieszczających się nad obszarem bliskiego otoczenia Szetlandów Południowych zależy od kierunku napływu powietrza i pory roku. Adwekcje z E, SE i S przynoszą powietrze antarktyczne kontynentalne (PAk), powstałe nad stale pokrytymi zwartym lodem dryfującym morzami Weddella i Bellingshausena oraz przyległą do nich częścią skłonu Antarktydy.

Zimą, gdy Cieśnina Bransfielda pokryta jest zwartym lodem, masy te do Admiralty Bay docierają, nawet po przejściu Półwyspu Antarktycznego, jako mało zmienione. W rejonie Stacji obserwuje się wtedy pogody bardzo mroźne i suche (wilgotność względna poniżej 75%) o minimalnym zachmurzeniu. Dobowe amplitudy temperatur powietrza przekraczają 20 deg, a temperatury minimalne mogą spaść poniżej -20 - -30°C (Nowosielski, 1980; Kowalski i Wielbińska, 1989). Przy południkowej cyrkulacji atmosfery, gdy nad Szetlandami Południowymi rozciąga się wyż, pogoda taka wykazuje dużą stałość (wg Stepko i Wielbińskiej (1981) do 20 - 25 dni). Latem masy PAK, początkowo suche i zimne, przy przepływie nad obszarem morza pokrytym lodem o mniejszej zwartości lub nad czystą wodą, ulegają szybkiej transformacji. Bardzo szybko wykształca się w nich równowaga chwiejna, co prowadzi do intensywnej konwekcji i w jej rezultacie ogrzania masy oraz powstania dużego zachmurzenia (głównie Sc) i potencjalnie intensywnych opadów. Powietrze to, już jako PAm, w rejonie Szetlandów przynosi pogody przymrozkowo-odwilżowe. Przy silnej strefowości cyrkulacji atmosfery i małej stałości układów ciśnienia (Stepko i Wielbińska, 1981) "letnie" ochłodzenia nie są głębokie, na Stacji miesięczne amplitudy temperatury powietrza nie przekraczają na ogół 10 deg, a temperatury minimalne -10°C.

Opisane transformacje mas powietrza, dokonujące się nad wodami Cieś. Bransfielda i S części Cieśniny Drake'a, doprowadzają do sezonowych zmian charakteru masy powietrza w rejonie Szetlandów Południowych. Dochodzi tu do wykształcenia masy powietrza subantarktycznego morskiego (PsAm), latem głównie z PAm, zimą zaś z PPm. Temperatura tego powietrza jest bliska 0°C. W zależności od pory roku i wielkości zachmurzenia może ona ulec obniżeniu (w wyniku nocnej radiacji - głównie zimą) lub podniesieniu (duża insolacja latem). W efekcie w ciągu całego roku występują pogody przejściowe, przymrozkowo-odwilżowe (Marsz, 1992). Stale duża wilgot-

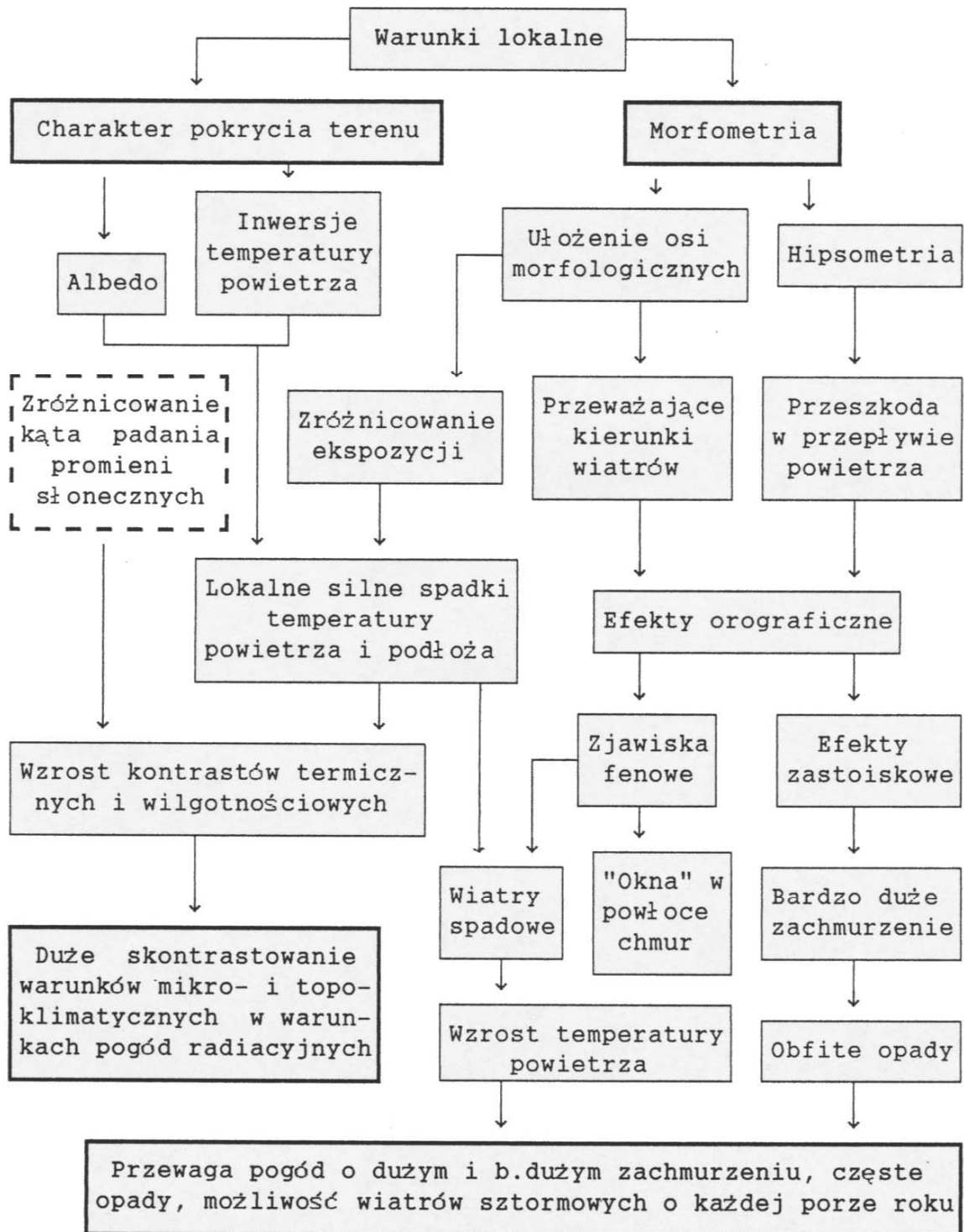
ność względna tego powietrza sprzyja powstawaniu na ogół dużego zachmurzenia i częstym opadom.

Opisany sezonowy cykl zmian warunków pogodowych ulega zakłóceniom w wyniku częstych adwekcji mas powietrza spoza obszarów bezpośredniego sąsiedztwa, zwłaszcza przy intensywnej cyrkulacji atmosferycznej w szybkozmiennych układach atmosferycznych. W rezultacie, w rejonie Zatoki Admiralicji obserwować się będzie dużą krótkookresową zmienność temperatury powietrza, częste odwilże zimą i względnie silne ochłodzenia latem, czyli swoistą "huśtawkę" pogodową. W efekcie granice pór roku będą mało wyraźne, a okresy przejściowe bardzo długie (Marsz, 1992). Wyznaczenie "pełni" lata czy zimy jest niemożliwe. Brak jednego wyraźnego maksimum i minimum temperatury powietrza. Szczególnie często występuje zjawisko zim bezjądrowych, które charakteryzuje zbliżona w ciągu kilku kolejnych miesięcy (06, 07, 08 lub 09) temperatura powietrza lub nawet w ciągu jednego z nich ocieplenie.

WARUNKI LOKALNE

Warunki pogodowe kształtujące się w ramach ogólnej cyrkulacji atmosfery ulegają modyfikacji pod wpływem specyficznych warunków lokalnych, takich jak zróżnicowanie pokrycia terenu, stopień i skala urozmaicenia rzeźby. Model kształtowania się warunków pogodowych pod wpływem najbliższego otoczenia Zatoki Admiralicji przedstawia ryc. 3.

Wszelkie wyniesienia terenu stanowią przeszkodę w swobodnym przepływie mas powietrza. Wyspa Króla Jerzego charakteryzuje się bogatą orografią i dobrze rozwiniętą linią brzegową (ryc. 1). Duże obniżenia terenu sprzyjać będą uprzywilejowaniu kierunków wiatrów zgodnych z ułożeniem głównych osi morfologicznych. Jak wynika z dotychczasowych obserwacji (Kowalski, 1985; Wielbińska i Skrzypczak, 1988; Styszyńska, 1990) na Stacji Arctowskiego dominującym jest wiatr z sektora 230-250°. Taki kierunek to efekt modyfikującego wpływu wielkiego obniżenia: Marian Cove - Ezcurra Inlet - Martel Inlet na przeważający w rejonie Szetlandów Południowych zachodni kierunek wiatrów i cyrkulacji atmosferycznej. Przy wiatrach z S, SW, W i NW strugi powietrza przepływające nad wyspą ulegają zaburzeniom turbulencyjnym, których wyrazem jest silna porywistość wiatru. Według Kowalskiego (1985) wiatr, który na otwartym morzu miał średnią prędkość 10 m/s, po przekroczeniu wyniesień, w obrębie Admiralty Bay, osiągać może w porywach 30 m/s, a nawet - w pulsacjach -



Ryc. 3. Model kształtowania się warunków pogodowych pod wpływem najbliższego otoczenia Zatoki Admiralicji.

przekraczać 40 m/s. Według tego samego autora, a także E. Skrzypczak (1985), wiatry z SE, E i częściowo NE, a więc z rejonów szerokiego wyjścia Admiralty Bay na Cieśninę Bransfielda i niższych wyniesień, w pobliżu Stacji Arctowskiego charakteryzują się małą porywistością i słabym rozwojem turbulencji. Wiatry z tych kierunków mają przeważnie strukturę laminarną, podobną do wiatrów wiejących nad otwartymi przestrzeniami morskimi.

Efekty orograficzne widoczne są nie tylko w strukturze wiatru ale także w charakterystyce zachmurzenia. Przy wtłoczeniu, głównie przez wiatry z SE, do obniżenia Zatoki Admiralicji względnie ciepłego (względem podłoża - temperatury wody powierzchniowej Zatoki lub lodu) i wilgotnego powietrza (PsAm lub PPm) występują wyraźne efekty zastoiskowe. Słabe wiatry nie są w stanie wynieść ochładzających się od podłoża mas powietrza na zewnątrz Zatoki. Przy coraz silniejszej stałej stratyfikacji powietrza wykształca się miąższa warstwa chmur St o bardzo niskiej podstawie (na wysokościach 100-50 m n.p.m.) dająca obfite opady.

Z kolei przy wiatrach z W, NW i N, kiedy wilgotne powietrze przekracza najwyższe wyniesienia Wyspy, dochodzi do powstania zjawisk fenowych. Na obszarze Zatoki wystąpi wtedy bardzo zmienne zachmurzenie. Nad wyniesieniami głównego grzbietu widoczny będzie wał fenowy (chmury rotorowe), nad stokami zawietrznymi i w centrum Zatoki pojawiać się mogą "okna" w powłoce chmur, natomiast nad stokami nawietrznymi (po przeciwległej stronie Zatoki) tworzyć się mogą chmury orograficzne.

Zróżnicowanie pokrycia terenu w rejonie Zatoki Admiralicji jest bardzo duże. Największą część powierzchni lądowego otoczenia Zatoki zajmują kopuły lodowe i lodowce. Pomiędzy nimi występują oazy przez znaczną część roku pokryte śniegiem i skaliste nunataki.

Obszary oaz, latem wolne od lodu, o powierzchniach skalistych, tylko częściowo pokrytych porostami i mchami, charakteryzują się małym albedo. Stoki wyniesień i wysokich brzegów Zatoki z występującymi w zagłębieniach śnieżnikami i małymi, pościętymi zerwami lodowcami charakteryzują się bardzo zmiennym albedo, natomiast kopuły lodowe, czyste lub pokryte śniegiem, mają albedo bardzo wysokie. Trwała pokrywa śnieżna w rejonie Stacji Arctowskiego utrzymuje się co roku tylko od połowy czerwca do połowy listopada, a jej stały brak ma miejsce w styczniu i lutym (Nowosielski, 1980; Barański i Grabiec, 1989; Niemiec i Rawa, 1989). W pozostałych miesiącach powłoka śnieżna jest na ogół nietrwała i zalega od kilku do kilkunastu dni.

Tak duże zróżnicowanie charakteru pokrycia terenu i wielkości albedo przyczynia się do powstania lokalnych silnych spadków temperatury podłoża i inwersji temperatury powietrza. Latem, do obszarów, na których brak pokrywy śnieżnej, w ciągu słonecznego dnia, przy małym albedo, dociera bardzo dużo energii co powoduje wyraźny wzrost temperatury podłoża. Według Krężela i Pęcherzewskiego (1981) sumy dobowe promieniowania całkowitego latem (01, 02) 1978/79 wahały się, w zależności od zachmurzenia od 99.3 kW/m^2 do 500.8 kW/m^2 . Najszybsze nagrzewanie się gruntu ma miejsce na początku lata (na ogół mniejsze zachmurzenie w 10 i 11), aż do jego całkowitego rozmarznięcia w styczniu (Cygan, 1981), po czym od lutego obserwuje się postępujące wychłodzenie podłoża. Wahanie temperatury gruntu są bardzo duże. Według J.Kratke i D.Wielbińskiej (1981) temperatury maksymalne na głębokości 5 cm mogą się wahać od 17.6°C w styczniu do -5.9°C w październiku, a minimalne od 1.2°C w styczniu do -9.3°C w sierpniu. Tak duże zróżnicowanie temperatur podłoża w czasie i przestrzeni przyczynia się do powstania silnych gradientów poziomych temperatury między obszarami wolnymi od śniegu i lodu a sąsiednimi obszarami zasnieżonymi lub pokrytymi lodem, co skutkuje znacznym przyspieszeniem tempa zniknięcia pokrywy śnieżnej.

Duże straty ciepła na parowanie powodują, że nagrzewanie się powietrza od podłoża jest stosunkowo nieznaczne, choć w warstwie powietrza do 2 m może być lokalnie bardzo duże (Cygan i Wielbińska, 1985).

Duże skonstrastowanie termiczne i wilgotnościowe lądowego otoczenia Zatoki Admiralicji, ze względu na zmiany w pokryciu terenu, ulega wzmocnieniu w wyniku znacznego zróżnicowania ekspozycji i kąta padania promieni słonecznych. Stoki o ekspozycji południowej (np. N brzegi Ezcurra Inlet, Martel czy Mackellar Inlet) zimą znajdują się w cieniu, a letni dopływ promieniowania może być na nich (w zależności od nachylenia) nawet 2-4 krotnie mniejszy niż na zboczach o ekspozycji północnej. W takiej sytuacji, przy dużym albedo lodu, bilans energii w przyziemnej warstwie powietrza będzie bliski zeru.

Na stokach o ekspozycji północnej i dużym nachyleniu (około $30-40^\circ$), kąt padania promieni słonecznych będzie w grudniu, w południe bliski $85-90^\circ$, podczas gdy w czerwcu tylko około $35-40^\circ$. Ilość energii, która dociera do danej powierzchni o określonym nachyleniu i ekspozycji, zależy od czasu insolacji. Dla podanych nachyleń sumy dzienne potencjalnego promieniowania bezpośredniego wahać się będą od około 500 kW/m^2 (22.12) do 1.3 kW/m^2 (22.06). W warunkach pogód radiacyjnych

wywoła to dalsze lokalne bardzo silne zróżnicowanie temperatury powietrza i podłoża. W konsekwencji prowadzi to będzie do równie dużego zróżnicowania w przestrzeni i czasie tempa procesów wietrzenia i możliwości zasiedlania powierzchni nachylonych przez roślinność.

W lecie, duże kontrasty temperatury powietrza zalegającego nad kopułami lodowymi i nad relatywnie ciepłymi wodami Zatoki Admiralicji prowadzić będą do powstania wiatrów spadowych. Ich występowanie spowoduje, lokalne i krótkotrwałe, gwałtowne przyspieszenie przepływu strug powietrza, zburzenie stratyfikacji termicznej przypowierzchniowej warstwy powietrza i przemieszczanie wzdłuż stoków luźno leżącego śniegu lub pyłu. Wiatry spadowe rozwijają się głównie wzdłuż nawet niewielkich zagłębień (rynien, dolinek) na stromych stokach. W zasięgu ich działania mogą, w wąskich dolinach, znaleźć się również stoki przeciwległe. W dnie głębokich obniżeń o wydłużonych kształtach (np Ezcurra Inlet) następować może skręt wiatru i wywołany efektem tunelowym wzrost jego porywistości. W efekcie gwałtownego spływu wychłodzonego nad kopułami lodowymi powietrza wypchnięciu z dna dolin ulega ciepłe powietrze do tej pory tam zalegające. Dochodzi do zmiany charakteru zachmurzenia i typu pogody.

Jak widać z powyższego omówienia modyfikacja warunków pogodowych, kształtujących się w ramach ogólnej cyrkulacji atmosfery przez warunki lokalne, sprowadza się do wzmocnienia dominacji pogód z dużym i bardzo dużym zachmurzeniem, przez cały rok z dużą wilgotnością względną powietrza oraz wzrostu częstości wypadania opadów.

Lokalne warunki makrorzeźby terenu, poprzez wielorakie oddziaływanie na cyrkulację lokalną, powodują dalszą modyfikację warunków klimatycznych - lokalne zmniejszenie zachmurzenia nad obszarem położonym po zawietrznej Kopuły Arctowskiego ("okna fenowe" w pokrywie chmur) i wzrost wielkości usłonecznienia oraz zmiany kierunku, wzrost prędkości i porywistości wiatru. W takich warunkach, nie tylko w przypadku pogody radiacyjnej determinowanej przez układy makrocyrkulacyjne obszar ten otrzymuje nieco większe ilości energii promienistej Słońca niż obszary sąsiadujące. Duże deniwelacje terenu (przekraczające 600 m), przy silnie rozczłonkowanej rzeźbie, różnicują, poprzez oddziaływanie pionowego gradientu temperatury, temperaturę powietrza. Ponieważ letnie temperatury są bliskie 0°C, odbija się to bardzo wy-

rażnie na położeniu granicy ablacji, co z kolei ma znaczny wpływ na makroprzestrzenny rozkład wartości albedo powierzchni terenu.

Drobnoskalowe zróżnicowane rzeźby terenu, poprzez kształtowanie bardzo zmiennych warunków nachyleń i ekspozycji stoków oraz powstawania rejonów lokalnych zacienień, stwarza warunki dla skrajnego skonstrastowania dopływu energii promienistej na niedużych odległościach. Wraz ze znacznymi zmianami albedo powierzchni (obszary zlodowacone, pokryte śniegiem, wolne od pokrywy lodowo-śnieżnej) oraz znacznymi zmianami w stopniu uwilgotnienia podłoża prowadzi to do bardzo dużych różnic w bilansie cieplnym poszczególnych fragmentów terenu.

Efektom tego jest ogromne, bardzo drobnoskalowe, zróżnicowanie warunków topograficznych i mikroklimatycznych. Zróżnicowanie to ujawnia się w pełni jednak tylko w stosunkowo krótkich okresach występowania letnich pogód radiacyjnych, czas trwania których jest silnie ograniczony przez warunki makroklimatyczne. Wraz ze wzrostem zachmurzenia i prędkości wiatru zróżnicowanie topograficzne i mikroklimatyczne tego obszaru maleje. Podobnie, zróżnicowanie topograficzne i mikroklimatyczne tego obszaru zmniejsza się wyraźnie w porze zimowej. Występująca pokrywa śnieżna prowadzi wtedy do unifikacji wielkości albedo na dużych powierzchniach, a przy niskich położeniach Słońca ilość dopływającej energii promienistej wyraźniej się różnicuje jedynie na niektórych obszarach o korzystnej ekspozycji i nachyleniu.

Literatura cytowana:

- Barański A., Grabiec J., 1989. Meteorological data from Polish Antarctic Station "H. Arctowski" for 1988. *Pol. Polar Res.*, vol.10, No.2, s.255-258.
- Cygan B., 1981. Characteristics of meteorological conditions at Arctowski Station during the summer season of 1979-1980. *Pol.Polar Res.*, vol.2, No.3-4, s.35-46.
- Cygan B., Wielbińska D., 1985. Momentum and heat exchange in the lowest atmosphere layer at the Arctowski Station. *Pol. Polar Res.*, vol.6, No.4, s.437-447.
- Kejna M., 1992. Próba wydzielenia termicznych pór roku na Stacji H. Arctowskiego (Szetlandy Pd.) w latach 1978-1989. *Problemy Klimatologii Polarnej* 2, s.21-29
- Kowalski D., 1985. Wind structure at the Arctowski Station. *Pol. Polar Res.*, vol. 6, No.3, s.391-403.

- Kowalski D., Wielbińska D., 1989. Synoptic features of the severe winter 1986 at Arctowski Station, King George Island, West Antarctica. *Pol. Polar Res.*, vol. 10, No.1, s.57-71.
- Kratke J., Wielbińska D., 1981. Co-occurrence of particular meteorological elements in the region of Arctowski Station (King George Island, South Shetland Islands, in 1978). *Pol. Polar Res.*, vol.2, No.3-4, s.7-21.
- Krężel A., Pęcherzewski K., 1981. Preliminary data on total radiation in the region of Arctowski Station (King George Island, South Shetland Islands). *Pol. Polar Res.*, vol.2, No.3-4, s.47-54.
- Marsz A., 1992. Struktura pogód i roczna sezonowość klimatu Stacji Arctowskiego. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2, s. 30-49.
- Marsz A., Rakusa-Suszczewski S., 1987. Charakterystyka ekologiczna rejonu Zatoki Admiralicji. I. Klimat i obszary wolne od lodu. *Kosmos*, t.36(1), s.103-127.
- Martianov V., Rakusa-Suszczewski S., 1990. Ten Years of climate observations at the Arctowski and Bellingshausen Stations (King George Is., South Shetlands, Antarctic). [w:] *Global change regional research centres. Seminar papers and IGBP WG 2 report*. Inst. Geogr. Spatial Org. PAS, s.80-87.
- Niemiec J., Rawa Z., 1989. Meteorological data from Polish Antarctic Station "H. Arctowski" for 1987. *Pol. Polar Res.*, vol.10, No.2, s.251-254.
- Nowosielski L., 1980. Meteorological conditions at Arctowski Station in 1978 (South Shetland Islands). *Pol. Polar Res.*, vol.1, No.1, s.83-93.
- Romanov A.A., 1984. *L'dy Juznogo okeana i uslovija sudochodstva*. Gidrometeoizdat Leningrad, ss.88.
- Skrzypczak E., 1985. Contribution to analysis of the turbulence periodicity at the Arctowski Station. *Pol. Polar Res.*, vol.6, No.4, s.449-457.
- Stepko W., Wielbińska D., 1981. Mean pressure field over the south-west Atlantic from March to December 1979. *Pol. Polar Res.*, vol.2, No.3-4, s.23-33.
- Styszyńska A., 1989. Położenie strefy konwergencji antarktycznej w zachodniej części Morza Scotia. *Przegl. Geofiz.*, t.34, z.1, s.65-70.
- Styszyńska A., 1990. The effect of wind direction and orography on air temperature at the "Arctowski" Station. *Pol. Polar Res.*, vol.11, No.1-2, s.69-93.
- Styszyńska A., 1992. Usłonecznienie na Stacji Arctowskiego (King George Island, South Shetland Islands). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 2, s. 12-20.
- Szafranski Z., Lipski M., 1982. Characteristics of water temperature and salinity at Arctowski Bay (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica) during the austral summer 1978/1979. *Pol. Polar Res.*, vol.3, No.1-2, s.7-24.

Wielbińska D., Skrzypczak E., 1988. Mean air temperature at definite wind directions at Arctowski Station. King George Island, West Antarctica. Pol. Polar Res., vol. 9, No.1, s.133-145.