

POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

PL ISSN 0012-5032

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

RAJMUND PRZYBYŁAK

STOSUNKI  
TERMICZNO-WILGOTNOŚCIOWE  
NA TLE WARUNKÓW  
CYRKULACYJNYCH  
W HORNSUNDZIE (SPITSBERGEN)  
W OKRESIE 1978 – 1983



ROK 1992

ZESZYT 2

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ  
za ostatnie lata**

**1987**

- 1 **Spoleczna geografia medyczna**, s. 156, zł 240, –
- 2 **Teledetekcja w rolnictwie**, s. 203, zł 240, –
- 3-4 **Śródziemnomorska Konferencja Międzynarodowej Unii Geograficznej. Hiszpania 1986**, s. 116, zł 480, –

**1988**

- 1 **Współczesna geografia francuska**, cz. I, s. 204, zł 240, –
- 2-3 **Współczesna geografia francuska**, cz. II, s. 247, zł 480, –
- 4 **Próby ujęć globalnych**, s. 200, zł 240, –

**1989**

- 1 **Próby standaryzacji nazw geograficznych**, s. 132, zł 360, –
- 2 **Geografia percepcji**, s. 219, zł 1000, –
- 3-4 **XXVI Kongres Międzynarodowej Unii Geograficznej, Austria 1988**, s. 128, zł 1500, –

**1990**

- 1 **Problematyka badawcza i metody badań w dydaktyce geografii**, s. 79, zł 3500, –
- 2 **Modele migracji II**, s. 171, zł 4000, –
- 3 **Teledetekcyjny monitoring środowiska**, s. 162, zł 7000, –
- 4 **Geografia humanistyczna**, s. 114, zł 7000, –

**STOSUNKI  
TERMICZNO-WILGOTNOŚCIOWE  
NA TLE WARUNKÓW CYRKULACYJNYCH  
W HORNSUNDZIE (SPITSBERGEN)  
W OKRESIE 1978 – 1983**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

---

THE THERMIC AND HUMIDITY  
RELATIONS AGAINST A BACKGROUND  
OF THE CIRCULATIONS CONDITIONS  
IN HORNSUND (SPITSBERGEN)  
IN THE PERIOD 1978 – 1983



YEAR 1992

FASC. 2

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>



POLSKA  
AKADEMIA  
NAUK

---

---

INSTYTUT GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

RAJMUND PRZYBYŁAK

STOSUNKI  
TERMICZNO-WILGOTNOŚCIOWE  
NA TLE WARUNKÓW  
CYRKULACYJNYCH  
W HORNSUNDZIE (SPITSBERGEN)  
W OKRESIE 1978 – 1983



ROK 1992

ZESZYT 2

---

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW  
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH  
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak  
Członkowie: Tadeusz Gerlach, Marek Grześ,  
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola  
Sekretarz: Maria Mozolewska-Adamczyk

Opiniował do druku: prof. dr hab. Jan Szupryczyński

Adres Komitetu:  
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Polskiej Akademii Nauk  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Maszynopis niniejszego numeru wpłynął do Wydawnictwa 15 lipca 1991

W sfinansowaniu druku niniejszego zeszytu uczestniczył  
Uniwersytet im. Mikołaja Kopernika w Toruniu

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek  
Redaktor techniczny Ryszard Ułanecki

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo, Wrocław 1992.  
Objętość: ark. wyd. 7,40; ark. druk. 6,75; ark. A<sub>1</sub>–9.  
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 1361/91.

## SPIS TREŚCI

Symbole . . . . .	7
Przedmowa — Gabriel Wójcik . . . . .	9
Wstęp . . . . .	11
Uwagi wprowadzające . . . . .	11
Cel i metoda pracy oraz materiały źródłowe i literatura . . . . .	11
Częstość występowania typów cyrkulacji oraz dni pogodnych, chmurnych i pochmurnych w Hornsundzie . . . . .	19
Częstość występowania typów cyrkulacji . . . . .	19
Przebieg częstości występowania typów cyrkulacji w poszczególnych latach 1979–1983 . . . . .	19
Przebieg roczny częstości występowania poszczególnych typów cyrkulacji . . . . .	19
Uszeregowanie typów cyrkulacji według częstości ich występowania w sezonach . . . . .	22
Częstość występowania dni pogodnych, chmurnych i pochmurnych . . . . .	22
Stosunki termiczne w Hornsundzie . . . . .	28
Przebieg roczny temperatury powietrza . . . . .	29
Średnia dobowa . . . . .	29
Temperatura maksymalna . . . . .	44
Temperatura minimalna . . . . .	46
Rozkłady roczne częstości występowania temperatury powietrza . . . . .	47
Średnia dobowa . . . . .	47
Temperatura maksymalna . . . . .	50
Temperatura minimalna . . . . .	51
Przebieg roczny amplitudy dobowej temperatury powietrza . . . . .	52
Przebieg dobowy temperatury powietrza . . . . .	56
Przyczyny występowania „odwróconego” przebiegu dobowego temperatury powietrza w okresie nocy polarnej . . . . .	64
Stosunki wilgotnościowe w Hornsundzie . . . . .	69
Ciśnienie pary wodnej . . . . .	69
Przebieg roczny . . . . .	69
Przebieg dobowy . . . . .	79
Wilgotność względna . . . . .	83
Przebieg roczny . . . . .	83
Przebieg dobowy . . . . .	87
Niedosyt wilgotności powietrza . . . . .	89
Przebieg roczny . . . . .	89
Przebieg dobowy . . . . .	91

Wnioski i uwagi końcowe . . . . . 94  
 Literatura . . . . . 96  
 The thermic and humidity relations against a background of the circulations conditions in Hornsund (Spitsbergen) in the period 1978–1983 (summary) . . . . . 100  
 Температурно-влажностный режим и циркуляционные условия в Горнсунде (Шпицберген) за 1978–1983 годы (резюме) . . . . . 103

## SYMBOLE

- $T$  – temperatura powietrza w °C,  
 $T_i$  – średnia dobowa temperatura powietrza w °C,  
 $T_{i\ n_w}$  – najwyższa  $T_i$   
 $T_{i\ n_n}$  – najniższa  $T_i$   
 $T_{\max}$  – temperatura maksymalna powietrza w °C,  
 $T_{\min}$  – temperatura minimalna powietrza w °C,  
 $T_{\max\ \text{abs.}}$  – temperatura maksymalna absolutna powietrza w °C,  
 $T_{\min\ \text{abs.}}$  – temperatura minimalna absolutna powietrza w °C,  
 $A$  – amplituda dobowa temperatury powietrza w °C,  
 $f$  – wilgotność względna w %,  
 $f_i$  – średnia dobowa wilgotność względna w %,  
 $f_{i\ n_w}$  – najwyższa  $f_i$   
 $f_{i\ n_n}$  – najniższa  $f_i$   
 $e$  – ciśnienie pary wodnej w hPa,  
 $e_i$  – średnie dobowe ciśnienie pary wodnej w hPa,  
 $e_{i\ n_w}$  – najwyższe  $e_i$   
 $e_{i\ n_n}$  – najniższe  $e_i$   
 $\Delta e$  – niedosyt wilgotności powietrza w hPa,  
 $\Delta e_i$  – średni dobowy niedosyt wilgotności powietrza w hPa,  
 $\Delta e_{i\ n_w}$  – najwyższy  $\Delta e_i$   
 $\Delta e_{i\ n_n}$  – najniższy  $\Delta e_i$   
 $C$  – średnie dobowe zachmurzenie według jedenastostopniowej skali (0 – 10),  
 $W$  – wiosna (III – V),  
 $L$  – lato (VI – VIII),  
 $J$  – jesień (IX – XI),  
 $Z$  – zima (XII – II),  
 $WOP$  – wiosenny okres przejściowy (15 II – 25 IV), pora roku z występowaniem w ciągu doby dni i nocy,  
 $DP$  – dzień polarny (26 IV – 18 VIII) – pora roku, w czasie której Słońce nigdy nie schodzi poniżej horyzontu astronomicznego,  $h_\theta > 0^\circ$   
 $JOP$  – jesienny okres przejściowy (19 VIII – 28 X), pora roku z występowaniem w ciągu doby dni i nocy,  
 $NP$  – noc polarna (29 X – 14 II) – pora roku, w czasie której Słońce nie wschodzi ponad horyzont astronomiczny,  $h_\theta < 0^\circ$ .





## PRZEDMOWA

W okresie Międzynarodowego Roku Geofizycznego (1957–1960) w obu strefach polarnych założono wiele stacji naukowych realizujących szerokie programy badawcze, m. in. z dziedziny meteorologii. Po zakończeniu Roku Geofizycznego większość z nich została utrzymana i funkcjonuje na zasadzie permanentnego monitoringu. Bogate i różnorodne materiały meteorologiczne stały się podstawą interesujących badań także w ujęciu klimatologicznym. Dzięki nim stało się możliwe tworzenie różnorodnych modeli klimatycznych, na podstawie których jednoznacznie stwierdzono ogromną czułość klimatu Arktyki na czynniki klimatotwórcze i jego silne oddziaływanie na klimat strefy umiarkowanej.

Polska w ramach MRG zorganizowała własną stację polarną w Hornsundzie (S Spitsbergen), która została w 1978 r. reaktywowana i działa w systemie ciągłym, prowadząc m. in. obserwacje meteorologiczne.

Niniejsza praca została przygotowana na podstawie materiałów z pierwszych 5 lat jej funkcjonowania (1978–1983). Jej celem jest przedstawienie szczegółowej charakterystyki oraz objaśnienie genezy stosunków termiczno-wilgotnościowych w Hornsundzie w cyklu rocznym i dobowym na tle czynnika dynamicznego. Ponieważ rytm roczny jest lepiej poznany, więcej uwagi poświęcono przebiegom dobowym temperatury i z nią powiązanej wilgotności powietrza. Jest to jedno z ciekawszych, podejmowanych wcześniej w literaturze, lecz ciągle słabiej – z różnych powodów – poznanych zagadnień klimatologicznych Arktyki. Uwarunkowany czynnikiem astronomicznym dobowy cykl zmian temperatury i wilgotności powietrza w każdej strefie geograficznej, szczególnie jednak w Arktyce jest silnie zakłócany czynnikami dynamicznymi. Stąd też zasadniczy problem dobowych przebiegów został rozpatrzony na tle cyrkulacji atmosferycznej opracowanej na podstawie map synoptycznych. Wyróżniono i opisano, a następnie wyjaśniono genezę charakterystycznych typów dobowych przebiegów.

Praca niniejsza oparta na dość długiej (5-letniej) serii codziennych danych jest wnikliwym studium podjętego zagadnienia i zapewne stanowić będzie cenny przyczynek do znajomości klimatu Arktyki.

*Gabriel Wójcik*



## WSTĘP\*

### UWAGI WPROWADZAJĄCE

Specyficzny rodzaj podłoża występujący w strefach polarnych (przeważnie śnieżny i lodowy) w połączeniu ze skrajnie niesprzyjającymi warunkami klimatycznymi powodują, że ich rozpoznanie naukowe jest niedostateczne. W ostatnich latach ludzie zaczęli doceniać, w coraz większym stopniu, znaczenie obszarów polarnych dla różnych dziedzin gospodarki człowieka, choćby ze względu na znajdujące się tu bogate zasoby naturalne, a także wpływ na klimat globalny — poprzez rozliczne interakcje zachodzące w ramach systemu klimatycznego. Te i inne względy zdecydowały o olbrzymim rozwoju badań polarnych na świecie, w których uczestniczą także m. in. polscy naukowcy prowadząc badania głównie na Spitsbergenie i na Antarktydzie. Efektem tego wzmożonego zainteresowania krajami polarnymi było na gruncie klimatologicznym stwierdzenie — na podstawie skonstruowanych różnorodnych modeli klimatycznych oraz przeprowadzonych tam bezpośrednich badań meteorologicznych — iż obszary te najszybciej i najsilniej reagują na zmiany klimatu, a zatem są ich najlepszym wskaźnikiem (Flohn 1978; Polar Group 1980; Yamamoto, Iwashima 1981; Weller 1982; Woskriesienskij, Marszunowa 1982; Jäger, Kellog 1983 i in.). A. P. Nagórnyj (1982) podaje, że amplituda pięcioletnich średnich wielkości temperatury w strefie szerokości geograficznych  $85,5-72,5^{\circ}\text{N}$  jest 5–6 razy większa niż w strefie  $37,5-17,5^{\circ}\text{N}$ . Stąd też w wysokich szerokościach geograficznych bardziej widoczne są epoki ociepleń i ochłodeń klimatu. W związku z tym — nie mając na obecnym etapie dostatecznej wiedzy na temat przyczyn zmian klimatu oraz mechanizmów przenoszących je (Przybylak 1986) — klimatolodzy jeszcze bardziej rozszerzyli swoje zainteresowania regionami polarnymi, widząc możliwość prognozowania zmian klimatu globalnego według zachodzących tam zmian klimatu. Prowadzone w tych obszarach badania pomogą także w poważnym stopniu wyjaśnić skomplikowane mechanizmy sprzężeniowe między poszczególnymi składnikami systemu klimatycznego.

### CEL I METODA PRACY ORAZ MATERIAŁY ŹRÓDŁOWE I LITERATURA

Podstawowymi celami niniejszej pracy są:

1) przedstawienie szczegółowej charakterystyki stosunków termiczno-wilgotnościowych w Hornsundzie w przebiegu rocznym i dobowym;

\* Publikacja niniejsza jest skróconą wersją rozprawy doktorskiej wykonanej w Zakładzie Klimatologii UMK pod kierunkiem prof. dr. hab. G. Wójcika.





$\lambda = 15^{\circ}33'E$ ). Położona jest ona na płaskiej terasie morskiej na wysokości około 11 m n.p.m. w odległości 200 m od zatoki fiordu Hornsund – Isbjörnhamna. Odległość od podnóża gór Fugleberget i Arikammen oraz czoła najbliższego lodowca Hansa wynosi około 1 km (ryc. 1).

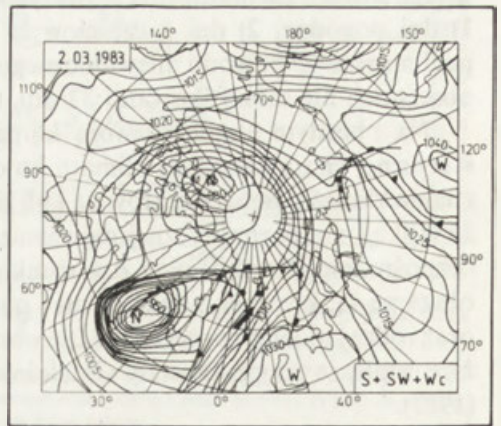
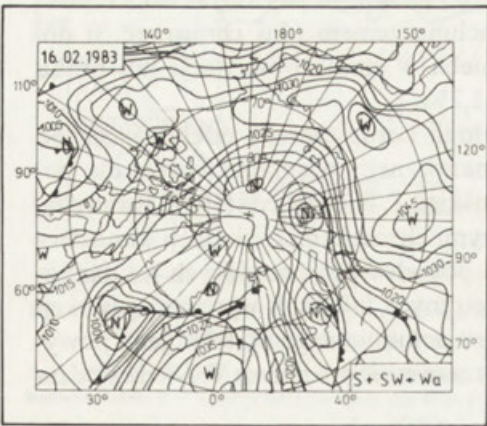
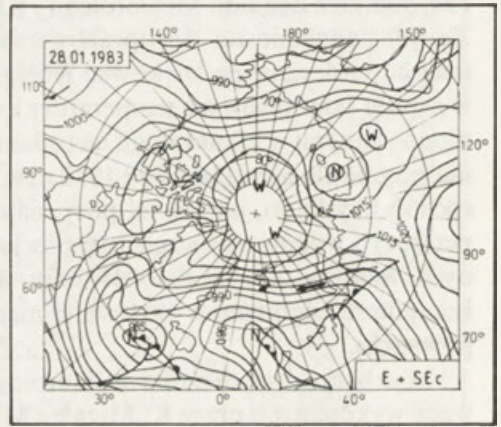
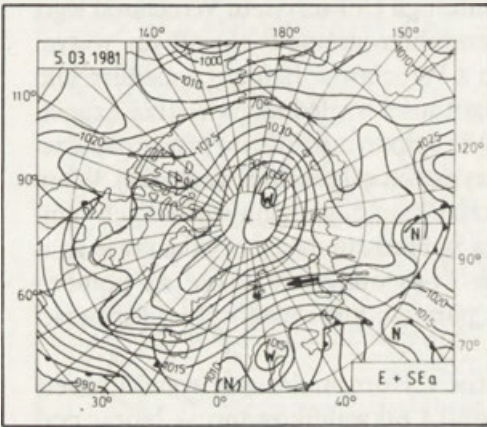
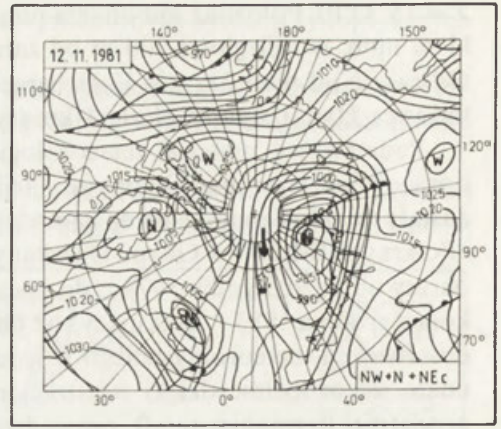
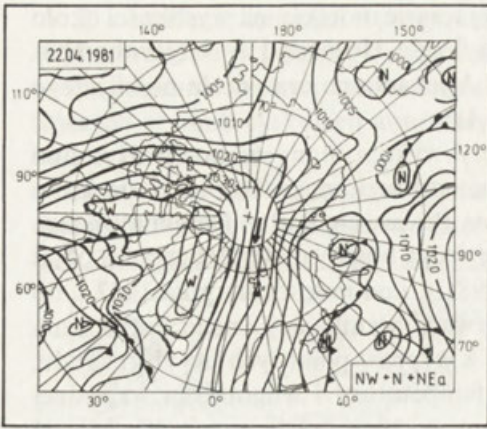
Podstawowy materiał meteorologiczny wykorzystany w pracy uzyskano opracowując termohigrogramy ze stacji meteorologicznej w Hornsundzie, które zostały mi udostępnione przez Samodzielną Pracownię Badań Dalekomorskich i Polarnych IMiGW w Gdyni. Uzyskany tą drogą bogaty materiał liczbowy objął okresy od października 1978 r. do lipca 1981 r. i od połowy sierpnia 1982 r. do końca grudnia 1983 r. Brakujący rok obserwacji, wynikający z nieuczestniczenia obserwatora meteorologicznego w jednej z wypraw polarnych do Hornsundu, udało się uzupełnić dzięki rejestracjom temperatury i wilgotności względnej powietrza (termohigrograf) prowadzonym w tym czasie przez K. Migalę i M. Sobika z Zakładu Meteorologii i Klimatologii Uniwersytetu Wrocławskiego. Za udostępnienie mi do opracowania termohigrogramów chciałbym w tym miejscu serdecznie podziękować Kolegom z Wrocławia. Istniejące nieduże luki w zapisie samopisowym temperatury i wilgotności względnej powietrza uzupełniono znanymi w klimatologii metodami. Nie było to możliwe do przeprowadzenia jedynie dla 6 dni (14 – 19 I 1982 r.) w przypadku wilgotności względnej. W ten sposób uzyskano, jak do tej pory, najdłuższy ciąg codziennych danych temperatury i wilgotności względnej powietrza w Hornsundzie. Na podstawie znanych wzorów:  $e = f \times E/100\%$  oraz  $\Delta e = E - e$  obliczono także za pomocą komputera codzienne wartości ciśnienia pary wodnej i niedosytu wilgotności powietrza.

Wykorzystując roczniki meteorologiczne z Hornsundu oraz wyniki obserwacji wykonanych przez K. Migalę i M. Sobika zakwalifikowano – biorąc pod uwagę stopień zachmurzenia – wszystkie dni badanego pięciolecia do 3 typów: 1) dni pogodne; 2) dni z częściowym zachmurzeniem (dni chmurne); 3) dni pochmurne. Z powodu niewidocznego nieba w czasie obserwacji lub braku obserwacji nie sklasyfikowano 32 dni, tj. 1,7%.

Na obecnym etapie rozwoju klimatologii coraz częściej odchodzi się od statycznej charakterystyki klimatu ku dynamicznej, doceniając jej rolę dla poznania klimatu wielu obszarów na kuli ziemskiej. T. Niedźwiedz (1981) stwierdza, że w skali mezosynoptycznej najważniejszymi elementami cyrkulacji atmosfery bezpośrednio decydującymi o warunkach pogodowych panujących na danym obszarze są: kierunek adwekcji mas powietrznych lub brak wyraźnej adwekcji oraz rodzaj układu barycznego. Dla obszaru południowego Spitsbergenu powyższe ustalenia przyjęte zostały niezależnie przeze mnie oraz przez T. Niedźwiedzia (1987).

Pierwszym etapem pracy było dokonanie wyboru z wszystkich sytuacji synoptycznych takich wzorców cyrkulacyjnych, które by najlepiej charakteryzowały cyrkulację w badanym rejonie cyrkulacyjnym. Wydzielono 10 wzorców cyrkulacyjnych (ryc. 2A i 2B) zwanych dalej typami cyrkulacji, zgodnie z nomenklaturą zaproponowaną przez B. Osuchowską-Klein (1975). Oznaczono je poda-

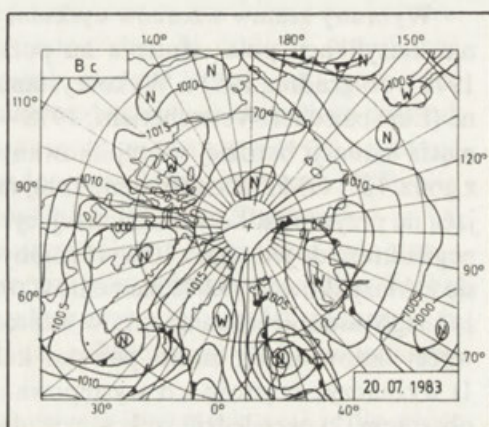
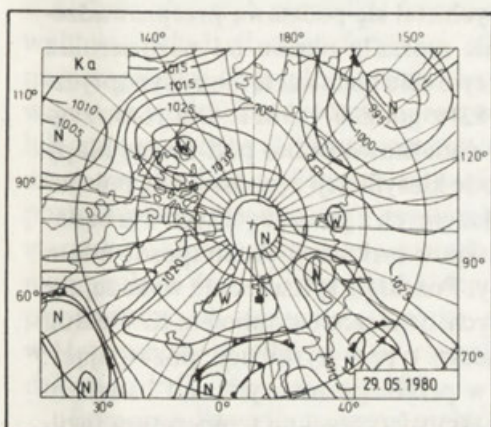
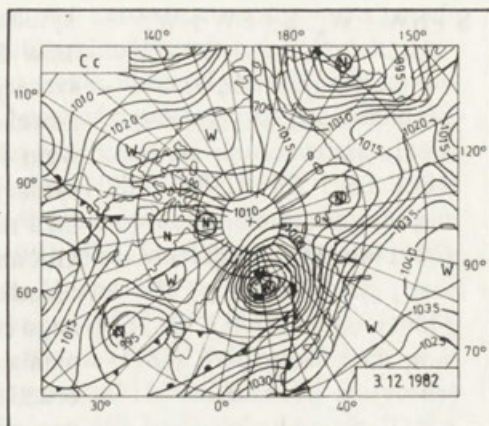
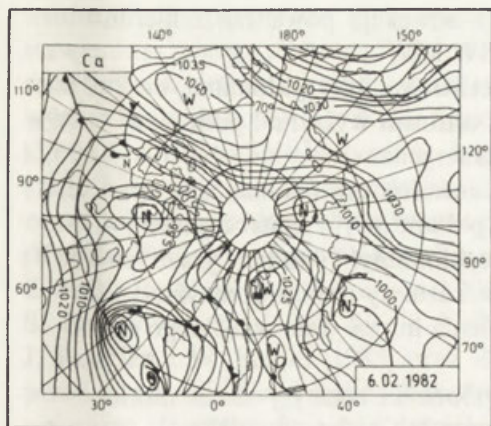




Ryc. 2A. Wzory typów cyrkulacji (mapy synoptyczne z godz. 0<sup>00</sup> GMT według Europäischer Wetterbericht)

Types of atmospheric circulation over Spitsbergen (synoptic charts at 0<sup>00</sup> GMT according to Europäischer Wetterbericht)





- |     |   |   |   |
|-----|---|---|---|
| W 1 | 3 | 5 | 7 |
| N 2 | 4 | 6 | 8 |

Ryc. 2B. Wzory typów cyrkulacji (mapy synoptyczne z godz. 0<sup>00</sup> GMT wg Europäischer Wetterbericht)

1 – wyż baryczny, 2 – niż baryczny, 3 – front ciepły, 4 – front chłodny, 5 – front zokludowany, 6 – izobary co 5 hPa, 7 – okolice Hornsundu, 8 – kierunek adwekcji powietrza nad Hornsundem

Types of atmospheric circulation (synoptic charts at 0<sup>00</sup> GMT according to Europäischer Wetterbericht)

1 – anticyclone, 2 – cyclone, 3 – warm front, 4 – cold front, 5 – occluded front, 6 – isobar lines every 5 hPa, 7 – vicinity of Hornsund, 8 – direction of air advection over Hornsund

nymi niż symbolami, w których indeks „a” przy kierunku adwekcji oznacza układ antycyklonalny, a indeks „c” układ cyklonalny:

NW + N + NE<sub>a</sub>, NW + N + NE<sub>c</sub> – sytuacje z adwekcją powietrza z kierunków NW, N i NE;

E + SE<sub>a</sub>, E + SE<sub>c</sub> – sytuacje z adwekcją powietrza z kierunków E i SE;

- $S+SW+W_a, S+SW+W_c$  – sytuacje z adwekcją powietrza z kierunków S, SW i W;
- $C_a$  – sytuacja centralna antycyklonalna, brak adwekcji, centrum wyżu nad południowym Spitsbergenem;
- $C_c$  – sytuacja centralna cyklonalna, centrum niżu nad południowym Spitsbergenem;
- $K_a$  – klin antycyklonalny, kilka niewyraźnych ośrodków, rozmyty obszar podwyższonego ciśnienia lub oś wału wysokiego ciśnienia;
- $B_c$  – bruzda cyklonalna, rozmyty obszar niskiego ciśnienia lub oś bruzdy niżowej.

Wybrany zestaw wzorców cyrkulacyjnych stał się podstawą przeprowadzenia klasyfikacji pola ciśnienia na poziomie morza z okresu od października 1978 r. do grudnia 1983 r. Wykorzystano w tym celu niemieckie mapy synoptyczne (Europäischer Wetterbericht, 1978 – 1983) z godz. 0<sup>00</sup> GMT. Dla rozstrzygnięcia sytuacji bardziej skomplikowanych dodatkowo brano pod uwagę mapy z godz. 12<sup>00</sup> GMT. Zastosowano tutaj metodę klasyfikacji bezpośredniej polegającą na przyporządkowaniu sytuacji cyrkulacyjnych z poszczególnych dni badanego okresu do jednego z 10 wyróżnionych typów cyrkulacji. W ten sposób udało się zaklasyfikować 95,8% elementów próby. Pozostałe sytuacje, nie wykazujące żadnego podobieństwa do typów wzorcowych, oznaczono symbolem X. Według wyżej omówionych zasad powstał kalendarz typów cyrkulacji pozwalający: 1) wyznaczyć częstość ich występowania w przebiegu rocznym nad badanym obszarem, 2) prześledzić wpływ cyrkulacji atmosferycznej na temperaturę i wilgotność powietrza w Hornsundzie.

Przeprowadzanie klasyfikacji cyrkulacji atmosferycznej w regionach polarnych na poszczególne typy cyrkulacji sprawia duże kłopoty. Najpoważniejsze z nich to: 1) trudność w ocenie kierunku napływu mas powietrza związana z dużą krzywizną równoleżników na mapach synoptycznych; 2) istnienie latem bardzo niewyraźnych układów barycznych; 3) częste zmiany w ciągu doby typów cyrkulacji reprezentujących często przeciwne kierunki napływu mas powietrznych.

Wszystkie wymienione wyżej dane źródłowe wprowadzone zostały do pamięci komputera R – 32 pracującego w Ogólnouczeniowym Ośrodku Obliczeniowym UMK w Toruniu. Następnie komputer ten dokonał wszechstronnych obliczeń statystycznych tego materiału, wykorzystując pakiety statystyczne OSIRIS i SPSS oraz programy opracowane przez K. Warachowską i K. Wojdyło, którym za życzliwą pomoc chciałbym serdecznie podziękować. Część najbardziej pracochłonnych rysunków wykreślono na digigrafie współpracującym z komputerem.

Literatura klimatologiczna dotycząca Spitsbergenu nie jest bogata, mimo znacznego postępu badań w ostatnich latach. Ponadto większość pozycji przedstawia najczęściej warunki klimatyczne na niewielkim obszarze i tylko w sezonie



letnim. Cechą pozytywną tych opracowań jest natomiast szczegółowe przedstawienie przebiegu poszczególnych elementów klimatycznych w krótkich okresach (miesiąc, dekada, doba) często w zależności od warunków pogodowych, a znacznie rzadziej cyrkulacyjnych. Z pozycji omawiających problematykę klimatu na całym Spitsbergenie najbardziej przydatne dla opracowania niniejszego były coroczne sprawozdania V. Hisdala (1980, 1981, 1982, 1983, 1984) o warunkach pogodowych na wyspie oraz krótkie opracowania monograficzne (Knothe 1931; Spinnangr 1968; Steffensen 1969, 1982; Markin 1975; Hisdal 1985). Z ważniejszych pozycji dotyczących klimatu Hornsundu wymienić należy prace S. Baranowskiego (1968, 1977), J. Pereymy (1983), B. Głowickiego (1985), J. Rodzika i W. Stepki (1985) oraz Z. Ustrnuta (1987). Większość tych prac przedstawia najczęściej w sposób tradycyjny warunki klimatyczne (tj. statyczny) opierając się przeważnie na średnich miesięcznych bądź dekadowych. Tylko w niektórych z nich niewielkie fragmenty poświęcone są krótkiemu omówieniu wpływu cyrkulacji atmosferycznej na zróżnicowanie w czasie i przestrzeni poszczególnych elementów meteorologicznych, głównie temperatury powietrza w sezonie letnim. Są to jednak opracowania przedstawiające najczęściej rozkład lub zmiany danego elementu meteorologicznego przy poszczególnych pojedynczych przykładach wybranych sytuacji synoptycznych (np. Pereyma 1983). Nie pozwalają więc one na przeprowadzenie uogólnień. By poznać rzeczywiste cechy warunków klimatycznych związanych z poszczególnymi sytuacjami synoptycznymi, należy dysponować dla każdego sezonu roku odpowiednio dużą liczbą przypadków ich wystąpień. Krótką charakterystykę warunków termicznych w Hornsundzie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej w duchu powyższym dał ostatnio T. Niedźwiedz (1987).

Pomocne dla wytłumaczenia niektórych zjawisk fizycznych, a także dla celów porównawczych, były opracowania omawiające warunki klimatyczne w innych obszarach Arktyki (Gawriłowa 1959, 1963; Czernikowskij, Marszunowa 1965; Putnins 1970; Schwerdtfeger 1970; Vowinckel, Orvig 1970; Wójcik 1976; Ohmura 1984 i in.).

Przeprowadzone studia wielu publikacji omawiających warunki klimatyczne w Arktyce wykazały brak powszechnie przyjętego kryterium podziału roku na pory roku. Wspomina już o tym S. Baranowski (1968). Autorzy norwescy (Steffensen 1969, 1982; Hisdal 1985) korzystają z tzw. meteorologicznych pór roku (Parczewski 1978), które w znacznym stopniu ułatwiają przeprowadzanie obliczeń statystycznych i umożliwiają porównanie warunków klimatycznych między różnymi obszarami kuli ziemskiej (dzięki powszechności stosowania tego podziału przez klimatologów). Ujemną stroną tego podziału jest natomiast dość duża niezgodność rzeczywistych warunków klimatycznych z tym, co zwykle rozumiemy pod pojęciem poszczególnych pór roku w strefie umiarkowanej. Dotyczy to szczególnie wiosny i jesieni, a w dużo mniejszym stopniu lata. P. Putnins i inni (1959) oraz Ł. A. Gawriłowa i S. I. Sokołow (1969) wyróżniają następujące sezony: zima (XI—III), wiosna (IV—V), lato (VI—VIII) i jesień (IX—X). Te pory roku, które dla warunków polarnych w pewnym sensie są

modyfikacją poprzedniego podziału, znacznie już lepiej pozwalają scharakteryzować warunki klimatyczne w obszarach polarnych. Moim zdaniem jeszcze korzystniej byłoby, gdyby do zimy zaliczyć kwiecień, a do wiosny czerwiec. Część klimatologów polskich przyjęło z kolei zaproponowane przez S. Baranowskiego (1968) następujące kryterium termiczne 4 pór roku:  $-2,5^{\circ}\text{C} < T_i < 2,5^{\circ}\text{C}$  – wiosna i jesień;  $T_i \geq 2,5^{\circ}\text{C}$  – lato;  $T_i \leq -2,5^{\circ}\text{C}$  – zima. Podstawowym mankamentem tego podziału jest niemożność dokonywania porównań warunków klimatycznych nie tylko z innymi obszarami leżącymi w strefach umiarkowanej i tropikalnej, lecz nawet polarnej, z tego względu że, jak do tej pory, nie zostało ono przyjęte przez klimatologów na świecie. Wielu innych autorów ustala długość trwania 4 podstawowych pór roku jeszcze inaczej. Coraz pilniejszym staje się obecnie ustalenie jednolitych kryteriów dla wyróżniania pór roku w strefach polarnych.

Uznając za nadrzędną wartość przedstawienie w taki sposób materiału klimatycznego, by był on łatwy do wykorzystania dla porównań z innymi obszarami na kuli ziemskiej, zdecydowano się skorzystać z meteorologicznych pór roku (III – V, VI – VIII, IX – XI i XII – II). Uznając także istotny wpływ warunków solarnych i oświetleniowych na procesy meteorologiczne zachodzące w krajach polarnych, przeprowadzono dodatkowo podział roku według kryterium ściśle astronomicznego i wyróżniono: wiosenny okres przejściowy (WOP), dzień polarny (DP), jesienny okres przejściowy (JOP) i noc polarną (NP). W rozdziale pt. „Symbole” podane są okresy ich trwania i kryteria ich wyróżnienia. Są to okresy naturalnie wyodrębniające się, warto więc poznać charakteryzujące je warunki klimatyczne.

Za wskazanie interesującego tematu pracy, pomoc w uzyskaniu materiałów źródłowych, udzielanie cennych wskazówek metodycznych i merytorycznych w trakcie jej pisania jestem głęboko wdzięczny promotorowi pracy prof. dr. hab. G. Wójcikowi. Chciałbym również podziękować koleżance z Zakładu mgr A. Rochnowskiej za wykreślenie większości czystorysów rycin zamieszczonych w niniejszej pracy.

## CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA TYPÓW CYRKULACJI ORAZ DNI POGODNYCH, CHMURNYCH I POCHMURNYCH W HORNSUNDZIE

### CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA TYPÓW CYRKULACJI

Cyrkulacja atmosferyczna, jako jeden z trzech czynników klimatotwórczych, odgrywa w Arktyce w związku z występującymi tu specyficznymi warunkami oświetleniowo-radiacyjnymi znacznie większą rolę niż w innych obszarach kuli ziemskiej. Jej wpływ najwyraźniej jest widoczny w chłodnym okresie roku, w którym przy prawie zupełnym braku dopływającej energii słonecznej zachodzi intensywne wypromieniowanie energii z podłoża. Straty energii na tej drodze kompensowane są głównie adwekcją ciepła z niższych szerokości geograficznych.

Położenie geograficzne Spitsbergenu w sąsiedztwie dwóch stacjonarnych centrów działania atmosfery (Niżu Islandzkiego i Wyżu Grenlandzkiego) decyduje o ruchu mas atmosferycznych nad tą wyspą warunkujących określony typ pogody. Jak stwierdza W. A. Markin (1975) na charakter warunków klimatycznych Spitsbergenu najistotniejszą rolę wywierają wymieniony pierwszy ośrodek baryczny i jego wieloletnie wahania oraz położenie frontu arktycznego, wzdłuż którego przemieszczają się aktywne cyklony znad Atlantyku na wschód.

#### PRZEBIEG CZĘSTOŚCI WYSTĘPOWANIA TYPÓW CYRKULACJI W POSZCZEGÓLNYCH LATACH 1979–1983

W badanym pięcioleciu bardzo wyraźny jest spadek procentowego udziału z roku na rok częstości występowania sytuacji antycyklonalnych od 40,3 w 1979 r. do tylko 23,4% w 1983 r. na rzecz sytuacji cyklonalnych przy średniej dla tego okresu 32,6% (tab. 1). Tendencja powyższa jest widoczna także dla każdego z poszczególnych typów cyrkulacji. Z największą średnią częstością w okresie 1979–1983 występowały następujące typy cyrkulacji: E + SE<sub>c</sub> (17,3%), NW + N + NE<sub>c</sub> (16,6%) i S + SW + W<sub>c</sub> (14,1%). Ich sumaryczna częstość wyniosła aż 48%. Podobne wyniki dla okresu 1971–1986 uzyskał T. Niedźwiedź (w druku). Stan taki jest związany z istnieniem aktywnej i głębokiej bruzdy barycznej biegnącej od Islandii przez Morze Barentsa do Morza Karskiego. Przemierzająca się tym szlakiem duża liczba cyklonów (szczególnie zimą) powoduje, że Spitsbergen znajduje się stopniowo w coraz to innych ich obszarach, z czym związana jest bezpośrednio regularna zmiana kierunków adwekcji od SW do NE, a nawet N. Wyraźnie najmniejszą częstość posiadają typy C<sub>a</sub> (2,5%) i S + SW + W<sub>a</sub> (3,6%).



Częstość występowania typów cyrkulacji w Hornsundzie w latach 1979–1983

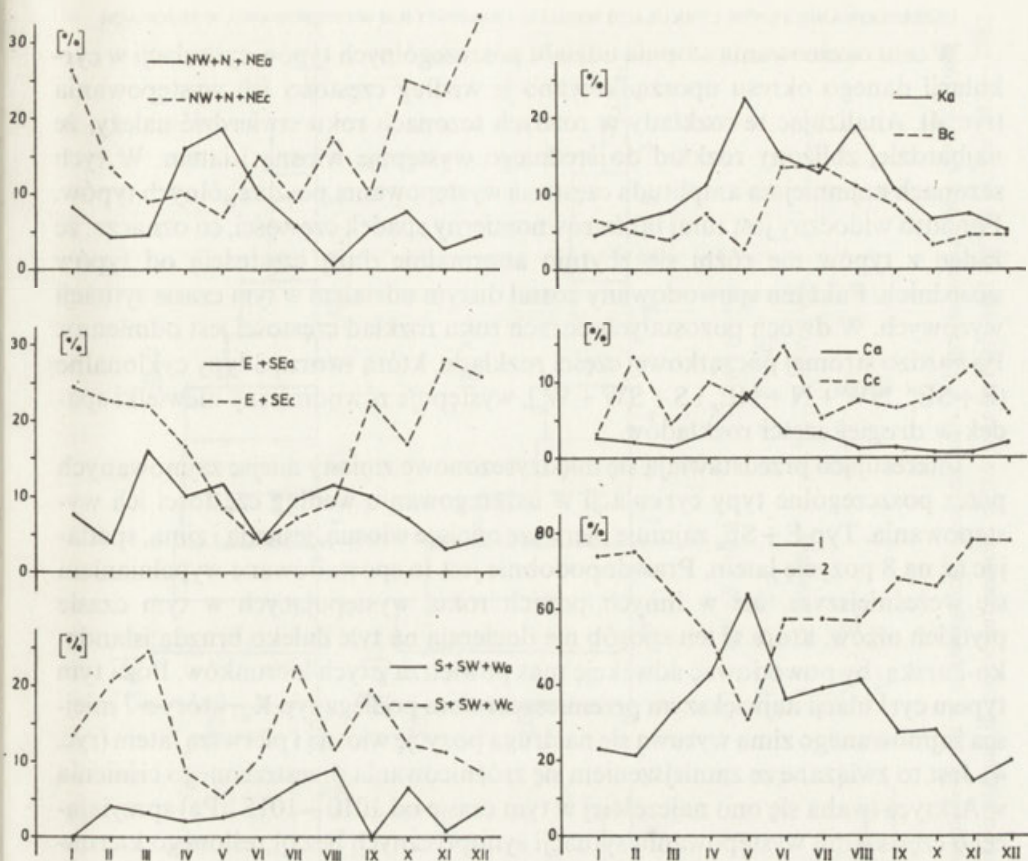
Typ cyrkulacji	1979		1980		1981		1982		1983		1979–1983	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
NW + N + + NE <sub>a</sub>	36	9,9	29	7,9	30	8,2	19	5,2	21	5,8	135	7,4
E + SE <sub>a</sub>	49	13,4	22	6,0	36	9,9	22	6,0	24	6,6	153	8,4
S + SW + W <sub>a</sub>	17	4,7	16	4,4	11	3,0	13	3,6	9	2,5	66	3,6
K <sub>a</sub>	35	9,6	59	16,2	42	11,5	37	10,1	23	6,3	196	10,7
C <sub>a</sub>	10	2,7	10	2,7	12	3,3	6	1,6	8	2,2	46	2,5
NW + N + + NE <sub>c</sub>	49	13,4	55	15,0	63	17,3	55	15,1	82	22,5	304	16,6
E + SE <sub>c</sub>	60	16,4	55	15,0	46	12,6	77	21,1	77	21,1	315	17,3
S + SW + W <sub>c</sub>	46	12,6	45	12,3	48	13,1	66	18,1	52	14,2	257	14,1
B <sub>c</sub>	24	6,6	32	8,7	19	5,2	24	6,6	29	7,9	128	7,0
C <sub>c</sub>	17	4,7	26	7,1	37	10,1	36	9,9	34	9,3	150	8,2
X	22	6,0	17	4,7	21	5,8	10	2,7	6	1,6	76	4,2
Antycyklonalne	147	40,3	136	37,2	131	35,9	97	26,5	85	23,4	596	32,6
Cyklonalne	196	53,7	213	58,1	213	58,3	258	70,8	274	75,0	1154	63,2
Suma	365	100,0	366	100,0	365	100,0	365	100,0	365	100,0	1826	100,0

## PRZEBIEG ROCZNY CZĘSTOŚCI WYSTĘPOWANIA POSZCZEGÓLNYCH TYPÓW CYRKULACJI

Dokonanie analizy przebiegu rocznego częstości występowania poszczególnych typów cyrkulacji jest bardzo pomocne w poznaniu klimatologicznych cech cyrkulacji oraz prognozowaniu typu cyrkulacji (Osuchowska-Klein 1975). Może być on określony w różnych jednostkach czasu, np. według dób, miesięcy bądź sezonów. Ponieważ okres poddany badaniom jest stosunkowo krótki, więc w opracowaniu niniejszym można było objąć analizą tylko przebieg roczny częstości występowania poszczególnych typów cyrkulacji według miesięcy i sezonów.

Cyrkulacja atmosfery, jak stwierdza S. S. Gajgierow (1962), odznacza się w omawianym regionie wyraźną sezonowością. Przyczyną tego są sezonowe zmiany wielkości gradientu termicznego między niższymi szerokościami geograficznymi i Arktyką. Cecha ta jest widoczna również w przebiegu rocznym częstości występowania wszystkich analizowanych typów cyrkulacji nad południowym Spitsbergenem (ryc. 3). Z ryciny 3 wynika, że sytuacje cyklonalne wyraźnie dominują w zimie i jesieni, kiedy ich średni pięcioletni udział wyniósł odpowiednio 72,9 i 71,0%. Jest to związane z największymi różnicami termicznymi występującymi w tych porach roku między Arktyką a strefą umiarkowaną. W przebiegu rocznym według miesięcy nie przeważają one jedynie w maju (ryc. 3). Sytuacje antycyklonalne z kolei najczęściej występują wiosną i latem. Średnie pięcioletnie wartości ich częstości wyniosły odpowiednio 46,5 i 38,7%. Według N. D. Winogradowa i G. A. Makuriny (1960) sytuacja taka jest uwarunkowana rozwojem wyżu azorskiego i wykształceniem w związku z tym stacjonar-





Ryc. 3. Przebieg roczny częstości występowania 10 wyróżnionych typów cyrkulacji oraz wszystkich sytuacji antycyklonalnych (1) i cyklonalnych (2) w Hornsundzie na podstawie średniej względnej częstości miesięcznej za okres 1979–1983

Annual course of the frequency of occurrence of 10 selected types of circulation and of all the anticyclonic (1) and cyclonic (2) situations in Hornsund on the basis of the mean relative monthly frequency for the period 1979–1983

nych układów antycyklonalnych nad Europą Zachodnią, Środkową i nad północnym Atlantykiem. W tych sezonach, szczególnie jednak latem, obserwuje się również dość dużą częstość cyklonów, niewiele mniejszą niż zimą, lecz są one znacznie płytsze i mniej trwałe.

Częstość występowania poszczególnych typów cyrkulacji w przebiegu rocznym wykazuje stosunkowo duże oscylacje (ryc. 3). Dla typów zdarzających się najczęściej ( $NW+N+NE_c$ ,  $E+SE_c$  i  $S+SW+W_c$ ) są one największe i zbliżone wielkością (ok. 20%). Typy cyrkulacji z rodziny antycyklonalnej wykazują znacznie mniejsze oscylacje, najczęściej rzędu około 10%. Tylko dwa z nich ( $K_a$  i  $NW+N+NE_a$ ) charakteryzują się większą amplitudą, dochodzącą do około 20%.

## USZEREGOWANIE TYPÓW CYRKULACJI WEDŁUG CZĘSTOŚCI ICH WYSTĘPOWANIA W SEZONACH

W celu oszacowania stopnia udziału poszczególnych typów cyrkulacji w cyrkulacji danego okresu uporządkowano je według częstości ich występowania (ryc. 4). Analizując te rozkłady w różnych sezonach roku stwierdzić należy, że najbardziej zbliżony rozkład do średniego występuje wiosną i latem. W tych sezonach najmniejsza amplituda częstości występowania poszczególnych typów. Ponadto widoczny jest tutaj także równomierny spadek częstości, co oznacza, że żaden z typów nie różni się zbyt anormalnie dużą częstością od typów sąsiednich. Fakt ten spowodowany został dużym udziałem w tym czasie sytuacji wyżowych. W dwóch pozostałych porach roku rozkład częstości jest odmienny. Po bardzo stromej początkowej części rozkładu, którą tworzą 3 typy cyklonalne ( $E + SE_c$ ,  $NW + N + NE_c$  i  $S + SW + W_c$ ), występuje równomierny niewielki spadek w drugiej części rozkładów.

Interesująco przedstawiają się międzysezonowe zmiany miejsc zajmowanych przez poszczególne typy cyrkulacji w uszeregowaniu według częstości ich występowania. Typ  $E + SE_c$  zajmuje pierwsze miejsce wiosną, jesienią i zimą, spadając aż na 8 pozycję latem. Prawdopodobnie jest to spowodowane wypełnianiem się wcześniejszym, niż w innych porach roku, występujących w tym czasie płytkich niżów, które w ten sposób nie docierają na tyle daleko bruzdą islandzko-karską, by powodować adwekcję mas powietrza z tych kierunków. Poza tym typem cyrkulacji największym przemieszczeniem podlega typ  $K_a$ , który z 7 miejsca zajmowanego zimą wysuwa się na drugą pozycję wiosną i pierwszą latem (ryc. 4). Jest to związane ze zmniejszeniem się zróżnicowania przestrzennego ciśnienia w Arktyce (waha się ono najczęściej w tym czasie od 1010 – 1015 hPa) sprzyjającego częstszemu występowaniu sytuacji synoptycznych bez określonego kierunku adwekcji.

## CZĘSTOŚĆ WYSTĘPOWANIA DNI POGODNYCH, CHMURNYCH I POCHMURNYCH

Ważna rola, którą pełni w kształtowaniu klimatu zachmurzenie, upoważnia do przeprowadzenia szczegółowej analizy najistotniejszej jego charakterystyki, tj. stopnia zachmurzenia, tym bardziej że południowy Spitsbergen jest jednym z obszarów o największym zachmurzeniu na kuli ziemskiej.

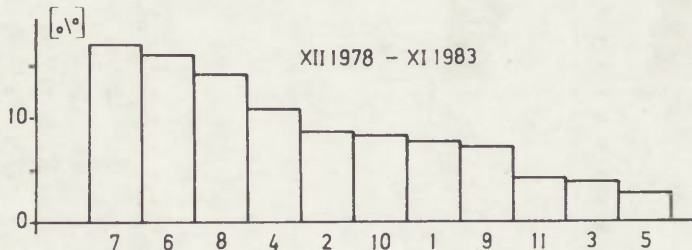
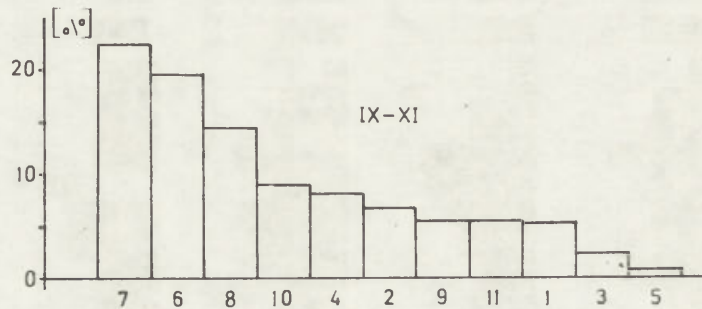
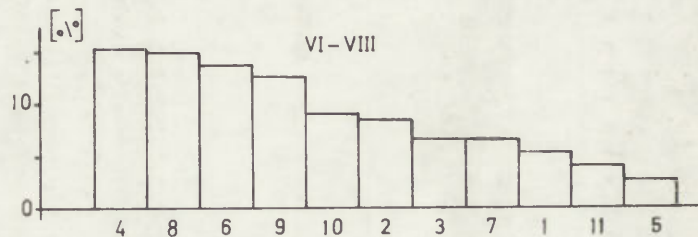
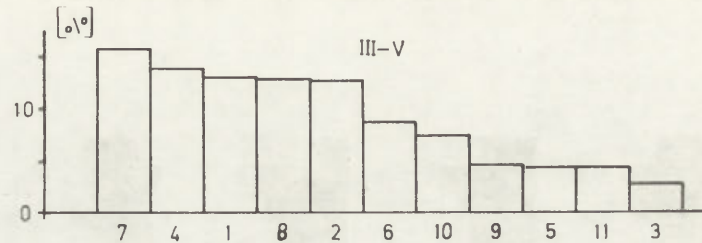
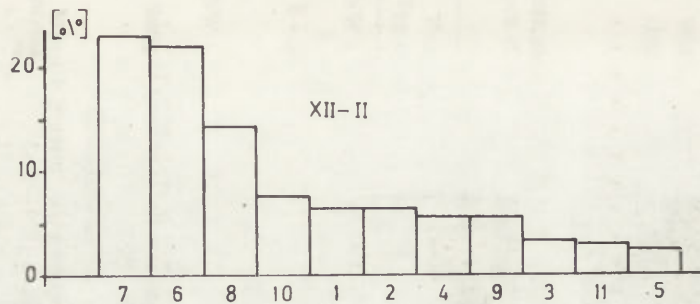
Najwięcej dni pogodnych ( $C < 2$ ) w okresie 1979 – 1983 wystąpiło w 1981 r. (11,2%), a najmniej w 1979 i 1983 r., po 7,7%, przy średniej z całego okresu równej

Tabela 2

Częstość występowania dni o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie w latach 1979 – 1983

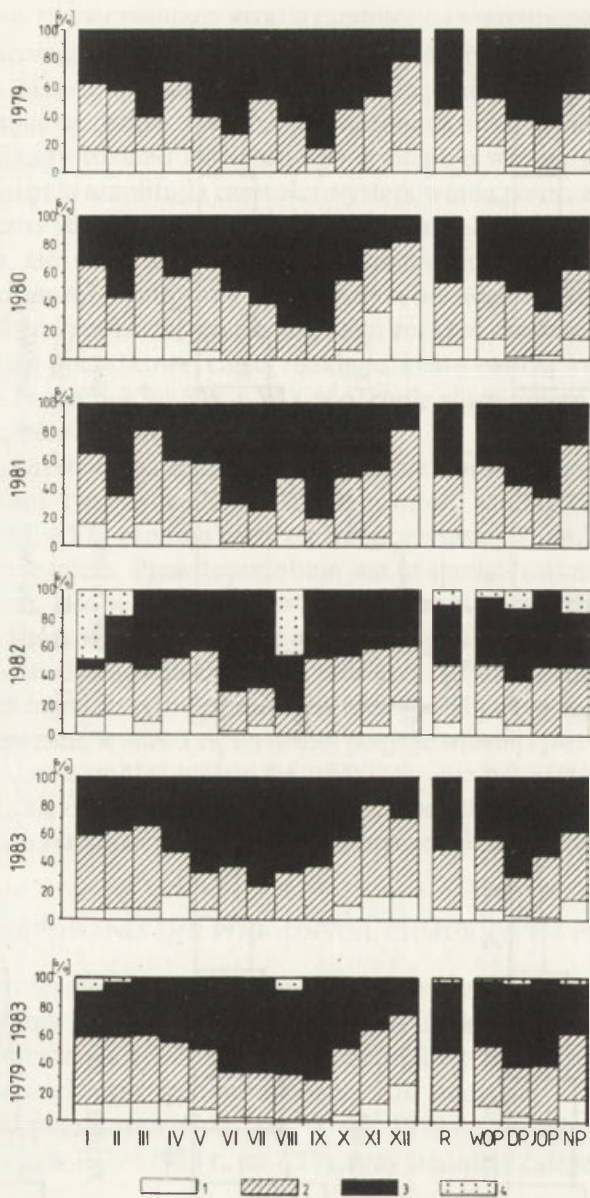
Rodzaj pogody	1979		1980		1981		1982		1983		1979 – 1983	
	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%	n	%
$C < 2$	28	7,7	38	10,4	41	11,2	35	9,6	28	7,7	170	9,3
$2 \leq C \leq 8$	133	36,4	156	42,6	144	39,5	141	38,6	150	41,1	724	39,6
$C > 8$	204	55,9	172	47,0	180	49,3	155	42,5	187	51,2	898	49,2
DN	—	—	—	—	—	—	34	9,3	—	—	34	1,9

Objaśnienia: n – liczebność przypadków, DN – dni nie sklasyfikowane.



- |                          |                          |
|--------------------------|--------------------------|
| 1 - NW+N+NE <sub>A</sub> | 6 - NW+N+NE <sub>C</sub> |
| 2 - E+SE <sub>A</sub>    | 7 - E+SE <sub>C</sub>    |
| 3 - S+SW+W <sub>A</sub>  | 8 - S+SW+W <sub>C</sub>  |
| 4 - K <sub>A</sub>       | 9 - B <sub>C</sub>       |
| 5 - C <sub>A</sub>       | 10 - C <sub>C</sub>      |
|                          | 11 - X                   |

Ryc. 4. Uszeregowanie typów cyrkulacji według częstości ich występowania w poszczególnych porach roku w Hornsundzie za okres 1979–1983  
Arrangement of types of circulation according to the frequency of occurrence in particular seasons of the year in Hornsund for the period 1979–1983



Ryc. 5. Przebieg roczny (wg miesięcy i pór roku) częstości występowania dni o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie w okresie 1979–1983

1 –  $C < 2$ , 2 –  $2 \leq C \leq 8$ , 3 –  $C > 8$ , 4 – dni z niewidocznym niebem lub z brakiem obserwacji

Annual course (according to months and seasons of the year) of the frequency of occurrence of days of various degree of cloudiness in Hornsund over the period 1979–1983

1 –  $C < 2$ , 2 –  $2 \leq C \leq 8$ , 3 –  $C > 8$ , 4 – days with invisible sky or no observation



9,3% (tab. 2 i ryc. 5). Dni pochmurne ( $C > 8$ ) najczęściej zdarzały się w 1979 r. (55,9%), a najrzadziej w 1982 r. (42,5%) przy średniej bliskiej 50%.

W przebiegu rocznym, według średnich pięcioletnich, okresami najbardziej pogodnymi są zima i wiosna (odpowiednio 16,4 i 12,2% – ryc. 5). Zdecydowanie najczęściej dni pogodne występują w grudniu (25,8%). W poszczególnych latach udział ich może znacznie wzrosnąć, np. w grudniu 1980 r. osiągnął on aż 41,9%. Jest to jedyny miesiąc, w którym średnio z równą częstością występują dni pogodne i pochmurne. Drugorzędne maksimum częstości zdarzania się dni pogodnych (jednak bardzo nieznaczne) przypada na kwiecień (14,7%). Jest ono ściśle związane ze wzrostem w tym czasie częstości występowania sytuacji antycyklonalnych. Najmniej dni pogodnych występuje średnio we wrześniu i w sierpniu (odpowiednio 1,3% i 1,9%). Tylko nieznacznie więcej ich było w czerwcu i w lipcu (ryc. 5). Taki rozkład częstości występowania dni pogodnych w roku sprzyja bardzo intensywnemu wychładzaniu się podłoża w zimie i wiosną. Wpływa on także ograniczająco na dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego latem i jesienią. Pewną rekompensatą tych strat jest korzystny bilans promieniowania długofalowego w tych okresach związany z dużym zachmurzeniem. Dni chmurne ( $2 \leq C \leq 8$ ) posiadają podobny przebieg roczny, jak dni pogodne (ryc. 5). Jak już wzmiankowano, najczęściej w Hornsundzie występują dni pochmurne (średnio co drugi dzień). W przebiegu rocznym wyraźnie najbardziej pochmurnymi są lato i jesień (odpowiednio 63,9% i 51,6% przypadków). Najwięcej dni pochmurnych zdarza się we wrześniu (70,7%), w związku z częstymi cyklonami niosącymi opady śnieżne (początek sezonu akumulacji). Niewiele mniej ich bywa w czerwcu, lipcu i sierpniu (od 60 – 70%) – rycina 5. Udział dni pochmurnych najmniejszy jest zimą i wiosną (odpowiednio 36,4 i 44,6%).

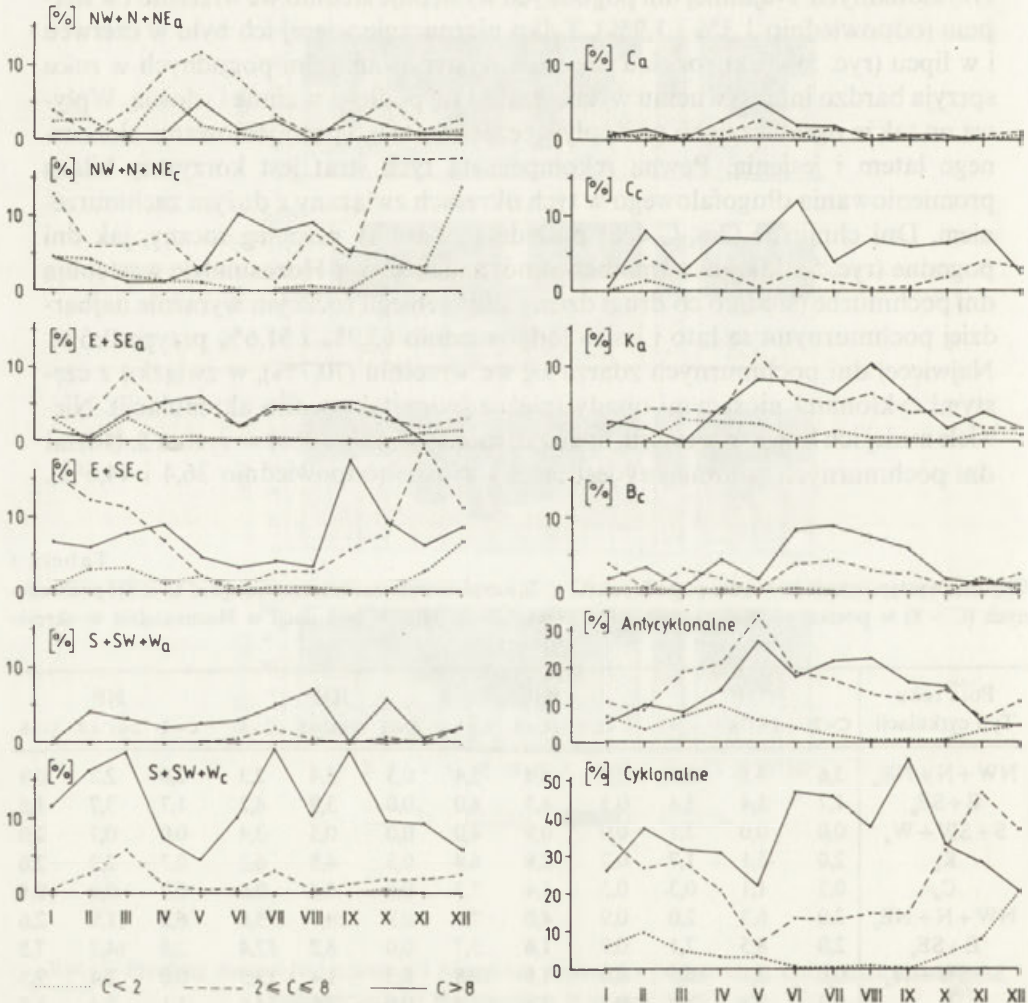
Tabela 3

Częstość występowania (w %) dni pogodnych ( $C < 2$ ), z częściowym zachmurzeniem ( $2 \leq C \leq 8$ ) i pochmurnych ( $C > 8$ ) w poszczególnych porach roku przy różnych typach cyrkulacji w Hornsundzie w okresie 1978 – 1983

Pora roku Typ cyrkulacji	WOP			DP			JOP			NP		
	C<2	2≤C≤8	C>8	C<2	2≤C≤8	C>8	C<2	2≤C≤8	C>8	C<2	2≤C≤8	C>8
NW + N + NE <sub>a</sub>	2,6	5,1	0,6	0,9	6,4	2,4	0,3	3,4	2,3	2,0	2,2	0,9
E + SE <sub>a</sub>	1,7	5,4	3,4	0,3	4,3	4,0	0,0	3,9	4,2	1,7	3,7	1,5
S + SW + W <sub>a</sub>	0,0	0,0	3,1	0,0	0,9	4,0	0,0	0,3	3,4	0,0	0,7	2,0
K <sub>a</sub>	2,0	5,1	1,7	0,2	2,8	6,4	0,3	4,8	6,2	0,7	2,2	2,6
C <sub>a</sub>	0,3	1,1	0,3	0,3	1,4	7,7	0,0	0,6	0,6	0,7	0,9	0,6
NW + N + NE <sub>c</sub>	2,0	6,3	2,0	0,9	4,0	7,1	0,8	10,7	5,6	6,2	11,9	2,6
E + SE <sub>c</sub>	2,0	8,5	7,1	0,9	1,6	3,7	0,0	6,2	12,4	2,6	14,7	7,5
S + SW + W <sub>c</sub>	0,0	3,1	16,5	0,0	1,6	10,8	0,3	1,4	13,5	0,0	2,4	9,5
B <sub>c</sub>	0,3	2,3	3,4	0,2	2,8	6,4	0,0	2,5	4,5	1,1	2,4	1,8
C <sub>c</sub>	0,3	3,1	5,7	0,0	1,4	7,7	0,0	1,1	6,2	0,2	3,1	4,8
X	0,9	1,4	1,7	0,3	1,7	2,8	0,3	2,0	2,3	0,6	1,5	1,7
Antycyklonalne	6,6	16,8	9,1	3,3	20,2	20,3	0,6	13,0	16,6	5,1	9,7	7,5
Cyklonalne	4,6	23,4	34,8	1,9	11,3	35,7	1,1	22,0	42,3	10,1	34,5	26,2

Najmniejszą średnią częstością występowania tych dni charakteryzuje się grudzień (25,8%).

Interesujące zależności stwierdzono między stopniem zachmurzenia a sytuacjami synoptycznymi (tab. 3 i ryc. 6). W czasie WOP dni pogodne najczęściej występują przy typach cyrkulacji antycyklonalnej. Podobnie sytuacja przedstawia się w DP. W kolejnych dwóch porach roku dni pogodne najczęściej zdarzają się przy typach cyklonalnych (tab. 3). Napływy mas powietrza chłodnego i o niskiej wilgotności z kierunków NW, N i NE przy sytuacjach zarówno cyklonalnych, jak i antycyklonalnych sprzyjają występowaniu dni pogodnych.



Ryc. 6. Przebieg roczny częstości występowania dni o różnym stopniu zachmurzenia przy poszczególnych sytuacjach synoptycznych w Hornsundzie w okresie 1979–1983

Annual course of the frequency of occurrence of days of various degree of cloudiness in particular synoptic situations in Hornsund in the period 1979–1983



Przy typach antycyklonalnych zdarzają się one najczęściej w kwietniu (6,0%), a przy typach cyklonalnych w grudniu (13,5%) i innych miesiącach zimowych (ryc. 6). Bardzo rzadko okresy pogodne łączą się z następującymi typami cyrkulacyjnymi:  $S + SW + W_c$ ,  $S + SW + W_a$ ,  $C_c$  i  $B_c$  (z wyjątkiem NP dla ostatniego typu). Dni pochmurne towarzyszą najczęściej cyklonalnym typom cyrkulacji. Przy tych typach najwięcej ich jest we wrześniu (56%). Drugorzędne maksima przypadają na czerwiec, lipiec i luty (ryc. 6). Typom cyrkulacji antycyklonalnej, w przebiegu rocznym, najwięcej dni pochmurnych towarzyszy od maja do sierpnia, a najmniej zimą. Dni pochmurne najczęściej są obserwowane przy następujących typach cyrkulacji:  $S + SW + W_c$ ,  $E + SE_c$ ,  $C_c$ ,  $S + SW + W_a$  i  $K_a$ . Największa częstość występowania tych dni, prawie przy wszystkich sytuacjach synoptycznych, przypada na lato.

## STOSUNKI TERMICZNE W HORNSUNDZIE

Temperatura powietrza w każdym punkcie na kuli ziemskiej jest wypadkową oddziaływania wielu czynników. Do głównych zaliczyć należy przede wszystkim: położenie i ukształtowanie terenu, stosunki oświetleniowe i radiacyjne, cyrkulację atmosferyczną i oceaniczną.

Stacja meteorologiczna w Hornsundzie leży w południowo-zachodniej części Spitsbergenu. Jest to największa wyspa (ok. 39 tys. km<sup>2</sup>) wchodząca w skład archipelagu Svalbard położonego w północnoatlantyckim sektorze Arktyki pomiędzy 74° a 81°N oraz 10° a 35°E. Duża część archipelagu pokryta jest lodem (ok. 60%) i ma charakter górzisty (Hisdal 1985). Położenie Spitsbergenu na północ od arktycznego koła polarnego warunkuje występowanie na tym obszarze specyficznych warunków oświetleniowo-radiacyjnych. Przede wszystkim zwrócić należy uwagę na skrajnie duże różnice w dopływie promieniowania w przebiegu rocznym. W okresie NP jego wartości są równe zero, natomiast w DP dochodzą duże sumy promieniowania słonecznego głównie ze względu na długi okres insolacji, gdyż wysokości Słońca nie są tu wysokie (osiągają maksymalnie 36° nad horyzontem). W rezultacie dopływające promieniowanie słoneczne do górnej granicy atmosfery jest tu, np. w czerwcu, wyższe niż w niższych szerokościach geograficznych. Znaczne zróżnicowanie przestrzenne albedo wyspy powoduje, że bilans radiacyjny za okres roku jest dodatni na wybrzeżach wyspy (do ok. 252 MJ/m<sup>2</sup>), a ujemny na powierzchniach lodowców we wnętrzu wyspy (Czernigowski, Marszunowa 1965; Markin 1975; Baranowski 1977). Cyrkulacja atmosferyczna w regionie Hornsundu została omówiona w rozdziale pt. „Częstość występowania typów cyrkulacji...” Tutaj natomiast należy wspomnieć jeszcze o roli cyrkulacji oceanicznej. Szczególnie istotną rolę, podobnie jak cyrkulacja atmosferyczna, odgrywa ona w okresie NP. Środowisko wodne otaczające Spitsbergen nie jest jednorodne dzięki istnieniu ciepłych i zimnych prądów morskich oraz zróżnicowanego zasięgu granicy lodów morskich na wschód i zachód od wyspy. Zachodnie wybrzeża opływa ciepły Prąd Zachodnio-Spitsbergeński (odgałęzienie Gofsztrumu), natomiast wzdłuż wschodnich wybrzeży płynie zimny Prąd Wschodnio-Spitsbergeński. Więcej informacji o czynnikach kształtujących klimat Spitsbergenu można znaleźć w następujących pozycjach: S. Baranowski (1968, 1977), G. Spinnangr (1968), E. Steffensen (1969, 1982), W. A. Markin (1975), J. Pereyma (1983), V. Hisdal (1985) i inni.

W literaturze polskiej, jak do tej pory, ukazało się kilkanaście opracowań omawiających warunki klimatyczne w regionie Hornsundu; większość jednak z nich dotyczy sezonów letnich. Do końca lat siedemdziesiątych dostępna była tylko jedna całoroczna seria obserwacyjna. Dzięki wznowieniu latem 1978 r. działalności Arktycznej Stacji PAN w Hornsundzie, a w ramach jej stacji meteorologicznej IMiGW, sytuacja pod tym względem znacznie się poprawiła. Istnieje już 14 serii całorocznych obserwacji (ostatnia obejmuje lata 1990/91), z których kilka doczekało się opracowania (Baranowski 1968 — lata 1957/1958; Petelski 1980 — lata 1978/1979; Pereyma 1983 — lata 1979/1980; Stepko, Rodzik w druku — lata 1982/1983; Pietroń, Ziemiański 1985 — lata 1983/1984). Krótką próbę scharakteryzowania klimatu Hornsundu za okres 1978–1983 podjęli ostatnio na podstawie średnich wartości miesięcznych J. Rodzik i W. Stepko (1985). Obszerniejsze i bardziej wnikliwie studium klimatu regionu Hornsundu przedstawił J. Pereyma (1983), głównie jednak na podstawie sezonów letnich.

#### PRZEBIEG ROCZNY TEMPERATURY POWIETRZA

Określona wyżej specyfika wymiany energii na drodze promieniowania w ciągu roku jest jednym z ważniejszych elementów środowiska polarnego. Decyduje ona o ogólnym charakterze przebiegu rocznego  $T$  i o jej wartościach. Jedyne w NP, a częściowo także w JOP i WOP, dominującymi czynnikami kształtującymi wielkość  $T$  są cyrkulacja atmosferyczna i — w sposób pośredni — oceaniczna.

#### ŚREDNIA DOBOWA

Średnie roczne  $T$  w Hornsundzie wahały się od  $-6,2^\circ$  (1979 r.) do  $-5,5^\circ\text{C}$  (1983 r.) przy średniej pięcioletniej  $-5,8^\circ\text{C}$  (tab. 4). Zdecydowanie najchłodniejszy był 1979 r. głównie dzięki szczególnie niskim wartościom  $T$  w jego pierwszej połowie, które z kolei były efektem dużej częstości sytuacji antycyklonalnych (zimą — 45,6%, wiosną — 48,9%). O najwyższej średniej rocznej  $T$  w 1983 r. zadecydowały stosunkowo ciepła zima i wiosna, które, w przeciwieństwie do 1979 r., charakteryzowały się bardzo dużą częstością sytuacji cyklonalnych (np. w zimie aż 93,3%), w ramach których napływało ciepłe i wilgotne powietrze z sektora południowego.

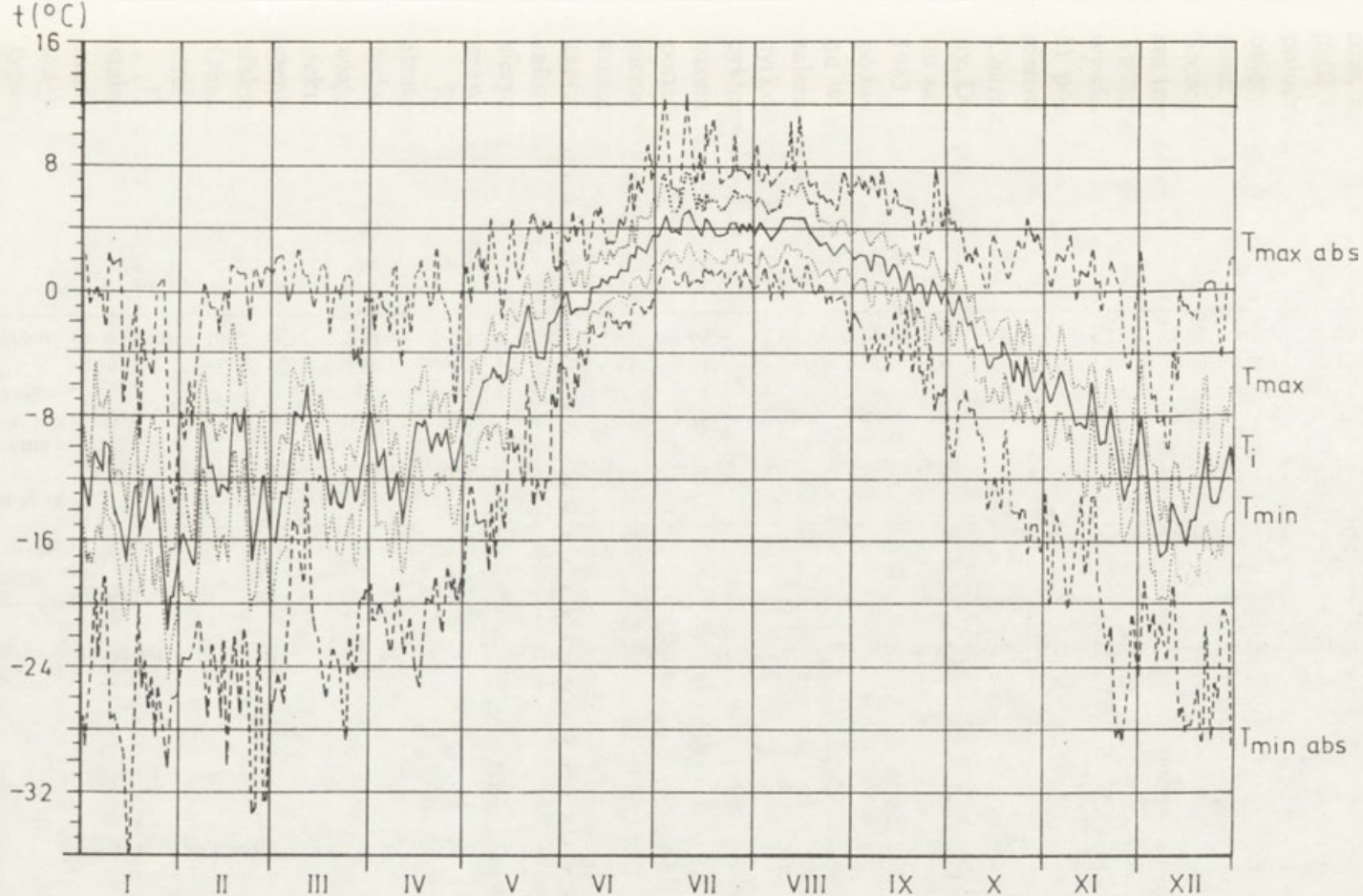
W przebiegu rocznym średnio najcieplej w pięcioleciu 1979–1983 było w pierwszej połowie lipca oraz w trzeciej pentadzie sierpnia ( $T_i > 4^\circ\text{C}$ ). Najchłodniejszymi okresami w roku były natomiast głównie przełom stycznia i lutego, kiedy  $T_i$  spadały poniżej  $-20^\circ\text{C}$ , oraz pierwsza połowa grudnia i druga połowa lutego ( $T_i$  wahały się od  $-12$  do  $-16^\circ\text{C}$ ) — rycina 7. Najcieplejszym miesiącem w Hornsundzie z reguły był lipiec (średnia pięcioletnia wyniosła  $4,0^\circ\text{C}$ ). Tylko w 1981 r. cieplejszy był sierpień (tab. 4). Średnio najchłodniejszym miesiącem był natomiast styczeń ( $-14,3^\circ\text{C}$ ).

Bardzo charakterystyczną cechą stosunków termicznych w obszarach polarnych jest niezwykle duża zmienność  $T$  z dnia na dzień w NP i WOP.

Średnie miesięczne i roczne wartości wybranych parametrów termicznych (w °C):  $T_{\max \text{ abs.}}$ ,  $T_{\max}$ ,  $T_i$ ,  $T_{\min}$ ,  $T_{\min \text{ abs.}}$  w Hornsundzie w latach 1979–1983

Parametr	Lata	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$T_{\max \text{ abs.}}$	1979	-0,3	1,0	-0,2	-0,4	0,0	4,8	13,4	11,5	6,5	4,8	2,5	0,2	13,4
	1980	2,5	1,6	1,8	2,1	5,0	9,4	8,2	8,8	7,9	5,2	1,7	0,2	9,4
	1981	-2,3	1,7	-2,9	0,1	4,7	5,3	7,6	11,2	7,4	3,2	3,8	0,7	11,2
	1982	-3,2	-0,3	2,7	2,8	4,7	5,8	6,8	7,2	3,0	4,5	0,6	2,6	7,2
	1983	2,4	1,6	2,4	1,9	3,5	11,3	12,3	8,1	8,1	3,7	1,2	-2,3	12,3
	1979–1983	2,5	1,7	2,7	2,8	5,0	11,3	13,4	11,5	8,1	5,2	3,8	2,6	13,4
$T_{\max}$	1979	-12,3	-12,8	-11,2	-11,2	-5,3	1,5	7,5	5,7	2,6	-0,6	-3,1	-6,7	-3,8
	1980	-8,2	-8,4	-9,1	-5,7	-0,3	4,1	5,8	5,3	3,2	-3,3	-10,7	-13,3	-3,4
	1981	-13,8	-5,8	-13,8	-8,4	-2,0	2,3	5,4	6,4	3,4	-0,7	-2,7	-11,7	-3,4
	1982	-13,7	-9,3	-3,9	-6,6	-2,1	2,0	4,5	4,4	-0,1	-2,4	-4,0	-8,6	-3,3
	1983	-6,5	-9,4	-5,8	-7,6	-1,8	2,9	6,7	5,1	3,6	-2,5	-10,3	-11,3	-3,1
	1979–1983	-10,9	-9,1	-8,8	-7,9	-2,3	2,6	6,0	5,4	2,5	-1,9	-6,2	-10,4	-3,4
$T_i$	1979	-15,4	-16,6	-13,9	-14,1	-7,3	-0,1	4,9	3,7	1,2	-2,9	-4,9	-9,6	-6,2
	1980	-12,0	-11,6	-11,7	-8,1	-2,9	2,4	4,4	3,8	1,8	-5,5	-13,4	-16,3	-5,8
	1981	-17,9	-9,1	-16,8	-11,4	-4,3	0,4	3,8	4,6	1,9	-2,2	-5,1	-14,5	-5,9
	1982	-17,2	-12,4	-6,3	-9,2	-4,5	0,4	2,8	2,5	-1,7	-4,1	-6,8	-11,4	-5,7
	1983	-8,9	-13,4	-7,9	-9,9	-3,5	0,8	4,3	3,3	1,6	-4,3	12,7	-15,4	-5,5
	1979–1983	-14,3	-12,6	-11,3	-10,5	-4,5	0,8	4,0	3,6	1,0	-3,8	-8,6	-13,4	-5,8
$T_{\min}$	1979	-19,1	-20,3	-16,7	-17,7	-10,3	-1,6	2,5	1,9	-0,5	-5,4	-6,7	-12,9	-8,9
	1980	-16,2	-15,1	-14,7	-11,2	-5,7	0,7	2,9	2,1	0,0	-7,9	-16,4	-19,5	-8,4
	1981	-22,2	-12,7	-20,2	-15,0	-7,0	-1,6	2,1	2,3	0,1	-3,9	-8,2	-17,5	-8,6
	1982	-20,7	-15,1	-8,5	-12,0	-7,1	-1,3	1,2	0,8	-3,8	-6,1	-9,9	-14,5	-8,1
	1983	-11,5	-17,1	-10,6	-13,0	-5,9	-1,2	2,4	1,6	-0,3	-6,3	-15,3	-19,3	-8,0
	1979–1983	-17,9	-16,1	-14,1	-13,8	-7,2	-1,0	2,2	1,7	-0,9	-5,9	-11,3	-16,7	-8,4
$T_{\min \text{ abs.}}$	1979	-29,5	-33,6	-24,3	-25,4	-18,0	-6,5	0,2	-0,8	-4,9	-14,1	-15,1	-29,4	-33,6
	1980	-26,6	-30,2	-25,1	-20,6	-13,6	-3,0	1,2	-1,0	-4,0	-15,4	-28,9	-28,1	-30,2
	1981	-35,9	-23,1	-28,7	-19,9	-19,5	-7,4	-0,4	-0,3	-6,3	-10,8	-13,6	-27,9	-35,9
	1982	-29,8	-24,7	-23,1	-22,1	-19,3	-5,0	0,0	-2,8	-7,7	-17,2	-20,3	-23,6	-29,8
	1983	-25,3	-27,2	-17,3	-21,1	-13,5	-7,5	0,2	-0,8	-6,8	-17,0	-23,2	-28,8	-28,8
	1979–1983	-35,9	-33,6	-28,7	-25,4	-19,5	-7,5	-0,4	-2,8	-7,7	-17,2	-28,9	-29,4	-35,9





Ryc. 7. Średni przebieg roczny  $T_{max}$ ,  $T_i$  i  $T_{min}$  oraz maksymalny zakres wahań  $T$  w Hornsundzie, 1979–1983  
 Mean annual course of  $T_{max}$ ,  $T_i$  and  $T_{min}$  and maximum range of fluctuations of  $T$  in Hornsund in the period 1979–1983  
<http://rcin.org.pl>

Tabela 5

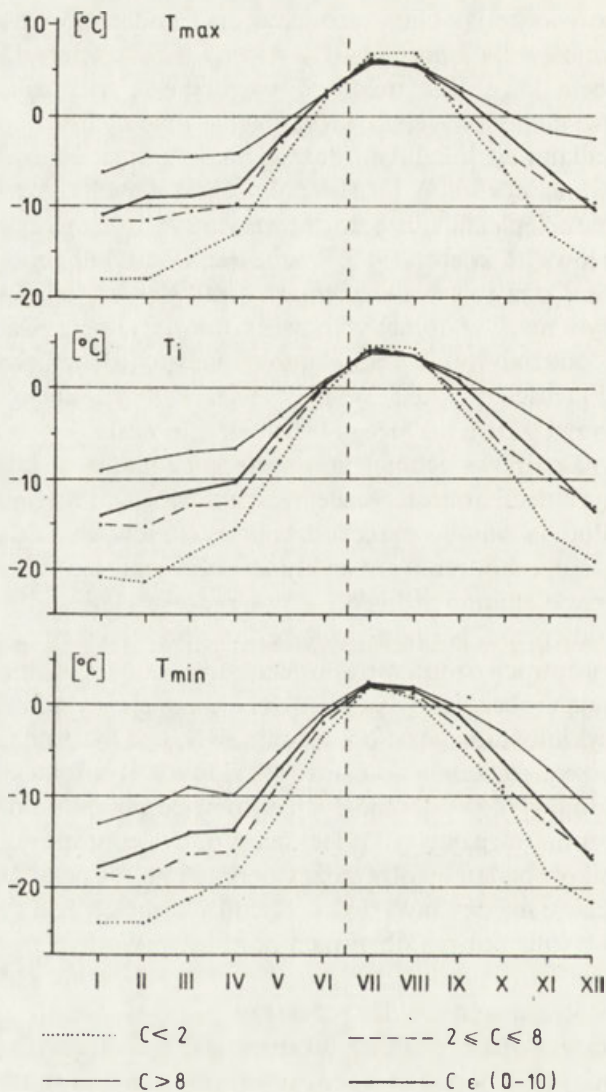
Sezonowe wielkości odchyłeń standardowych  $T_{\max}$ ,  $T_i$ ,  $T_{\min}$  i amplitudy dobowej  $T(A)$  w  $^{\circ}\text{C}$  w dniach o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie w okresie 1979 – 1983

Rodzaj pogody	Zima				Wiosna				Lato				Jesień			
	$T_{\max}$	$T_i$	$T_{\min}$	$A$	$T_{\max}$	$T_i$	$T_{\min}$	$A$	$T_{\max}$	$T_i$	$T_{\min}$	$A$	$T_{\max}$	$T_i$	$T_{\min}$	$A$
Pogodna $C < 2$	4,83	4,84	4,94	2,28	6,00	5,56	5,36	2,53	3,07	3,24	3,34	0,85	6,17	6,42	6,92	1,89
Chmurna $2 \leq C \leq 8$	5,61	5,75	6,09	3,44	5,95	5,86	6,04	2,55	2,95	2,60	2,62	1,65	5,40	5,54	5,89	2,22
Pochmurna $C > 8$	5,69	5,98	6,62	3,90	4,70	4,97	5,63	2,64	2,26	1,97	1,90	1,27	3,67	3,89	4,37	1,95
Ogółem	7,02	7,14	7,37	3,54	6,20	6,36	6,82	2,66	2,50	2,19	2,19	1,47	5,73	6,02	6,52	2,14

Wnioski ten potwierdzają obliczone odchylenia standardowe dla  $T_i$  w Hornsundzie, które wyniosły dla zimy (7,14°C), wiosny (6,36°C), lata (2,19°C) i jesieni (6,02°C) – tabela 5. Te duże zmiany  $T$  wywołane są wzmożoną działalnością południkowej wymiany powietrza, która intensywnie zachodzi, gdy Spitsbergen objęty jest układami cyklonalnymi. Jak wynika z poprzedniego rozdziału, częstość występowania cyklonów i ich głębokość jest w tych okresach największa. Szczególnie silne ocieplenia, silne sztormowe wiatry i duże opady śniegu towarzyszą tzw. „polar lows” (Carleton 1985; Rasmussen 1985; Wilhelmsen 1985; Kellog, Twitchell 1986). Dużą rolę w ociepleniach stratosferycznych, które oczywiście wywierają wpływ na  $T$  w dolnej warstwie troposfery, odgrywa ozon poprzez: 1) pozytywne oddziaływanie na bilans radiacyjny (Kuźniecowa 1959; Gajgierow 1962; Figenschay 1963), 2) ścisły związek z cyrkulacją atmosferyczną. Charakter tego związku, a także jego kierunek zależności, jest jeszcze nie ustalony. Do niedawna najpowszechniej panowało przekonanie, że koncentracja ozonu zależy od cyrkulacji atmosferycznej (Karimowa 1975; Karimowa, Czukanin 1983 i inni). Podają oni, że przechodzeniu cyklonów w Arktyce towarzyszy podwyższenie, a przechodzeniu antycyklonów obniżenie ogólnej zawartości ozonu w atmosferze. Ostatnio jednak Ł. A. Uranowa (1983a, b) udowadnia, że zależność jest odwrotna. Na podstawie badań porównawczych zachowania się cyrkulacji i koncentracji ozonu w troposferze strefy umiarkowanej stwierdziła, że cyklony powstają w obszarze, gdzie 2–3 dni wcześniej były minima koncentracji ozonu, a antycyklony tam, gdzie poprzednio były jego maksima. Wykazała ona ponadto, że przemieszczanie się centrów cyklonów i antycyklonów, z opóźnieniem kilkudniowym, naśladuje ruch odpowiednio minimów i maksimów koncentracji ozonu, ulegając tylko lekkiemu odchyleniu na południe. Tej niezgodności wyników badań byłoby można uniknąć, gdyby prawdziwe okazało się założenie, że relacje między zawartością ozonu w atmosferze a cyrkulacją atmosferyczną są w wymienionych obszarach przeciwne. Wydaje się to jednak mało prawdopodobne.

Również istotne znaczenie dla przebiegu pogody w zimie mają ocieplenia stratosferyczne wywołane promieniowaniem korpuskularnym. Jak wykazały badania V. Buchy (1983), podwyższone promieniowanie korpuskularne, przejawiające się w aktywności geomagnetycznej i prowadzące do wzrostu przenikania elektronów do średniej atmosfery i stratosfery, prowadzi do ocieplenia i podwyższenia ciśnienia atmosferycznego w stratosferze, a także w troposferze. Dalszym efektem tego procesu jest zmiana południkowego typu cyrkulacji w strefowej. Obniżenie promieniowania korpuskularnego natomiast zmienia typ cyrkulacji strefowej w południkowy.

Fluktuacje  $T_i$  stają się mniejsze począwszy od maja, głównie w związku ze stabilizującym efektem ciepła słonecznego, rozpoczęciem wycofywania się lodów morskich oraz przeważaniem pogody antycyklonalnej (Hisdal 1981). Najmniejsza jej zmienność z dnia na dzień była latem, a szczególnie w czerwcu. Jest to typowa cecha regionów polarnych. Jak widać z ryciny 7, przebieg  $T_i$  jest asymetryczny, druga połowa roku jest wyraźnie cieplejsza, mimo że dopływ promienio-



Ryc. 8. Średni przebieg roczny  $T_{\max}$ ,  $T_i$  i  $T_{\min}$  z dni o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie z okresu XI 1978 – XII 1983

Mean annual course of  $T_{\max}$ ,  $T_i$  and  $T_{\min}$  of days of a various degree of cloudiness in Hornsund for the period Nov. 1978 – Dec. 1983

wania całkowitego większy jest w jego pierwszej połowie. Wiadomo jednak, że w obszarach polarnych ten rodzaj promieniowania ma ograniczone znaczenie, ukazując jedynie potencjalnie możliwy dopływ promieniowania. Znaczenie klimatyczne ma promieniowanie pochłonięte przez powierzchnię, które jest większe w drugiej połowie roku w związku ze znacznie mniejszym w tym czasie albedem podłoża. Dużo większa częstość cyklonów jesienią w porównaniu z wiosną również przyczynia się do uprzywilejowania termicznego drugiej połowy roku.



Tabela 6

Średnie sezonowe wartości  $T_{\max}$ ,  $T_i$  i  $T_{\min}$  z dni o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie z okresu 1979–1983

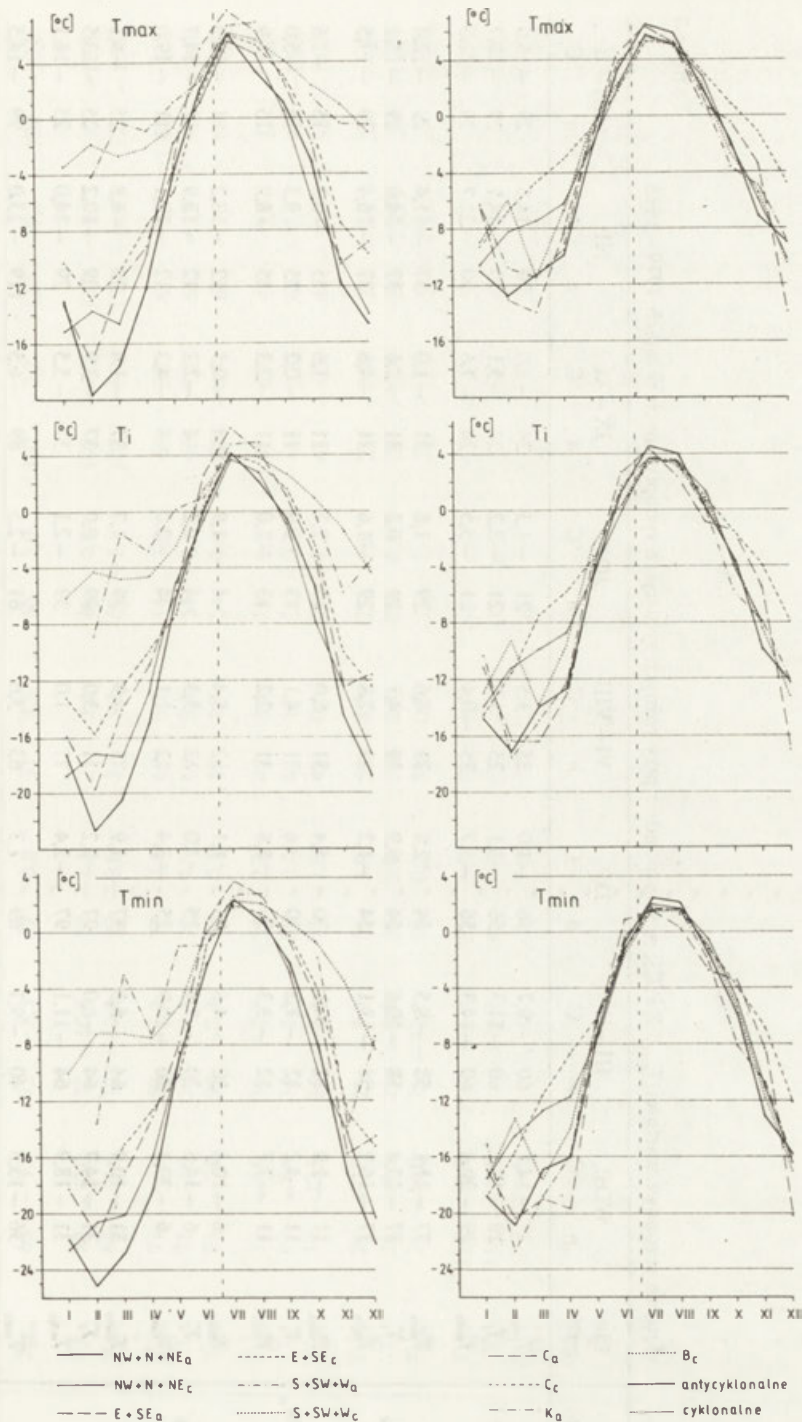
Rodzaj pogody	Element	WOP		III–V		DP		VI–VIII		JOP		IX–XI		NP		XII–II	
		<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C
Pogodna $C < 2$	$T_{\max}$	42	-15,7	56	-11,9	32	-2,0	12	5,3	7	-3,1	28	-10,3	86	-16,5	74	-17,6
	$T_i$	42	-18,8	56	-14,8	32	-4,9	12	3,0	7	-5,2	28	-12,7	86	-19,1	74	-20,4
	$T_{\min}$	42	-21,8	56	-18,0	32	-8,3	12	0,1	7	-7,1	28	-15,2	86	-21,8	74	-23,1
Chmurna $2 \leq C \leq 8$	$T_{\max}$	146	-10,6	199	-7,9	191	1,5	140	4,9	131	-0,6	192	-4,2	249	-9,3	193	-10,7
	$T_i$	146	-13,6	199	-10,5	191	-0,8	140	2,8	131	-2,5	192	-6,4	249	-12,4	193	-14,1
	$T_{\min}$	146	-17,1	199	-13,8	191	-3,3	140	0,6	131	-4,9	192	-9,0	249	-15,7	193	-17,7
Pochmurna $C > 8$	$T_{\max}$	160	-4,1	205	-3,2	338	2,9	294	4,5	217	2,5	235	1,1	193	-3,8	164	-4,9
	$T_i$	160	-6,7	205	-5,4	338	1,2	294	2,8	217	0,9	235	-0,6	193	-6,6	164	-8,0
	$T_{\min}$	160	-9,7	205	-7,9	338	-0,6	294	1,2	217	-0,8	235	-2,5	193	-9,7	164	-11,5
	$T_{\max}$	351	-8,3	460	-6,3	575	2,2	460	4,7	355	1,2	455	-1,8	545	-8,6	451	-9,8
Ogółem	$T_i$	351	-11,1	460	-8,8	575	0,3	460	2,8	355	-0,5	455	-3,8	545	-11,5	451	-13,1
	$T_{\min}$	351	-14,3	460	-11,7	575	-1,9	460	1,0	355	-2,4	455	-6,0	545	-14,7	451	-16,5

*n* – liczba dni z danym rodzajem pogody.

Wpływ zachmurzenia na przebieg  $T$  w ciągu roku ilustruje rycina 8 pokazująca średnie miesięczne jej wartości obliczone z dni o różnym stopniu zachmurzenia oraz tabela 6 dająca analogiczne dane dla poszczególnych sezonów roku. Należy dodać, że średnie dla miesięcy letnich dla dni pogodnych obliczono z niewielkiej liczby obserwacji ( $\leq 5$ ), stąd dla tego okresu nie można przeprowadzać znacznych uogólnień. Największe średnie różnice  $T_i$  między dniami pogodnymi i pochmurnymi wystąpiły w miesiącach X – IV z maksimum w lutym ( $13,5^\circ\text{C}$ ), a najmniejsze latem ( $\leq 2^\circ\text{C}$ ). Podobnie jest także na innych stacjach Svalbardu (Steffensen 1982). W ciągu niemal że całego roku – z wyjątkiem lipca i sierpnia – średnio najcieplej było w dniach pochmurnych ( $T_i > -10^\circ\text{C}$ ), a najchłodniej w dniach pogodnych (w styczniu i lutym ( $T_i < -20^\circ\text{C}$ )). Jest to związane z faktem, że duże zachmurzenie towarzyszy wędrującym cyklonom niosącym ciepłe i wilgotne masy powietrza z szerokości umiarkowanych, natomiast dni pogodne występują najczęściej przy sytuacjach antycyklonalnych (szczególnie wiosną) i cyklonalnych niosących suche i chłodne powietrze z sektora N (głównie zimą). W lipcu i sierpniu natomiast najcieplej było w czasie dni pogodnych ( $4,7$  i  $4,3^\circ\text{C}$  odpowiednio), a najchłodniej w dniach pochmurnych ( $3,8$  i  $3,6^\circ\text{C}$  odpowiednio). Najbardziej zbliżone warunki termiczne do średniego stanu występowały w czasie dni chmurnych; np. w zimie średnie anomalie termiczne (różnice w stosunku do średniej pięcioletniej) dla dni pogodnych, chmurnych i pochmurnych wyniosły odpowiednio  $-7,4^\circ$ ,  $-1,1^\circ$  i  $5,0^\circ\text{C}$ , a latem  $0,2^\circ$ ,  $0,0^\circ$  i  $0,0^\circ\text{C}$ . Z powyższej analizy wynika, że uprzywilejowanie termiczne Hornsundu (szczególnie w chłodnej porze roku –  $T_i < 0^\circ\text{C}$ ) jest związane z występowaniem dużego zachmurzenia, które z kolei źródło swoje znajduje w intensywnej działalności cyklonalnej przynoszącej ciepłe i wilgotne powietrze z szerokości umiarkowanych. Zwarta pokrywa chmur w tym okresie oddziałuje także korzystnie termicznie poprzez zatrzymywanie promieniowania długofalowego podłoża.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na przebieg  $T$  w ciągu roku przedstawiają tabela 7 i rycina 9, które określają średnie warunki termiczne mas powietrza przynoszonych w ramach poszczególnych sytuacji synoptycznych. Podobnie jak w przypadku zachmurzenia największe zróżnicowanie  $T_i$  przy różnych typach cyrkulacji występowało w okresie X – IV, a najmniejsze latem.

W zimie najwyższe  $T_i$  występowały głównie w czasie adwekcji ciepłych mas powietrza z S, w ramach sytuacji S + SW +  $W_a$  i S + SW +  $W_c$  oraz w mniejszym stopniu przy  $C_c$ . Przy pierwszym typie cyrkulacji  $T$  była wyższa o  $8,0^\circ$  od średniej dla zimy, przy drugim o  $8,1^\circ$ , a przy trzecim o  $2,2^\circ\text{C}$  (tab. 8). Najchłodniejsze były natomiast sytuacje synoptyczne sterujące masy powietrza z sektora N (NW + N +  $NE_a$  i NW + N +  $NE_c$ ). Anomalie ujemne  $T_i$  wyniosły odpowiednio  $-5,7^\circ$  i  $-4,9^\circ\text{C}$ . Najniższa  $T_i$  za okres 1979 – 1983 ( $-32,6^\circ\text{C}$ ) wystąpiła 16 I 1981 r. przy sytuacji NW + N +  $NE_c$ . Niskie  $T$  związane były także z typami E +  $SE_a$  i  $C_a$ , które przynosiły masy powietrza o  $T$  średnio o  $-2,1^\circ$  i  $-1,7^\circ\text{C}$  niższej od przeciętnej dla zimy. Z powyższej analizy wynika, że  $T$  powietrza napływającego w zimie z kierunków S, SW i W oraz NW, N i NE w zasadzie w małym stopniu zależy od rodzaju układu barycznego.



Ryc. 9. Średni przebieg roczny  $T_{max}$ ,  $T_i$  i  $T_{min}$  z dni o różnych typach cyrkulacji w Hornsundzie z okresu XI 1978 – XII 1983

Mean annual course of  $T_{max}$ ,  $T_i$  and  $T_{min}$  of days of various types of circulation in Hornsund for the period Nov. 1978 – Dec. 1983

Tabela 7

Średnie sezonowe wartości  $T_{max}$ ,  $T_i$  i  $T_{min}$  w Hornsundzie przy różnych sytuacjach synoptycznych w latach 1979–1983

Typ cyrkulacji	Element	WOP		III–V		DP		VI–VIII		JOP		IX–XI		NP		XII–II	
		<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C	<i>n</i>	°C
NW + N + + NE <sub>a</sub>	$T_{max}$	29	-14,1	60	-8,7	56	-1,0	25	3,5	21	-1,3	24	-3,0	30	-14,5	29	-15,0
	$T_i$	29	-17,1	60	-11,3	56	-3,1	25	1,6	21	-3,2	24	-5,1	30	-18,1	29	-18,7
	$T_{min}$	29	-20,0	60	-14,3	56	-5,7	25	-0,4	21	-5,5	24	-7,6	30	-21,7	29	-22,5
E + SE <sub>a</sub>	$T_{max}$	37	-11,1	58	-8,5	54	2,8	39	6,6	29	1,8	31	-1,0	37	-11,4	29	-12,4
	$T_i$	37	-13,4	58	-10,6	54	0,9	39	4,7	29	0,2	31	-2,6	37	-14,0	29	-15,1
	$T_{min}$	37	-16,2	58	-13,1	54	-1,2	39	2,8	29	-1,6	31	-4,6	37	-16,4	29	-17,5
S + SW + W <sub>a</sub>	$T_{max}$	11	-1,8	12	0,1	30	5,4	31	6,0	13	2,7	11	1,6	15	-0,2	15	-1,6
	$T_i$	11	-4,2	12	-1,2	30	3,6	31	4,1	13	0,9	11	-0,2	15	-3,3	15	-5,0
	$T_{min}$	11	-7,7	12	-3,3	30	1,8	31	2,2	13	-1,0	11	-2,3	15	-6,9	15	-8,9
C <sub>a</sub>	$T_{max}$	6	-10,4	20	-4,6	25	1,1	12	5,4	4	1,9	4	-0,5	12	-10,2	11	-10,9
	$T_i$	6	-14,6	20	-7,4	25	-1,0	12	3,3	4	0,2	4	-2,2	12	-13,9	11	-14,7
	$T_{min}$	6	-20,3	20	-10,9	25	-3,4	12	1,1	4	-2,0	4	-4,3	12	-18,1	11	-19,0
K <sub>a</sub>	$T_{max}$	31	-10,9	64	-5,5	97	1,9	71	4,9	39	1,7	37	-1,8	29	-6,8	25	-9,1
	$T_i$	31	-14,7	64	-8,0	97	-0,2	71	3,0	39	0,0	37	-3,9	29	-10,2	25	-13,5
	$T_{min}$	31	-18,9	64	-11,1	97	-2,4	71	1,0	39	-2,1	37	-5,5	29	-14,0	25	-18,1
NW + N + + NE <sub>c</sub>	$T_{max}$	36	-13,3	40	-9,3	69	1,7	63	3,6	61	-2,5	89	-6,5	119	-13,0	99	-14,5
	$T_i$	36	-16,4	40	-12,2	69	-0,3	63	1,8	61	-4,4	89	-8,5	119	-16,1	99	-17,9
	$T_{min}$	36	-19,4	40	-15,4	69	-2,5	63	0,1	61	-6,5	89	-10,8	119	-19,4	99	-21,4



Typ cyrkulacji	Ele- ment	WOP		III – V		DP		VI – VIII		JOP		IX – XI		NP		XII – II	
		n	°C	n	°C	n	°C	n	°C	n	°C	n	°C	n	°C	n	°C
E + SE <sub>c</sub>	T <sub>max</sub>	63	-9,9	72	-8,3	39	0,6	31	4,8	66	2,0	102	-2,2	137	-9,3	102	-10,6
	T <sub>i</sub>	63	-12,2	72	-10,6	39	-1,3	31	3,1	66	0,8	102	-4,2	137	-11,8	102	-13,3
	T <sub>min</sub>	63	-14,8	72	-13,3	39	-3,6	31	1,2	66	-1,1	102	-6,3	137	-14,6	102	-16,1
S + SW + W <sub>c</sub>	T <sub>max</sub>	71	-2,2	59	-2,3	72	4,4	69	5,2	54	3,6	66	2,7	66	-1,3	64	-2,2
	T <sub>i</sub>	71	-4,5	59	-4,5	72	2,5	69	3,3	54	2,1	66	1,1	66	-3,9	64	-4,9
	T <sub>min</sub>	71	-7,2	59	-7,0	72	0,7	69	1,7	54	0,4	66	-0,9	66	-7,1	64	-8,3
C <sub>c</sub>	T <sub>max</sub>	32	-4,9	34	-2,7	52	2,3	42	3,4	26	2,1	41	0,5	44	-3,5	33	-6,5
	T <sub>i</sub>	32	-8,4	34	-5,3	52	0,4	42	1,7	26	-0,2	41	-2,0	44	-7,0	33	-10,8
	T <sub>min</sub>	32	-12,2	34	-8,4	52	-1,6	42	0,1	26	-2,2	41	-4,5	44	-10,2	33	-14,8
B <sub>c</sub>	T <sub>max</sub>	21	-7,2	21	-7,0	54	3,9	58	4,3	25	1,8	25	-0,9	28	-8,8	25	-8,3
	T <sub>i</sub>	21	-9,9	21	-9,5	54	2,0	58	2,4	25	0,3	25	-2,7	28	-12,1	25	-11,7
	T <sub>min</sub>	21	-14,0	21	-13,1	54	0,2	58	0,5	25	-1,4	25	-3,5	28	-15,9	25	-15,8
Antycyklo- nalne	T <sub>max</sub>	114	-10,9	214	-6,8	261	1,8	178	5,3	107	1,2	107	-1,5	124	-9,6	109	-10,7
	T <sub>i</sub>	114	-13,9	214	-9,2	261	-0,2	178	3,4	107	-0,5	107	-3,4	124	-12,8	109	-14,3
	T <sub>min</sub>	114	-17,3	214	-12,1	261	-2,5	178	1,4	107	-2,5	107	-5,6	124	-16,1	109	-17,9
Cyklonalne	T <sub>max</sub>	223	-7,0	226	-5,9	286	2,7	263	4,3	232	1,2	323	-1,9	395	-8,4	323	-9,5
	T <sub>i</sub>	223	-9,7	226	-8,4	286	0,8	263	2,5	232	-0,5	323	-3,9	395	-11,3	323	-12,7
	T <sub>min</sub>	223	-12,7	226	-11,3	286	-1,2	263	0,7	232	-2,3	323	-6,1	395	-14,5	323	-16,0

Na wiosnę największe dodatnie anomalie termiczne występowały przy tych samych typach cyrkulacji co i zimą (tab. 8), z tą różnicą, że zdecydowanie najcieplejsze powietrze przynosił typ S + SW + W<sub>a</sub> (7,6°C). Powietrze płynące z tych samych kierunków, lecz w ramach cyrkulacji cyklonalnej przynosiło ocieplenie w stosunku do wartości przeciętnej dla wiosny już tylko o 4,3°C. Największe ochłodzenie przynosiły również te same typy co w zimie oraz typ E + SE<sub>c</sub>. Anomalie ujemne największe były dla typów NW + N + NE<sub>c</sub> (-3,4°C) i NW + N + NE<sub>a</sub> (-2,5°C). Średnie anomalie T<sub>i</sub> łącznie dla wszystkich typów antycyklonalnych były ujemne (-0,4°C), a dla cyklonalnych dodatnie (0,4°C).

W lecie zróżnicowanie termiczne napływających mas powietrza było najmniejsze (tab. 7, 8 oraz ryc. 9). Największe anomalie dodatnie (0,6°C) towarzyszyły sytuacjom antycyklonalnym, a spośród nich największe były one dla następujących typów: E + SE<sub>a</sub> (1,9°C) i S + SW + W<sub>a</sub> (1,3°C). Z kolei występowaniu ujemnych anomalii sprzyjały typy cyklonalne. Najchłodniejszymi z nich były C<sub>c</sub> i NW + N + NE<sub>c</sub>, których anomalie ujemne wyniosły odpowiednio -1,1° i -1,0°C. Jednakże największe ujemne odchylenia T<sub>i</sub> latem przynosił typ NW + N + NE<sub>a</sub>, średnio o -1,2°C. Z wyżej przedstawionych analiz wynika, że również latem, podobnie jak zimą, T napływającego z sektora N, a także – choć już w mniejszym stopniu – z S nie różnicuje się bardzo w zależności od rodzaju układu barycznego.

Począwszy od jesieni zróżnicowanie termiczne mas powietrza napływających z różnych kierunków stopniowo narasta ku zimie. Najwyższe dodatnie odchylenia od średniej wartości T<sub>i</sub> dla jesieni występowały przy sytuacjach S + SW + W<sub>c</sub> (4,9°C) i S + SW + W<sub>a</sub> (3,6°C). Znacznie mniejsze były one dla typów C<sub>c</sub> (1,8°C) i C<sub>a</sub> (1,6°C). Najchłodniejsze były natomiast typy o kierunku adwekcji mas powietrza z sektora N, tj. NW + N + NE<sub>c</sub> i NW + N + NE<sub>a</sub>, których anomalie ujemne wyniosły odpowiednio -4,7° i -1,3°C (tab. 8).

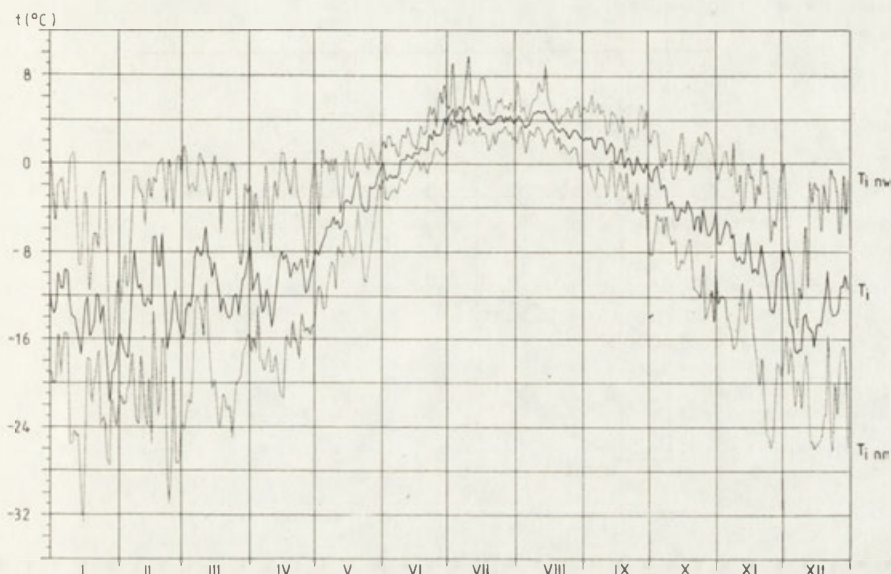
Tabela 8

Średnie sezonowe anomalie T<sub>i</sub> (w °C) w Hornsundzie przy poszczególnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983

Typ cyrkulacji	WOP	III–V	DP	VI–VIII	JOP	IX–XI	NP	XII–II
NW + N + NE <sub>a</sub>	-6,0	-2,5	-3,4	-1,2	-2,7	-1,3	-6,6	-5,7
E + SE <sub>a</sub>	-2,3	-1,8	0,6	1,9	0,7	1,2	-2,5	-2,1
S + SW + W <sub>a</sub>	6,9	7,6	3,3	1,3	1,4	3,6	8,2	8,0
C <sub>a</sub>	-3,5	1,4	-1,3	0,5	0,7	1,6	-2,4	-1,7
K <sub>a</sub>	-3,6	0,8	-0,5	0,2	0,5	-0,1	1,3	-0,5
NW + N + NE <sub>c</sub>	-5,3	-3,4	-0,6	-1,0	-3,9	-4,7	-4,6	-4,9
E + SE <sub>c</sub>	-1,1	-1,8	-1,6	0,3	1,1	-0,4	-0,3	-0,3
S + SW + W <sub>c</sub>	6,6	4,3	2,2	0,5	2,6	4,9	7,6	8,1
C <sub>c</sub>	2,5	3,3	0,1	-1,1	0,3	1,8	4,5	2,2
B <sub>c</sub>	1,2	-0,7	1,7	-0,4	0,8	1,1	-0,6	1,3
Antycyklonalne	-2,8	-0,4	-0,5	0,6	0,0	0,4	-1,3	-1,3
Cyklonalne	1,4	0,4	0,5	-0,3	0,0	-0,1	0,2	0,3

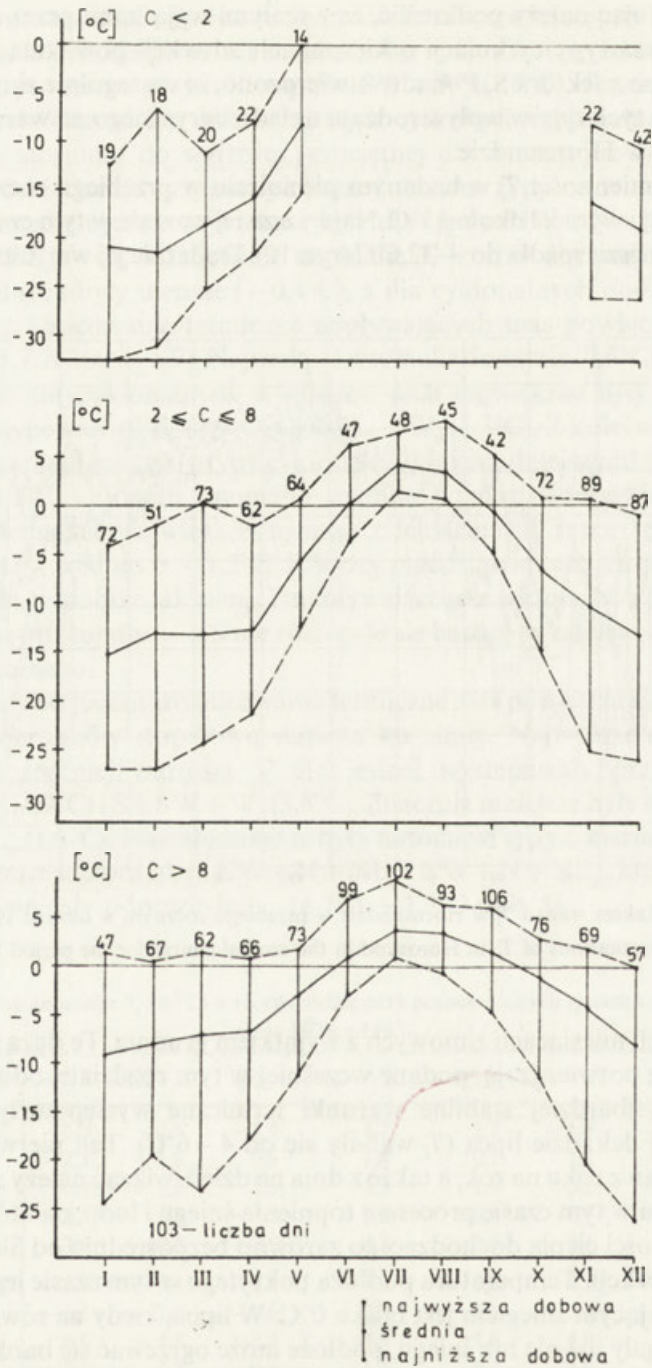
Konkludując należy podkreślić, że z małymi wyjątkami przez cały rok najchłodniejsze są typy cyrkulacji o kierunkach adwekcji powietrza z sektora N, a najcieplejsze z sektora S. Ponadto stwierdzono, że szczególnie zimą i latem jest obojętny dla tych typów wpływ rodzaju układu barycznego na warunki termiczne panujące w Hornsundzie.

Zakres zmienności  $T_i$  w badanym pięcioleciu w przebiegu rocznym największy był zimą i wyniósł około  $33^\circ\text{C}$ . Najwyższa jej wartość w tym czasie osiągnęła  $0,9^\circ\text{C}$ , a najniższa spadła do  $-32,6^\circ\text{C}$  (ryc. 10). Dodatkowo jej wartości zdarzały się



Ryc. 10. Zakres wahań  $T_i$  w Hornsundzie w przebiegu rocznym w okresie 1979–1983  
Range of fluctuations of  $T_i$  in Hornsund in the annual course for the period 1979–1983

we wszystkich miesiącach zimowych z wyjątkiem grudnia. Tę dużą zmienność  $T_i$  w tym czasie potwierdzają, podane wcześniej w tym rozdziale, odchylenia standardowe. Najbardziej stabilne warunki termiczne występowały w czerwcu i w ostatniej dekadzie lipca ( $T_i$  wahały się od  $4-6^\circ\text{C}$ ). Ten pierwszy okres jej małych wahań z roku na rok, a także z dnia na dzień, wiązać należy z intensywnie zachodzącym w tym czasie procesem topnienia śniegu i lodu, na który zużywane są znaczne ilości ciepła dochodzącego zarówno bezpośrednio od Słońca, jak i za pomocą adwekcji. Temperatura podłoża pokrytego w tym czasie jeszcze w większości topniejącym śniegiem jest bliska  $0^\circ\text{C}$ . W lipcu, kiedy na równinach tundrowych z reguły już nie ma śniegu, podłoże może ogrzewać się bardzo intensywnie w okresach o dużym stopniu usłonecznienia. W tym samym czasie obszary zlodowalone wnętrza wyspy mają temperaturę bliską  $0^\circ\text{C}$ . Sprzyja to zróżnicowaniu klimatu w skali mezo- i mikroregionalnej. W związku ze wzrostem kontrastów termicznych podłoża rośnie także zmienność  $T_i$ . Zmniejszony jej



Ryc. 11. Zakres wahań  $T_i$  w Hornsundzie w przebiegu rocznym w dniach o różnym stopniu zachmurzenia wybranych z okresu XI 1978–XII 1983

Range of fluctuations of  $T_i$  in annual course in the days of various degree of cloudiness selected from the period Nov. 1978–Dec. 1983



Tabela 9

Sezonowe wielkości odchylen standardowych  $T_i$ ,  $T_{\min}$ ,  $T_{\max}$  i amplitudy dobowej  $T$  (w °C) w Hornsundzie przy różnych typach cyrkulacji w okresie 1979 – 1983

Typ cyrkulacji	$T_i$				$T_{\min}$				$T_{\max}$				Amplituda dobowe $T$			
	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI	XII-II	III-V	VI-VIII	IX-XI
NW + N + NE <sub>a</sub>	4,43	6,61	2,54	4,98	4,75	6,60	2,61	5,71	4,94	6,62	2,70	4,69	4,31	2,70	1,63	2,96
E + SE <sub>a</sub>	4,92	6,23	4,70	7,06	4,89	6,64	2,78	7,53	4,82	6,04	6,61	6,89	2,40	2,19	3,83	1,78
S + SW + W <sub>a</sub>	4,54	1,73	2,15	2,67	6,50	3,13	1,99	3,63	3,08	1,30	2,61	2,67	4,00	2,26	1,34	2,37
C <sub>a</sub>	4,65	5,86	2,06	2,53	3,58	7,27	2,38	2,84	5,98	5,50	2,08	2,10	4,50	4,30	2,01	0,96
K <sub>a</sub>	7,33	6,41	1,79	4,89	7,75	6,98	1,93	5,33	6,83	6,23	1,85	4,46	3,90	2,83	1,40	1,96
NW + N + NE <sub>c</sub>	5,84	5,94	2,21	5,55	5,76	5,99	2,36	5,88	6,26	6,14	2,39	5,45	3,34	2,20	1,31	1,70
E + SE <sub>c</sub>	5,75	5,45	1,81	6,73	5,93	5,76	1,59	7,37	5,76	5,35	2,20	6,18	2,34	2,20	1,44	2,09
S + SW + W <sub>c</sub>	5,09	4,59	1,71	2,67	5,97	5,03	1,63	3,38	4,55	4,44	2,26	2,42	3,40	2,45	1,51	2,17
C <sub>c</sub>	6,04	4,57	1,91	3,69	6,12	5,78	1,90	4,37	5,24	4,14	2,15	3,47	3,81	3,19	1,26	2,18
B <sub>c</sub>	6,19	6,67	2,32	4,86	7,11	7,52	2,48	5,31	5,58	6,54	2,66	4,73	3,89	2,56	1,55	2,49
Antycyklonalne	6,76	6,63	2,23	5,52	7,00	7,06	2,23	6,01	6,72	6,46	2,46	5,23	3,96	2,84	1,55	2,20
Cyklonalne	7,29	6,14	2,11	6,25	7,50	6,61	2,15	6,74	7,14	5,99	2,45	5,95	3,29	2,51	1,42	2,08

zakres wahań w 3 dekadzie lipca wiązać należy z nasiloną w tym czasie działalnością cyklonalną przynoszącą duże zachmurzenie. W lipcu i sierpniu niezmiernie rzadko spadała ona poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ . Najwyższa jej wartość w badanym okresie wyniosła  $9,6^{\circ}\text{C}$  (11 VII 1979 r.).

Zakres wahań  $T_i$  jest zróżnicowany w zależności od zachmurzenia (ryc. 11). Największe jej rozproszenie wokół średnich miesięcznych pięcioletnich było w zimie w dniach pochmurnych, nieznacznie mniejsze w chmurnych, a najmniejsze w pogodnych. Obliczone odchylenia standardowe wyniosły odpowiednio:  $5,98^{\circ}$ ,  $5,75^{\circ}$  i  $4,84^{\circ}\text{C}$  (tab. 5).

Wielkość wahań  $T$  wykazuje także wyraźny związek z typem cyrkulacji. Z analizy tabeli 9 wynika, iż masy powietrza napływające przy tej samej sytuacji synoptycznej i w tej samej porze roku są pod względem termicznym z roku na rok bardzo zróżnicowane, szczególnie w chłodnej porze roku. Ich zakresy wahań, np. zimą, były dla prawie wszystkich typów cyrkulacji większe od  $20^{\circ}\text{C}$ . Najmniej stabilne warunki termiczne w tym czasie występowały przy sytuacjach  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_c$ ,  $\text{K}_a$ ,  $\text{C}_c$  i  $\text{B}_c$ . Średnio mniejsze rozproszenie  $T$  towarzyszyło typom antycyklonalnym. Wiosną sytuacja się odwróciła. Odchylenie standardowe  $T_i$  dla wszystkich dni z typami cyklonalnymi wyniosło  $6,14^{\circ}$ , a z typami antycyklonalnymi  $6,63^{\circ}\text{C}$ . Najmniej zmienne  $T_i$  występowały przy sytuacjach  $\text{S} + \text{SW} + \text{W}_a$ ,  $\text{C}_c$  i  $\text{S} + \text{SW} + \text{W}_c$ , a najbardziej zmienne przy sytuacjach  $\text{B}_c$ ,  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_a$  i  $\text{K}_a$  (tab. 9). Latem, podobnie jak wiosną, większa niestabilność termiczna występowała średnio w czasie pogody antycyklonalnej. Największe odchylenia standardowe  $T_i$  obliczono dla typów  $\text{E} + \text{SE}_a$  ( $4,70^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_a$  ( $2,54^{\circ}\text{C}$ ) i  $\text{B}_c$  ( $2,32^{\circ}\text{C}$ ), a najmniejsze dla  $\text{S} + \text{SW} + \text{W}_c$  ( $1,71^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{K}_a$  ( $1,79^{\circ}\text{C}$ ) i  $\text{E} + \text{SE}_c$  ( $1,81^{\circ}\text{C}$ ). Jesienią zakres wahań  $T_i$  wzrasta, ale jest dla większości typów cyrkulacji mniejszy niż zimą. Zdecydowanie był on największy dla następujących sytuacji:  $\text{E} + \text{SE}_a$  ( $31,3^{\circ}\text{C}$ ),  $\text{E} + \text{SE}_c$  ( $29,6^{\circ}\text{C}$ ) i  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_c$  ( $27,1^{\circ}\text{C}$ ). Potwierdzają to także obliczone odchylenia standardowe, które wyniosły odpowiednio  $7,06^{\circ}$ ,  $6,73^{\circ}$  i  $5,55^{\circ}\text{C}$ . W pierwszej połowie tej pory roku przynosiły one ciepłe powietrze znad nie pokrytych jeszcze lodem mórz, natomiast w jej drugiej połowie — bardzo wychłodzone powietrze, w związku ze znacznym rozszerzeniem się zasięgu lodów morskich i nastaniem NP. W przypadku adwekcji powietrza z sektora S, gdzie podłoże jest w przewadze jednolite (odkryte wody Oceanu Atlantyckiego), napływające masy powietrza są termicznie znacznie mniej zróżnicowane.

#### TEMPERATURA MAKSYMALNA

Średnie  $T_{\text{max}}$  w przebiegu rocznym wykazują te same cechy co  $T_i$  (tab. 4, ryc. 7). Niższe od  $0^{\circ}\text{C}$  były one począwszy od drugiej dekady października aż do połowy maja. W poszczególnych latach jednak zdarzały się w tych miesiącach, nawet dość często, dodatnie  $T_{\text{max}}$ . Jej średnie wartości najwyższe były w pierwszej połowie lipca. Średnia pięcioletnia miesięczna  $T_{\text{max}}$  najwyższa była w lipcu ( $6,0^{\circ}\text{C}$ ), a najniższa w styczniu ( $-10,9^{\circ}\text{C}$ ) — tabela 4. Wartości dodatnie  $T_{\text{max abs}}$  osiągała w każdej porze roku, także zimą. Zakres jej zmienności najwięk-

szy był w grudniu i styczniu, co wiązać należy z bardzo często występującymi w tym czasie (szczególnie w styczniu) ociepleniami. Stąd też może być ona zarówno bardzo wysoka ( $> 0^{\circ}\text{C}$ ), jak i bardzo niska ( $< -10^{\circ}\text{C}$ ). W WOP  $T_{\max \text{ abs.}}$  wahały się najczęściej około  $0^{\circ}\text{C}$  (przeważnie w granicach od  $-2$  do  $2^{\circ}\text{C}$ ). W lipcu i sierpniu mieściła się ona z reguły w przedziale od  $6^{\circ}$  do  $10^{\circ}\text{C}$ , bardzo rzadko przekraczając  $10^{\circ}\text{C}$ . Najwyższe jej wartości najczęściej były notowane w lipcu. W analizowanym okresie najwyższa  $T_{\max}$  wystąpiła 11 VII 1979 r. i wyniosła  $13,4^{\circ}\text{C}$ . Wahania  $T_{\max}$  z dnia na dzień były w tym czasie dość znaczne i uzależnione od zachmurzenia i typu cyrkulacji.

Wpływ różnicujący zachmurzenia na wartości średnich  $T_{\max}$  jest podobny jak w przypadku  $T_i$  (tab. 6 i ryc. 8). Dla potwierdzenia tego wniosku można podać, iż zimą średnie anomalie termiczne (tj. różnice w stosunku do średniej pięcioletniej  $T_{\max}$  dla zimy) wyniosły dla dni pogodnych  $-7,8^{\circ}$ , chmurnych  $-0,9^{\circ}$  i pochmurnych  $4,9^{\circ}\text{C}$ , a latem odpowiednio  $0,6^{\circ}$ ,  $0,2^{\circ}$  i  $-0,2^{\circ}\text{C}$ . Wahania  $T_{\max}$  w zimie największe były w dniach pochmurnych, nieznacznie mniejsze w dniach chmurnych, a najmniejsze w dniach pogodnych. Latem różnicujący wpływ zachmurzenia na wielkość jej wahań z dnia na dzień i z roku na rok maleje i zmienia kierunek. Największą niestabilnością charakteryzowały się  $T_{\max}$  występujące w dniach z małym zachmurzeniem (tab. 5). Warto także dodać, że dodatnie  $T_{\max}$  zimą występowały jedynie w dniach z dużym zachmurzeniem, w dniach pogodnych były one z reguły niższe od  $-5^{\circ}\text{C}$ . Latem sytuacja ulega odwróceniu, tzn. że najwyższe  $T_{\max}$  zdarzały się przy pogodzie słonecznej.

Średnie  $T_{\max}$  dla poszczególnych typów cyrkulacji wykazują podobne zróżnicowanie, jak  $T_i$  (tab. 7 i 10, ryc. 9). Ich najniższe wartości w ciągu całego roku z największym prawdopodobieństwem występują przy adwekcji mas powietrza z sektora N, najwyższe natomiast z sektora S, a latem także E.

Tabela 10  
Średnie sezonowe anomalie  $T_{\max}$  (w  $^{\circ}\text{C}$ ) w Hornsundzie przy poszczególnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983

Typ cyrkulacji	WOP	III–V	DP	VI–VIII	JOP	IX–XI	NP	XII–II
NW + N + NE <sub>a</sub>	-5,8	-2,4	-3,2	-1,2	-2,5	-1,1	-5,9	-5,2
E + SE <sub>a</sub>	-2,8	-2,2	0,6	1,9	0,6	0,9	-2,8	-2,6
S + SW + W <sub>a</sub>	6,5	6,4	3,2	1,3	1,5	3,3	8,4	8,2
C <sub>a</sub>	-2,1	1,7	-1,1	0,7	0,7	1,4	-1,6	-1,1
K <sub>a</sub>	-2,6	1,0	-0,3	0,2	0,5	0,1	1,8	0,7
NW + N + NE <sub>c</sub>	-5,0	-3,0	-0,5	-1,1	-3,7	-4,6	-4,4	-4,7
E + SE <sub>c</sub>	-1,6	-2,0	-1,6	0,1	0,8	-0,3	-0,7	-0,8
S + SW + W <sub>c</sub>	6,1	4,0	2,2	0,5	2,4	4,6	7,3	7,6
C <sub>c</sub>	3,4	3,6	0,1	-1,3	0,9	2,4	5,1	3,3
B <sub>c</sub>	1,1	-0,7	1,7	-0,4	0,6	1,0	-0,2	1,5
Antycyklonalne	-2,6	-0,5	-0,4	0,5	0,0	0,4	-1,0	-0,9
Cyklonalne	1,3	0,4	0,5	-0,4	0,0	0,0	0,2	0,3



Przebieg roczny średniej  $T_{\min}$  naśladuje analogiczne przebiegi  $T_i$  i  $T_{\max}$ , różniąc się oczywiście wartościami bezwzględny (tab. 4 i ryc. 7). Średnio wartości dodatnie osiągały one od połowy czerwca do połowy września. W pozostałym okresie były zawsze ujemne. W poszczególnych latach  $T_{\min}$  mogą być również ujemne w lecie. W lipcu i w pierwszej połowie sierpnia zdarzało się to jednak bardzo rzadko.

Przebieg roczny  $T_{\min \text{ abs.}}$  jest najmniej spłaszczony — spośród przebiegów przedstawionych na rycinie 7. Oznacza to, że zakres jej zmian w roku był największy. Najniższa  $T_{\min}$  w pięcioleciu 1979–1983 wystąpiła 16 I 1981 r. i wyniosła  $-35,9^{\circ}\text{C}$ . Zmienność  $T_{\min \text{ abs.}}$  zimą jest wyraźnie większa niż  $T_{\max \text{ abs.}}$ . Latem sytuacja się odwraca. Różnice między tymi temperaturami największe są zimą. Do lata maleją one kilkakrotnie. Pole leżące między tymi skrajnymi temperaturami pokazuje nam maksymalny zakres wahań  $T$  w przebiegu rocznym, który wystąpił w badanym pięcioleciu.

Wartości  $T_{\min}$ , podobnie jak  $T_i$  i  $T_{\max}$ , zależą ściśle od warunków pogodowych. Relacje między średnimi  $T_{\min}$  obliczonymi dla dni o różnym stopniu zachmurzenia są w przebiegu rocznym zbliżone do tychże relacji dla  $T_i$  i  $T_{\max}$  (tab. 6 i ryc. 8).

Analiza tabeli 5 dowodzi, iż  $T_{\min}$  zimą i wiosną najbardziej niestabilne były w dniach o dużym zachmurzeniu, kiedy ich odchylenia standardowe wahały się około  $6^{\circ}\text{C}$ . W pozostałym okresie roku bardziej zmienne były one w dniach o małym i umiarkowanym zachmurzeniu. W chłodnej porze roku dodatnie  $T_{\min}$  zdarzały się niezmiernie rzadko i zawsze towarzyszyły pogodzie pochmurnej. Największe prawdopodobieństwo wystąpienia najniższych  $T_{\min}$  przypada na dni pogodne. W lipcu i sierpniu najwyższe  $T_{\min}$  zdarzały się w dniach o małym zachmurzeniu. Wychłodzenie w godzinach „nocnych” jest w tym czasie bowiem ograniczone dopływającym promieniowaniem słonecznym. W lipcu 1980 r. w Hornsundzie bilans radiacyjny był przez całą dobę dodatni i wahał się od 2 (godz. 24<sup>00</sup>) do 123 W/m<sup>2</sup> (godz. 10); w sierpniu natomiast w związku z zakończeniem się DP (18 VIII) w nocy nastąpiło już znacznie większe wychłodzenie, które zadecydowało o wystąpieniu niewielkiego bilansu ujemnego w godzinach „nocnych” (najniższą wartość osiągnął on o godz. 1<sup>00</sup> i wyniósł  $-9$  W/m<sup>2</sup>; Głowicki 1985).

Wpływ różnicujący cyrkulacji atmosferycznej na  $T_{\min}$  jest podobny jak dla  $T_i$  i  $T_{\max}$  (tab. 7–11 i ryc. 9). W zimie najniższe  $T_{\min}$  występowały przy sytuacjach NW + N + NE<sub>a</sub> i NW + N + NE<sub>c</sub>. Ich odchylenia od wartości przeciętnej wyniosły odpowiednio  $-6,0^{\circ}$  i  $-4,9^{\circ}\text{C}$ . Najwyższe natomiast jej anomalie dodatnie były notowane w czasie napływu mas powietrza z sektora S ( $8,2^{\circ}$  dla S + SW + W<sub>c</sub> i  $7,6^{\circ}\text{C}$  dla S + SW + W<sub>a</sub>; tab. 11). Na wiosnę średnio prawie dwukrotnie wyższe  $T_{\min}$  występowały przy typie cyrkulacji S + SW + W<sub>a</sub> niż przy S + SW + W<sub>c</sub>. Ich anomalie dodatnie wyniosły bowiem  $8,4^{\circ}$  i  $4,7^{\circ}\text{C}$ . Największe prawdopodobieństwo wystąpienia najniższych minimów jest przy sytuacjach NW + N + NE<sub>c</sub> i NW + N + NE<sub>a</sub>, dla których anomalie wyniosły odpowiednio  $-3,7^{\circ}$  i  $-2,6^{\circ}\text{C}$  (tab. 11). W lecie anomalie ujemne  $T_{\min}$  występowały przy typach NW + N + NE<sub>a</sub>



Tabela 11

Średnie sezonowe anomalie  $T_{\min}$  (w  $^{\circ}\text{C}$ ) w Hornsundzie przy poszczególnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983

Typ cyrkulacji	WOP	III–V	DP	VI–VIII	JOP	IX–XI	NP	XII–II
NW + N + NE <sub>a</sub>	-5,7	-2,6	-3,8	-1,4	-3,1	-1,6	-7,0	-6,0
E + SE <sub>a</sub>	-1,9	-1,4	0,7	1,8	0,8	1,4	-1,7	-1,0
S + SW + W <sub>a</sub>	6,6	8,4	3,7	1,2	1,4	3,7	7,8	7,6
C <sub>a</sub>	-5,9	0,8	-1,5	0,1	0,4	1,7	-3,4	-2,5
K <sub>a</sub>	-4,6	0,6	-0,5	0,0	0,3	0,7	0,7	-1,6
NW + N + NE <sub>c</sub>	-5,1	-3,7	-0,6	-0,9	-4,1	-4,8	-4,7	-4,9
E + SE <sub>c</sub>	-0,5	-1,6	-1,7	0,2	1,3	-0,3	0,1	0,4
S + SW + W <sub>c</sub>	7,1	4,7	2,6	0,7	2,8	5,1	7,6	8,2
C <sub>c</sub>	2,1	3,3	0,3	-0,9	0,2	1,5	4,5	1,7
B <sub>c</sub>	0,3	-1,4	2,1	-0,5	1,0	2,5	-1,2	0,7
Antycyklonalne	-3,0	-0,4	-0,6	0,4	-0,1	0,4	-1,4	-1,4
Cyklonalne	1,6	0,4	0,7	-0,3	0,1	-0,1	0,2	0,5

( $-1,4^{\circ}\text{C}$ ), NW + N + NE<sub>c</sub> ( $-0,9^{\circ}\text{C}$ ) i C<sub>c</sub> ( $-0,9^{\circ}\text{C}$ ), a najwyższe anomalie dodatnie były związane z typami E + SE<sub>a</sub> ( $1,8^{\circ}\text{C}$ ), S + SW + W<sub>a</sub> ( $1,2^{\circ}\text{C}$ ) i S + SW + W<sub>c</sub> ( $0,7^{\circ}\text{C}$ ). W jesieni najniższe wartości  $T_{\min}$  zdarzały się przy sytuacji NW + N + NE<sub>a</sub>, której w tym okresie często towarzyszyły dni pogodne i chmurne (ryc. 6) sprzyjające radiacyjnemu wychłodzeniu. Średnia wartość anomalii wyniosła  $-4,8^{\circ}\text{C}$ , a np. dla typu antycyklonalnego o tym samym kierunku adwekcji tylko  $-1,6^{\circ}\text{C}$ . Jest to związane ze względnie mniejszą częstością występowania przy tym typie małego zachmurzenia (tab. 3). Najwyższe anomalie dodatnie  $T_{\min}$  były notowane przy sytuacjach S + SW + W<sub>c</sub> ( $5,1^{\circ}\text{C}$ ) i S + SW + W<sub>a</sub> ( $3,7^{\circ}\text{C}$ ). Wyższe jej wartości występujące przy sytuacji cyklonalnej nawiązują do większego zachmurzenia, które ona przynosi (ryc. 6).

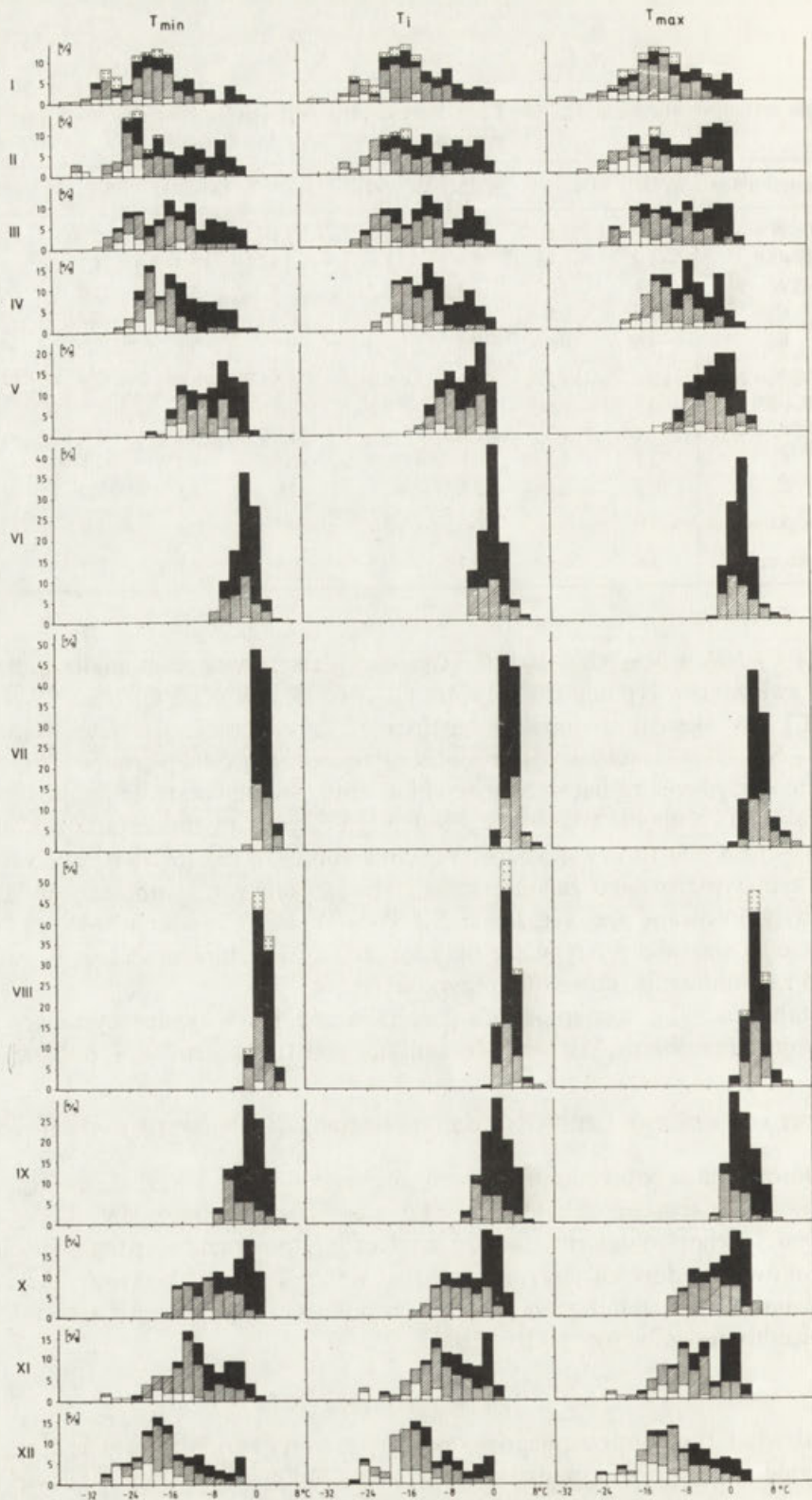
Stabilność  $T_{\min}$  występujących przy poszczególnych typach cyrkulacji zachowuje się podobnie, jak – wyżej opisana pod tym kątem –  $T_i$  (tab. 9).

#### ROZKŁADY ROCZNE CZĘSTOŚCI WYSTĘPOWANIA TEMPERATURY POWIETRZA

Omówione w poprzednim podrozdziale zakresy wahań  $T(T_i, T_{\max}$  i  $T_{\min})$  nic nie mówią na temat rozkładu jej między wartościami granicznymi. Korzystną informacją klimatologiczną, bardzo użyteczną i pomocną w prognozowaniu warunków pogodowych, jest znajomość frekwencji  $T$  według klas oraz ich relacji w stosunku do zachmurzenia i cyrkulacji atmosferycznej. Temu zagadnieniu poświęcony jest niniejszy podrozdział.

#### ŚREDNIA DOBOWA

Jak wiadomo z poprzedniego podrozdziału, największą rozpiętością  $T_i$  charakteryzuje się w zimie, a najmniejszą w lecie. W lipcu i sierpniu z największą



częstością występowała ona w przedziale od  $2^{\circ}$  do  $4^{\circ}\text{C}$ , a z nieco mniejszą w przedziale od  $4^{\circ}$  do  $6^{\circ}\text{C}$  (ryc. 12). W pięciu badanych letnich sezonach 1979–1983, średnio 50,6% przypadków przypadło na klasy  $T_i$  od  $2^{\circ}$  do  $4^{\circ}\text{C}$  i aż 86,8% na przedział od  $2^{\circ}$  do  $6^{\circ}\text{C}$ . Podobną frekwencję  $T_i$  dla najczęstszej klasy od  $2$  do  $4^{\circ}\text{C}$  (49%) uzyskał dla 3 sezonów letnich 1958–1960 S. Baranowski (1968). Natomiast w przedziale od  $2^{\circ}$  do  $6^{\circ}\text{C}$  częstość jej występowania była wówczas o około 10% niższa i wyniosła 75%. Częstość  $T_i$  w pozostałych klasach w omawianych miesiącach nigdy nie przekraczała 5%.

Najwyższe  $T_i$  w przedziale od  $6^{\circ}$  do  $10^{\circ}\text{C}$  najczęściej zdarzały się przy następujących sytuacjach synoptycznych:  $E + SE_a$  (41,6%),  $S + SW + W_a$  (25,0%) i  $S + SW + W_c$  (16,6%). Najniższe jej wartości, poniżej  $0^{\circ}\text{C}$ , występowały głównie przy typach cyklonalnych (70,2%), a wśród nich przy typach  $NW + N + NE_c$  (26,2%) i  $B_c$  (18,4%). Z typów antycyklonalnych najniższe  $T_i$  towarzyszyły sytuacji  $NW + N + NE_a$  (13,9%).

W miesiącach jesiennych widać wyraźny stopniowy wzrost rozpiętości  $T_i$  w miarę zbliżania się do zimy. We wrześniu była ona jeszcze nieduża i wahała się od  $-6^{\circ}$  do  $8^{\circ}\text{C}$ , by w listopadzie osiągnąć przedział od  $-26^{\circ}$  do  $2^{\circ}\text{C}$ . Wraz ze wzrostem niestabilności pod względem termicznym maleje sukcesywnie, dotąd wyraźna, dominacja jednych klas nad innymi. Podczas gdy jeszcze we wrześniu najwyższa frekwencja  $T_i$ , która przypadła na przedział od  $0^{\circ}$  do  $2^{\circ}\text{C}$ , wynosiła 30%, to w listopadzie spadła ona do 16% (przedział od  $-2^{\circ}$  do  $0^{\circ}\text{C}$ ). W jesieni największa jej częstość przypadła na przedział od  $-2^{\circ}$  do  $2^{\circ}\text{C}$  (ryc. 12). W JOP wyniosła ona średnio 24%.

Najwyższe  $T_i$  w jesieni najczęściej występowały w dniach pochmurnych (sytuacja odwrotna niż latem), a najniższe w dniach chmurnych i pogodnych. Dodatkowo jej wartości najczęściej występowały przy napływie powietrza z sektora S ( $S + SW + W_c - 51,2\%$ ) i E ( $E + SE_c - 18,9\%$ ). Najniższe jej wartości towarzyszyły sytuacjom  $NW + N + NE_c$  i  $E + SE_c$ . W przedziale temperatur od  $-16^{\circ}$  do  $-22^{\circ}\text{C}$  zdarzały się one z częstościami odpowiednio 48,4% i 25,4%. Z powyższej analizy wynika, że typ cyrkulacji  $E + SE_c$  sprzyjał zarówno występowaniu najwyższych, jak i najniższych  $T_i$ . Należy jednak w tym miejscu dodać, że przynosił on najcieplejsze powietrze we wrześniu (był wtedy po typie  $S + SW + W_c$  najcieplejszy), a najchłodniejsze w listopadzie, kiedy był jednym z 4 najchłodniejszych typów cyrkulacji (ryc. 9).

W zimie cechą charakterystyczną jest bardziej równomierne rozłożenie częstości występowania poszczególnych klas  $T_i$ . Średnio w poszczególnych miesią-

Ryc. 12. Częstość względna (w %) występowania  $T_{\min}$ ,  $T_i$  i  $T_{\max}$  według klas 2-stopniowych w dniach o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie wybranych z poszczególnych miesięcy pięcioletnia 1979–1983

1 –  $C < 2$ , 2 –  $2 \leq C \leq 8$ , 3 –  $C > 8$ , 4 – dni z niewidocznym niebem lub brakiem obserwacji

Relative frequency (in %) of occurrence of  $T_{\min}$ ,  $T_i$  and  $T_{\max}$  in  $2^{\circ}\text{C}$  intervals in days of various degree of cloudiness in Hornsund selected from particular months of the five-year period 1979–1983

1 –  $C < 2$ , 2 –  $2 \leq C \leq 8$ , 3 –  $C > 8$ , 4 – days with invisible sky or with no observation



cach zimowych, jak również za cały okres zimy i NP, najczęściej występowały  $T_i$  w przedziale od  $-14^\circ$  do  $-16^\circ\text{C}$  (od 10–15% – ryc. 12). Z niewiele mniejszą częstością zdarzały się one w przedziałach od  $-12^\circ$  do  $-14^\circ\text{C}$  i od  $-16^\circ$  do  $-20^\circ\text{C}$  (średnio o 1–2% rzadziej).

Wpływ zachmurzenia, jak również cyrkulacji atmosferycznej w zimie, na wielkość i częstość występowania  $T_i$  w poszczególnych klasach jest bardzo podobny, jak w jesieni (ryc. 12).

Wiosną rozpiętość  $T_i$  jest nadal duża, niemniej w miarę zbliżania się do lata coraz bardziej się zmniejsza, co szczególnie wyraźnie widoczne staje się w maju. W marcu i kwietniu największa jej frekwencja przypadała na przedział od  $-12^\circ$  do  $-10^\circ\text{C}$  (odpowiednio 12,3% i 16,0%), a w maju już na przedział od  $-2^\circ$  do  $0^\circ\text{C}$  (21,9% – ryc. 12).

Wpływ zachmurzenia na częstość występowania  $T_i$  w poszczególnych klasach jest w tym okresie podobny, jak jesienią i zimą. Najwyższe jej wartości (od  $-4^\circ$  do  $2^\circ\text{C}$ ) przypadały, podobnie jak w poprzednich sezonach, na typ S + SW +  $W_c$ , lecz już ze znacznie mniejszą częstością (25,4%). Drugie miejsce pod tym względem zajmuje typ  $K_a$  (16,5%). Najniższe  $T_i$  (od  $-26^\circ$  do  $-20^\circ\text{C}$ ) występowały przede wszystkim w ramach sytuacji antycyklonalnych, spośród których największy udział posiadały typy NW + N +  $NE_a$  (34,5%) i E +  $SE_a$  (17,8%). Często także niskie jej wartości towarzyszyły typom cyklonalnym E +  $SE_c$  (33,3%) i NW + N +  $NE_c$  (13,3%).

#### TEMPERATURA MAKSYMALNA

Podobnie jak w przypadku  $T_i$  – lecz już w znacznie mniejszym stopniu – lato charakteryzowało się wyraźną przewagą frekwencji  $T_{\max}$  jednej klasy, najczęściej od  $4^\circ$  do  $6^\circ\text{C}$  (VII – 42,6%, VIII – 47,1%) – rycina 12. Rzadziej występowały one w przedziale następnym, tj. od  $6^\circ$  do  $8^\circ\text{C}$  (VII – 32,3%, VIII – 27,1%). W czerwcu największa jej frekwencja przypadała na przedziały od  $2^\circ$  do  $4^\circ\text{C}$  (38,7%) i od  $0^\circ$  do  $2^\circ\text{C}$  (28,0%).

Wpływ zachmurzenia na wielkość i częstość występowania  $T_{\max}$  w poszczególnych klasach temperatur w okresie całego roku jest podobny do tegoż wpływu na  $T_i$ . Latem w Hornsundzie  $T_{\max} > 10^\circ\text{C}$  najczęściej zdarzały się w następujących sytuacjach synoptycznych: E +  $SE_a$  (47,2%) i S + SW +  $W_c$  (30,6%). Najniższe natomiast jej wartości ( $< 0^\circ\text{C}$ ) występowały z największą częstością przy napływie mas powietrza z sektora N (47,4%) oraz przy typie  $B_c$  (15,8%).

W jesieni średni rozkład frekwencji  $T_{\max}$  wykazuje skośność ujemną. Z największą częstością występowały one w przedziale od  $0^\circ$  do  $2^\circ\text{C}$  (22,2%), rzadziej w przedziałach od  $2^\circ$  do  $4^\circ\text{C}$  (15,8%) i od  $-2^\circ$  do  $0^\circ\text{C}$  (14,1%). Najwyższe  $T_{\max}$ , nie przekraczające jednak  $10^\circ\text{C}$ , zdarzały się przy sytuacjach S + SW +  $W_c$ , E +  $SE_a$  i E +  $SE_c$ . Natomiast najniższe jej wartości ( $< -10^\circ\text{C}$ ) wyraźnie najczęściej były notowane przy napływie mas powietrza w ramach typu cyrkulacji NW + N +  $NE_c$ , a znacznie rzadziej przy typach E +  $SE_c$  i E +  $SE_a$  (głównie w drugiej połowie jesieni).



W zimie rozpiętość  $T_{\max}$  osiągała swoje maksimum, w związku z tym bardziej równomiernie jest rozłożona jej częstość występowania w poszczególnych klasach. Największa jej frekwencja przypadła na przedział od  $-14^{\circ}$  do  $-10^{\circ}\text{C}$  (10,8%). Dość znaczną częstością charakteryzowały się też klasy sąsiednie.

W zimie, podobnie jak jesienią, najwyższe  $T_{\max}$  najczęściej zdarzały się przy sytuacji  $S+SW+W_c$ , przy czym dominacja jej w tym czasie była znacznie większa, np.  $T_{\max}$  w przedziale od  $-2^{\circ}$  do  $4^{\circ}\text{C}$  w 58,7% przypadków łączyła się z tą sytuacją. Drugie miejsce zajmował typ  $S+SW+W_a$  (12,6%). Najniższe  $T_{\max}$  występowały najczęściej przy napływie chłodnych mas powietrza z kierunków N oraz – w mniejszym stopniu – E i SE.

W pierwszej połowie wiosny brak jest przewagi frekwencji jednej klasy temperatur. Wyróżnić można 3 maksima. Pierwsze, najwyższe, przypada na zakres  $T_{\max}$  od  $-2^{\circ}$  do  $2^{\circ}\text{C}$ , drugie na klasę od  $-8^{\circ}$  do  $-6^{\circ}\text{C}$ , a trzecie na przedział od  $-16^{\circ}$  do  $-10^{\circ}\text{C}$ . Występują one z częstością mniejszą od 12%. W drugiej połowie wiosny, szczególnie w maju, wyraźnie skraca się zakres wahań  $T_{\max}$ , a jej rozkład ulega uwypukleniu. W maju dominuje jej frekwencja w przedziałach od  $-2^{\circ}$  do  $0^{\circ}\text{C}$  i od  $0^{\circ}$  do  $2^{\circ}\text{C}$  (po 18,7%). Cechą charakterystyczną wiosny, odróżniającą ją szczególnie od jesieni i zimy, był brak wyraźnej dominacji typów cyrkulacji, przy których występowały najwyższe  $T_{\max}$ . Warto tutaj zwrócić uwagę jedynie na duży udział sytuacji  $K_a$ , która sprzyjała występowaniu wysokich  $T$ .

#### TEMPERATURA MINIMALNA

W lecie rozkład częstości występowania  $T_{\min}$  jest zarówno pod względem rozpiętości temperatur, jak i wzajemnych relacji między najczęstszymi klasami zbliżony do analogicznego rozkładu  $T_i$  (ryc. 12). Zasadnicza różnica jest jedynie w wartościach temperatur. Bez większego błędu rozkład  $T_{\min}$  można uzyskać z  $T_i$  przesuwając go o jedną klasę w kierunku niższych temperatur.  $T_{\min}$ , w miesiącach typowo letnich (VII i VIII) bowiem najczęściej mieściły się w przedziałach od  $0^{\circ}$  do  $2^{\circ}\text{C}$  (48%) i od  $2^{\circ}$  do  $4^{\circ}\text{C}$  (40,4%). W czerwcu natomiast wahały się one najczęściej w klasach temperatur leżących wokół  $0^{\circ}\text{C}$  (32%).

$T_{\min}$  w zależności od zachmurzenia różnicuje się podobnie, jak  $T_i$  i  $T_{\max}$  (ryc. 12). Najwyższe jej wartości od  $4^{\circ}$  do  $8^{\circ}\text{C}$  z największym prawdopodobieństwem zdarzały się przy sytuacjach  $C_a$  (52,8%),  $E+SE_a$  (19,5%) i  $S+SW+W_a$  (11,1%). Z kolei najniższe  $T_{\min}$  (od  $-8^{\circ}$  do  $-4^{\circ}\text{C}$ ) najczęściej występowały przy następujących typach cyrkulacji:  $B_c$  (35,0%),  $NW+N+NE_c$  (29,2%),  $K_a$  (15,8%) i  $NW+N+NE_a$  (13,4%). Analiza ta dowodzi, że w przypadku  $T_{\min}$  zmieniła się znacznie struktura typów cyrkulacji sprzyjających występowaniu zarówno najwyższych, jak i najniższych jej wartości w porównaniu z  $T_i$  i  $T_{\max}$ . Przed wszystkim wzrósł udział typów charakteryzujących się wyraźnym brakiem adwekcji. Nadal natomiast duży wpływ wywierają sytuacje synoptyczne „północne” i „południowe”.

W jesieni  $T_{\min}$ , spośród omawianych 3 parametrów termicznych, była najmniej stabilna, o czym świadczy najwyższe odchylenie standardowe ( $6,52^{\circ}\text{C}$ )

w porównaniu z  $6,02^\circ$  dla  $T_i$  i  $5,73^\circ\text{C}$  dla  $T_{\max}$  (tab. 5). Zimą i wiosną sytuacja pod tym względem była analogiczna. Dla typowych miesięcy jesiennych (IX i X) z największą częstością występowała ona w przedziałach od  $-2^\circ$  do  $0^\circ\text{C}$  (23,7%) i od  $0^\circ$  do  $2^\circ\text{C}$  (18,2%), czyli wahała się wokół  $0^\circ\text{C}$ . W listopadzie, który pod względem rzeczywistych warunków pogodowych należy w zasadzie już do zimy, największa frekwencja była w przedziale od  $-14^\circ$  do  $-12^\circ\text{C}$  (16,7%).

W jesieni, jak również w zimie, najwyższe i najniższe  $T_{\min}$  zdarzały się w większości przypadków przy tych samych typach cyrkulacji, co najwyższe i najniższe  $T_i$  i  $T_{\max}$ , np. jesienią najwyższe jej wartości ( $> 0^\circ\text{C}$ ) występowały przy typach S + SW +  $W_c$  (60,0%) i E +  $SE_c$  (27,3%), a najniższe ( $< -20^\circ\text{C}$ ) w sytuacjach NW + N +  $NE_c$  (33,5%), E +  $SE_c$  (33,5%) i E +  $SE_a$  (26,7%). W zimie z kolei najwyższe  $T_{\min}$  mieściły się w przedziale od  $-2^\circ$  do  $2^\circ\text{C}$  i aż w 83,4% przypadków łączyły się z typem S + SW +  $W_c$ . Najniższe jej wartości ( $< -30^\circ\text{C}$ ) najczęściej występowały przy sytuacjach NW + N +  $NE_c$  (71,7%) i  $K_a$  (13,3%). W miesiącach zimowych najwyższe średnie częstości jej występowania przypadały na różne klasy 2-stopniowe temperatur, nie przekraczając jednak 17% (ryc. 12).

Rozkłady frekwencji  $T_{\min}$  wg klas 2-stopniowych w miesiącach wiosennych są odmienne. W marcu zbliżony jest on do rozkładu normalnego, w kwietniu widoczna jest skośność dodatnia, a w maju ujemna. W marcu największą frekwencję średnio posiadał przedział  $T_{\min}$  od  $-16^\circ$  do  $-14^\circ\text{C}$  (11,6%), w kwietniu od  $-20^\circ$  do  $-18^\circ\text{C}$  (16,0%), a w maju od  $-6^\circ$  do  $-4^\circ\text{C}$  (18,1%).

Wiosną najwyższe  $T_{\min}$  wahały się wokół  $0^\circ\text{C}$  i występowały głównie przy sytuacjach synoptycznych S + SW +  $W_c$  i  $C_c$ . Ich frekwencje przy wymienionych typach w przedziale temperatur od  $-2^\circ$  do  $2^\circ\text{C}$  wyniosły odpowiednio 35,7% i 32,2%. Najniższe jej wartości (od  $-30^\circ$  do  $-24^\circ\text{C}$ ) najczęściej zdarzały się w masach powietrza napływających w ramach sytuacji E +  $SE_c$  (46,7%), NW + N +  $NE_a$  (20,0%) i E +  $SE_a$  (13,3%).

#### PRZEBIEG ROCZNY AMPLITUDY DOBOWEJ TEMPERATURY POWIETRZA

Amplituda dobowa  $T$  zależy z jednej strony od dobowej periodyczności temperatury, a z drugiej — od zmienności nieokresowej temperatury z dnia na dzień. Na Spitsbergenie — jak pisze S. Baranowski (1968) — „pierwszy z tych czynników kształtuje amplitudę dobową przede wszystkim w letniej części roku i w okresach przejściowych z dniem i nocą w ciągu doby, drugi odgrywa najważniejszą rolę w czasie nocy polarnej oraz późną jesienią i wczesną wiosną”. Wyniki badań z okresu 1979–1983 potwierdzają powyższy wniosek.

Zanim przejdę do szczegółowej charakterystyki przebiegu rocznego amplitudy dobowej  $T$ , chciałbym kilka uwag zamieścić odnośnie do sposobów obliczania średnich amplitud dobowych dla dłuższych okresów (np. pentad, dekad, miesięcy itd.). W literaturze spotyka się dwie metody:

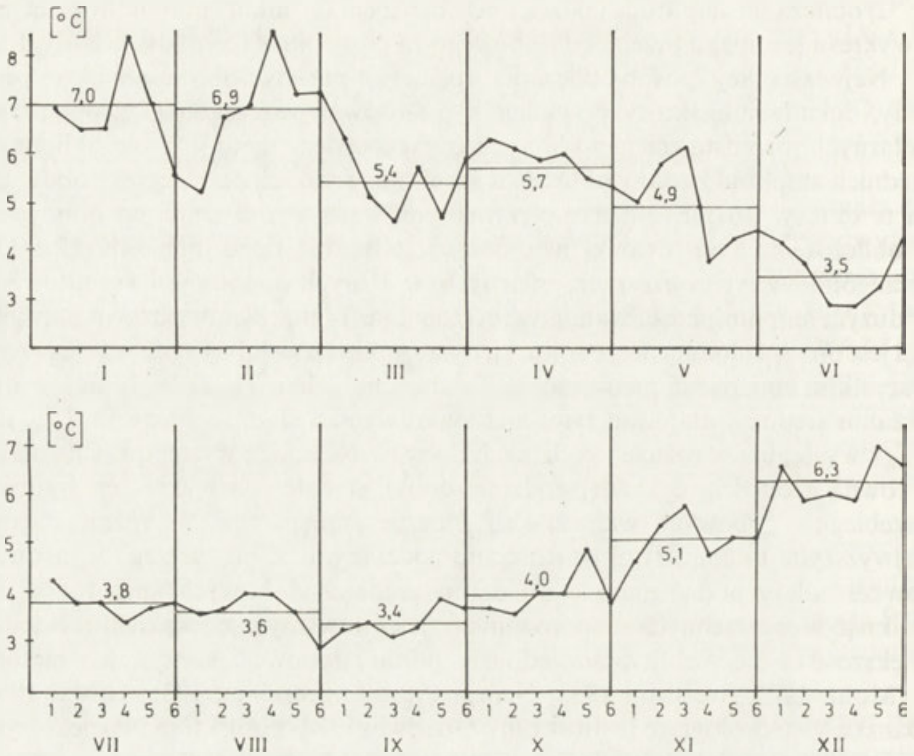
1) oblicza się ją posługując się codziennymi amplitudami dobowymi (średnia arytmetyczna codziennych amplitud dobowych) lub średnimi maksimami i minimami dobowymi dla tego okresu (różnica między  $\bar{T}_{\max}$  i  $\bar{T}_{\min}$ ),

2) oblicza się amplitudę jako różnicę między maksimum i minimum wziętymi z wykresu średniego przebiegu dobowego za dany okres (pentady, dekady itd.).

Najwłaściwszy sposób obliczania średniej amplitudy dobowej (za okres pentady, dekady itd.), który powinien być stosowany szczególnie w obszarach polarnych, przedstawia metoda 1. Stosując bowiem metodę 2 nie obliczamy średnich amplitud za dany okres, lecz amplitudy średnich przebiegów dobowych za te okresy. Różnica między otrzymanymi wartościami amplitud dobowych  $T$  obliczonymi tymi dwoma metodami jest bardzo duża (por. tab. 12 i 13), szczególnie w tych obszarach polarnych, w których pogoda jest kształtowana w dużym stopniu przez działalność cyklonalną. W przebiegu rocznym największa jest ona w chłodnej porze roku, kiedy o amplitudzie dobowej decyduje przede wszystkim zmienność nieokresowa  $T$  z dnia na dzień. Ta duża różnica w obliczaniu średnich amplitud tymi metodami wynika stąd, że zarówno  $T_{\max}$ , jak i  $T_{\min}$  występują w różnych godzinach doby (w NP mogą występować niemalże z równą częstością o każdej godzinie doby), stąd też na wykresach średnich przebiegów dobowych widoczne są znaczne zmniejszenia się różnic między najwyższymi i najniższymi wartościami godzinnymi. Z powyższego wynika, że zawsze należy podać metodę obliczania średnich dobowych amplitud  $T$ , by uniknąć niepotrzebnych nieporozumień. Niekorzystnym zjawiskiem jest to, że większość badaczy obliczając średnie amplitudy dobowe  $T$  korzystało z metody 2 (Mohn 1905; Sverdrup 1933; Georgi 1935; Lugeon i in. 1936; Hisdal 1960; Danske Meteorologiske Institut 1967; Goodwin 1974 i inni), która dla niektórych regionów polarnych nie najlepiej spełnia swoje zadanie, często nawet „fałszując” rzeczywistość (np. w Hornsundzie amplitudy średnie dobowe  $T$  za dany okres obliczone metodą 1 są w zimie najwyższe, a 2 natomiast najniższe). Wydaje się, że dla obszarów o przewadze układów antycyklonalnych (Syberia, Arktyka Kanadyjska, Grenlandia) jest bardziej uzasadnione stosowanie obliczeń amplitud metodą 2, gdyż różnice w obliczeniach średnich amplitud tymi dwoma metodami zmniejszają się. Niemniej, jeśli tylko możliwe, zawsze lepiej jest obliczać je metodą 1.

Przebieg roczny średnich amplitud pentadowych i miesięcznych  $T$  w Hornsundzie z okresu 1979–1983 przedstawiają odpowiednio rycina 13 i tabela 12 (obliczenia amplitud wykonano metodą 1). Wynika z nich, że największe amplitudy  $T$  występują w zimie (styczeń – 7,0°; luty – 6,9° i grudzień – 6,3°C), potem w kwietniu i w pierwszej połowie maja. Słabo zaznaczone maksima widać także na przełomie czerwca i lipca oraz w połowie sierpnia. Istnienie tak dużych amplitud dobowych  $T$  w Hornsundzie w NP (przekraczających nawet amplitudy kwieniowe) jest bardzo specyficzne i dość rzadko spotykane w innych regionach polarnych. Wydaje się, że decyduje o tym położenie Spitsbergenu w pobliżu przebiegającego frontu arktycznego. Warunkuje to przemienny napływ ciepłych mas powietrza z S i SW oraz zimnych arktycznych mas z N i NE. Sytuacje takie najczęściej zdarzają się w końcowym okresie NP, tj. w styczniu i lutym. Pewną rolę w tym procesie odgrywają zapewne też niższe powstające w zimie nad Morzem Barentsa i Morzem Norweskim, określane w literaturze zachodniej terminami





Ryc. 13. Przebieg roczny średnich pentadowych amplitud  $T$  w Hornsundzie, 1979–1983  
Annual course of the mean pentade amplitudes of  $T$  in Hornsund for the period 1979–1983

Tabela 12  
Średnie miesięczne i roczne amplitudy dobowe  $T$  w Hornsundzie w latach 1979–1983

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1979	6,8	7,6	5,4	6,4	5,0	3,0	5,0	3,7	3,1	4,7	3,6	6,2	5,0
1980	8,0	6,7	5,6	5,6	5,3	3,4	3,0	3,1	3,2	4,6	5,7	6,2	5,0
1981	8,4	6,9	6,4	6,5	5,0	3,9	3,3	4,1	3,3	3,2	5,6	5,8	5,2
1982	7,0	5,8	4,6	5,4	5,0	3,3	3,4	3,6	3,7	3,7	5,9	5,9	4,8
1983	5,0	7,7	4,8	5,4	4,1	4,1	4,2	3,5	3,9	3,8	4,9	7,6	4,9
1979–1983	7,0	6,9	5,4	5,7	4,9	3,5	3,8	3,6	3,4	4,0	5,1	6,3	5,0

*Polar lows* lub *Arctic lows*. Ciekawie przedstawia się porównanie amplitud dobowych  $T$  z analogicznymi amplitudami obliczonymi dla okresu 1957/1958. Okazało się, że średnia dobowa amplituda  $T$  z okresu 4 miesięcy zimowych (XI–II) nie uległa zmianie. Za okres XI 1957 – II 1958 wyniosła ona  $6,23^\circ$  (Baranowski 1968) wobec  $6,26^\circ\text{C}$  za okres XI–II 1979–1983. Natomiast bardzo znacznie zmalała ona w DP. Za okres od V–VIII 1958 r. wyniosła ona  $5,88^\circ$ , podczas gdy w tych samych miesiącach badanego pięciolecia tylko  $3,95^\circ\text{C}$ .



Prawdopodobnie przyczyniła się do tego mniejsza intensywność działalności cyklonalnej latem 1958 r. oraz wykonywanie w tym czasie obserwacji na wysokości 50 cm npg.

W celu umożliwienia dokonania porównań wielkości amplitud dobowych z innymi obszarami polarnymi wykonano także obliczenia „średnich” amplitud miesięcznych metodą 2 (tab. 13). Z tabeli tej wynika, że amplitudy średnich miesięcznych przebiegów dobowych są najwyższe wiosną (maj – 2,5°C, kwiecień – 2,0°C) oraz w końcu lata polarnego (sierpień – 1,2°C). Taka prawidłowość w rozkładzie amplitudy dobowej w roku została nazwana przez G. C. Simpsona (1919) typem „Frama”, w przeciwieństwie do typu „McMurdo” z letnim maksimum amplitudy dobowej  $T$ . Jest on powszechny w regionach

Tabela 13

Amplitudy średnich miesięcznych dobowych przebiegów  $T$  w Hornsundzie w latach 1979–1983

Rok	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1979	0,8	0,3	1,3	2,7	2,6	0,9	1,1	0,9	0,9	0,4	0,6	0,8
1980	1,1	0,6	2,0	1,9	3,1	1,5	1,3	1,2	1,0	0,7	0,8	0,7
1981	1,5	0,6	1,8	2,2	2,6	1,9	1,1	1,6	0,7	0,4	0,7	0,8
1982	1,1	0,9	0,9	1,2	1,8	1,2	1,1	1,4	1,5	0,4	0,6	1,0
1983	0,6	0,9	0,8	1,8	2,2	2,1	1,1	1,1	0,6	0,5	0,7	0,6
1979–1983	1,0	0,7	1,4	2,0	2,5	1,5	1,1	1,2	0,9	0,5	0,7	0,8

polarnych. Występuje m. in. na Alasce (Barrow), w Arktyce Kanadyjskiej (Hazen Camp i Resolute), na Grenlandii (Dundas, Eismitte i North Ice), na paku lodowym (stacje „Fram” i „Maud”). Ten charakterystyczny przebieg w wyżej wymienionych stacjach stwierdzono analizując dane o amplitudach średniego miesięcznego przebiegu dobowego  $T$  zamieszczonych w pracy A. Ohmury (1984). Występuje on, jak widzimy, niezależnie od rodzaju podłoża na którym zlokalizowane są stacje (tundra, lodowce czy lód morski). Szczegółowy przegląd istniejących hipotez, próbujących tłumaczyć tę specyficzną prawidłowość w rozkładzie rocznym amplitudy dobowej  $T$  w krajach polarnych, daje w swojej pracy A. Ohmura (1984). Przedstawia on m. in. poglądy Ch. Schotta, zawarte w pracach E. K. Kane (1859) i I. I. Hayesa (1865), a także H. Mohna (1905), W. Meinardusa (1909), G. C. Simpsona (1919), E. Kidsona (1930), H. U. Sverdrupa (1933) i V. Hisdala (1960). Na zakończenie stwierdza on, że wszystkie hipotezy wyżej wymienionych badaczy są niewystarczające i krytycznie oceniane. Jednocześnie w cytowanej pracy daje on szczegółowe wyjaśnienie przyczyn zmian amplitudy dobowej  $T$  w przebiegu rocznym, opierając się na wiarygodnych pomiarach bilansu cieplnego powierzchni podłoża wykonanych w bazowej stacji na Wyspie Axel Heiberg ( $\phi = 79^{\circ}25'N$ ,  $\lambda = 90^{\circ}45'W$ ,  $h = 200$  m n.p.m.) w DP w 1969 r. i 1970 r. Fakt występowania największych amplitud w kwietniu, mimo małej dobowej amplitudy zaabsorbowanego promieniowania całkowitego (z powodu wysokiego albedo), A. Ohmura (1984) tłumaczy istnieniem małych dobowych

fluktuacji innych strumieni ciepła dążących do zmniejszenia dobowej amplitudy temperatury powierzchniowej (przede wszystkim sublimacji i przewodzenia ciepła w głąb gruntu). W tym czasie jedynie strumień ciepła odczuwalnego działa ograniczająco na amplitudę. W związku jednak z faktem, że wiosna jest okresem o przewadze działalności antycyklonalnej nie odgrywa on większej roli. Małe zróżnicowanie  $T$  między godzinami „nocnymi” i „dziennymi” jest latem, mimo że dobowa amplituda zaabsorbowanego promieniowania całkowitego osiąga roczne maksimum. Zgodnie z badaniami A. Ohmury (1984) jest to związane ze znacznym wzrostem w tym czasie procesów tłumiących amplitudę temperatury powierzchniowej, takich jak strumień ciepła odczuwalnego, parowania i podpowierzchniowego przewodzenia ciepła. Drugorzędne, słabo wyrażone, maksimum w końcu lata jest efektem zmniejszenia się tłumiącego wpływu ciepła odczuwalnego. Tendencja spadkowa temperatury dodatkowo przyczynia się do wzrostu wielkości amplitudy dobowej  $T$ .

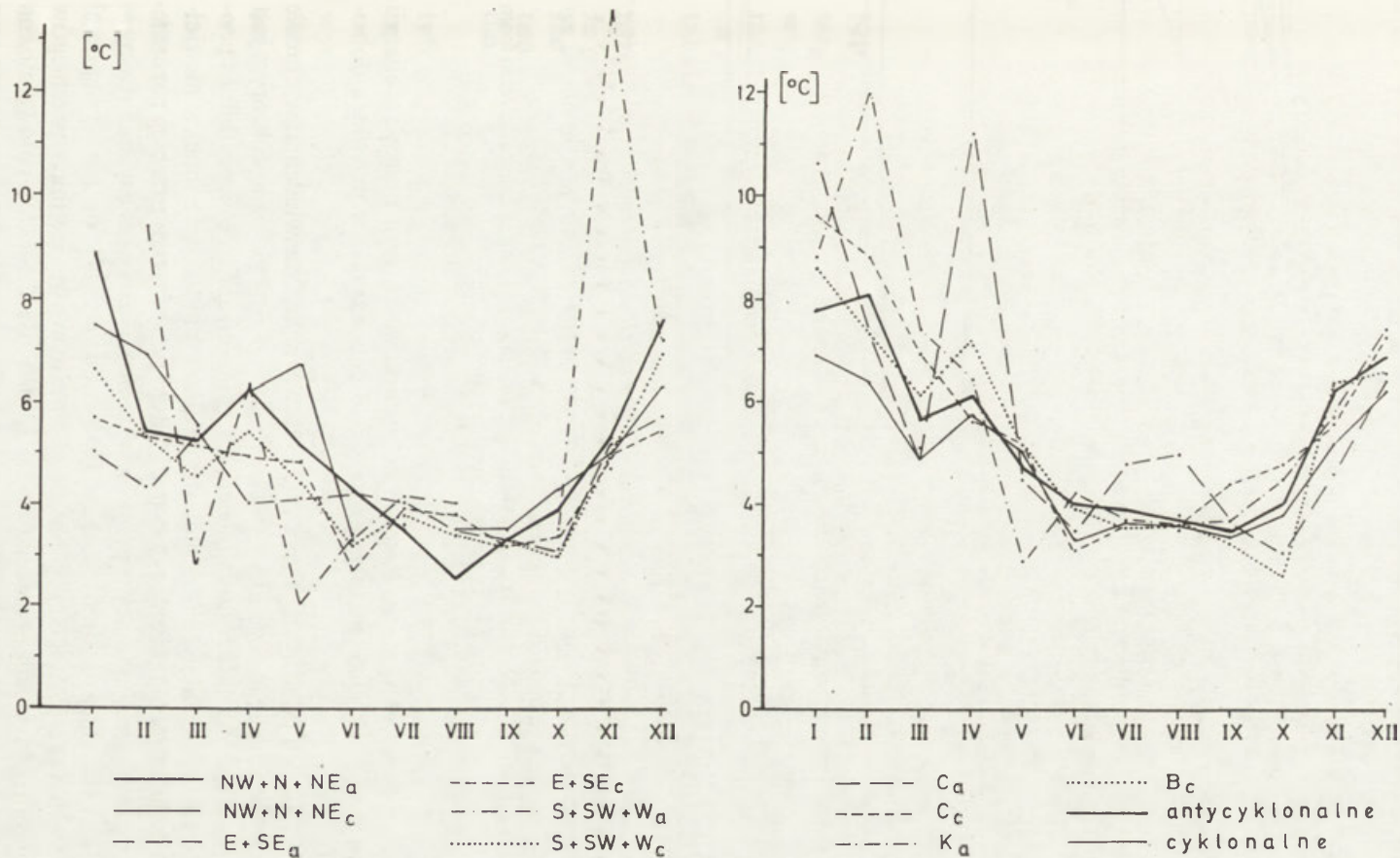
W Hornsundzie amplitudy dobowe  $T$  najmniej różniły się od siebie w dniach pogodnych, a najbardziej w dniach chmurnych. Dowodzą tego wielkości odchyżeń standardowych, które dla zimy wyniosły  $2,28^\circ$  i  $3,44^\circ$ , a dla lata  $0,85^\circ$  i  $1,65^\circ\text{C}$  odpowiednio (tab. 5). W przebiegu rocznym najbardziej niestabilne były one w zimie (średnie odchylenie standardowe wyniosło  $3,54^\circ\text{C}$ ), a najmniej latem ( $1,47^\circ\text{C}$ ).

Wielkość amplitud dobowych  $T$  zależy od cyrkulacji atmosferycznej (ryc. 14). W zimie największe (z reguły średnio wyższe od  $6^\circ\text{C}$ ) były one przy następujących sytuacjach synoptycznych:  $K_a$ ,  $B_c$ ,  $NW + N + NE_a$  i  $NW + N + NE_c$ . W tym okresie też wszystkie typy cyrkulacji charakteryzowały się najwyższymi ich wartościami w przebiegu rocznym. Drugorzędne wyraźne maksimum, towarzyszące prawie wszystkim sytuacjom synoptycznym, występowało w kwietniu. Najwyższe amplitudy w tym czasie (wahające się średnio między  $5^\circ$  a  $7^\circ\text{C}$ ) przynosiły te same typy co w zimie i dodatkowo typ  $C_a$ . Wyraźnie najniższe były one w okresie VI–IX (średnio  $3–4^\circ\text{C}$ ). Najwyższe ich wartości przeważnie towarzyszyły sytuacjom  $C_a$ ,  $E + SE_c$  i  $S + SW + W_a$ . Przez cały rok, poza majem, wyższe średnie amplitudy dobowe  $T$  wiązały się z sytuacjami antycyklonalnymi niż cyklonalnymi. Różnica między nimi była kilkakrotnie większa w chłodnej porze roku w porównaniu z ciepłą.

Z tabeli 9 wynika, że w zimie największe rozproszenie amplitud dobowych  $T$ , wokół jej średniej dla tego okresu, występowało przy typach antycyklonalnych:  $C_a$ ,  $NW + N + NE_a$  i  $S + SW + W_a$ . Ich odchylenia standardowe wyniosły odpowiednio  $4,50^\circ$ ,  $4,31^\circ$  i  $4,00^\circ\text{C}$ . Najmniej zmienne natomiast były one w czasie napływu mas powietrza z sektora ENE-SSE. Latem amplitudy dobowe  $T$  były bardziej stabilne; odchylenia standardowe dla większości typów cyrkulacji wahały się od  $1–2^\circ\text{C}$ .

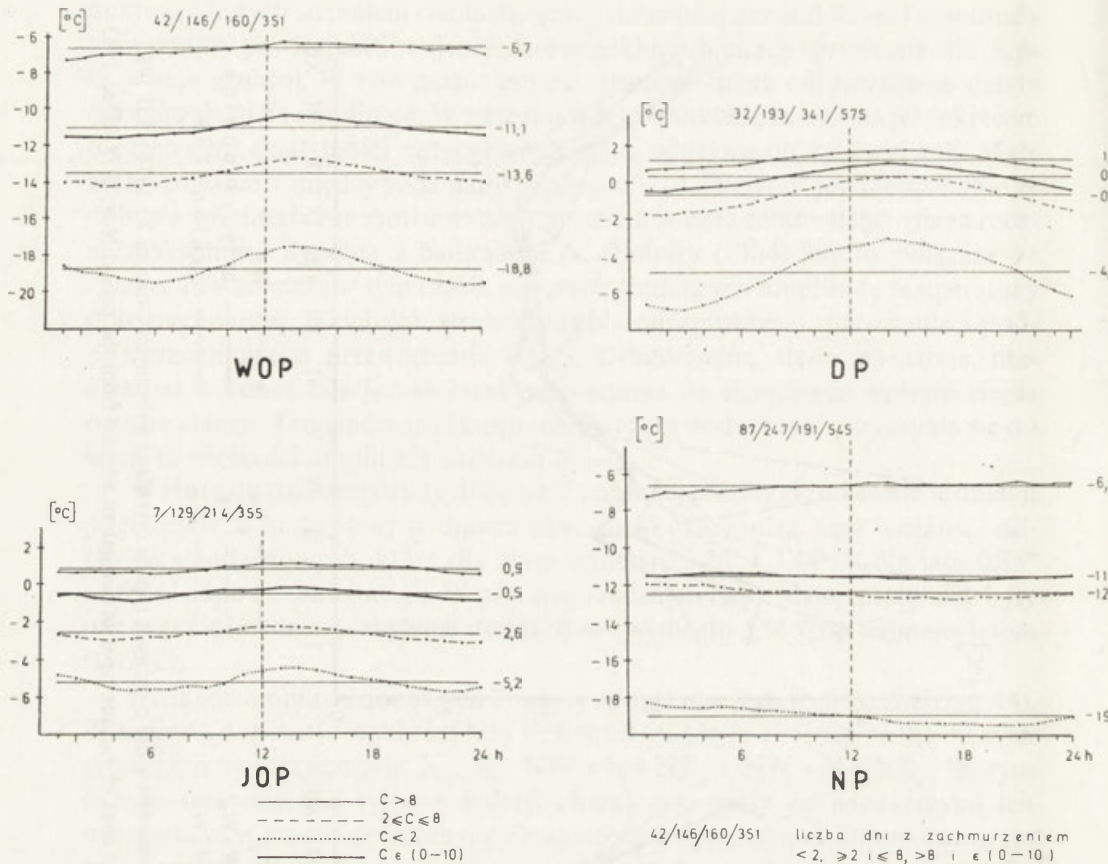
#### PRZEBIEG DOBOWY TEMPERATURY POWIETRZA

Przebieg dobowy  $T$  na danym poziomie nad powierzchnią ziemi jest funkcją bilansu cieplnego tego poziomu. Bilans ten z kolei ściśle nawiązuje do wymiany



Ryc. 14. Średni przebieg roczny amplitudy dobowej  $T$  w Hornsundzie z dni o różnych typach cyrkulacji wybranych z okresu XI 1978–XII 1983  
 Mean annual course of the daily amplitude of  $T$  in Hornsund of days of various types of circulation selected from the period Nov. 1978–Dec. 1983





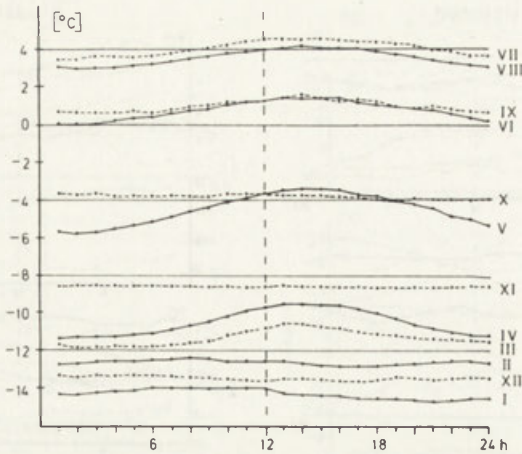
Ryc. 15. Średnie sezonowe przebiegi dobowe  $T$  w Hornsundzie w dniach o różnym stopniu zachmurzenia wybranych z okresu 29 X 1978—28 X 1983

Mean seasonal daily courses of  $T$  in Hornsund in days of a various degree of cloudiness selected from the period 29th Oct. 1978—28th Oct. 1983

ciepła na powierzchni ziemi. Znajomość zachodzących tam przemian energii umożliwiła właściwą interpretację przyczyn zmian charakteru przebiegu dobowego  $T$ .

W obszarach polarnych, w specyficznych warunkach oświetlenia, w okresie NP brak jest głównego czynnika wywołującego dobową cykliczność, którym jest bilans promieniowania krótkofalowego. Pozostałe strumienie ciepła (bilans promieniowania długofalowego, ciepło odczuwalne i utajone oraz inne) w niewielkim stopniu różnicują przebieg dobowy  $T$ . Stąd też, jeżeli ten przebieg rozumiemy jako przebieg naśladowy w przybliżeniu sinusoidę o okresie wahań równym 24 godziny, to należy stwierdzić, że w Hornsundzie w NP on nie występował (ryc. 15, 16 oraz 17A i B). W przebiegu rocznym (wg średnich przebiegów sezonowych) jest on najwyraźniejszy w DP i WOP. Bardziej szczegółowo można rozpatrzyć ten problem analizując rycinę 13. Dla części roku nie obejmującej





Ryc. 16. Średnie miesięczne przebiegi dobowe  $T$  w Hornsundzie, 1979–1983  
Mean monthly daily courses of  $T$  in Hornsund, 1979–1983

NP można założyć, że wielkość amplitudy mówi o wyrazistości przebiegu dobowego  $T$ . Z analizy tej ryciny wynika, że najwyraźniejszy przebieg dobowy (największe amplitudy) występowały w kwietniu i na początku maja. Drugorzędne maksima – słabo jednak zaznaczone – były obserwowane na przełomie czerwca i lipca oraz w połowie sierpnia. Podobne spostrzeżenia dostarcza analiza tabel 12 i 13.

Jeżeli natomiast pod pojęciem przebiegu dobowego  $T$  rozumiemy nie tylko te przebiegi, które są cykliczne w kształcie sinusoidy, to wówczas należy stwierdzić, że przebiegi dobowe nieuśrednione, tj. z poszczególnych dni, były najwyraźniejsze w NP. Dowodzą tego także wielkości obliczonych średnich amplitud pentadowych  $T$ , które w tym czasie zależą od nieokresowej zmienności  $T$  z dnia na dzień wywołanej cyrkulacją atmosferyczną (ryc. 13).

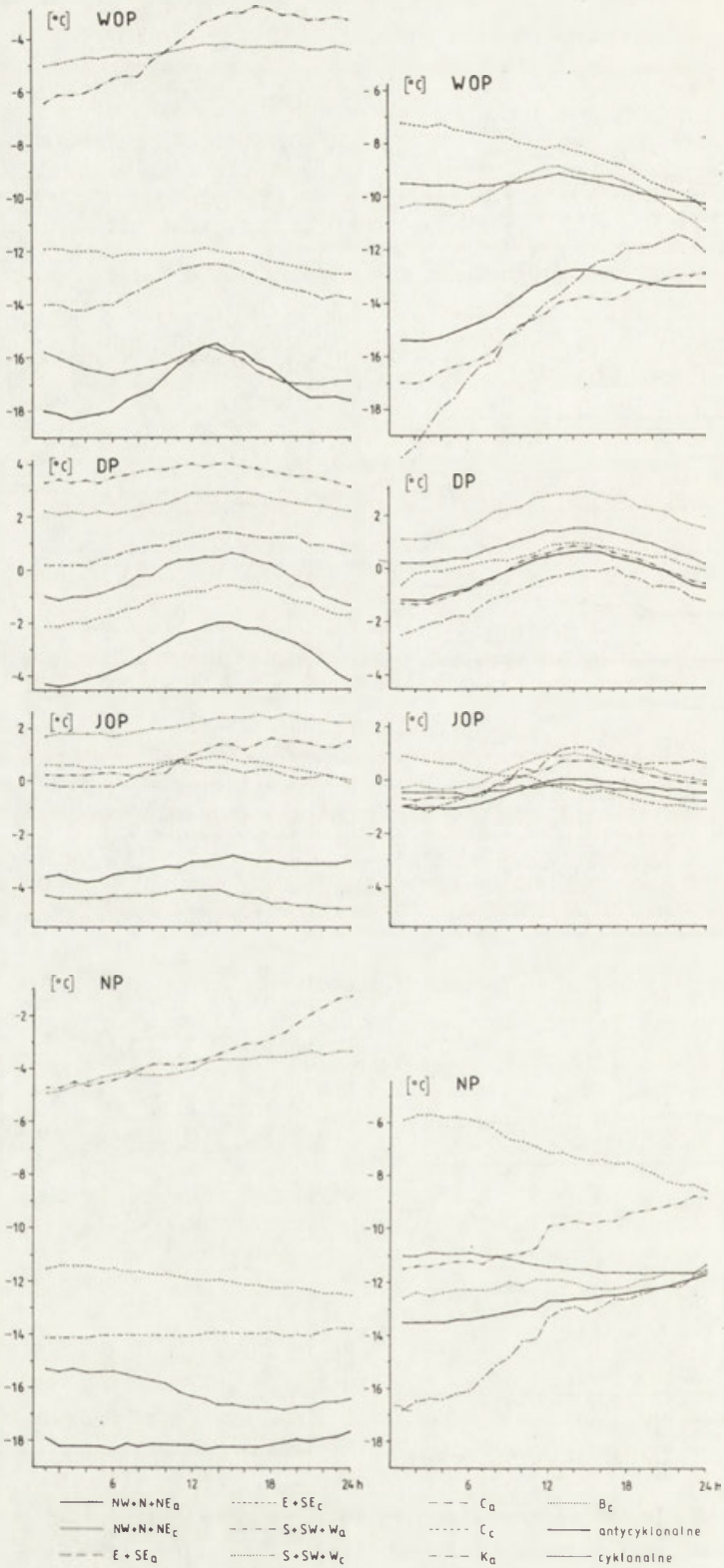
Wyrazistość przebiegu dobowego  $T$ , w pierwszym rozumieniu, zależy nie tylko od pory roku, ale także od stopnia zachmurzenia (ryc. 15). Rośnie ona wraz ze spadkiem zachmurzenia.

Średnie dobowe przebiegi w WOP, DP i JOP mają, jak wynika z ryciny 15, wyraźny przebieg asymetryczny. Druga połowa doby jest zawsze cieplejsza. W poszczególnych dniach sytuacja może jednak znacznie odbiegać od stanu średniego. Średnio najwyższe dobowe  $T_{\max}$  występowały w WOP w godz. 13–15, w DP – w godz. 14–15, a w JOP – w godz. 13–14. Natomiast średnio najniższe dobowe  $T_{\min}$  zdarzały się w godz. 1–4 (WOP), o godz. 2 (DP) i w godz. 23–24 i 3–6 (JOP). W czasie pogody słonecznej zarówno maksimum, jak i minimum było wyraźniejsze (przypadało średnio najwyżej na 2 godziny) i położone bliżej południa ( $T_{\max}$ ) i godzin rannych ( $T_{\min}$ ) – rycina 15.

Charakter przebiegu dobowego  $T$  zależy nie tylko od pory roku i zachmurzenia, ale także od cyrkulacji atmosferycznej (ryc. 18). W WOP najwyraźniejsze przebiegi dobowe występowały w następujących sytuacjach synoptycznych:









NW + N + NE<sub>a</sub>, E + SE<sub>a</sub> i NW + N + NE<sub>c</sub>. Przy pozostałych typach przebieg dobowy był zaburzony, gdyż  $T$  albo przez całą dobę rosła, albo malała. Było to związane z silnymi adwekcjami ciepłego (w pierwszym przypadku) i chłodnego powietrza (w drugim przypadku), przy jednoczesnym małym wzroście  $T$  w dzień w wyniku insolacji (Słońce znajduje się jeszcze bardzo nisko nad horyzontem, a podłoże pokryte jest śniegiem). Ponadto duże zachmurzenie, związane z tymi typami cyrkulacji, ograniczało także, w poważnym stopniu, dopływ promieniowania słonecznego w dzień, a ucieczkę ciepła w nocy w wyniku georadiacji.

W DP średnie przebiegi dobowe  $T$ , przy poszczególnych sytuacjach synoptycznych, mają rozkład normalny, tzn. maksima w godz. „dziennych”, a minima w godz. „nocnych” (ryc. 18). Jednakże największe amplitudy średniego przebiegu (czyli najwyraźniejsze przebiegi dobowe) występowały przy sytuacjach C<sub>a</sub> (2,5°C), NW + N + NE<sub>a</sub> (2,4°C), K<sub>a</sub> (2,1°C) i NW + N + NE<sub>c</sub> (2,0°C), a najmniejsze dla S + SW + W<sub>c</sub> (0,8°C) i E + SE<sub>a</sub> (1,2°C).

W JOP dla większości typów cyrkulacji średni przebieg dobowy ma rozkład normalny, jednakże już bardzo niewyraźny (mocno spłaszczony). Tylko dla 2 typów ma on inny charakter. Przy sytuacji C<sub>c</sub> obserwujemy spadek  $T$  w ciągu całej doby, a przy E + SE<sub>a</sub> jej wzrost. We wszystkich wymienionych porach roku wyrazistość przebiegów dobowych jest średnio większa przy typach antycyklonalnych (ryc. 18).

W NP przebiegi dobowe  $T$  w zależności od cyrkulacji są bardzo zróżnicowane. Na podstawie analizy ryciny 17A i B oraz ryciny 18 stwierdzić można w tym czasie 5 podstawowych typów przebiegów dobowych w Hornsundzie:

1) „normalny” z maksimum przypadającym w godzinach „dziennych”, a minimum w „nocnych” (występuje, gdy szczyt fali ciepłego powietrza niosącego najwyższą  $T$  przypada na godziny „dienne” i trwa krótko);

2) „odwrócony” z maksimum  $T$  przypadającym w godzinach „nocnych”, a minimum w „dziennych” (występuje, gdy szczyt fali chłodnego powietrza niosącego najniższą  $T$  przypada na godziny „dienne” i trwa krótko);

3) z tendencją wzrostu  $T$  w ciągu całej doby (adwekcja ciepła trwająca przeszło 24 godziny);

4) z tendencją spadku  $T$  w ciągu całej doby (adwekcja chłodu trwająca przeszło 24 godziny);

5) z tendencją utrzymywania się  $T$  mniej więcej na jednakowym poziomie w ciągu całej doby (adwekcja mas powietrza o stałej temperaturze utrzymująca się przez dłuższy czas lub brak adwekcji).

Posługując się średnimi pentadowymi przebiegami dobowymi  $T$  z okresu 4 miesięcy zimowych (XI – II) pięciolecia 1979 – 1983 (ryc. 17A i B) zakwalifikowano

---

Ryc. 18. Średnie przebiegi dobowe  $T$  w Hornsundzie z dni o różnych typach cyrkulacji wybranych z poszczególnych pór roku z okresu 29 X 1978 – 28 X 1983

Mean daily courses of  $T$  in Hornsund of days of various types of circulation selected from particular seasons of the year over the period 29th Oct. 1978 – 28th Oct. 1983

poszczególne przebiegi do któregoś z wyżej wyróżnionych typów. Okazało się, że najczęściej występował typ 4 (25,9%). Z niewiele mniejszą częstością zdarzały się typy 2 i 3 (po 23,3%). Znacznie rzadziej natomiast spotkać było można typ 1 (15,8%) i 5 (12,5%). Przypuszczać należy, że podobna klasyfikacja przeprowadzona na podstawie przebiegów dobowych  $T$  z poszczególnych dni da mniej więcej zbliżone wyniki. W ten sposób obliczono m. in. częstość występowania dni z „odwróconym” przebiegiem dobowym  $T$ , która była nieco mniejsza i wyniosła 18,2%. Warto w tym miejscu dodać, że zgodnie z teorią w NP powszechny powinien być typ 5. W Hornsundzie tak jednak nie jest w związku z bardzo intensywną w tym czasie działalnością cyklonalną. Należy przypuszczać, że w innych obszarach Arktyki, gdzie przeważają układy antycyklonalne, udział dni z tym typem rośnie i być może występuje najczęściej. Wszystkie pozostałe typy przebiegu dobowego  $T$  są nietypowe dla warunków polarnych. Dziwne jest zatem, że – jak do tej pory – największym zainteresowaniem cieszy się tylko jej „odwrócony” przebieg, któremu w dalszej części poświęcono także więcej uwagi. Warto przypomnieć, że H. Arctowski (1904) i R. Merecki (1906) przez pojęcie określanego przez nich okresu „dziennego”  $T$  podczas NP rozumieli zarówno dodatnie, jak i ujemne jej odchylenia w ciągu dnia od normy, tj. przebiegu wyrównanego przez cały dzień.

PRZYCZYNY WYSTĘPOWANIA „ODWRÓCONEGO” PRZEBIEGU DOBOWEGO  
TEMPERATURY POWIETRZA W CZASIE NOCY POLARNEJ

Pierwszym badaczem, który zwrócił uwagę na fakt podnoszenia się  $T$  w godzinach „nocnych” w czasie NP, był H. W. Dove. Prowadził on badania w północno-zachodniej Grenlandii na szer. geogr. 78°N w 1864 r. Zjawisko to określił mianem *Dämmerung der Wärme*, co w tłumaczeniu według R. Mereckiego (1906) oznacza „zmrok ciepła”, a według S. Baranowskiego (1968) „ciepło zmrokowe”. Wzmiankę o jego badaniach znaleźć można m. in. w „Meteorologii” J. Hanna (1901). W późniejszym czasie zjawisko to stwierdził H. Arctowski (1904) w czasie zimowania „Belgici” w okolicach Antarktydy. Korzystając z zamieszczonych w tej publikacji cogodzinnych danych  $T$  z okresu NP (od 21 V do 20 VII) R. Merecki (1906) przeanalizował je szczegółowo i stwierdził, że „odwrócony” przebieg  $T$  „dość silnie występuje tylko podczas dni jasnych” i że przyczyną jego jest zjawisko określane jako „zmrok ciepła” Dovego. Podobnego zdania, jak R. Merecki, jest również H. Mohn (1905), który w czasie norweskiej wyprawy polarnej w latach 1893 – 1896 wykrył również istnienie „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$ . W późniejszym czasie wielu badaczy stwierdzało często w obszarach polarnych obydwu półkul występowanie podczas NP wzrostu  $T$  w godzinach wieczornych lub „nocnych” i ich spadek w dziennej części doby (Simpson 1919; Kidson 1930; Sverdrup 1933; Rubinsztein 1958; Rusin 1961; Baranowski 1968 i inni). W tej ostatniej pracy znaleźć można przegląd hipotez tłumaczących to zjawisko. Uważając je za niewystarczające S. Baranowski (1968) przeprowadził próbę znalezienia związków między „odwróconym” przebiegiem dobowym  $T$  a przebiegiem ciśnienia atmosferycznego, zachmurzenia i prędkości wiatru

w Hornsundzie. Nie znalazł on jednak między tymi elementami i  $T$  żadnego wyraźnego związku. W dalszej części swojej pracy stwierdza, że być może cykliczność dobowa bilansu radiacyjnego podłoża jest szukaną przyczyną. W pewnym stopniu tę hipotezę popierają obliczone przez B. Głowickiego (1985) średnie godzinne wartości bilansu radiacyjnego w Hornsundzie za okres listopada i grudnia 1980 r. Wynika z nich, że bilans radiacyjny w godzinach „dziennych” jest średnio o  $3-4 \text{ W/m}^2$  niższy niż w godzinach „nocnych”. Ilości ciepła stracone na tej drodze w ciągu dnia są jednak dużo mniejsze od strat lub zysków ciepła związanych z adwekcjami mas powietrza. Tak więc, należy przypuszczać, że wpływ bilansu radiacyjnego na charakter przebiegu dobowego  $T$  ujawniać się może tylko w sytuacjach synoptycznych cechujących się brakiem adwekcji lub przynoszących powietrze o ustabilizowanej temperaturze przez okres całej doby. Potwierdza to, w pewnym stopniu, przeprowadzona analiza częstości występowania dni z „odwróconym” przebiegiem  $T$  przy poszczególnych sytuacjach synoptycznych (zamieszczona w końcu podrozdziału). S. Baranowski dla poparcia swojej hipotezy zwrócił uwagę na ważną rolę, jaką pełni ozon w bilansie radiacyjnym atmosfery polarnej. Gaz ten wypromieniowuje najsilniej energię w paśmie widma od  $9,4$  do  $9,6 \mu\text{m}$  leżącym bezpośrednio przy strefie maksymalnej absorpcji promieniowania dla pokrywy śnieżnej (ok.  $9,4 \mu\text{m}$ ). W konsekwencji nawet nieznaczne zmiany natężenia promieniowania ozonowego spowodowanego wahaniami  $T$ , ciśnienia czy koncentracji tego gazu w dolnej stratosferze będą natychmiast odbierane przez śnieżną powierzchnię ziemi. „Jest więc bardzo prawdopodobne – pisze S. Baranowski (1968) – że właśnie poprzez warstwę ozonową przenoszone są do strefy nocy polarnej periodyczne, dobowe zmiany temperatury ze strefy „dnia i nocy” w niższych szerokościach geograficznych”. Jeśli założymy słuszność tej hipotezy oraz tego, że ozon jest czynnikiem różnicującym bilans radiacyjny dolnej troposfery w przebiegu dobowym, to, jak wynika z wyżej przytoczonych rezultatów badań B. Głowickiego (1985), efekt cieplny ozonu jest niewielki. Zwrócenie uwagi na ozon, jako na czynnik, który może wpływać na kształtowanie się przebiegów dobowych  $T$  w NP, jest bardzo cenne. Wydaje się jednak, że większe jego znaczenie wynika z jego wpływu na cyrkulację atmosferyczną (Uranowa 1983a, b). Moim zdaniem bezpośrednią przyczyną występowania większości nietypowych przebiegów dobowych  $T$  w Hornsundzie (w tym również jego biegu „odwróconego”) jest cyrkulacja atmosferyczna. Wszystkie więc czynniki, które sterują cyrkulacją mają także wpływ pośredni na jej przebieg dobowy. Do tych czynników należy m. in. ozon i promieniowanie korpuskularne. Ł. A. Uranowa (1983b) podaje, że zgodnie z jej badaniami przed powstaniem cyklonu jednocześnie zachodzi obniżenie temperatury w średniej stratosferze i wykształcenie się minimum ogólnej zawartości ozonu, a przed powstaniem antycyklonu jednocześnie wyraźnie podwyższa się temperatura w średniej stratosferze i kształtuje się obszar maksimum ogólnej zawartości ozonu.

W podrozdziale pt. „Przebieg roczny temperatury powietrza” scharakteryzowano krótko wpływ promieniowania korpuskularnego na temperaturę i ciś-



nienie w stratosferze, troposferze oraz na cyrkulację atmosferyczną. Promieniowanie to przejawia się w aktywności geomagnetycznej; im są większe jego zmiany, tym aktywność jest większa. A. P. Nikolskij (1938) stwierdził istnienie określonych prawidłowości w przebiegu dobowym aktywności geomagnetycznej. Jego zdaniem występują dwa maksima – jedno z nich przypada na godziny ranne według GMT, a drugie na godziny wieczorne według czasu miejscowego – oraz dwa minima około południa (wyraźniejsze) i północy. Wielkość maksimum rannego nie zależy od pory roku, natomiast maksimum wieczorne ma najmniejszą wartość zimą, największą zaś latem. Wraz ze wzrostem aktywności obydwie maksima się podnoszą, z tym że maksimum wieczorne rośnie znacznie szybciej i w czasie burz magnetycznych prawie dwukrotnie przewyższa maksimum poranne. Jeżeli by założyć, że te dobowe zmiany mają wpływ na cyrkulację atmosferyczną, to można by było pokusić się o wyjaśnienie „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$  właśnie tym rozkładem dobowym aktywności. V. Bucha (1983) pisze, że spadek aktywności geomagnetycznej prowadzi do zmiany cyrkulacji strefowej w południkową. Te zmiany ruchu mas powietrza wywołują z kolei wyraźne zmiany temperatury i ciśnienia w Europie i Ameryce Północnej oraz sprzyjają nagłym wtargnięciom powietrza arktycznego przy obniżaniu promieniowania korpuskularnego i nagłym ogrzewaniom się stratosfery przy podwyższonym promieniowaniu korpuskularnym. Z powyższego oraz licznych rycin, które zamieszcza V. Bucha (1977, 1979, 1983) można stwierdzić, że na Spitsbergenie sytuacja powinna być podobna, tj. przy spadku aktywności geomagnetycznej powinien wystąpić spadek  $T$ . Ponadto powinien zmienić się także rodzaj cyrkulacji (z niżowej na wyżową) oraz kierunek napływu mas powietrza (z zachodniego na północno-zachodni i północny). Te zmiany cyrkulacji są bezpośrednią przyczyną spadków  $T$ ; są one jednak nieduże (znacznie mniejsze niż w Europie i Ameryce Pn.) i występują z niewielkim opóźnieniem po zmianie aktywności geomagnetycznej. Jest to związane z faktem, że Spitsbergen leży blisko północnej granicy owalu zórz polarnych (ang. *auroral oval*), tj. obszaru, do którego głównie dociera promieniowanie korpuskularne. Przy wzroście aktywności geomagnetycznej  $T$  na Spitsbergenie przeważnie powinna wzrastać (tj. przy cyrkulacji strefowej). Jeżeli by założyć kilkugodzinne opóźnienie reakcji cyrkulacji na zmiany dobowe aktywności geomagnetycznej, to można by postawić hipotezę, że w czasie panowania wysokiej aktywności geomagnetycznej występujący duży wzrost maksimum wieczornego może wywołać wzrost  $T$  w godzinach „nocnych”. Trudno jednak przewidzieć wielkość tego ocieplenia. Natomiast w czasie niskiej aktywności geomagnetycznej, kiedy jej zróżnicowanie dobowe znacznie spada, przebieg dobowy  $T$  jest również wyrównany. Oczywiście należałoby wyjaśnić, że te zmiany cyrkulacji musiałyby mieć charakter lokalny, gdyż nierealne byłoby zakładanie, że małe zmiany aktywności geomagnetycznej w ciągu doby mogą zmienić typ cyrkulacji atmosferycznej na większym obszarze. Zagadnieniu powyższemu należałoby w przyszłości poświęcić więcej uwagi.

W Hornsundzie, jak już wyżej wzmiankowano, stwierdzono występowanie „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$ . Jak wynika z rycin 17A i B, najczęściej

występuje on w grudniu, lutym i listopadzie. Podobne wyniki uzyskał także S. Baranowski (1968) dla NP 1957/1958. Przeprowadzona natomiast klasyfikacja na podstawie przebiegów dobowych  $T$  z poszczególnych dni — a więc bardziej wiarygodna — wykazała, że najczęściej „odwrócony” przebieg występuje w grudniu (25,3%) i styczniu (17,4%), a najrzadziej w lutym (15,6%) i listopadzie (14,4%). Z tego porównania wynika wniosek, że korzystanie z przebiegów uśrednionych nie jest w tym przypadku wskazane, gdyż przedstawiają one rzeczywiste warunki w sposób mniej lub bardziej zmieniony. „Odwrócony” przebieg dobowy  $T$  jest najwyraźniejszy w dniach pogodnych. Wraz ze wzrostem zachmurzenia z reguły zanika (ryc. 15).

Jak wynika z ryciny 18, „odwrócony” przebieg dobowy  $T$ , według wartości średnich przebiegów dobowych, jest najwyraźniejszy przy sytuacjach  $NW + N + NE_a$  i  $NW + N + NE_c$ . Dla pozostałych typów cyrkulacji nie stwierdza się go. Sytuacja wygląda zupełnie inaczej, jeśli weźmiemy pod uwagę przebiegi dobowe nieuśrednione  $T$ , tj. z poszczególnych dni. Przejrzałem i wynotowałem wszystkie przypadki wystąpienia „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$  w okresie XI—II 1978—1983. Było ich w sumie 120, tj. 18,2% wszystkich dni w tym okresie. Stwierdziłem, że zdarzały się one przy wszystkich sytuacjach synoptycznych (z wyjątkiem  $C_a$ , która jednak w tym okresie występowała bardzo rzadko, tylko 5 razy). Najczęściej jednak występowały one przy sytuacjach  $NW + N + NE_c$  (29,1%),  $E + SE_c$  (20,8%) i  $S + SW + W_c$  (12,5%), a najrzadziej — oprócz wspomnianej sytuacji  $C_a$  — przy typach  $S + SW + W_a$  (2,5%),  $B_c$  (3,3%) i  $E + SE_a$  (4,2%). Większość przypadków z „odwróconym” biegiem dobowym  $T$  (75%) wystąpiło podczas sytuacji cyklonalnych. Należy jednak podkreślić, że częstość występowania tych przebiegów przy danym typie ściśle wiąże się z częstością jego zdarzania się w tym okresie. Im jest ona większa, tym rosną również szanse wystąpienia przebiegu „odwróconego”. Tak też było m. in. w przypadku 3 typów o największej częstości występowania przebiegów „odwróconych”. Ich frekwencje w tym czasie wyniosły odpowiednio: 22,2, 23,0 i 12,1%. Znacznie lepszym miernikiem jest prawdopodobieństwo wystąpienia dni z „odwróconym” przebiegiem przy danym typie cyrkulacji obliczone w stosunku do wszystkich dni, w którym on w danym okresie wystąpił. Okazało się, że z największym prawdopodobieństwem (jednak bardzo niskim) „odwrócony” przebieg dobowy  $T$  występował w następujących sytuacjach  $K_a$  (0,26),  $NW + N + NE_a$  (0,22) i  $NW + N + NE_c$  (0,22), a z najmniejszym przy sytuacjach  $B_c$  (0,12) i  $E + SE_a$  (0,15). Z powyższego należy wnioskować, że nieznacznie korzystniejsze warunki do występowania „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$  stwarzają sytuacje synoptyczne antycyklonalne. Tak więc w regionach polarnych, w których te sytuacje przeważają, należy spodziewać się częstszego występowania tych przebiegów. W Hornsundzie natomiast, gdzie ich udział w badanych miesiącach był niewielki, występowały one rzadko. Ponadto powstanie ich w tym obszarze jest związane z nieokresowymi zmianami  $T$  warunkowanymi z kolei działalnością cyklonalną. Istnieje dość duże prawdopodobieństwo, że w obszarach polarnych objętych najczęściej układami wyżowymi jest inna geniza powstawania przebiegów „od-

wróconych” i być może, w większym stopniu, wiąże się z dobową cyklicznością bilansu radiacyjnego.

Rozkład częstości występowania temperatur ekstremalnych w Hornsundzie wskazuje także na „odwrócony” przebieg dobowy  $T_{\max}$  w krańcowych godzinach doby, tj. od 23 – 1 zdarzały się częściej niż  $T_{\min}$ . Średnio w badanych pięciu NP wystąpiły one odpowiednio w 52,6 i 48,6 przypadkach. W ciągu dnia w przedziale od 11 – 18 godz. maksimum  $T$  wystąpiło średnio 17,6 razy, podczas gdy minimum 22 razy, w porównaniu z NP 1957/1958, dla której takie same obliczenia przeprowadził S. Baranowski (1968), zauważyć można wzrost częstości występowania  $T_{\min}$  w tych okresach doby, natomiast nie uległa istotnym zmianom częstość występowania  $T_{\max}$ .



## STOSUNKI WILGOTNOŚCIOWE W HORNSUNDZIE

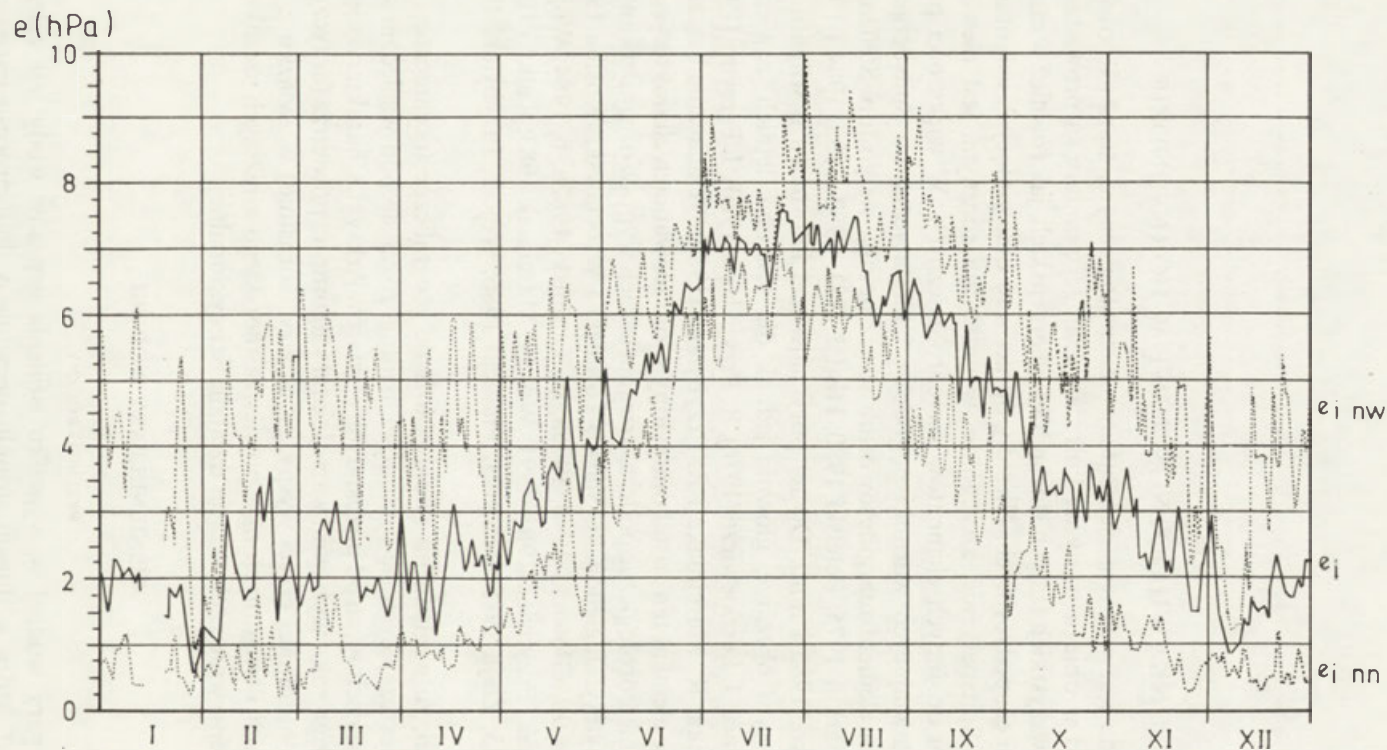
Para wodna jest ważnym elementem meteorologicznym, stanowi bowiem istotne ogniwo w obiegu wody na kuli ziemskiej. Jej pomiary są prowadzone regularnie na wszystkich stałych stacjach spitsbergeńskich, jak również w czasie trwania badań ekspedycyjnych. Niestety opracowań omawiających wilgotność powietrza na Spitsbergenie, szczególnie w przebiegu rocznym, jest niewiele, w porównaniu do innych elementów meteorologicznych. W większości publikacji przedstawiających warunki pogodowe i klimatyczne na Spitsbergenie traktuje się ten element marginesowo lub wręcz pomija się go (np. Steffensen 1969, 1982; Markin 1975; Petelski 1980; Hisdal 1981, 1982, 1983, 1984 i 1985; Rodzik, Stepko, 1985 i inni). Do tej pory najwięcej informacji o wilgotności powietrza na tym obszarze, głównie jednak dla sezonów letnich, zawierają następujące prace: J. Leszkiewicza (1976), R. Przybyłaka (1980), J. Pereymy (1983) oraz G. Wójcika, K. Marciniaka i R. Przybyłaka (1983). W znacznie uszczuplonym zakresie element ten został omówiony w opracowaniach charakteryzujących warunki meteorologiczne podczas trwania letnich wypraw organizowanych przez uniwersytety: Jagielloński, Śląski, Toruński i Wrocławski (Kosiba 1958, 1960; Baranowski, Głowicki 1974, 1975a, b; Kamiński 1982a, b, 1984; Wójcik 1982; Marciniak, Przybylak 1983, 1991; Wójcik, Marciniak 1983; Kalicki 1985; Suchanek 1985; Ziaja 1985; Pereyma, Piasecki 1986; Wójcik, Przybylak, 1991 i inni).

Spitsbergen, ze względu na swoje położenie geograficzne (oceaniczne i na szlaku przemieszczających się cyklonów), istotnie różni się pod względem stosunków wilgotnościowych od pozostałych obszarów Arktyki. Charakteryzuje się on w ciągu całego roku wyższymi wartościami wilgotności powietrza (dotyczy to szczególnie południowej części wyspy, gdzie leży Hornsund) w związku z wpływem ciepłych i wilgotnych mas powietrza morskiego z niższych szerokości w ramach intensywnie zachodzącej działalności cyklonalnej.

### CIŚNIENIE PARY WODNEJ

#### PRZEBIEG ROCZNY

Ciśnienie pary wodnej w wypadku istnienia zapasów wody jest zależne od wielkości  $T$ , która w dużym stopniu decyduje o skali procesu parowania i o maksymalnej zawartości pary wodnej w jednostce objętości. W rezultacie



Ryc. 19. Zakres wahań  $e_i$  w Hornsundzie w przebiegu rocznym, 1979–1983

Range of fluctuations of  $e_i$  in Hornsund in the annual course, 1979–1983

wykresy przedstawiające przebiegi  $e$  w znacznym stopniu naśladują analogiczne wykresy  $T$  (por. ryc. 19 i 7).

Stosownie do niskich  $T$  panujących na Spitsbergenie wielkości  $e$  są również małe (średnia pięcioletnia jego wartość wyniosła 3,7 hPa). Najwyższe pięcioletnie średnie dobowe jego wartości występowały w lipcu i pierwszej połowie sierpnia, przekraczając 7 hPa (ryc. 19). Średnio najwyższą wartość (7,8 hPa) stwierdzono 26 lipca. Najniższe średnie  $e$  ( $< 2$  hPa) zdarzały się w grudniu i styczniu, a szczególnie niskie były w pierwszej dekadzie grudnia oraz na przełomie stycznia i lutego, kiedy spadły nawet poniżej 1 hPa. Najniższą średnią pięcioletnią  $e_i$  (0,6 hPa) stwierdzono 28 stycznia. W okresie 1979–1983 najwyższa  $e_i$  (9,9 hPa) wystąpiła 2 VIII 1981 r. i wiązała się z bardzo długotrwałym (prawie 2 tygodnie) napływem ciepłego i wilgotnego powietrza z sektora S, a najniższa (0,3 hPa) 17 XII 1982 r. i była wynikiem adwekcji niezwykle suchego powietrza z kontynentu azjatyckiego. Ciśnienie pary wodnej średnio najwyższe było w lipcu (7,1 hPa) i sierpniu (6,8 hPa), czyli w dwóch najcieplejszych miesiącach roku, a najniższe w grudniu i styczniu (po 1,7 hPa), czyli w dwóch najchłodniejszych miesiącach (tab. 14). Występuje zatem wyraźna asymetria w przebiegu rocznym. Znacznie wyższe  $e_i$  były spotykane w drugiej połowie roku, głównie w związku z także wyższą w tym czasie  $T$ , większym udziałem sytuacji cyklonalnych, mniejszym zasięgiem lodów morskich i krótszym okresem pokrycia podłoża

Tabela 14

Średnie miesięczne i roczne wartości wybranych parametrów wilgotnościowych:  $f$  (w %),  $e$  i  $\Delta e$  (w hPa) w Hornsundzie w latach 1979–1983

Parametr	Lata	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
$f$	1979	69	75	73	74	76	83	81	84	84	76	75	72	77
	1980	72	79	74	76	76	78	86	87	84	71	68	66	76
	1981	66	80	68	73	76	82	91	87	86	73	77	68	77
	1982	71 <sup>a</sup>	78	82	82	78	84	90	87	75	79	76	80	80
	1983	76	72	77	74	81	80	86	86	82	74	66	68	77
	1979–1983	71	77	75	76	77	81	87	86	82	75	72	71	78
$e$	1979	1,4	1,7	1,6	1,5	2,6	5,1	7,0	6,7	5,6	4,0	3,3	2,3	3,6
	1980	2,1	2,3	2,1	2,8	3,8	5,6	7,3	7,0	6,0	3,1	1,7	1,2	3,8
	1981	1,1	2,6	1,3	1,8	3,6	5,2	7,3	7,4	6,2	3,9	3,3	1,6	3,8
	1982	1,1 <sup>a</sup>	2,0	3,4	2,6	3,5	5,3	6,7	6,4	4,0	3,8	2,8	2,1	3,6
	1983	2,6	1,7	2,7	2,2	3,9	5,3	7,1	6,7	5,8	3,6	1,5	1,2	3,7
	1979–1983	1,7	2,1	2,2	2,2	3,5	5,3	7,1	6,8	5,5	3,7	2,5	1,7	3,7
$\Delta e$	1979	0,5	0,3	0,5	0,5	0,8	1,0	1,8	1,3	1,1	1,0	1,0	0,7	0,9
	1980	0,5	0,4	0,6	0,7	1,1	1,7	1,2	1,1	1,1	1,1	0,6	0,5	0,9
	1981	0,4	0,6	0,4	0,6	1,0	1,1	0,7	1,1	0,9	1,3	0,8	0,5	0,8
	1982	0,4 <sup>a</sup>	0,5	0,6	0,5	0,9	1,0	0,8	1,0	1,4	0,8	0,8	0,5	0,8
	1983	0,7	0,5	0,7	0,7	0,8	1,2	1,2	1,1	1,2	1,0	0,7	0,5	0,9
	1979–1983	0,5	0,5	0,6	0,6	0,9	1,2	1,1	1,1	1,1	1,0	0,8	0,5	0,8

<sup>a</sup> Średnie obliczone bez dni 14–19.



śniegiem (np. średnia wartość  $e_i$  dla jesieni wyniosła 3,9 hPa, a dla wiosny 2,6 hPa).

Największe wahania  $e_i$  z dnia na dzień występowały w chłodnej porze roku. Były one wynikiem zmiennego oddziaływania cyrkulacji atmosferycznej, przynoszącej w zależności od kierunku adwekcji masy powietrza o zróżnicowanej wilgotności i temperaturze. W lecie, zwłaszcza podczas pogody słonecznej, znacznie rośnie udział dopływu pary wodnej w wyniku parowania, który obok cyrkulacji decyduje także o wahaniami  $e_i$ . Były one jednak w tym czasie najmniejsze. Potwierdzają to także obliczone odchylenia standardowe, które wyniosły dla jesieni (1,95 hPa), zimy (1,41 hPa), wiosny (1,51 hPa) i lata (1,24 hPa) – tabela 15.

Tabela 15

Sezonowe wielkości odchyżeń standardowych  $f_i$  (w %),  $e_i$  i  $\Delta e_i$  (w hPa) w dniach o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie w okresie 1979–1983

Rodzaj pogody	Wiosna			Lato			Jesień			Zima		
	$f_i$	$e_i$	$\Delta e_i$	$f_i$	$e_i$	$\Delta e_i$	$f_i$	$e_i$	$\Delta e_i$	$f_i$	$e_i$	$\Delta e_i$
Pogodna $C < 2$	9,98	0,88	0,39	13,19	1,41	1,43	10,24	1,06	0,38	10,73	0,38	0,21
Chmurna $2 \leq C \leq 8$	8,49	1,14	0,29	9,48	1,38	0,72	10,02	1,56	0,43	9,37	0,96	0,26
Pochmurna $C > 8$	7,88	1,44	0,22	8,05	1,12	0,63	8,78	1,58	0,46	8,61	1,51	0,25
Ogółem	10,27	1,51	0,35	9,69	1,24	0,76	11,33	1,95	0,44	11,38	1,41	0,26

Wielkość zachmurzenia, które na Spitsbergenie wiąże się głównie z intensywną działalnością cyklonalną (szczególnie w chłodnej porze roku) oraz w mniejszym stopniu i tylko w ciepłej porze roku z lokalnymi prądami konwekcyjnymi, poprzez swój wpływ na  $T$  różnicuje wielkości  $e$  (tab. 16, ryc. 20 i 21). Jak wynika z ryciny 20, najwyższe jego wartości przez cały niemal rok występowały przy dużym, a najniższe przy małym zachmurzeniu (podobnie jak w przypadku  $T$ , lecz z wyłączeniem lata). Największe jego średnie różnice obliczono dla miesięcy X–IV z maksimum w październiku i listopadzie (po 2,6 hPa), a najmniejsze w lipcu i sierpniu (ok. 1 hPa). Najbardziej zbliżone wielkości  $e$  do ich wartości średnich były notowane w dniach chmurnych (w okresie XI–V), a w dniach pochmurnych (w okresie VI–X). Stan ten został wywołany rozkładem w ciągu roku dni z określonym zachmurzeniem. Dni pochmurne najczęściej występowały w ciepłej porze roku, stąd głównie one w tym czasie decydowały o wartości średniej  $e$ . Średnie anomalie  $e_i$  (różnice w stosunku do średniej pięcioletniej) zimą wyniosły dla dni pogodnych – 1,2, chmurnych – 0,4 i pochmurnych 1,0 hPa. Latem były one równe –0,6, –0,4 i 0,2 hPa odpowiednio (tab. 16). Z powyższego należy wyciągnąć wnioski:

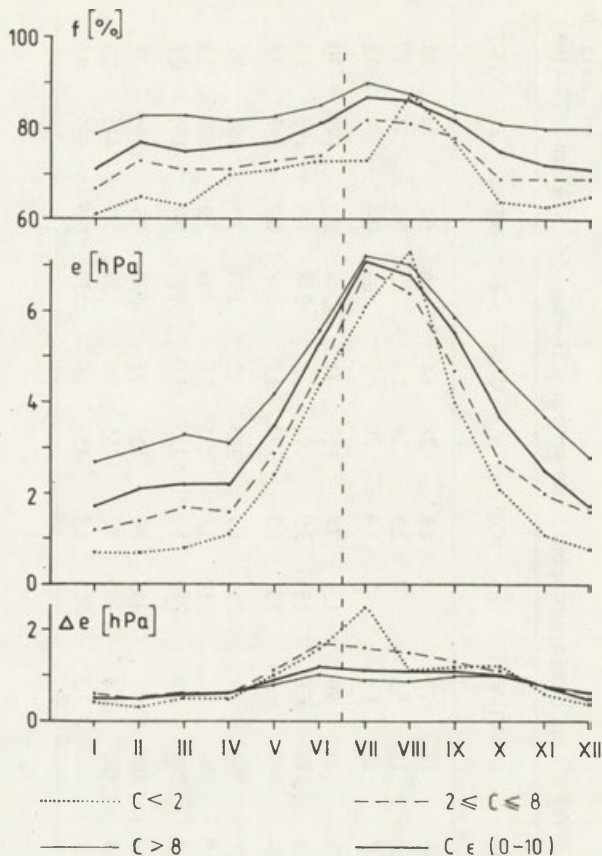
1) w chłodnej porze roku  $e$  jest wyższe przy dużym zachmurzeniu, dlatego że duże zachmurzenie towarzyszy najczęściej masom powietrza ciepłego i wilgot-

Tabela 16

Średnie sezonowe wartości wilgotności powietrza:  $f$  (%),  $e$  (hPa) i  $\Delta e$  (hPa) z dni o różnym stopniu zachmurzenia w Hornsundzie z okresu 1979–1983

Rodzaj pogody	Element	$n$	WOP	$n$	III–V	$n$	DP	$n$	VI–VIII	$n$	JOP	$n$	IX–XI	$n$	NP	$n$	XII–II
Pogodna $C < 2$	$f$	42	65	56	68	32	74	12	77	7	64	28	64	86	64	74	64
	$e$	42	0,8	56	1,3	32	3,6	12	5,8	7	2,8	28	1,6	86	0,8	74	0,7
	$\Delta e$	42	0,4	56	0,6	32	1,2	12	1,9	7	1,4	28	0,8	86	0,4	74	0,4
Chmurna $2 \leq C \leq 8$	$f$	146	71	199	72	191	77	140	79	131	74	192	71	248	70	193	70
	$e$	146	1,6	199	2,1	191	4,8	140	6,0	131	3,9	192	2,9	248	1,7	193	1,5
	$\Delta e$	146	0,6	199	0,8	191	1,4	140	1,6	131	1,3	192	1,0	248	0,7	193	0,6
Pochmurna $C > 8$	$f$	160	83	205	82	338	87	294	88	217	84	235	82	193	80	164	81
	$e$	160	3,2	205	3,5	338	6,0	294	6,6	217	5,6	235	5,0	193	3,2	164	2,9
	$\Delta e$	160	0,6	205	0,7	338	0,9	294	0,9	217	1,0	235	1,0	193	0,7	164	0,6
Ogółem	$f$	351	76	460	76	575	83	460	85	355	80	455	77	539	73	445	73
	$e$	351	2,2	460	2,6	575	5,4	460	6,4	355	5,0	455	3,9	539	2,1	445	1,9
	$\Delta e$	351	0,6	460	0,7	575	1,1	460	1,2	355	1,1	455	1,0	539	0,6	445	0,5

 $n$  – liczba dni z danym rodzajem pogody.



Ryc. 20. Średni przebieg roczny  $f$ ,  $e$  i  $\Delta e$  w Hornsundzie z dni o różnym stopniu zachmurzenia z okresu XI 1978 – XII 1983

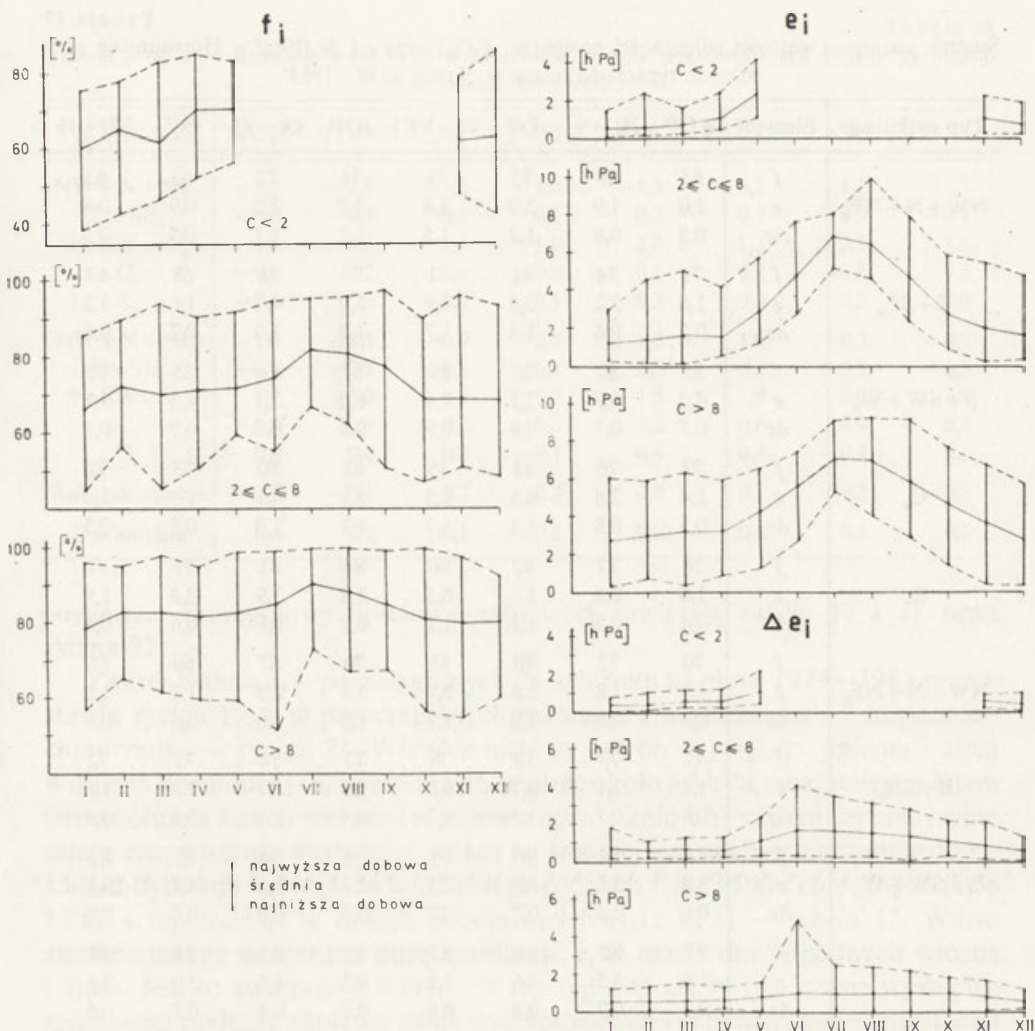
Mean annual course of  $f$ ,  $e$  and  $\Delta e$  in Hornsund of days of various degree of cloudiness in the period Nov. 1978 – Dec. 1983

nego napływającego z sektora S (ryc. 9 i 22); wzrostowi  $e$  dodatkowo sprzyja także zmniejszenie się spadku  $T$  w wyniku zmniejszonej georadiacji;

2) średnio wyższe  $e$  w dniach pochmurnych w ciepłej porze roku (mimo niższych, lecz niedużo  $T$ ) należy wiązać z cyrkulacją atmosferyczną, której efekt jest większy niż ten uzyskany wskutek zwiększonego dopływu pary wodnej w wyniku intensyfikacji parowania wywołanego wzrostem  $T$ ; pewną rolę pomniejszającą efekt parowania spełnia lokalnie zachodząca konwekcja wynosząca parę wodną do wyższych warstw troposfery.

Szczegółowe informacje na temat wpływu cyrkulacji atmosferycznej na  $e$ , o którym już wcześniej wzmiankowano, przedstawiają tabela 17 i rycina 22, które określają średnie warunki wilgotności powietrza przy poszczególnych sytuacjach synoptycznych w przebiegu rocznym według miesięcy i sezonów. Porównanie tych wykresów z analogicznymi wykresami  $T$  (ryc. 9 i 22) oraz dodatkowo ich





Ryc. 21. Zakres wahań  $f_i$ ,  $e_i$  i  $\Delta e_i$  w Hornsundzie w przebiegu rocznym w dniach o różnym stopniu zachmurzenia wybranych z okresu XI 1978 – XII 1983

Range of fluctuations of  $f_i$ ,  $e_i$  and  $\Delta e_i$  in Hornsund in the annual course from days of a various degree of cloudiness selected from the period Nov. 1978 – Dec. 1983

anomalii w stosunku do odpowiednich wartości pięcioletnich (tab. 8 i 18) potwierdza znaną regułę ścisłej zależności  $e$  od  $T$ . Wynika stąd, że większość uwag zamieszczonych w trakcie analizy warunków termicznych powietrza przynoszonych przez poszczególne sytuacje synoptyczne odnosi się również do  $e$ . Nie ma potrzeby zatem przedstawiać tutaj szczegółowej analizy zachowania się  $e$  w zależności od cyrkulacji atmosferycznej. Dla jasności należy jednak podać, iż najchłodniejsze typy cyrkulacji (NW + N + NE<sub>a</sub> i NW + N + NE<sub>c</sub>) przynosiły najsuchsze, a najcieplejsze z kolei (S + SW + W<sub>a</sub> i S + SW + W<sub>c</sub>) najwilgotniejsze

Średnie sezonowe wartości wilgotności powietrza:  $f$  (%) oraz  $e$  i  $\Delta e$  (hPa) w Hornsundzie przy różnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983<sup>a</sup>

Typ cyrkulacji	Element	WOP	III–V	DP	VI–VIII	JOP	IX–XI	NP	XII–II
NW + N + NE <sub>a</sub>	$f$	65	69	75	78	74	72	63	63
	$e$	1,0	1,9	3,9	5,4	3,7	3,2	0,9	0,8
	$\Delta e$	0,5	0,8	1,2	1,5	1,2	1,1	0,5	0,5
E + SE <sub>a</sub>	$f$	71	74	81	81	80	78	68	67
	$e$	1,6	2,2	5,6	6,9	5,2	4,4	1,6	1,2
	$\Delta e$	0,5	0,6	1,4	1,7	1,2	1,0	0,7	0,6
S + SW + W <sub>a</sub>	$f$	85	87	89	89	87	86	85	85
	$e$	4,0	4,9	7,1	7,4	6,0	5,2	4,2	3,7
	$\Delta e$	0,7	0,7	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6
C <sub>a</sub>	$f$	72	76	81	85	81	80	73	72
	$e$	1,4	2,8	4,8	6,5	5,1	4,1	1,5	1,4
	$\Delta e$	0,5	0,8	1,1	1,3	1,1	1,0	0,5	0,5
K <sub>a</sub>	$f$	76	77	82	86	84	81	77	77
	$e$	1,6	2,8	5,2	6,5	5,3	3,9	2,3	1,9
	$\Delta e$	0,4	0,8	1,1	1,1	0,9	0,8	0,6	0,4
NW + N + NE <sub>c</sub>	$f$	70	72	80	81	70	67	66	66
	$e$	1,1	1,8	5,8	5,7	3,4	2,3	1,8	1,0
	$\Delta e$	0,4	0,6	1,2	1,3	1,2	1,0	0,6	0,5
E + SE <sub>c</sub>	$f$	72	73	78	78	77	74	71	72
	$e$	1,8	2,1	4,7	6,0	5,0	3,7	1,8	1,6
	$\Delta e$	0,6	0,7	1,3	1,7	1,4	1,1	0,7	0,6
S + SW + W <sub>c</sub>	$f$	85	84	90	91	86	86	85	85
	$e$	3,9	3,8	6,7	7,1	6,3	5,8	4,1	3,8
	$\Delta e$	0,6	0,6	0,7	0,7	0,9	0,9	0,7	0,6
C <sub>c</sub>	$f$	77	82	86	87	83	83	78	74
	$e$	1,8	3,5	5,6	6,1	5,2	4,5	3,0	2,1
	$\Delta e$	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9	0,8	0,7	0,6
B <sub>c</sub>	$f$	80	78	85	86	85	81	75	77
	$e$	2,6	2,6	6,2	6,3	5,4	4,3	1,9	2,1
	$\Delta e$	0,5	0,6	1,0	1,0	0,9	0,9	0,5	0,5
Antycyklonalne	$f$	72	74	81	84	81	78	72	71
	$e$	1,7	2,5	5,2	6,6	5,0	4,0	1,9	1,6
	$\Delta e$	0,5	0,7	1,1	1,3	1,0	0,9	0,6	0,5
Cyklonalne	$f$	77	78	84	85	79	76	73	73
	$e$	2,6	2,8	5,7	6,3	5,0	3,9	2,2	2,0
	$\Delta e$	0,6	0,6	1,9	1,1	1,2	1,0	0,6	0,5

<sup>a</sup> Liczebność dni z danym typem cyrkulacji w badanym okresie, które wzięto do obliczeń powyższych średnich, podano w tabeli 7.

Tabela 18

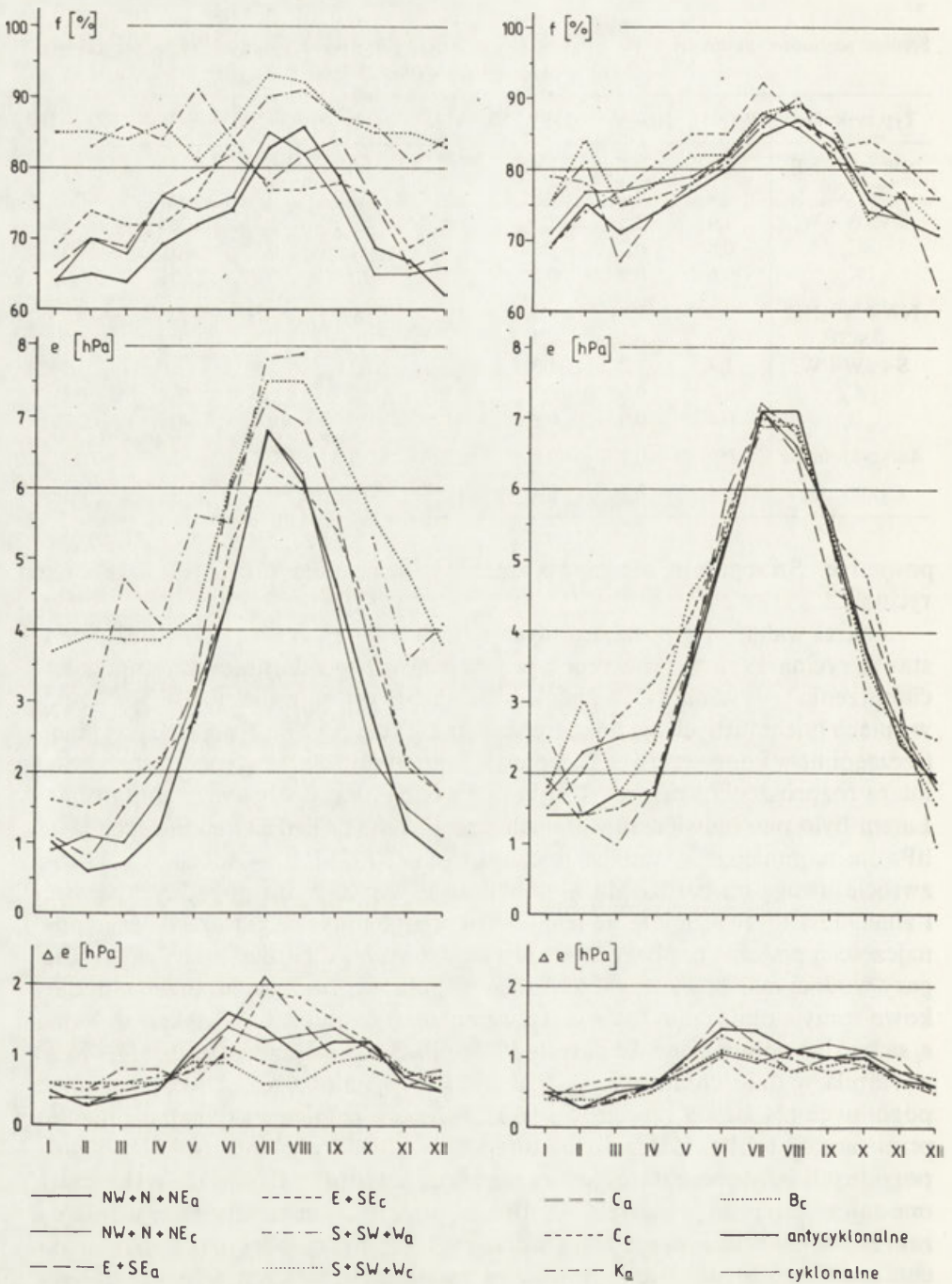
Średnie sezonowe anomalie  $e$  (w hPa) w Hornsundzie przy poszczególnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983

Typ cyrkulacji	WOP	III–V	DP	VI–VIII	JOP	IX–XI	NP	XII–II
NW + N + NE <sub>a</sub>	-1,2	-0,7	-1,5	-1,0	-1,3	-0,7	-1,2	-1,1
E + SE <sub>a</sub>	-0,6	-0,4	0,2	0,5	0,2	0,5	-0,5	-0,7
S + SW + W <sub>a</sub>	1,8	2,3	1,7	1,0	1,0	1,3	2,1	1,8
C <sub>a</sub>	-0,8	0,2	-0,6	0,1	0,1	0,2	-0,6	-0,5
K <sub>a</sub>	-0,6	0,2	-0,2	0,1	0,3	0,0	0,2	0,0
NW + N + NE <sub>c</sub>	-1,1	-0,8	-0,4	-0,7	-1,6	-1,6	-0,3	-0,9
E + SE <sub>c</sub>	-0,4	-0,5	-0,7	0,4	0,0	-0,2	-0,3	-0,3
S + SW + W <sub>c</sub>	1,7	1,2	1,3	0,7	1,3	1,9	2,0	1,9
C <sub>c</sub>	-0,4	0,9	0,2	-0,3	0,2	0,6	0,9	0,2
B <sub>c</sub>	0,4	0,0	0,8	-0,1	0,4	0,4	-0,2	0,2
Antycyklonalne	-0,5	-0,1	-0,2	0,2	0,0	0,1	-0,2	-0,3
Cyklonalne	0,4	0,2	0,3	-0,1	0,0	0,0	0,1	0,1

powietrze. Szczegółowe ilościowe zależności zawierają tabele 17 i 18 oraz rycina 22.

Zakres wahań  $e_i$  w poszczególnych dniach roku za okres 1979–1983 przedstawia rycina 19, a w poszczególnych miesiącach w zależności od stopnia zachmurzenia – rycina 21. Widać z nich, że był on największy jesienią i zimą w dniach pochmurnych, wynosząc przeciętnie około 5,5 hPa, a najmniejszy latem (szczególnie w końcu czerwca i w połowie lipca) około 2 hPa. Bardziej precyzyjną miarą rozproszenia wartości  $e_i$  wokół jej średniej jest odchylenie standardowe. Latem było ono największe w dniach pogodnych (1,41 hPa) i chmurnych (1,38 hPa), a najmniejsze w dniach pochmurnych (1,12 hPa) – tabela 15. Warto zwrócić uwagę na bardzo dużą stabilność  $e_i$  w czasie dni pogodnych wiosną i zimą. Jest to związane z faktem, iż ten typ pogody w tym czasie występuje najczęściej podczas napływu silnie wychłodzonych i o bardzo małej zawartości pary wodnej mas powietrza arktycznego z północy. Brak zachmurzenia dodatkowo sprzyja obniżeniu  $T$  w wyniku wzmoczonej georadiacji. W efekcie wahania  $e_i$  są bardzo ograniczone. W okresie 1979–1983 najwyższa wartość  $e$  (11,1 hPa) wystąpiła w dniu chmurnym (2 VIII 1981 r.), a najniższa (0,1 hPa) w dniach pogodnych (24 I 1979 r. oraz 15 i 16 I 1981 r.). W zimie maksymalne  $e$  rzadko przekraczały 6 hPa. Zdarzało się to tylko w dniach pochmurnych. W dniach pogodnych były one natomiast zawsze niższe od 3 hPa. Latem nie wykroczyły one najczęściej poza przedział 6–8 hPa. W zimie minima  $e$  miały niezwykle mały zakres wahań (nieznacznie przekraczający 1 hPa) przy pogodzie z małym zachmurzeniem. Średnio ich wartości w miesiącach zimowych były najniższe i w dniach pogodnych wahały się około 0,5 hPa, w dniach chmurnych około 1 hPa, a pochmurnych około 2 hPa. Najwyższe były one natomiast w lipcu i sierpniu (ok. 6 hPa), kiedy ich zróżnicowanie w zależności od stopnia zachmurzenia znacznie zmalało, podobnie jak  $e_i$ .





Ryc. 22. Średni przebieg roczny  $f$ ,  $e$  i  $\Delta e$  w Hornsundzie z dni o różnych typach cyrkulacji z okresu XI 1978 – XII 1983

Mean annual course of  $f$ ,  $e$  and  $\Delta e$  in Hornsund of days of various types of circulation from Nov. 1978 – Dec. 1983

Tabela 19

Sezonowe wielkości odchylen standardowych średnich dobowych wartości wilgotności względnej (w %), ciśnienia pary wodnej i niedosytu wilgotności (w hPa) w Hornsundzie przy różnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983

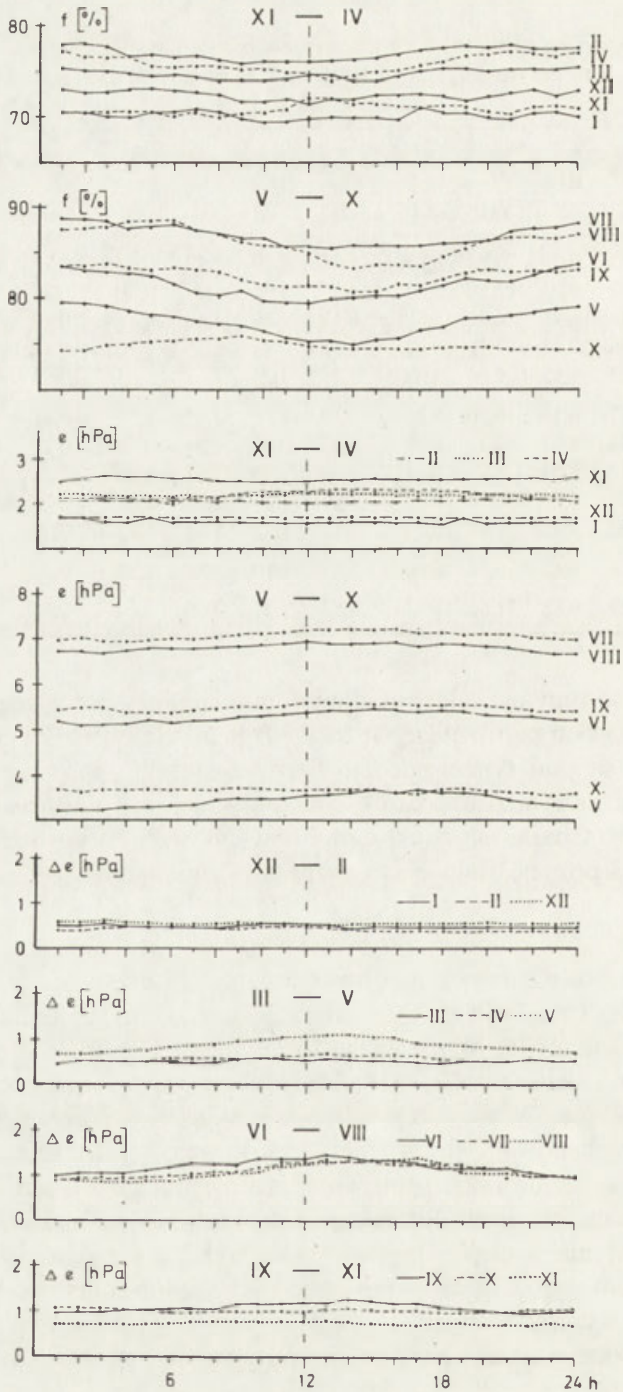
Typ cyrkulacji	Wilgotność względna				Ciśnienie pary wodnej				Niedosyt wilgotności			
	XII–	III–	VI–	IX–	XII–	III–	VI–	IX–	XII–	III–	VI–	IX–
	II	V	VIII	XI	II	V	VIII	XI	II	V	VIII	XI
NW + N + NE <sub>a</sub>	8,90	9,55	10,94	8,83	1,23	1,30	1,47	0,44	0,41	0,67	0,47	0,22
E + SE <sub>a</sub>	11,05	9,03	11,58	6,87	1,35	0,91	1,97	0,70	0,26	1,01	0,46	0,27
S + SW + W <sub>a</sub>	4,27	6,91	6,06	5,18	0,82	1,20	1,15	1,21	0,19	0,60	0,39	0,21
C <sub>a</sub>	10,66	12,45	7,92	10,30	1,32	0,88	1,20	0,70	0,38	1,28	0,33	0,16
K <sub>a</sub>	8,22	8,55	9,04	8,60	1,46	1,01	1,67	1,33	0,41	0,70	0,31	0,25
NW + N + NE <sub>c</sub>	10,17	10,56	10,30	11,25	1,22	1,26	1,33	0,75	0,41	0,69	0,43	0,24
E + SE <sub>c</sub>	9,64	8,83	9,23	8,68	1,12	0,90	1,91	0,98	0,29	0,74	0,48	0,28
S + SW + W <sub>c</sub>	7,47	6,72	8,84	6,44	1,38	1,03	1,51	1,40	0,28	0,50	0,52	0,28
C <sub>c</sub>	7,44	8,41	6,78	9,80	1,39	1,16	1,45	1,09	0,28	0,56	0,31	0,25
B <sub>c</sub>	10,50	9,48	9,07	10,77	1,82	1,32	1,71	1,43	0,22	0,63	0,38	0,19
Antycyklonalne	10,18	9,48	10,76	10,90	1,48	1,19	1,75	1,28	0,37	0,85	0,42	0,24
Cyklonalne	10,20	9,88	11,66	11,55	1,55	1,27	2,03	1,46	0,30	0,69	0,46	0,27

Poszczególne typy cyrkulacji w danym miesiącu czy porze roku przynoszą często masy powietrza różniące się pod względem zawartości pary wodnej. Niektóre typy są pod tym względem bardziej stabilne, inne mniej (tab. 19). Najtrudniej jest przewidzieć, jaką ilość pary wodnej przyniosą masy powietrza przy sytuacji B<sub>c</sub>. Charakteryzuje się ona bowiem przez cały rok, poza jesienią, kiedy zajmuje 3 pozycję, największą przeciętną zmiennością  $e_1$ .

#### PRZEBIEG DOBOWY

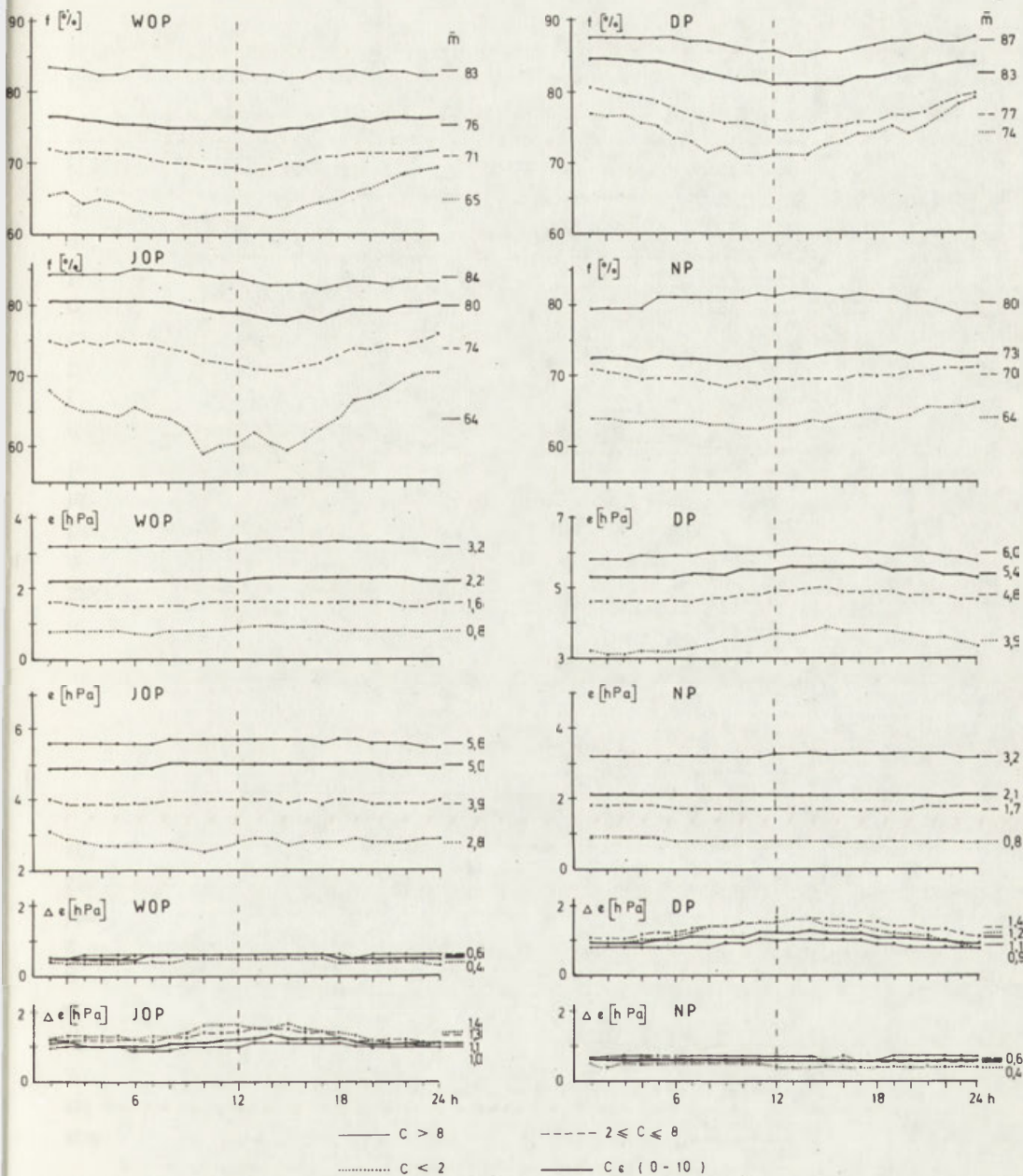
Przebiegi dobowe  $e$  nawiązują dobrze do analogicznych przebiegów  $T$  (por. ryc. 16 z 23, ryc. 15 z 24 i ryc. 18 z 25), podobnie jak to stwierdził dla lata na Islandii G. Wójcik (1976). W przebiegu rocznym widać jednak, iż bardziej były one podobne do siebie w NP i DP, kiedy  $T$  wahały się mniej więcej na jednakowym poziomie. W okresach natomiast stałego wzrostu  $T$  (WOP) i jej spadku (JOP) występowała większa niezgodność tych dwóch elementów. Dla NP można zatem wyróżnić takie same typy przebiegów dobowych  $e$ , jak dla  $T$ . Średnie miesięczne przebiegi dobowe  $e$  są w okresie całego roku silnie wyrównane, będąc jedynie w cieplej połowie roku lekko uwypuklonymi wykazując jedno maksimum w godzinach popołudniowych i jedno minimum w godzinach „nocnych” lub wczesnorannych (ryc. 23). W przebiegu dobowym zaznacza się asymetria, większe wartości  $e$  występują po południu, a mniejsze przed południem.

Na wyrazistość przebiegu dobowego  $e$  wpływa także wielkość zachmurzenia. Średnio rośnie ona wraz ze spadkiem zachmurzenia. Jest to przede wszystkim dobrze widoczne w DP i w JOP, kiedy o warunkach termiczno-wilgotno-



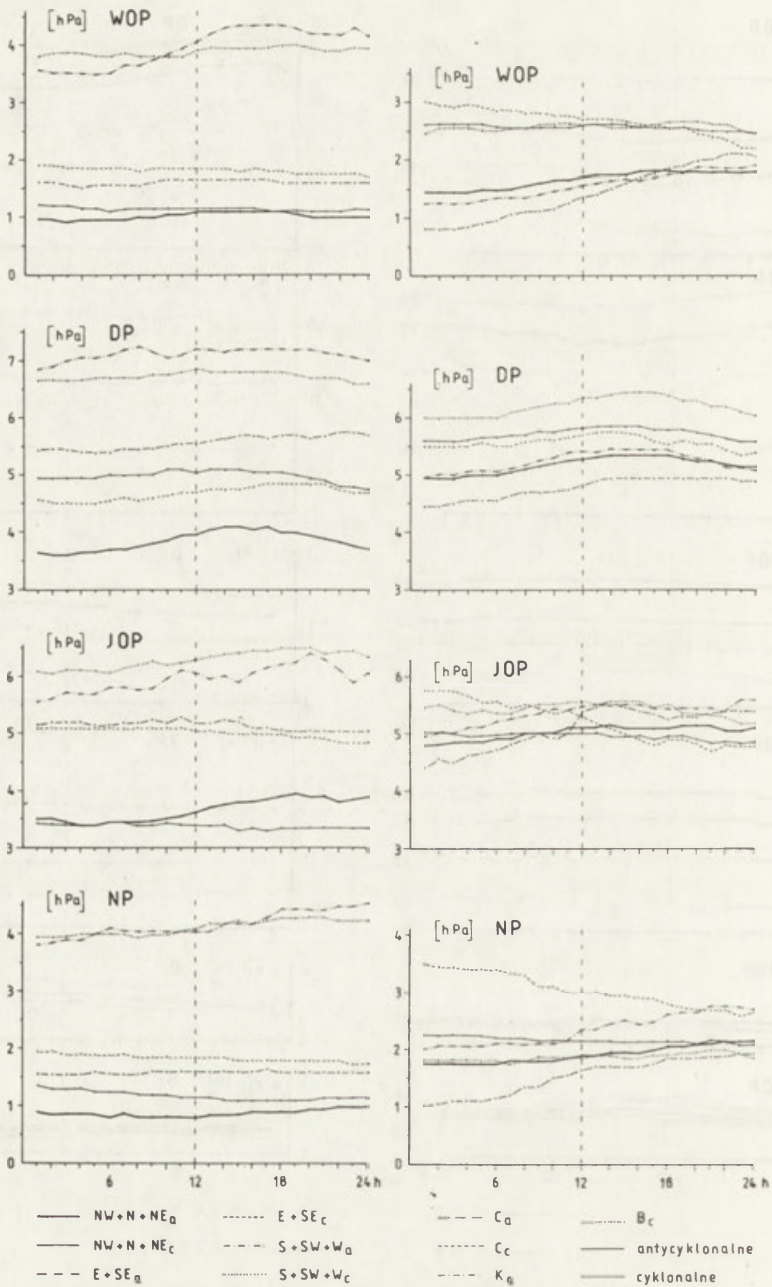
Ryc. 23. Średnie miesięczne przebiegi dobowe  $f$ ,  $e$  i  $\Delta e$  w Hornsundzie, 1979–1983  
 Mean monthly daily courses of  $f$ ,  $e$  and  $\Delta e$  in Hornsund, 1979–1983





Ryc. 24. Średnie sezonowe przebiegi dobowe  $f$ ,  $e$  i  $\Delta e$  w Hornsundzie w dniach o różnym stopniu zachmurzenia wybranych z okresu XI 1978 – XII 1983

Mean seasonal daily courses of  $f$ ,  $e$  and  $\Delta e$  in Hornsund in days of various degree of cloudiness selected from the period Nov. 1978 – Dec. 1983



Ryc. 25. Średnie przebiegi dobowe  $\epsilon$  w Hornsundzie z dni o różnych typach cyrkulacji wybranych z poszczególnych pór roku z okresu 29 X 1978 – 28 X 1983

Mean daily courses of  $\epsilon$  in Hornsund in days of various degree of circulation selected from particular seasons of the year over the period 29th Oct. 1978 – 28th Oct. 1983

ściowych decyduje oprócz cyrkulacji atmosferycznej także periodyczny czynnik radiacyjny. W pozostałych porach roku, kiedy tylko czynnik cyrkulacji oddziałuje na  $T$  i  $e$  lub też dominuje, przebiegi są wyrównane (ryc. 24).

Cyrkulacja atmosferyczna, jako czynnik nieperiodyczny oraz niosący masy powietrza o ustalonych warunkach termiczno-wilgotnościowych, powodowałaby zupełne wyrównanie przebiegów, gdyby nie inne czynniki bezpośrednio od niej zależne, takie jak przede wszystkim zachmurzenie i parowanie z podłoża atmosfery. Uwaga powyższa odnosi się do tych pór roku, w których jest obecny periodyczny czynnik radiacyjny. Im miał on większy udział, tym przebiegi dobowe  $e$  były bardziej wyraźne. Tak było np. w DP. Dla wszystkich typów cyrkulacji widoczny był mniej lub bardziej wyraźny przebieg dobowy. Jednakże najbardziej wyraźny był przy sytuacjach, które przynosiły suche powietrze i o małym zachmurzeniu, np. NW + N + NE<sub>a</sub>, K<sub>a</sub>, C<sub>a</sub> i B<sub>c</sub> (por. ryc. 6 i 25). Takie warunki synoptyczno-pogodowe bowiem najbardziej sprzyjały oddziaływaniu periodycznego czynnika solarne. Wzrost zachmurzenia natomiast zmniejszając amplitudę dobową  $T$  i parowania (poprzez niedopuszczenie do powierzchni promieniowania słonecznego) wyrównuje przebiegi dobowe  $e$ . Typy cyrkulacji więc, które przynosiły masy powietrza bliskie nasycenia parą wodną i o dużym zachmurzeniu, nie sprzyjały wzrostowi różnic  $e$  między „dnem” a „nocą”. Najlepszymi przykładami z tej grupy są typy S + SW + W<sub>a</sub> i S + SW + W<sub>c</sub>.

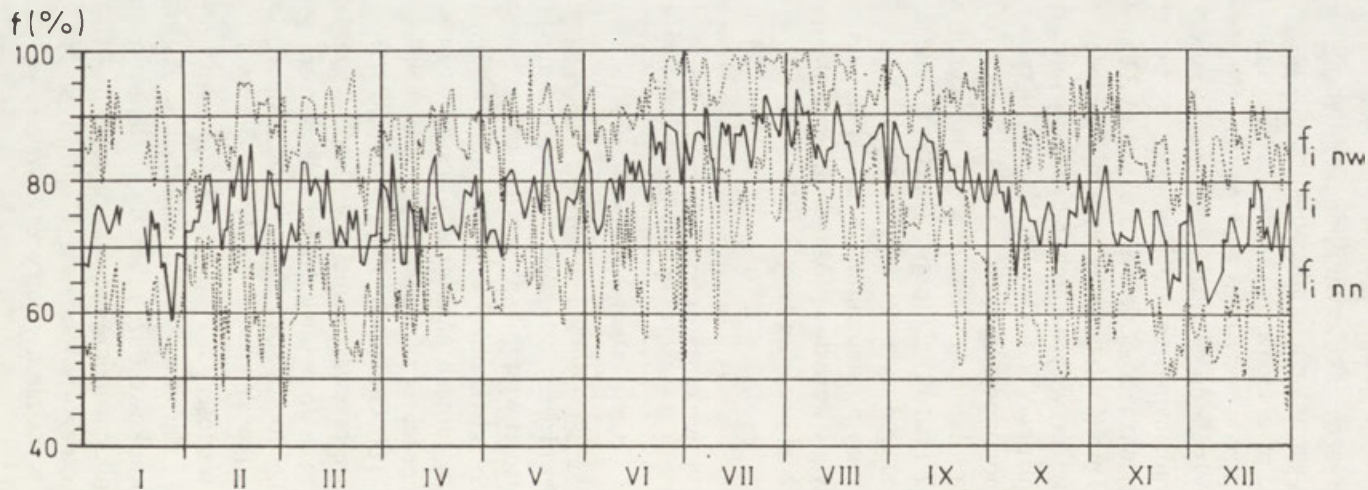
## WILGOTNOŚĆ WZGLĘDNA

### PRZEBIEG ROCZNY

Zakres wahań  $f_i$  wokół jej średniej pięcioletniej w przebiegu rocznym przedstawia rycina 26. Widać z niej, że  $f_i$  osiąga wyraźne maksimum latem, a minimum zimą. Najwyższe jej wartości wystąpiły na przełomie lipca i sierpnia przekraczając 90% (średnio najwyższa była ona 5 VIII i wyniosła 94%). Były one związane z adwekcją powietrza, w ramach najczęściej układów niżowych, z kierunków S—SW. Podobne zależności na tym obszarze w sezonach letnich 1970—1972 stwierdzili S. Baranowski i B. Głowicki (1974, 1975b) oraz J. Pereyma i J. Piasecki (1986). Duże jej wartości, przeważnie nie spadające poniżej 80%, były obserwowane od połowy czerwca do połowy września. W pozostałym okresie wahały się one najczęściej między 70% a 80%. Najniższą średnią pięcioletnią wartość  $f_i$  stwierdzono 28 stycznia (59%).

Średnie miesięczne wartości  $f$  w Hornsundzie z okresu 1979—1983 najwyższe były w lipcu (87%) i sierpniu (86%), a najniższe w grudniu i styczniu (po 71%) — tabela 14. Stosunkowo duże  $f_i$ , jak na warunki zimowe, występowały w lutym. Były one wynikiem najczęściej zdarzających się w tym miesiącu napływów ciepłego i wilgotnego powietrza z sektora S (średnio 7 przypadków). Przebieg roczny  $f_i$  jest wyraźnie asymetryczny. Wyższe jej wartości występują w drugiej połowie roku.





Ryc. 26. Zakres wahań  $f_i$  w Hornsundzie w przebiegu rocznym, 1979–1983

Range of fluctuations of  $f_i$  in Hornsund in the annual course, 1979–1983

Zmienność z dnia na dzień  $f_i$  największa była w NP i WOP, a najmniejsza w pierwszej połowie lata. Potwierdzają to obliczone odchylenia standardowe, które wyniosły dla zimy (11,38%), wiosny (10,27%) i lata (9,69%) – tabela 15.

Wpływ zachmurzenia na przebieg roczny  $f$  ilustrują rycina 20 i tabela 16. Należy dodać, że średnie miesięczne z okresu V – X dla dni pogodnych zostały obliczone z niewielkiej liczby obserwacji ( $\leq 5$ ), stąd też nie można przeprowadzać dla tego okresu uogólnień. Największe różnice między średnimi miesięcznymi pięcioletnimi wartościami  $f$  z dni pogodnych i pochmurnych stwierdzono w okresie X – III, kiedy wahały się one od 15 – 20%, a najmniejsze latem. Przez cały rok średnio najwyższe wartości  $f$  występowały w dniach pochmurnych, a najniższe w dniach pogodnych. Bezpośrednią przyczyną tego jest fakt, iż duże zachmurzenie towarzyszy ciepłym i wilgotnym masom powietrza napływającym z szerokości umiarkowanych, głównie w ramach działalności cyklonalnej. Przez większą część roku (XI – V) najbardziej zbliżone wartości  $f_i$  do jej średniej pięcioletniej występowały w czasie dni chmurnych; w pozostałym okresie natomiast w czasie dni pochmurnych, np. w zimie średnie anomalie  $f_i$  (różnice w stosunku do jej średniej pięcioletniej) wyniosły dla dni pogodnych (–9%), chmurnych (–3%), a dla dni pochmurnych (8%). Latem natomiast wyniosły one odpowiednio: –8, –6 i 3%.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na przebieg wilgotności powietrza w ciągu roku przedstawiają tabela 17 i rycina 22, które określają średnie wartości wilgotności powietrza przynieszonego w ramach poszczególnych sytuacji synoptycznych. Dla ukazania ich relacji w stosunku do średnich sezonowych wartości  $f$  z badanego pięciolecia obliczono ich anomalie (tab. 20).

W zimie największe wartości  $f_i$ , podobnie jak  $T_i$  i  $e_i$ , występowały w czasie napływu wilgotnych i ciepłych mas powietrza z sektora S, a więc przy sytuacjach S + SW +  $W_a$  i S + SW +  $W_c$ ; znacznie mniejsze były one już dla typów cyrkulacji

Tabela 20  
Średnie sezonowe anomalie  $f$  (w %) w Hornsundzie przy poszczególnych typach cyrkulacji w okresie 1979 – 1983

Typ cyrkulacji	WOP	III – V	DP	VI – VIII	JOP	IX – XI	NP	XII – II
NW + N + NE <sub>a</sub>	–11	–7	–8	–7	–6	–5	–10	–10
E + SE <sub>a</sub>	–5	–2	–2	–4	0	1	–5	–6
S + SW + W <sub>a</sub>	9	11	6	4	7	9	12	12
C <sub>a</sub>	–4	0	–2	0	1	3	0	–1
K <sub>a</sub>	0	1	–1	1	4	4	4	4
NW + N + NE <sub>c</sub>	–6	–4	–3	–4	–10	–10	–7	–7
E + SE <sub>c</sub>	–4	–3	–5	–7	–3	–3	–2	–1
S + SW + W <sub>c</sub>	9	8	7	6	6	9	12	12
C <sub>c</sub>	1	6	3	2	3	6	5	1
B <sub>c</sub>	4	2	2	1	5	4	2	4
Antycyklonalne	–4	–2	–2	–1	1	1	–1	–2
Cyklonalne	1	2	1	0	–1	–1	0	0

$K_a$  i  $B_c$ . Dla pierwszych 2 typów ich średnie wielkości były o 12% wyższe od średniej pięcioletniej dla zimy, natomiast dla 2 pozostałych typów już tylko o 4% (tab. 20). Najniższe wartości  $f_i$  przynosiły typy  $NW + N + NE_a$ ,  $NW + N + NE_c$  i  $E + SE_a$ . Ich średnie anomalie wyniosły odpowiednio  $-10$ ,  $-7$  i  $-6\%$ . Z analizy powyższej wynika, że wilgotność mas powietrza napływających z sektora S i N nie zależy od rodzaju układu barycznego (podobnie jak w przypadku T).

Na wiosnę sytuacja ogólnie przedstawia się podobnie jak zimą (tab. 20); pomniejszone są jedynie wielkości anomalii. Ponadto należy zwrócić uwagę na typ  $C_c$ , który w tym okresie przynosi wilgotniejsze powietrze niż  $K_a$  i  $B_c$ . W tej porze roku zaznacza się już zależność wielkości  $f$  od rodzaju układu barycznego. W ramach układów wyżowych występowały zarówno wyższe anomalie dodatnie (typ  $S + SW + W_a$ ), jak i ujemne (typ  $NW + N + NE_a$ ). Średnio typy antycyklonalne przynosiły ujemne ( $-2\%$ ), a cyklonalne dodatnie ( $2\%$ ) odchylenia  $f_i$  od normy.

W lecie, ze względu na ogólny wzrost  $T$  oraz cofnięcie się daleko na północ granicy lodów morskich, warunki termiczno-wilgotnościowe napływających z różnych kierunków mas powietrza były mniej zróżnicowane (tab. 17 i 20 oraz ryc. 22). Podkreślić należy, że zostało to spowodowane głównie znacznym wzrostem  $f_i$  od zimy ku latu (ok.  $15-20\%$ ) przy sytuacjach  $NW + N + NE_a$ ,  $NW + N + NE_c$ ,  $E + SE_a$ ,  $C_a$  i  $C_c$ . Wzrost ten natomiast najmniejszy był dla typów  $S + SW + W_a$  i  $S + SW + W_c$ , które charakteryzowały się mało wyraźnym przebiegiem rocznym, gdyż w przewadze oceaniczne podłoże, znad którego masy powietrza napływały, mało zmieniało swoje warunki termiczne w ciągu roku. Najwyższe średnie miesięczne  $f$  ( $> 90\%$ ) przynosiły typy  $S + SW + W_c$ ,  $S + SW + W_a$  i  $C_c$  (ryc. 22). Ich średnie anomalie wyniosły  $6\%$ ,  $4\%$  i  $2\%$  odpowiednio (tab. 20). W miesiącach typowo letnich (VII i VIII) najniższe średnie miesięczne  $f$  ( $< 80\%$ ) zdarzały się najczęściej przy sytuacjach  $E + SE_c$  i  $E + SE_a$ ; nieco wyższe jej wartości, wahające się od  $80-85\%$ , występowały przy sytuacjach  $NW + N + NE_a$  i  $NW + N + NE_c$ . Ich średnie anomalie w tym czasie były równe  $-7$  i  $-4\%$  oraz  $-7$  i  $-4\%$  odpowiednio.

W jesieni, a szczególnie w drugiej jej połowie, znacznie narasta zróżnicowanie warunków wilgotnościowych między masami powietrza niesionymi z kierunków przeciwnych, a szczególnie z sektora N i S. Największe dodatnie odchylenia od średniej pięcioletniej przynosiły adwekcje powietrza z sektora S ( $9\%$ ), niezależnie od rodzaju układu barycznego. Mniejsze, ale jeszcze dość duże, były one przy sytuacjach  $C_c$  ( $6\%$ ),  $B_c$  ( $4\%$ ) i  $K_a$  ( $4\%$ ). Największe natomiast anomalie ujemne  $f_i$  występowały przy typie  $NW + N + NE_c$  ( $-10\%$ ). Przy tych samych kierunkach napływu mas powietrza, ale w warunkach cyrkulacji antycyklonalnej były one znacznie mniejsze ( $-5\%$ ), szczególnie w pierwszych dwóch miesiącach (IX i X) – tabela 20 i rycina 22. Było to spowodowane tym, że M. Grenlandzkie oblewające zachodnie wybrzeże Spitsbergenu, dzięki działaniu odnogi ciepłego prądu Golsfztromu (Prąd Zachodnio-Spitsbergeński), było w tym czasie jeszcze wolne od lodów morskich.

Podsumowując należy stwierdzić, że prawie przez cały rok najwyższe  $f_i$



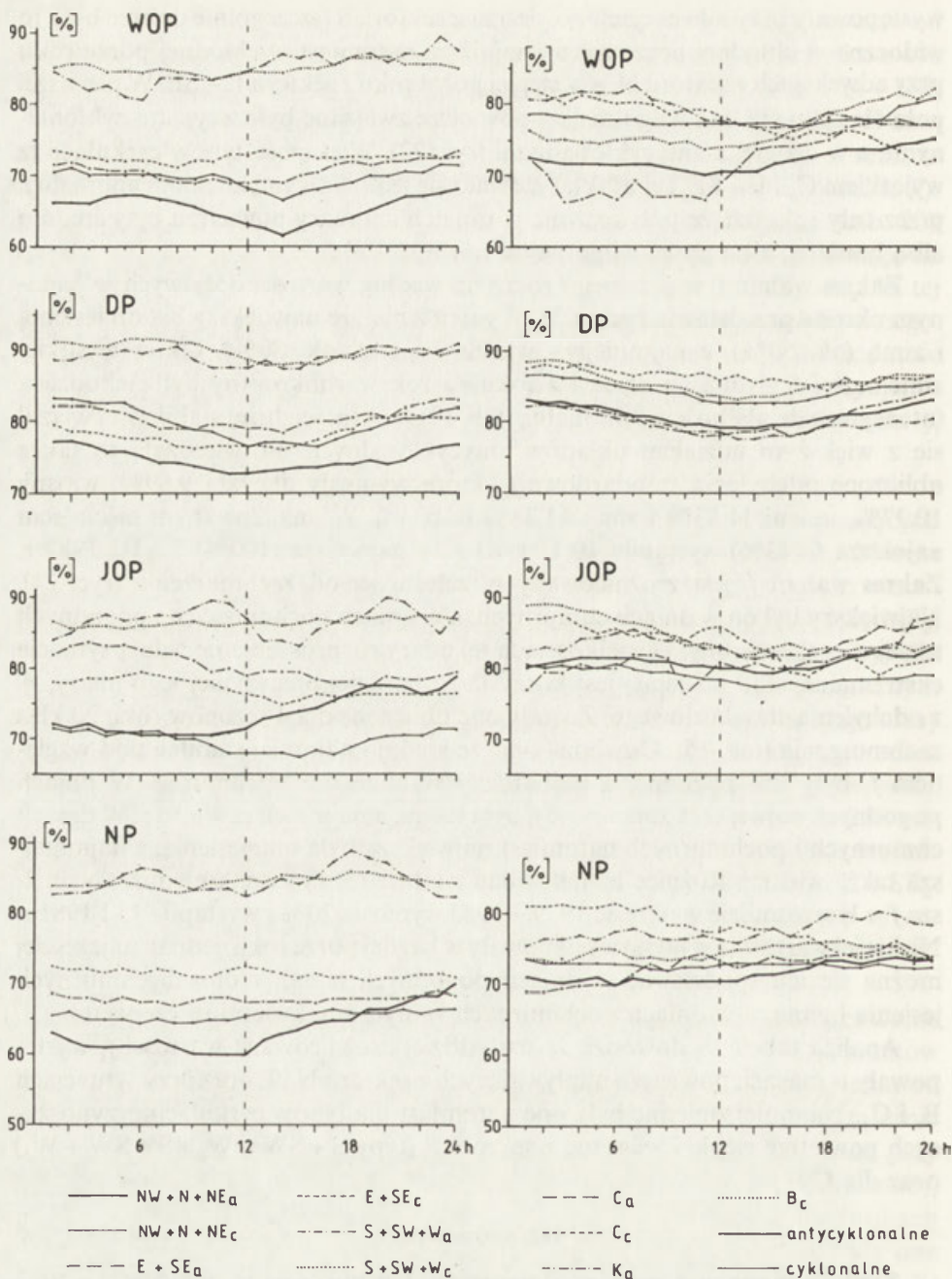
występowały przy adwekcjach powietrza z sektora S (szczególnie dobrze było to widoczne w chłodnej porze roku), najniższe natomiast w chłodnej porze roku przy adwekcjach z sektora N, a w ciepłej porze roku z sektora E – SE. W pierwszej połowie roku średnio wilgotniejsze powietrze związane było z typami cyklonalnymi, a w drugiej z antycyklonalnymi (ryc. 22). Większość typów cyrkulacji (z wyjątkiem  $C_a$  i  $E + SE_a$ ) charakteryzowało się jednakowymi znakami anomalii  $f_i$  przez cały rok, tzn. że przynoszone w ramach ich masy powietrza były średnio albo bardziej, albo mniej wilgotne od normy.

Zakres wahań  $f_i$  w przebiegu rocznym według wartości dobowych w badanym okresie przedstawia rycina 26. Wynika z niej, że największy był on jesienią i zimą (ok. 50%), a najmniejszy wiosną i latem (ok. 30%). Okres wysokiej zmienności  $f_i$  z dnia na dzień i z roku na rok warunkowany był zachodzącą intensywną działalnością cyklonalną (tab. 19), a okres jej dużej stabilności wiązał się z większym udziałem układów antycyklonalnych. Potwierdzają to także obliczone odchylenia standardowe  $f_i$ , które wyniosły dla lata 9,69%, wiosny 10,27%, jesieni 11,33% i zimy 11,38% (tab. 15). W analizowanym pięcioleciu najniższa  $f_i$  (43%) wystąpiła 10 II 1983 r., a najwyższa (100%) 7 VIII 1982 r. Zakres wahań  $f_i$  jest zróżnicowany w zależności od zachmurzenia (ryc. 21). Największy był on w dniach chmurnych, a w dniach pochmurnych i pogodnych mniej więcej podobny. O wielkościach tej miary rozproszenia decydują sytuacje ekstremalne, stąd też lepiej jest korzystać z bardziej precyzyjnej jego miary, tj. z odchylenia standardowego. Zostały one obliczone dla 4 sezonów roku i 3 klas zachmurzenia (tab. 15). Dowodzą one, że średnio najmniej stabilne pod względem  $f_i$  były dni pogodne, a najbardziej stabilne dni pochmurne. W dniach pogodnych największa zmienność  $f_i$  była latem, a najmniejsza wiosną. W dniach chmurnych i pochmurnych natomiast największa była ona jesienią, a najmniejsza także wiosną. Różnice te, jak widać z tabeli 15, są jednak nieduże. Najniższa  $f$  w Hornsundzie w okresie 1979 – 1983 wyniosła 20% i wystąpiła 15 I 1981 r. Niskie jej wartości ( $< 40\%$ ) występowały w każdej porze roku, jednak najczęściej można się ich spodziewać w dniach pogodnych zimą, w dniach chmurnych jesienią i zimą, a w dniach pochmurnych w styczniu, kwietniu i czerwcu.

Analiza tabeli 19 dowodzi, że najbardziej zróżnicowane wartości  $f_i$  występowały w masach powietrza napływających z sektora N i E oraz przy sytuacjach  $B_c$  i  $C_a$ . Najmniej zmienne były one natomiast dla typów cyrkulacji przynoszących powietrze ciepłe i wilgotne z sektora S (typy  $S + SW + W_a$  i  $S + SW + W_c$ ) oraz dla  $C_c$ .

#### PRZEBIEG DOBOWY

Średnie miesięczne przebiegi dobowe  $f$  w Hornsundzie za okres 1979 – 1983 przedstawia rycina 23. Wynika z niej, że w okresie od X – III są one bardzo wyrównane. Począwszy od kwietnia stają się bardziej wyraźne. Największe amplitudy średniego miesięcznego przebiegu dobowego  $f$  występują w sierpniu (6%) i maju (5%). Występowanie najwyższych i najniższych  $f$  w przebiegu dobowym w okresie X – III było zupełnie przypadkowe, gdyż uzależnione od



Ryc. 27. Średnie przebiegi dobowe  $f$  w Hornsundzie z dni o różnych typach cyrkulacji wybranych z poszczególnych pór roku z okresu 29 X 1978–28 X 1983

Mean daily courses of  $f$  in Hornsund of days of various types of circulation selected from particular seasons of the year over the period 29th Oct. 1978–28th Oct. 1983

zmiennego, ale nieperiodycznie, czynnika cyrkulacyjnego. W pozostałych miesiącach roku najniższe  $f$  zdarzały się najczęściej w godzinach popołudniowych, np. w maju, sierpniu i wrześniu średnio o godzinie 14. Najwyższe jej wartości natomiast przypadały na godziny „nocne” i wczesnoranne.

Wpływ zachmurzenia i cyrkulacji atmosferycznej na  $f$  przedstawiają ryciny 24 i 27. Wynikają z nich następujące wnioski:

1) we wszystkich sezonach roku (z wyjątkiem NP) średnie przebiegi dobowe  $f$  są w przybliżeniu dobrym odwróceniem analogicznych przebiegów  $T$  (por. ryc. 15 z 24), w NP natomiast są one do siebie podobne;

2) wyrazistość przebiegów dobowych rośnie wraz ze spadkiem zachmurzenia;

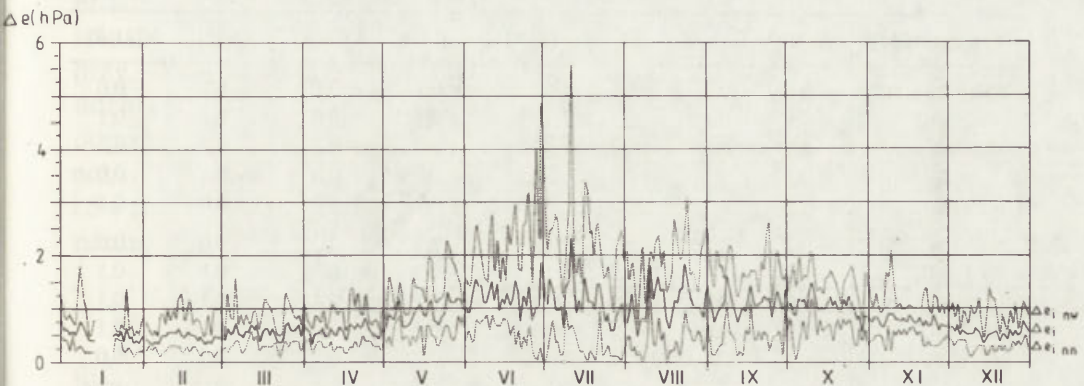
3) wykresy mają przebieg asymetryczny; większa  $f$  występuje w pierwszej połowie doby, co związane jest przede wszystkim z niższą w tej części doby  $T$ .

W WOP najbardziej wyraźne średnie przebiegi dobowe  $f$  występowały przy sytuacjach synoptycznych  $NW + N + NE_a$ ,  $NW + N + NE_c$  i  $E + SE_a$ , podobnie jak w przypadku  $T$ . Dla pozostałych typów przebiegi te były mało wyraźne. W DP wszystkim typom cyrkulacji towarzyszyły lepiej lub gorzej wykształcone średnie przebiegi dobowe. Najmniej wyraźne były one jednak przy sytuacjach  $S + SW + W_c$ ,  $S + SW + W_a$  i  $C_c$ . W JOP przebiegi dobowe  $f$  stały się bardzo nieregularne i niewyraźne. W najmniejszym stopniu cechy te posiadały one, gdy powietrze napływało w ramach sytuacji  $NW + N + NE_c$ , a także  $E + SE_c$  i  $NW + N + NE_a$ . W NP średnie przebiegi dobowe  $f$  były jeszcze bardziej wyrównane niż w JOP, z wyjątkiem typu  $NW + N + NE_a$ , dla którego jedynie zaznacza się wyraźne minimum „dienne” i maksimum „nocne”.

## NIEDOSYT WILGOTNOŚCI POWIETRZA

### PRZEBIEG ROCZNY

Przebieg roczny według pięcioletnich średnich dobowych wartości  $\Delta e$  oraz najwyższe i najniższe jego wartości przedstawia rycina 28. Najwyższe  $\Delta e_i$  występowały w pierwszej połowie lipca z maksimum 2,4 hPa (11 VII) i w drugiej



Ryc. 28. Zakres wahań  $\Delta e_i$  w Hornsundzie w przebiegu rocznym, 1979–1983

Range of fluctuations of  $\Delta e_i$  in Hornsund in the annual course, 1979–1983



dekadzie sierpnia. W okresach tych również średnio najwyższe były  $T$ . Latem i w JOP średnie „niedosyty” wahały się najczęściej między 1,0 a 1,5 hPa. Najniższe były one w NP oscylując w niewielkim stopniu wokół 0,5 hPa. Minimalną średnią wartość  $\Delta e_i$  (0,3 hPa) stwierdzono 4 lutego. W odróżnieniu od  $T_i$ ,  $e_i$  i  $f_i$ , największą zmienność z dnia na dzień posiadał on w cieplej porze roku. Średnie odchylenie  $\Delta e_i$  wokół jego średniej pięcioletniej wyniosło latem 0,76 hPa, a zimą tylko 0,26 hPa (tab. 15). Maksymalne jego wartości dobowe w zimie i WOP wahały się najczęściej między 0,5–1,0 hPa, a latem od 1,5–3,0 hPa. Jednakże najwyższe maksimum  $\Delta e_i$  w okresie 1979–1983 przekroczyło 5 hPa (5,6 hPa) i wystąpiło 11 VII 1979 r. Minimalne dobowe jego wartości w tym okresie sporadycznie przekraczały 1 hPa. Zarówno najwyższe, jak i najniższe  $\Delta e_i$  zdarzały się latem i jesienią, kiedy ich zmienność była największa (ryc. 28). Średnie miesięczne pięcioletnie  $\Delta e$  najwyższe były w czerwcu (1,2 hPa), a najniższe w grudniu, styczniu i lutym (0,5 hPa). Warto zwrócić uwagę na znacznie wyższe niedosyty w jesieni niż na wiosnę, pomimo wyższych również w tym czasie  $e$ . Dowodzą one tego, że wpływ  $T$  (także wyższej jesienią) na  $\Delta e$  był w tym czasie większy niż  $e$ .

Wpływ zachmurzenia na wielkości  $\Delta e$  jest odmienny niż na  $e$  i  $f$  (tab. 16 i ryc. 20). Przez cały rok, z wyjątkiem lipca i października, najwyższe niedosyty występowały w dniach chmurnych, a najniższe w dniach pogodnych (w NP i WOP) i pochmurnych (w DP i JOP). Widać tu wyraźny związek najniższych  $\Delta e$  z czynnikiem sprzyjającym obniżeniu  $T$ , tj. stopniem zachmurzenia. W NP brak zachmurzenia, a w DP duże zachmurzenie obniżają  $T$ , a tym samym i  $\Delta e$ . W przeciwieństwie do  $e$  i  $f$  zachmurzenie powoduje największe zróżnicowanie  $\Delta e$  w cieplej porze roku.

Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na  $\Delta e$  jest przedstawiony w tabeli 17 i na rycinie 22, które określają jego wartości w powietrzu napływającym przy po-

Tabela 21

Średnie sezonowe anomalie  $\Delta e$  (w hPa) w Hornsundzie przy poszczególnych typach cyrkulacji w okresie 1979–1983

Typ cyrkulacji	WOP	III–V	DP	VI–VIII	JOP	IX–XI	NP	XII–II
NW + N + NE <sub>a</sub>	-0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	-0,1	0,0
E + SE <sub>a</sub>	-0,1	-0,1	0,3	0,5	0,1	0,0	0,1	0,1
S + SW + W <sub>a</sub>	0,1	0,0	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	0,2	0,1
C <sub>a</sub>	-0,1	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	-0,1	0,0
K <sub>a</sub>	-0,2	0,1	0,0	-0,1	-0,2	-0,2	0,0	-0,1
NW + N + NE <sub>c</sub>	-0,2	-0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
E + SE <sub>c</sub>	0,0	0,0	0,2	0,5	0,3	0,1	0,1	0,1
S + SW + W <sub>c</sub>	0,0	-0,1	-0,4	-0,5	-0,2	-0,1	0,1	0,1
C <sub>c</sub>	0,1	0,0	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	0,1	0,1
B <sub>c</sub>	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	0,0
Antycyklonalne	-0,1	0,0	0,0	0,1	-0,1	-0,1	0,0	0,0
Cyklonalne	0,0	-0,1	-0,1	-0,1	0,1	0,0	0,0	0,0

szczególnych sytuacjach synoptycznych. Różnią się one dość istotnie od wyżej omówionych charakterystyk wilgotności powietrza. Podobnie jak w przypadku zachmurzenia, typy cyrkulacji przynoszą masy powietrza najbardziej zróżnicowane pod względem  $\Delta e$  latem. Z tabeli 21 przedstawiającej średnie anomalie  $\Delta e_i$  (w stosunku do jego średniej pięcioletniej) wynika, że wiosną są one bardzo małe. W lecie niedosyty średnio najwyższe były przy sytuacjach  $E + SE_a$  i  $E + SE_c$ , dla których anomalie wyniosły 0,5 hPa. Było to spowodowane tym, że powietrze napływające w ramach sytuacji  $E + SE_a$  posiada, co prawda, wysokie wartości  $e$ , ale jednocześnie najwyższe  $T$  (najcieplejszy typ cyrkulacji w tym czasie). Inaczej wygląda sytuacja w przypadku typu  $E + SE_c$ . Przynosi on powietrze o umiarkowanej temperaturze, ale jednocześnie najmniejszym  $e$  ze wszystkich typów (por. tab. 17 i 18 oraz ryc. 9 i 22) w lipcu i sierpniu. Para wodna najbliższa stanowi nasycenia była przy sytuacjach przynoszących powietrze najcieplejsze i najwilgotniejsze, tj.  $S + SW + W_c$ ,  $S + SW + W_a$  i  $C_c$ . Ich średnie anomalie wyniosły  $-0,5$ ,  $-0,3$  i  $-0,3$  hPa odpowiednio (tab. 21). Jesienią, podobnie jak wiosną, różnicujący wpływ poszczególnych typów cyrkulacji na wielkość  $\Delta e$  był już niewielki, szczególnie w jej drugiej połowie. Najniższe średnie odchylenia od normy ( $-0,2$  hPa) towarzyszyły typom  $S + SW + W_a$ ,  $K_a$  i  $C_c$ , a najwyższe (0,1 hPa) typom  $NW + N + NE_a$  i  $E + SE_c$ . W zimie wpływ cyrkulacji atmosferycznej na zróżnicowanie wielkości  $\Delta e$  był najmniejszy.

Zakres wahań  $\Delta e_i$  (ryc. 28) największy był latem (do ok. 3 hPa), najmniejszy zimą (ok. 1 hPa). Najwyższe, jak też najniższe  $\Delta e_i$  zdarzały się latem i wahały się od 0,0 do 5,6 hPa. Największy zakres wahań  $\Delta e_i$  w lecie przeważnie występował przy zmniejszonym zachmurzeniu. W zimie wpływ zachmurzenia był najmniej wyraźny; najmniejsza zmienność  $\Delta e_i$  była w dniach pogodnych (odwrotnie niż latem). Powyższe stwierdzenia popierają także obliczone odchylenia standardowe  $\Delta e_i$  (tab. 15), które latem dla dni pogodnych i pochmurnych wyniosły 1,43 i 0,63 hPa, a zimą 0,21 i 0,25 hPa odpowiednio.

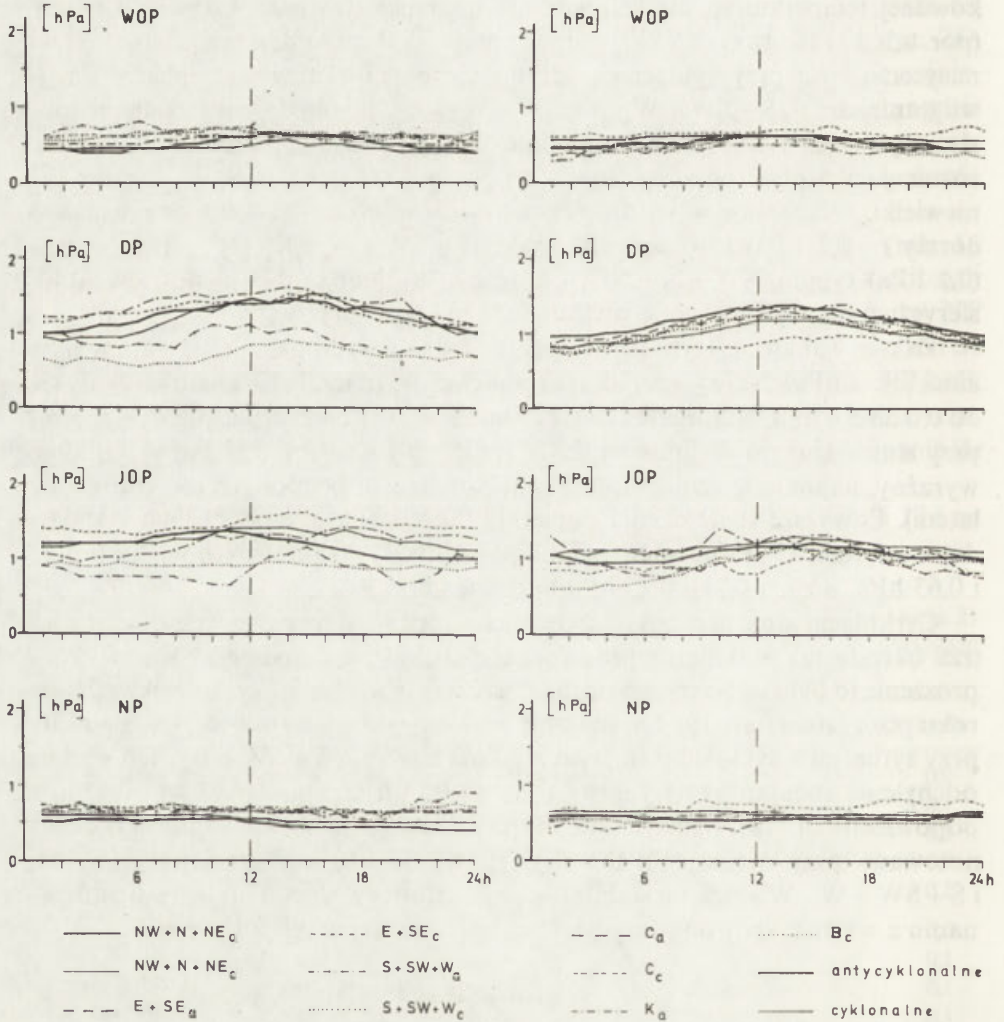
Cyrkulacja atmosferyczna decydująca o rodzaju napływających mas powietrza określa także skalę rozproszenia  $\Delta e_i$  wokół jego średniej. Niemniej rozproszenie to było słabo wyrażone dla poszczególnych typów cyrkulacji w okresie roku poza latem (tab. 19). Nieznacznie większe zakresy wahań  $\Delta e_i$  występowały przy sytuacjach cyklonalnych, a szczególnie  $E + SE_c$  i  $S + SW + W_c$ . Ich średnie odchylenia standardowe wyniosły zimą po 0,28 hPa, a jesienią 0,48 i 0,52 hPa odpowiednio. Latem maksymalne zakresy wahań jego średnich dobowych były notowane przy sytuacjach  $E + SE_a$ ,  $E + SE_c$  i  $C_a$ , a najmniejsze przy  $C_c$  i  $S + SW + W_c$ . Większa niestabilność pogody oraz wyższe  $T$  jesienią, w porównaniu z wiosną, spowodowały większe wahania  $\Delta e_i$  w tej porze roku.

#### PRZEBIEG DOBOWY

Średnie miesięczne przebiegi dobowe  $\Delta e$  są podobne do analogicznych przebiegów  $e$ . W okresie X – III były przez całą dobę bardzo wyrównane. Począwszy od kwietnia, kiedy do głosu w coraz większym stopniu zaczął dochodzić czynnik solarny, stopniowo powiększała się amplituda średnich dobowych przebiegów

(ryc. 23). Była ona największa w sierpniu (0,5 hPa). Średnio najwyższe wartości  $\Delta e$  występowały w godzinach popołudniowych (najczęściej od 13–14), a najniższe w „nocnych” bądź wczesnorannych. A zatem zaznacza się tu pewna asymetria przebiegów; wyższe wartości występowały w drugiej połowie doby, a niższe w jej pierwszej połowie.

W NP i WOP zachmurzenie nie ma żadnego widocznego wpływu na wyrazistość średnich przebiegów dobowych  $\Delta e$ , w DP i JOP natomiast są one już wyraźne (ryc. 24). W DP średnio najbardziej wykształcone przebiegi dobowe



Ryc. 29. Średnie przebiegi dobowe  $\Delta e$  w Hornsundzie z dni o różnych typach cyrkulacji wybranych z poszczególnych pór roku z okresu 29 X 1978–28 X 1983

Mean daily courses of  $\Delta e$  in Hornsund of days of various types of circulation selected from particular seasons of the year over the period 29th Oct. 1978–28th Oct. 1983



występowały w dniach pogodnych i chmurnych. W JOP sytuacja jest analogiczna jak w DP, z tym że wykresy są bardziej spłaszczone (ryc. 24).

Cyrkulacja atmosferyczna, bez udziału czynnika solarnego, nie ma żadnego wpływu na wykształcenie się przebiegów dobowych  $\Delta e$  z maksimum w godzinach „dziennych”, a minimum w „nocnych”. Słuszności tej tezy dowodzą jego przebiegi przy różnych typach cyrkulacji w NP (ryc. 29). W tym okresie zarówno maksima, jak i minima są jedynie dziełem przypadku. Także w WOP i JOP nie wszystkie sytuacje synoptyczne sprzyjają ustaleniu się wyraźnego przebiegu dobowego. W okresach tych były one dobrze wykształcone jedynie dla typów  $NW + N + NE_a$ ,  $B_c$ ,  $E + SE_a$ ,  $NW + N + NE_c$  i  $E + SE_c$ . W DP natomiast nie ulega już wątpliwości istnienie mniej lub bardziej wyraźnych dobowych przebiegów  $\Delta e$  przy wszystkich wyróżnionych typach cyrkulacji. Wpływ czynnika solarnego jest bowiem w tym okresie na tyle duży, by przewyciężyć wyrównujące działanie cyrkulacji atmosferycznej.

## WNIOSKI I UWAGI KOŃCOWE

W ostatnich kilkunastu latach zainteresowanie klimatologów obszarami polarnymi znacznie wzrosło szczególnie po stwierdzeniu, iż obszary te najszybciej i najsilniej reagują na zmiany klimatu, a zatem są ich najlepszym wskaźnikiem. Coraz bardziej docenia się istniejące i powstające nowe opracowania klimatyczne z tych obszarów, żywiąc nadzieję, że pomogą one rozwiązać kluczowe problemy współczesnej klimatologii przedstawione we wstępie do niniejszej pracy. Cieszy fakt, że w tym kierunku pracują także klimatolodzy polscy prowadząc szeroko zakrojone badania klimatyczne w różnych częściach Spitsbergenu oraz na Antarkydzie.

Większość dotychczasowych opracowań dotyczących warunków klimatycznych na Spitsbergenie przedstawia je w sposób statyczny. W niniejszej pracy, w celu wypełnienia istniejącej luki, poświęcono dużo uwagi dynamicznej charakterystyce klimatu. Faktem powszechnie znanym jest bowiem, że cyrkulacja atmosferyczna, szczególnie w NP, odgrywa bardzo istotną rolę w kształtowaniu klimatu tego regionu. W celu szczegółowego poznania tego problemu z podaniem ilościowych zależności między cyrkulacją atmosferyczną a temperaturą i wilgotnością powietrza w Hornsundzie, niezbędnym stało się wydzielenie typów cyrkulacji, które stanowią istotną cechę cyrkulacji w badanym regionie cyrkulacyjnym. Biorąc pod uwagę rodzaj układu barycznego oraz kierunek napływu mas powietrza wyróżniono 10 takich typów. Następnie dla każdego z nich obliczono związane z nim średnie warunki termiczno-wilgotnościowe. Te z kolei umożliwiły podanie wielkości ich anomalii w stosunku do średnich pięcioletnich. Posiadanie takich danych może być pomocne przy sporządzaniu lokalnych prognoz pogody w oparciu o prognostyczne mapy synoptyczne. W przyszłości — po uzyskaniu dłuższych ciągów danych meteorologicznych — należy jednak powyższe wyniki zweryfikować i uzupełnić. Dotyczy to szczególnie określenia średnich warunków termiczno-wilgotnościowych występujących przy niektórych typach cyrkulacji (głównie  $C_a$  i  $S + SW + W_a$ ), których częstość występowania w badanym pięcioleciu była bardzo mała.

Uzyskane wyniki badań pozwoliły także przedstawić szczegółową charakterystykę stosunków termiczno-wilgotnościowych w Hornsundzie w przebiegu rocznym i dobowym. Dużo uwagi poświęcono — ze względu na posiadanie cogo-dzinnych danych meteorologicznych — przede wszystkim przebiegowi dobowemu, szczególnie w NP. Stwierdzono, iż występowanie „odwróconego” przebiegu

dobowego  $T$  w tym okresie w Hornsundzie jest najczęściej przypadkowe i związane przede wszystkim z nieokresowymi zmianami  $T$  mającymi swe źródło w intensywnej działalności cyklonalnej. Jeżeliby nawet założyć, że istnieją inne czynniki, które sprzyjają występowaniu „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$  (np. cykliczność dobową bilansu radiacyjnego i rola ozonu w nim czy dobowe zmiany aktywności geomagnetycznej), to mogą się one ujawnić tylko w niektórych sytuacjach synoptycznych (najczęściej wyżowych, bezadwekcyjnych), które jednak bardzo rzadko występują w tym czasie. Tak więc w najlepszym razie tylko bardzo niewielką liczbę przypadków stwierdzonych „odwróconych” przebiegów dobowych  $T$  można byłoby w ten sposób wytłumaczyć. W pozostałych sytuacjach synoptycznych, jeżeliby nawet istniał zróżnicowany dopływ ciepła w ciągu doby wywołany wymienionymi czynnikami, to będzie on zacierany wielokrotnie większą adwekcją ciepła bądź chłodu. Zagadnieniu temu należałoby w przyszłości poświęcić więcej uwagi; szczególnie ważnym zadaniem powinno być prześledzenie wywołujących go przyczyn w innych regionach Arktyki, głównie w tych, gdzie przeważają układy antycyklonalne. Badania te w znacznym stopniu pomogłyby zweryfikować wysuniętą hipotezę tłumaczącą przyczyny „odwróconego” przebiegu dobowego  $T$  w Hornsundzie. Niestety, jak do tej pory, nie dysponuję odpowiednimi materiałami porównawczymi. Problem ten pozostaje nadal otwarty.

Zintensyfikowaniu powinny być poddane także badania koncentracji ozonu i aktywności geomagnetycznej w obszarach polarnych, jak też ich wpływu na cyrkulację atmosferyczną oraz klimat. Uzyskane wyniki w znacznym stopniu mogłyby pomóc wyjaśnić naturę zmian klimatu i pogody w omawianym obszarze, jak również w innych obszarach na kuli ziemskiej.

Jeszcze ważniejszym zagadnieniem badawczym (od powyższego) jest szczegółowe poznanie „pracy” systemu klimatycznego. W obszarach polarnych należałoby przede wszystkim rozwinąć na szerszą skalę badania interakcji i pętli sprzężeniowych istniejących między trzema jego składnikami tego systemu, tj. atmosferą, kriosferą i oceanem.



## LITERATURA

- Arctowski H., 1904, *Résultats du voyage du S. Y. Belgica en 1897–1898–1899*, Rapports scientifiques, Météorologie, Anvers.
- Baranowski S., 1968, *Termika tundry peryglacjalnej SW Spitsbergen*, Acta Univ. Wratisl., 68, Wrocław.
- 1977, *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*, Acta Univ. Wratisl., 393, Wrocław.
- Baranowski S., Głowicki B., 1974, *Przebieg wybranych elementów meteorologicznych w miesiącach letnich 1970 r. na Spitsbergenie*, Biul. Meteorol., 26 (1) 1971, Acta Univ. Wratisl., 206, Wrocław.
- 1975a, *Meteorological and hydrological investigations in the Hornsund region made in 1970*, [w:] *Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974*, I, Acta Univ. Wratisl., 251, Wrocław.
- 1975b, *Przebieg wybranych elementów meteorologicznych w ciągu lata 1971 r. na Spitsbergenie*, Biul. Meteorol., 27 (2) 1972; Acta Univ. Wratisl., 287, Wrocław.
- Bucha V., 1977, *The mechanism of solar-terrestrial relationships and changes of the atmospheric circulation*, Studia Geophys. Geod., 21.
- 1979, *Connections between geophysical and meteorological processes*, Studia Geophys. Geod., 23.
- 1983, *Direct relations between solar activity and atmospheric circulation, its effect on changes of weather and climate*, Studia Geophys. Geod., 27.
- Carleton A. M., 1985, *Satellite climatological aspects of the „polar low” and „instant occlusion”*, Tellus, 37A.
- Czernigowski N. T., Marszunowa M. C., 1965, *Klimat Sowietkiej Arktiki (radiacyjnyj reżim)*, Gidromieteoizdat, Leningrad.
- Danske Meteorologiske Institut, 1967, *Provisional mean temperatures and mean atmospheric pressure at M L S at weather stations in Greenland*, Charlottenlund, Copenhagen.
- Europäischer Wetterbericht, 1978–1983, Amtsblatt des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach (Main).
- Figenschau J. G., 1963, *Variations of atmospheric ozone and advections in northern Norway*, Met. Ann., 4, 18, Oslo.
- Flohn H., 1978, *Comparison of Antarctic and Arctic climate and its relevance to climatic evolution*, [w:] Zinderen Bakker, von, E. M., Balkema A. A. (red.), *Antarctic glacial history and world palaeoenvironments*, Rotterdam.
- Gajgierow S. S., 1962, *Woprosy aerologiczeskogo strojenija cirkulacji i klimata swobodnoj atmosfery Centralnoj Arktiki i Antarktyki*, Rezult. issled. po progr. MGG, Meteorologia, 4, Izd. Akad. Nauk SSSR, Moskwa.
- Gawriłowa M. K., 1959, *Radiacyjnyj balans Arktiki*, Trudy Gławnogo Geofiz. Obserw., 92, Leningrad.
- 1963, *Radiacyjnyj klimat Arktiki*, Gidromieteoizdat, Leningrad.
- Gawriłowa Ł. A., Sokołow S. I., 1969, *Wriemiennaja izmieničiwost' temperatury wozducha w Arktikie*, Trudy Arkt. i Antarkt. Nauczno-Issled. Instit., 287, Gidromieteoizdat, Leningrad.
- Georgi J., 1935, *Die Eismittestation*, [w:] Wegener K. (red.), *Wissenschaftliche Ergebnisse der*

- Deutschen Grönland Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/1931*, Meteorologie 4, 1. Halbband.
- Głowicki B., 1985, *Radiation conditions in the Hornsund area (Spitsbergen)*, Pol. Polar Res., 6, 3, PWN, Warszawa.
- Goodwin C. W., 1974, *Five-days means of local climate data 1970–1973*, Barrow, Alaska, U. S. Tundra Biome Data Report 74–26.
- Hann J., 1901, *Lehrbuch der Meteorologie*, Leipzig.
- Hayes I. I., 1865, *Physical observations in the Arctic seas*, *Smithsonian Contributions to Knowledge*, 15 – Article 5, Part 4, Meteorological Observations.
- Hisdal V., 1960, *Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949–1952, surface observations – temperature*, Scientific Results, 1, 2C, Norsk Polar Institut, Oslo.
- 1980, *The weather in Svalbard in 1979*, Norsk Polarinstitut Årbok 1979, Oslo.
  - 1981, *The weather in Svalbard in 1980*, Norsk Polarinstitut Årbok 1980, Oslo.
  - 1982, *The weather in Svalbard in 1981*, Norsk Polarinstitut Årbok 1981, Oslo.
  - 1983, *The weather in Svalbard in 1982*, Norsk Polarinstitut Årbok 1982, Oslo.
  - 1984, *The weather in Svalbard in 1983*, Norsk Polarinstitut Årbok 1983, Oslo.
  - 1985, *Geography of Svalbard*, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Jäger J., Kellogg W. W., 1983, *Anomalies in temperature and rainfall during warm Arctic seasons*, Climatic Change, 5.
- Kalicki T., 1985, *The foehnic effects of the NE winds in Palffyodden region (Sörkappland)*, Zesz. Nauk. Uniw. Jagiellońskiego, Prace Geogr., 63, Kraków.
- Kamiński A., 1982a, *Badania meteorologiczne na południowym Spitsbergenie w lecie 1978 roku*. Dokumentacja, Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego, 1977–1980, 1, Katowice.
- 1982b, *Materiały meteorologiczne zebrane na południowym Spitsbergenie latem 1979 roku*. Dokumentacja, Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego, 1977–1980, 1, Katowice.
  - 1984, *The meteorological conditions of the area on the Gäs Bay (South Spitsbergen) determined by the investigations in the summers of 1978 and 1979*, Pol. Polar Res., 5, 3–4, PWN, Warszawa.
- Kane E. K., 1859, *Meteorological observations in the Arctic Seas*, *Smithsonian Contributions to Knowledge*, 11, Article 5.
- Karimowa G. U., 1975, *Atmosfiernyj ozon w poliarnych rajonach*, Gidromietieoizdat, Leningrad.
- Karimowa G. U., Czukanin K. I., 1983, *Raspriedielienije ozona pri razlicznych formach atmosfiernej cirkulacji w Arktikie*, [w:] *Atmosfiernyj ozon*, „Nauka”, Moskwa.
- Kellogg W. W., Twitchell P. F., 1986, *Summary of the Workshop on Arctic Lows 9–10 May 1985*, Boulder, Colorado, Bull. Amer. Met. Soc., 67, 2.
- Kidson E., 1930, *British Antarctic Expedition 1907–1909*, Rep. Scient. Invest., Meteorology.
- Knothe G., 1931, *Spitsbergen, eine landeskundliche Studie*, Petermanns Geogr. Mitt., 211, Gotha.
- Kosiba A., 1958, *Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku*, Przegl. Geofiz., 2, Warszawa.
- 1960, *Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen carried out during the polish I. G. Y. Spitsbergen Expeditions in 1957, 1958 and 1959*, Zesz. Nauk. Uniw. Wrocl., Nauki Przyrodnicze, Ser. B, 4, Wrocław.
- Kuźniecowa G. J., 1959, *Problema ozona*, Met. i Gidrol., 4, Moskwa.
- Leszkiewicz J., 1976, *Warunki meteorologiczne w północnej części Równiny Kaffiøyra w okresie 1 VII – 31 VIII 1975 r. na tle klimatu archipelagu Svalbard* (Praca magisterska wykonana w Zakładzie Klimatologii Inst. Geogr. Uniw. Mikołaja Kopernika w Toruniu, m-pis).
- Lugeon J. i in., 1936, *Résultats des Observations de l'Expédition Polonaise de l'Année Polaire 1932/1933 à l'Île des Ours*, Météorologie 1, Inst. Nat. Mèt. Pol.
- Marciniak K., Przybylak R., 1983, *Meteorological conditions in the Kaffiøyra (NW Spitsbergen) since 7th July to 5th September 1979*, Acta Univ. Nicolai Copernici., Geografia XVIII, Toruń.
- 1991, *Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiøyra – Spitsbergen w okresie 5 VII – 7 IX 1980 r.*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXII, Toruń.
- Markin W. A., 1975, *Klimat oblasti sowriemennogo oliedienienija*, [w:] *Oliedienienije Szpicbergena (Svalbarda)*, „Nauka”, Moskwa.

- Meinardus W., 1909, *Meteorologische Ergebnisse der Deutschen Südpolar – Expedition 1901 – 1903*, [w:] Drygalski E., von (red.), *Deutsche Südpolar – Expedition 1901 – 1903 im Auftrag des Reichsministeriums des Innern*, 3, 1ste Hälfte, Heft 1 de Gruyter, Berlin und Leipzig.
- Merecki R., 1906, *Okres „dzienny” temperatury powietrza podczas nocy podbiegunowej*, *Wiad. Matem.*, 10.
- Mohn H., 1905, *The Norwegian North Polar Expedition 1893 – 1896, Scientific Results*, *Meteorology* 6, Brockhaus, Leipzig.
- Nagurnyj A. P., 1982, *Tiermodynamiczeskoje issledowanije izmieničnosti klimata wysokich szriot, Gidromietieoizdat, Leningrad.*
- Nikolskij A. P., 1938, *Sutocznyj chod wozmuscziennosti magnitnogo polia w wysokich szriotach, Problema Arktiki*, 4.
- Niedźwiedz T., 1981, *Sytuacje synoptyczne i ich wpływ na zróżnicowanie przestrzenne wybranych elementów klimatu w dorzeczu górnej Wisły*, *Rozprawy habil.*, 58, Uniw. Jagielloński, Kraków.
- 1987, *Wpływ cyrkulacji atmosfery na temperaturę powietrza w Hornsundzie, Spitsbergen*, XIV Sympozjum Polarne, Aktualne problemy badawcze w Arktyce i Antarktyce, Lublin.
- (w druku), *Circulation factors of the climate in the Svalbard region*, *Acta Univ. Wratisl.*, Wrocław.
- Ohmura A., 1984, *On the cause of „Fram” type seasonal change in diurnal amplitude of air temperature in polar regions*, *J. Climat.*, 4.
- Osuchowska-Klein B., 1975, *Progностyczne aspekty cyrkulacji atmosferycznej nad Polską*, *Prace Inst. Met. i Gosp. Wodnej*, 7, Warszawa.
- Parczewski W., 1978, *Materiały do wykładów z meteorologii i klimatologii*, Wyd. Polit. Warszawskiej, Warszawa.
- Percyca J., 1983, *Climatological problems of the Hornsund area – Spitsbergen*, *Acta Univ. Wratisl.*, 714, Wrocław.
- Pereyma J., Piasecki J., 1986, *Przebieg wybranych elementów meteorologicznych w miesiącach letnich 1972 r. na Spitsbergenie*, *Biul. Met.* 28 (3) 1973, *Acta Univ. Wratisl.*, 569, Wrocław.
- Petelski T., 1980, *Przebieg pogody w Hornsundzie podczas wyprawy „Spitsbergen 1978/1979”*, *Gazeta Obserwatora IMGW*, 6 (390), Warszawa.
- Pietroń Z., Ziemiański M., 1985, *Results of some meteorological measurements and observations carried out at Hornsund (Spitsbergen) from 1 August 1983, to 31 July 1984*, *Pol. Polar Res.*, 6, 3, PWN, Warszawa.
- Polar Group, 1980, *Polar atmosphere-ice-ocean processes: A review of polar problems in climate research*, *Rev. Geophys. Space Phys.*, 18, 2.
- Przybylak R., 1980, *Warunki klimatyczne lodowca Waldemara (Spitsbergen) i ich pionowe zróżnicowanie w porównaniu z warunkami klimatycznymi na Równinie Kaffiöyry w lecie 1979 r.* (m-pis pracy magisterskiej wykonanej w Zakł. Klim. Inst. Geogr. Uniw. M. Kopernika w Toruniu).
- 1986, *Przyczyny zmian klimatu i lodowców w plejstocenie*, *Czas. Geogr.*, 3, Wrocław.
- Putnins P., 1970, *The climate of Greenland*, [w:] *Climate of the Polar Regions*, *World Surv. Climat.*, 14.
- Putnins P. i in., 1959, *Some meteorological and climatological problems of the Greenland area*, *Final Rep.*, June 20, 1958 – July 31, 1959, Sponsored by U. S. Army Signal Research and Development Laboratory, Fort Monmouth, New Jersey, United States. Weather Bureau, Washington D. C.
- Rasmussen E., 1985, *A case study of a polar low development over the Barents Sea*, *Tellus*, 37A.
- Rodzik J., Stepko W., 1985, *Climatic conditions in Hornsund (1978–1983)*, *Pol. Polar Res.*, 6, 4, PWN, Warszawa.
- Rubinsztein E. S., 1958, *„Obrasczenije” sutocznoego choda tiempieratury wo wriemia poliarnoj noczi i nocnyje powyszenija tiempieratury zimoj w umieryennych szriotach*, *Izw. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geogr.*, 3, Moskwa.
- Rusin N. P., 1961, *Mietieorologiczeskij i radiacjonnyj režim Antarktydy*, *Gidromiet. Izdat.*, Leningrad.
- Schwerdtfeger W., 1970, *The climate of the Antarctic*, [w:] *Climates of the Polar Regions*, *World Surv. Climat.*, 14.
- Simpson G. C., 1919, *British Antarctic Expedition 1910–1913*, *Meteorology*, 1, Discussion, Calcutta.



- Spinnangr G., 1968, *Global radiation and duration of sunshine in Northern Norway and Spitsbergen*, Met. Ann., 5, 3, Oslo.
- Steffensen E., 1969, *The climate and its recent variations at the Norwegian arctic stations*, Met. Ann., 5, 8, Oslo.
- 1982, *The climate at Norwegian arctic station*, Klima, 5, Oslo.
- Stepko W., Rodzik J. (w druku), *Course of weather in Hornsund during the Expedition „Spitsbergen 1982/1983”*, Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sect. B, 30, Lublin.
- Suchanek R., 1985, *Air temperature and humidity conditions in the environs of Cape Palffyodden (NW Sörkapland)*, [w:] *Polar studies of the Jagiellonian University Spitsbergen Expeditions 1980–1982*, Zesz. Nauk. Uniw. Jagiellońskiego, Prace Geogr., 63, Kraków.
- Sverdrup H. U., 1933, *The Norwegian North Polar Expedition with the „Maud” 1918–1925*, Scient. Results, 2, Meteorology, Part 1 Discussion, Geofysisk Institut, Bergen.
- Uranowa Ł. A., 1983a, *Raspriedielienije obszczego sodierżanija ozona pri wozniknowienii ciklonow nad Siewiernoj Amierikoj (S Sz A)*, [w:] *Atmosfiernyj ozon*, „Nauka”, Moskwa.
- 1983b, *Osobiennosti raspriedielienija obszczego sodierżanija ozona pri wozniknowienii anticiklonow*, [w:] *Atmosfiernyj ozon*, „Nauka”, Moskwa.
- Ustrnul Z., 1987, *Some characteristics of air thermal conditions in Hornsund, Spitsbergen*, Pol. Pol. Res., 8, 3, PWN, Warszawa.
- Vowinckel E., Orvig S., 1970, *The climate of the North Polar Basin*, [w:] *Climates of the Polar Regions*, World Surv. Clim., 14.
- Weller G., 1982, *Polar problems in climate research: some comparisons between the Arctic and Antarctic*, Aust. Met. Mag., 30.
- Wilhelmsen K., 1985, *Climatological study of gale – producing polar lows near Norway*, Tellus, 37A.
- Winogradow N. D., Makurina G. A., 1960, *Sinoptyczne usłowija wozniknowienija sztormow w rajonie Szpicbergena*, [w:] *Niekotoryje riezultaty issledowanij Arkticzeskich obserwatორij, Trudy Arkt. i Antarkt. Nauczno-Issled. Inst.*, 230, „Morskoy Transport”, Leningrad.
- Woskriesiński A. I., Marszunowa M. S., 1982, *Dinamika sowriemennogo klimata poliarnych rajonow*, Izw. Akad. Nauk SSSR, Ser. Fizika atmosfery i okieana, 18, 12.
- Wójcik G., 1976, *Zagadnienia klimatologiczne i glaciologiczne Islandii*, Rozpr. Uniw. M. Kopernika, Toruń.
- 1982, *Meteorological conditions at the Kaffiöyra Plain, Spitsbergen, from 21st July to 28th August 1977*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XVI, Toruń.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., 1983, *Wilgotność powietrza w sezonie letnim na nizinie nadmorskiej Kaffiöyra i lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen)*, [w:] *Polskie Badania Polarne, 1970–1982*, Rozprawy Uniw. M. Kopernika, Toruń.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., 1983, *Wilgotność powietrza w sezonie letnim na nizinie nadmorskiej Kaffiöyra i lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen)*, [w:] *Polskie Badania Polarne, 1970–1982*, Rozprawy Uniw. M. Kopernika, Toruń.
- Wójcik G., Przybylak R., 1991, *Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 14 lipca – 9 września 1982 r.*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXII, Toruń.
- Yamamoto R., Iwashima T., 1981, *Variability of the air temperature field in the Arctic*, Memoirs of National Institute of Polar Research Special Issue No 19, Proceedings of the Third Symposium on Polar Meteorology and Glaciology, Tokyo.
- Ziaja W., 1985, *The influence of winds on the temperature and humidity at North-Western Sörkapland (Spitsbergen) in summer 1982*, [w:] *Polar studies of the Jagiellonian University Spitsbergen Expeditions 1980–1982*, Zesz. Nauk. Uniw. Jagiellońskiego, Prace Geogr., 63, Kraków.

THE THERMIC AND HUMIDITY RELATIONS AGAINST  
A BACKGROUND OF THE CIRCULATIONS CONDITIONS IN HORNSUND  
(SPITSBERGEN) IN THE PERIOD 1978 – 1983

Summary

The study was primarily aimed at presenting a detailed characteristics of the thermic and humidity relations in Hornsund in the annual and daily course as well as at finding the influence of the marked out synoptic situations representing the circulation of the atmosphere on the course of the air temperature and humidity in Hornsund.

The meteorological station in Hornsund is located in the SW part of Spitsbergen ( $\phi = 77^{\circ}00'N$ ,  $\lambda = 15^{\circ}33'E$ ) on a marine terrace at about 11 m above sea level, some 200 m away from the coast of Hornsund fiord bay – Isbjørnhamna. The distance from the foot of the Fugleberget and Ariekammen mountains and from the front of the Hans glacier is about 1 km (Fig. 1).

The basic meteorological material used in the study (comprising everyday air temperature ( $T$ ) and relative humidity ( $f$  values) was obtained from the analysis of thermohygrograms from Hornsund meteorological station for the period October 1978 – December 1983. These data also allowed us to calculate hourly values of water vapour pressure ( $e$ ) and deficit of air humidity ( $\Delta e$ ).

To a large extent the present study uses synoptic methods to examine the Hornsund climate. We assumed that in the mesosynoptic scale the most important elements of the atmospheric circulation directly affecting weather conditions over a given area are: the direction of the advection of air masses or the lack of a distinct advection and the type of isobaric system. Taking into account the listed criteria 10 types of circulation were distinguished (Fig. 2A, 2B) which were frequent enough to claim that a given type is an essential feature of circulation in a given circulation area. Then, using German synoptic maps (Europäischer Wetterbericht) of 0:00 hours a calendar of circulation types was made. The calendar enabled us to determine the frequency of occurrence of circulation types in the given area in the annual course and to analyze the influence of the atmospheric circulation on the temperature and humidity of air in Hornsund.

The atmospheric circulation plays an essential role in the formation of the climate of polar areas, especially during the polar night (NP). In the examined five-year period there is a distinct decrease in the frequency of occurrence of anticyclonic situations in Hornsund from 40.3% in 1979 to as little as 23.4% in 1983. The following types of circulation were most frequent in the period: E + SE<sub>c</sub> (17.3%), NW + N + NE<sub>c</sub> (16.6%) and S + SW + W<sub>c</sub> (14.1%) – Table 1. Such distribution of frequency is directly caused by the occurrence of an active and deep isobaric trough stretching from Iceland through the Barents Sea to the Kara Sea. This is the track of moving cyclones, which causes that Spitsbergen is gradually found in the different parts of them. The air circulation in the region is of a distinctly seasonal type. It's greatest intensity, characterized in the first place by a distinct domination of cyclonic situations, occurs in the winter and autumn (Table 1 and Fig. 3). This is connected with the highest thermic gradient occurring in these seasons of the year.

The analysis of the interseasonal changes of the location of the particular types of circulation according to their occurrence frequency showed that types E + SE<sub>c</sub> and K<sub>a</sub> underwent the greatest translocation (the former fell from the 1st position in the spring to the 8th one in the summer, the latter rose from the 7th position in the winter to the 2nd one in the spring and 1st in the summer) (Fig. 4).

These changes should be related to the decrease in the spatial differentiation of air pressure in Arctic in the summer.

According to the 5-year mean values the smallest cloudiness in annual courses occurs in the winter and spring and the greatest in the summer (Fig. 5). In the spring and summer the fine days occur most frequently in the anticyclonic circulation types and in the autumn and winter in the cyclonic types (Table 3, Fig. 6). Cloudy days are most frequent during the cyclonic activity.

Spitsbergen is thermally privileged, especially in NP. The mean long-term values of  $T$  for the coolest months of the year are about  $20^{\circ}\text{C}$  higher than in other areas of a similar latitude, e. g. in the Canadian Arctic.

The mean annual  $T$  in Hornsund oscillated between  $-6.2^{\circ}$  (1979) to  $-5.5^{\circ}\text{C}$  (1983). Their values depend in the first place on the  $T$  values occurring in the winter and spring, which are strongly dependent on the atmospheric circulation. July was the mean warmest month in the annual course of the examined 5-year period ( $4.0^{\circ}\text{C}$ ) and January was the coolest ( $-14.3^{\circ}\text{C}$ ) (Table 4). The highest  $T$  in this period was  $13.4^{\circ}\text{C}$  (11 July 1979) and the lowest  $-35.9^{\circ}\text{C}$  (16th January 1981).

A great changeability of  $T$  from day to day in NP and spring transitional period (WOP) is a characteristic feature of the thermic relations in Hornsund. It is caused by intensified activity of meridional air exchange when Spitsbergen is under cyclonic patterns (Table 5, Fig. 7). The second half-year is also clearly privileged due to a lesser ground albedo and a greater frequency of cyclones in the autumn compared to the spring.

The increase of cloudiness in Hornsund leads to the rise of  $T$  during almost all the year (excluding July and August). This is related to the fact that great cloudiness usually accompanies moving cyclones carrying warm and humid air masses from temperate latitudes.

The analysis of the mean seasonal thermic anomalies (Tables 7, 8, 9, 10 and Fig. 9) proves that regardless of some exceptions, during the whole year, the coolest types of circulation are  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_a$  and  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_c$  and the warmest  $\text{S} + \text{SW} + \text{W}_a$  and  $\text{S} + \text{SW} + \text{W}_c$ .

The largest mean daily amplitudes of  $T$  in Hornsund occur in the winter (January  $-7.0^{\circ}$ , February  $-6.9^{\circ}$  and December  $-6.3^{\circ}\text{C}$ ) and are connected with a large non-periodic changeability of  $T$  from day to day conditioned by intense cyclonic activity. The secondary maximum of their values falls in April and beginning of May (Table 12, Fig. 13). A different picture was obtained from the calculation of the amplitudes of the monthly mean daily courses (Table 13).

The mean daily courses of  $T$  (pentade and monthly) over the whole year (except NP) have a clear asymmetric course. The second half of the day is usually warmer. On the average, the highest  $T$  occurred between 13:00 and 15:00 (Fig. 16). The clearest daily courses occur in WOP at synoptic situations  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_a$  and  $\text{E} + \text{SE}_a$ , during the polar day (DP) at  $\text{C}_a$  and  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_a$  and in the autumn transitional period (JOP) at  $\text{C}_a$  and  $\text{K}_a$  (Fig. 18). In the NP five basic types of daily courses of  $T$  may be distinguished in Hornsund: 1) a „normal” pattern with a maximum of  $T$  in „daytime” hours and minimum values at „night”; 2) a „reverse” pattern with a maximum of  $T$  at „night” and minimum in „daytime” hours; 3) with a  $T$  increasing tendency throughout the entire 24 hours; 4) with a  $T$  decreasing tendency throughout the entire 24 hours; 5) with a  $T$  nearly constant throughout the entire 24 hours (Figs 17A, B and 18). During 4 winters month (Nov. – Feb.) of the period 1978–1983 type 4 (25.9%) and 2 & 3 (23.3% each) were most frequent. The „reverse” daily course of  $T$  occurred mainly in December (25.3%) and January (17.4%). It was most clear on fine days (Fig. 15). This type occurred with the highest probability (but not very high) at  $\text{K}_a$  (0.26%),  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_a$  and  $\text{NW} + \text{N} + \text{NE}_c$  (0.22%) circulation types and with the lowest probability at  $\text{B}_c$  (0.12%) and  $\text{E} + \text{SE}_a$  (0.15%).

The occurrence of the „reverse” daily course of  $T$  during NP in Hornsund is usually accidental and mainly connected with nonperiodic changes of  $T$  resulting from intensive cyclonic activity. Even if we assume that there are other factors favouring the occurrence of the „reverse” daily course of  $T$  (e.g. daily periodicity of radiation balance and the influence of ozone on it or daily changes of geomagnetic activity) they may manifest themselves only in some synoptic situations (usually anticyclonic, non-advectional) which, however, occur in this time very rarely.

The geographic situation of Spitsbergen (oceanic and on the track of moving cyclones) causes that there are higher values of air humidity in Hornsund compared to other regions of Arctic.

The basic numerical values of the analyzed in this study three most commonly used parameters of



air humidity, i. e. water vapour pressure, relative humidity and deficit of air humidity are presented in Table 14. It results from the table that they are the highest in the warmest months (summer) and the lowest in the coolest ones (winter). The changeability of  $e$  and  $f$  from day to day (similarly to  $T$ ) is the greatest during NP and WOP and  $\Delta e$  in the summer (Tables 15 and 18, Figs 19, 26 and 28). During the whole year the highest  $e$  and  $f$  occurred on overcast days and the lowest on fine ones. In turn, the highest  $\Delta e$  during the whole year (except July and October) occurred on partly cloudy days and the lowest on fine (in NP and WOP) and overcast ones (in DP and JOP) (Table 16, Fig. 20).

The highest values of  $e$  and  $f$  almost throughout the year occurred at  $S + SW + W_a$  and  $S + SW + W_c$  circulation types (this is particularly well observable in the cool season of the year) and the lowest ones at  $NW + N + NE_a$  and  $NW + N + NE_c$ . In the case of  $\Delta e$  the picture is more complex. However, its very high values in July and August at  $E + SE_a$  and  $E + SE_c$  should be mentioned. These circulation types favour foehnization of air in Hornsund (Table 17, Fig. 22).

The clearest mean daily courses of the three parameters of air humidity occur in DP. The lower the degree of cloudiness the higher clarity of the courses is seen (Figs 23 and 24). The advection of air masses from sectors N and E bringing small cloudiness also favour a better formation of the daily courses (Figs 25, 27 and 29).

*Translated by E. Maliszewski*

## ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНЫЙ РЕЖИМ И ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ В ГОРНСУНДЕ (ШПИЦБЕРГЕН) ЗА 1978 — 1983 ГОДЫ

### Резюме

Главной целью исследований являлось составление подробной характеристики годового и суточного температурно-влажностного режима и изучение влияния выделенных метеорологических обстановок, представляющих собой фактор циркуляции атмосферы, на ход температуры и влажности воздуха в Горнсунде.

Метеостанция в Горнсунде расположена в юго-западной части Шпицбергена ( $\phi = 77^{\circ}00'$ с.ш.,  $\lambda = 15^{\circ}33'$ з.д.). Она находится на морской террасе на высоте около 11 метров над уровнем моря и на расстоянии 200 м. от залива фиорда Горнсунд — Исбиернгамна. Расстояние от подножия гор Фуглебергет и Ариекаммен и от лба ближайшего ледника Ганса равно около 1 км (Рис. 1).

Основной метеорологический материал, использованный в работе (учитывающий ежекасовые значения температуры ( $T$ ) и относительной влажности воздуха ( $f$ ), был получен от термогидрографов метеостанции в Горнсунде за период с октября 1978 по конец 1983 года. Эти данные использовались для вычисления ежекасовых значений давления водяного пара ( $e$ ) и ненасытности влажности воздуха ( $De$ ).

В настоящей работе широко использовались синоптические методы с целью изучения климата Горнсунда. Было установлено, что в мезосиноптическом масштабе к числу важнейших элементов циркуляции атмосферы, решающих непосредственным образом о условиях погоды на этой территории, принадлежат: направление адвекции воздушных массивов или ее отсутствие, а также вид барической системы. Учитывая вышеназванные критерии, автор выделил 10 типов циркуляции (Рис. 2А и Б), повторяемость которых была настолько большая, что она позволила прийти к заключению, что данный тип является существенной чертой циркуляции в данном районе циркуляции. Затем составлялся календарь типов циркуляции (с использованием немецких синоптических карт для  $0^{\circ}$  часов), который позволял определить годовую частотность типов циркуляции над данным районом и вести наблюдения за влиянием атмосферной циркуляции на температуру и влажность воздуха в Горнсунде.

Атмосферная циркуляция играет очень существенную роль в образовании климата полярной зоны, особенно в период полярной ночи. За весь пятилетний период проведения исследований наблюдалось значительное понижение с каждым годом процентной доли выступления антициклональной обстановки в Горнсунде — с 40,3% в 1979 году по 23,4% в 1983 году. Самой высокой частотностью характеризовались в тот период следующие типы циркуляции:  $E + SE_c$  (17,3%),  $NW + N + NE_c$  (16,6%) и  $S + SW + W_c$  (14,1%) — Табл. I. Непосредственной причиной такого расположения частот является выступление активной и глубокой барической борозды, проходящей из Исландии через море Баренца к Карскому морю. По этому маршруту продвигаются странствующие циклоны и вызывают постепенное изменение условий над Шпицбергом. Атмосферная циркуляция в обсуждаемом районе характеризуется явной сезонностью. Самая высокая ее интенсивность, проявляющаяся прежде всего преобладанием циклонов, имеет место зимой и осенью (Табл. I и Рис. 3). Это связано с выступающим в эти времена года самым большим термическим градиентом.

Анализ межсезонных изменений мест, которые занимают отдельные типы циркуляции в частотном ряде их выступления показывает, что самым большим перемещениям подвергаются типы  $E + SE_c$ , который с первого места, занимаемого весной, отодвинулся на восьмое место летом и  $K_a$ , который с седьмого места, занимаемого им зимой, выдвинулся на второе место весной и первое летом (Рис. 4). Эти изменения связаны с пространственной дифференциацией давления в Арктике в летний период.

В годовом ходе самый погодный период, по пятилетним средним — это зима и весна. Лето характеризуется высокой степенью изменчивости погодных условий (Рис. 5). Весной и летом погодные дни сопровождаются типом антициклональной циркуляции. Осенью и зимой они чаще всего имеют место в случае циклонального типа циркуляции (Табл. 3; Рис. 6). Пасмурные дни сопровождаются чаще всего циклональной деятельностью.

С термической точки зрения Шпицберген привилегирован особенно в период полярных ночей. Многолетние средние значения  $T$  самых холодных месяцев года здесь на  $20^\circ\text{C}$  выше, чем в районах, лежащих на подобной географической широте, например, в Канадской Арктике.

Средние годовые  $T$  в Горнсунде колебались от  $-6,2$  (1979) до  $-5,5^\circ\text{C}$  (1983). О их значениях решают прежде всего  $T$ , выступающие зимой и весной и зависящие в значительной степени от атмосферной циркуляции. В годовом ходе в среднем самым теплым месяцем за исследуемое пятилетие являлся июль ( $4,0^\circ\text{C}$ ), самым холодным — январь ( $-14,3^\circ\text{C}$ ) — Табл. 4. Самая высокая  $T$  имела место 11 июля 1979 года и равнялась  $13,4^\circ\text{C}$ , самая низкая ( $-35,9^\circ\text{C}$ ) имела место 16 01 1981 г.

Характерной чертой термических отношений в Горнсунде во время полярных ночей (NP) и в весенний переходный период (WOP) является необыкновенно большая изменчивость  $T$  изо дня в день, вызываемая усиленным воздействием меридианного обмена воздуха проходящего интенсивно, когда Шпицберген охвачен циклональными системами (Табл. 5; Рис. 7). Четко наблюдающееся улучшение термических условий во второй половине года связано с меньшим в это время альбедом грунта и значительно большей частотностью циклонов осенью по сравнению с весной.

Возрастание облачности в Горнсунде приводит почти в течение всего года (за исключением июля и августа) к повышению  $T$  (Табл. 6; Рис. 8). Это обусловлено фактом, что большая облачность, как правило, имеет место тогда, когда странствующие циклоны несут с собой теплые и влажные массы воздуха из умеренных широт.

Анализ средних сезонных отклонений в области термических условий (Табл. 7—10 и Рис. 9) доказал, что, несмотря на некоторые исключения, на протяжении всего года самыми холодными типами циркуляции являются  $NW + N + NE_a$  и  $NW + N + NE_c$ , а самыми теплыми  $S + SW + W_a$  и  $S + SW + W_c$ .

Самые большие суточные колебания принимают средние значения  $T$  в Горнсунде зимой (январь —  $7,0$ ; февраль —  $6,9$  и декабрь —  $6,3^\circ\text{C}$ ) и они связаны с большой неперіодической изменчивостью  $T$  изо дня в день, обусловленной интенсивным циклональным воздействием. Второй по величине максимум приходится на апрель и начало мая (Табл. 12; Рис. 13). Другая картина была получена после вычислений колебания средних месячных суточных ходов.

Средний суточный ход  $T$  (пентадовые и месячные) в течение всего года (за исключением NP) имеют явно асимметрический ход. Вторая половина суток, как правило, теплее. В среднем самые высокие  $T$  выступали между 13—15 часами (Рис. 16). Самый четкий суточный ход наблюдается в WOP в синоптических условиях  $NW + N + NE_a$  и  $E + SE_a$ , в полярный день (DP) при  $S_a$  и  $NW + N + NE_a$ , а в осенний переходный период (JOP) при  $S_a$  и  $K_a$  (Рис. 18). В NP автор выделил пять основных суточных ходов  $T$  в Горнсунде: 1. „нормальный” с максимумом в дневные и минимумом в ночные часы, 2. „обратный” с максимумом  $T$  выступающим ночью и минимумом  $T$  во время дня, 3. с тенденцией возрастания  $T$  в течение всех суток, 4. с тенденцией убывания  $T$  в течение всех суток и 5. с одинаковой  $T$  на протяжении всех суток (Рис. 17А, Б и 18).

В период 4 зимних месяцев (XI—II) за 1978—1983 чаще всех выступал тип 4 (25,9%) и 2 и 3 (по 23,3% ). „Обратный” суточный ход  $T$  выступал чаще всего в декабре (25,3%)



и в январе (17,4%). Он имел самый четкий характер в погодные дни (Рис. 15). Самая высокая вероятность выступления этого типа имела место в случае синоптических условий  $K_a$  (0,26),  $NW + N + NE_a$  и  $NW + N + NE_c$  (0,22) и самая низкая при  $B_c$  (0,12) и  $E + SE_a$  (0,15).

Выступление „обратного” суточного хода  $T$  в NP в Горнсунде имеет чаще всего случайный характер и оно связано прежде всего с неперiodическими изменениями  $T$ , обусловленными интенсивным циклональным воздействием. Если бы даже принять, что существуют другие факторы, содействующие выступлению „обратного” суточного хода  $T$  (например, суточный цикл радиационного баланса и роль озона в этом цикле или же суточные изменения геомагнитной активности) то они могут проявляться лишь в некоторой синоптической обстановке (чаще всего при высоком атмосферном давлении и при отсутствии адвекции), которая выступает в это время очень редко.

Географическое положение Шпицбергена (океаническое и на маршруте перемещающихся циклонов) вызывает сравнительно высокие значения влажности воздуха в Горнсунде по сравнению с другими районами Арктики.

Основные числовые значения трех обсуждаемых в работе и чаще всего применяемых параметров влажности воздуха, т.е. давления водяного пара, относительной влажности и ненасытности влажности воздуха даются в Табл. 14. Из нее следует, что самые высокие числовые значения они принимают в самые теплые (летние) месяцы, а самые низкие в самые холодные месяцы (зимой). Изменчивость изо дня в день  $e$  и  $f$  (также как и  $T$ ) самая высокая в NP и WOP, а  $De$  летом (Табл. 15 и 18; Рис. 19, 26 и 28). На протяжении всего года самые высокие  $e$  и  $f$  выступали по пасмурным дням, самые низкие средние значения они принимали в погодные дни. В свою очередь самые высокие  $De$  на протяжении всего года (за исключением июля и октября) выступали по пасмурным дням, а самые низкие в погодные дни (в NP и WOP) и в пасмурные дни (в DP и JOP), Табл. 16; Рис. 20.

Самые высокие значения  $e$  и  $f$  почти весь год случались при типах циркуляции  $S + SW + W_a$  и  $S + SW + W_c$  (это особенно хорошо видно в холодное время года) и самые низкие при следующих типах циркуляции  $NW + N + NE_a$  и  $NW + N + NE_c$ . В случае  $De$  эта картина более сложна. Стоит однако упомянуть о его очень высоких значениях в июле и в августе, когда выступают типы циркуляции  $E + SE_a$  и  $E + SE_c$ , содействующие процессам фенизации воздуха в Горнсунде (Табл. 17; Рис. 22).

Самые четкие средние суточные ходы всех трех параметров влажности воздуха выступают по DP. Рост четкости хода наблюдается тоже с понижением облачности (Рис. 23 и 24). Лучшему образованию хода содействуют тоже адвекции воздуха из секторов N и E из-за низкой степени облачности (Рис. 25, 27 и 29).



Książki i czasopisma Ossolineum można nabywać w placówkach własnych Wydawnictwa:

50-106 Wrocław, Rynek 6  
50-227 Wrocław, Kleczkowska 44 (magazyn hurtowy i sprzedaż wysyłkowa)  
80-855 Gdańsk, ul. Łągiewniki 56 (książki i muzykalia)  
70-551 Szczecin, pl. Żołnierza Polskiego 1  
90-447 Łódź, Piotrowska 181  
31-110 Kraków, Św. Jana 28 (sprzedaż detaliczna i hurtowa)  
61-745 Poznań, Al. Marcinkowskiego 30 (róg 23-go Lutego)

oraz w księgarniach Ośrodka Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN:

50-071 Wrocław, pl. Wolności 7, I p.  
00-901 Warszawa, Pałac Kultury i Nauki  
31-020 Kraków, ul. Św. Marka 22  
61-725 Poznań, ul. Mielżyńskiego 27/29  
40-077 Katowice, ul. Bankowa 14, paw. D, I p.  
20-031 Lublin, pl. M. Curie-Skłodowskiej 5  
15-082 Białystok, ul. Nowotki 13  
90-268 Łódź, Piotrkowska 48

Ponadto sprzedaż edycji ossolińskich prowadzą większe księgarnie naukowe (prywatne), w szczególności:

31-042 Kraków, Rynek Główny 4; 00-068 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 7;  
45-015 Opole, Rynek 19/20; 80-244 Gdańsk-Wrzeszcz, Grunwaldzka 111;  
40-096 Katowice, 3 Maja 12; 31-118 Kraków, Podwale 6;  
90-004 Łódź, Piotrkowska 102A; 41-200 Sosnowiec, Warszawska 1;  
50-138 Wrocław, Kuźnica 30/33

Ossolineum zaprasza do współpracy księgarzy, agencje kolporterskie i odbiorców indywidualnych. Oferujemy możliwość zakupu handlowej ilości książek po cenach hurtowych bezpośrednio od Wydawnictwa (Dział Sprzedaży i Eksportu, Rynek 9, 50-106 Wrocław), na następujących warunkach: odbiór następuje własnym transportem lub przesyłką pocztową na koszt odbiorcy, a rozliczenie należności – gotówką lub czekiem potwierdzonym w banku (wpłata bezpośrednio do kasy Wydawnictwa). Przy zakupach na kwotę powyżej 10 milionów istnieje możliwość płatności przelewem, na konto Ossolineum w terminie do 14 dni od chwili otrzymania towaru. Konto: Bank Kredytowy IV O/Wrocław, 359209-1078.

Zamówienia na prenumeratę czasopism w kraju należy kierować do Centrali Kolportażu Prasy i Wydawnictw, ul. Towarowa 28, 00-598 Warszawa, lub bezpośrednio do Działu sprzedaży i Eksportu Wydawnictwa, Rynek 9, 50-106 Wrocław.

## OSSOLINEUM – YOUR CHEAPEST AND MOST RELIABLE SUPPLIER

### OF ACADEMIC BOOKS AND PERIODICALS

Ossolineum Publishing House offers a wide spectrum of periodicals, serial publications and books covering various fields of contemporary scientific research.

For orders containing more than 10 titles (copies) a rebate of 15-20% will be granted, by purchase of 50 titles (copies) the rebate will increase to 40%. For booksellers – 50% rebate. Subscriptions – 30% rebate.

No advance payment is required.

The invoice is payable upon receipt. Individual and wholesale orders for books and periodicals published by Ossolineum should be sent directly to the publishers. Export Department, Rynek 9, 50-106 Wrocław, Poland. Our bank account for foreign currencies: Wielkopolski Bank Kredytowy, IV O/Wrocław – 359209-1078-151-6787.



1941-1942  
1943-1944  
1945-1946  
1947-1948  
1949-1950  
1951-1952  
1953-1954  
1955-1956  
1957-1958  
1959-1960  
1961-1962  
1963-1964  
1965-1966  
1967-1968  
1969-1970  
1971-1972  
1973-1974  
1975-1976  
1977-1978  
1979-1980  
1981-1982  
1983-1984  
1985-1986  
1987-1988  
1989-1990  
1991-1992  
1993-1994  
1995-1996  
1997-1998  
1999-2000  
2001-2002  
2003-2004  
2005-2006  
2007-2008  
2009-2010  
2011-2012  
2013-2014  
2015-2016  
2017-2018  
2019-2020  
2021-2022

WYDAWNICTWA IGI PZ PAN  
VARIA

- Bibliografia geografii polskiej 1984, 1990, s. 467, zł 4000, –**  
**Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1986, 1987, 1988, s. 134, zł 300, –**  
**Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, s. 109; cz. 2, tab. 220, zł 3500, –**  
**Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapkiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, s. 164, 37 map, zł 140, –; t. 2, Mapy XVIII wieku. Oprac. T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb (w druku).**

Institute of Geography and Spatial Organization, Polish Academy of Sciences, Conference Papers:

- 1 – **Restructuring of economies and regional development**, Warszawa 1988, s. 156, –
- 2 – **Natural environment of suburban areas as development factor of big cities**, Warszawa 1988, s. 184, –
- 3 – **The state, modes of production and world political map**, Warszawa 1989, s. 186, –
- 4 – **Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topo-climatology**, Warszawa 1990, s. 226, zł 1500, –
- 5 – **Agricultural classifications. A review of methodology**, Warszawa 1990, s. 69, zł 1000, –
- 6 – **Global change regional research centres**, Warszawa 1990, s. 181, zł 2000, –
- 7 – **The impact of urbanization upon rural areas**, Warszawa 1990, s. 272, zł 3000, –
- 8 – **The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe**, Warszawa 1990, s. 322, zł 4000, –
- 9 – **Przestrzenne problemy zdrowotności**, s. 322, zł 4000, –
- 10 – **Evolution of population and economic activities in urban regions**, s. 168, zł 4000, –
- 11 – **Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility**, s. 123, zł 5000, –
- 12 – **Restructuring and spatial strategy**, s. 203, zł 5000, –
- 13 – **Impact des mutations structurelles sur le developpement territorial en Europe** (w druku)
- 14 – **Sesja naukowa IG i PZ PAN 1991 / Annual Conference 1991**, s. 156, zł 2000, –

## WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

### 1990

- 1 A. KOTARBA (red.) – Współczesne procesy morfogenetyczne w Polsce. Wybrane zagadnienia, s. 84, zł 2700,–
- 2-3 B. LUCHTER – Przestrzenne związki użytkowania ziemi w Krakowie, s. 90, zł 3600,–
- 4 M. KUCZMARSKI – Usłonecznienie Polski i jego przydatność dla helioterapii, s. 70, zł 2400,–
- 5-6 M. DEGÓRSKI – Warunki siedliskowe kateny ekosystemów leśnych na Wysoczyźnie Rawskiej (ze szczególnym uwzględnieniem dynamiki wodno-troficznych właściwości gleb), s. 206, zł 6500,–

### 1991

- 1 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA (red.) – Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. II, s. 83, zł 6500,-
- 2 M. KLIMASZEWSKI – Progi strukturalne – paralele geomorfologiczne, s. 60, zł 5000,–
- 3-4 Z. RYKIEL (red.) – Studia z geografii społecznej, s. 132, zł 5000,–
- 5 P. SZELIGA – Międzynarodowa zależność gospodarcza w świetle ujęć komplementarnych, s. 84, zł 8000,–
- 6 M. ROŚCISZEWSKI (red.) – Zmiany w światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej s. 72, zł 8000,-

### 1992

- 1 M. BANACH, R. GLAZIK – Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej, s. 69.
- 2 R. PRZYBYŁAK – Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978–1983, s. 107.
- 3 E. NOWOSIELSKA – Teoria Christallera – prawda i mity (w sprawie nieporozumień pojęciowych) (w druku)
- 4 R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1938–1988. Próba syntezy (w druku)