



Rajmund Przybylak, Marek Kejna, Kazimierz Marciniak

**TERMICZNO-WILGOTNOŚCIOWA STRATYFIKACJA
W PRZYZIEMNEJ WARSTWIE POWIETRZA
NAD MORENĄ I LODOWCEM
W REGIONIE ZIEMI OSKARA II (NW SPITSBERGEN)
W SEZONIE LETNIM 1989 R.**

Zarys treści: W artykule przedstawiono różnice i podobieństwa stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w przyziemnej warstwie powietrza (0–2 m) nad moreną (stacja bazowa na morenie czołowo-bocznej Lodowca Aavatsmarka) i lodowcem (Lodowiec Waldemara) w regionie Kaffiöyry w sezonie letnim 1989 r. Zagadnienie to z uwzględnieniem przebiegu dobowego opracowano zarówno dla wartości średnich z całego okresu badawczego (21.07–31.08), jak i dla wybranych dni o różnym stopniu zachmurzenia i pokryciu szatą śnieżną.

WSTĘP

Problem termiczno-wilgotnościowej stratyfikacji w przyziemnej warstwie powietrza (0–2 m) w Arktyce jest, jak do tej pory, słabo poznany. Z opracowań polskich wymienić można jedynie prace Baranowskiego (1968) i Wójcika i in. (1989), które omawiają to zagadnienie na obszarze Spitsbergenu. Pewne dane dla tej wyspy zebrała także wyprawa glaciologiczna Akademii Nauk ZSRR, która prowadziła swoje badania w sezonach letnich 1965 i 1966. Część wyników badań z tych wypraw, dotyczących rozkładu temperatury i wilgotności w przyziemnej warstwie powietrza opublikował Markin (1975). Z innych obszarów Arktyki dostępne są dane dla Arktyki Radzieckiej z Ziemi Franciszka Józefa (Grossvald i in., 1973) i Ziemi Północnej (Krenke i in., 1987) oraz dla Arktyki Kanadyjskiej z wysp: Devon (Keeler, 1964; Holmgren, 1971) i Ellesmere (Bradley, Serreze, 1987).

Prezentowane, w wyżej cytowanych publikacjach, wyniki badań stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej w przyziemnej warstwie powietrza w Arktyce pochodzą głównie z sezonów letnich. Zostały one bowiem opracowane w oparciu o dane zebrane w czasie trwania różnych wypraw naukowych najczęściej organizowanych w tym okresie roku. Uzyskane tą drogą materiały są więc niesystematyczne i epizodyczne. Stąd też warto skorzystać z istniejących obserwacji ze strefy umiarkowanej z obszarów zajętych przez lodowce górskie, tym bardziej że warunki klimatyczne są tu podobne do tych w Arktyce. Problem ten jest intensywnie badany w wysokogórskich obszarach ZSRR. Z bardziej

znanych publikacji dotyczących tej strefy wymienić można opracowania: Voloshina (1966, 1976, 1981), Voloshina, Inashvili (1972), Davidovitch (1973, 1981), Davidovitch, Popova (1973), Markin (1976), Krenke (1982), Krenke i in. (1987).

Na obszarze Kaffiöyry i na Lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) badania termiczno-wilgotnościowej stratyfikacji w przyziemnej warstwie powietrza rozpoczęto w czasie trwania V Toruńskiej Wyprawy Polarnej w 1980 r. i kontynuowano je w ciągu następnych wypraw. Wyniki obserwacji z lat 1980 i 1985 zawiera praca Wójcika i in. (1989). W niniejszym artykule przedstawiono rozkład temperatury i wilgotności powietrza w profilu pionowym 0–2 m nad powierzchnią morenową i lodową na podstawie badań przeprowadzonych w sezonie letnim 1989 r.

OBSZAR, MATERIAŁ I METODY BADAŃ

Pomiary termiczno-wilgotnościowej stratyfikacji w przyziemnej warstwie powietrza na Kaffiöyrze i w jej otoczeniu prowadzono na morenie czołowo-bocznej Lodowca Aavatsmarka (punkt KH, 6 m n.p.m., 200 m od brzegu morza), na czole Lodowca Waldemara (punkt LW-1, 129 m n.p.m., 3 km od brzegu morza) i jego polu firnowym (punkt LW-2, 385 m n.p.m., 6 km od brzegu morza). Szczegółowy szkic sytuacyjny obszaru badań z zaznaczeniem powyższych punktów pomiarowych zamieszczono w pracy Marciniaka i in. (1992). Pomiary temperatury i wilgotności powietrza wykonywano w klatkach meteorologicznych na wysokości 50 i 200 cm, a na morenie także na wysokości 5 cm n.p.t. Do tych pomiarów wykorzystano na morenie psychrometr Augusta a na stanowiskach lodowcowych termohigrografy, których prawidłowość rejestracji była codziennie kontrolowana za pomocą psychrometru Augusta. Temperaturę powierzchni czynnej na morenie mierzono zwykłym termometrem rtęciowym; nie mierzono jej natomiast na lodowcu. Przyjęto, iż w okresie ablacji (który to proces w czasie badań dominował) temperatura jego powierzchni była równa 0°C. Warto przypomnieć, że wg Krenkego (1982) proces ablacji na lodowcach w Arktyce zachodzi w ciągu całej doby w okresie dnia polarnego jeszcze przy średnich dobowych temperaturach wahających się od 2–3°C. Kryterium to zostało uwzględnione w niniejszej pracy. W końcu sezonu letniego 1989, kiedy na Lodowcu Waldemara średnia temperatura powietrza na wysokości 2 m n.p.t. spadła poniżej tej krytycznej wartości, proces ablacji ustał, a temperatura powierzchni lodowca spadła poniżej 0°C. Stąd też przy braku pomiarów temperatury powierzchni lodowca nie było możliwe obliczenie pionowych gradientów temperatury powietrza dla warstwy 0–50 cm (tab. 1).

Podstawowym celem niniejszego opracowania jest zbadanie różnic i podobieństw w rozkładzie temperatury i wilgotności w przyziemnej warstwie powietrza na obszarze niezłozonym i złozonym na Spitsbergenie. W tym celu

Tabela 1 — Table 1

Średnie dekadowe wartości zachmurzenia (C), prędkości wiatru (v) i temperatury powietrza (t) z 4 poziomów pomiarowych (0*, 5, 50 i 200 cm) oraz gradienty temperatury powietrza (γ) na Kaffiöyrze i Lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) z okresu 21.07 — 31.08 1989 r.

Mean decade values of the cloudiness (C), wind velocity (v) and air temperature (t) from 4 measured levels (0*, 5, 50 and 200 cm) and air temperature lapse rates (γ) on Kaffiöyra and Waldemar Glacier (NW Spitsbergen) from the period 21.07 — 31.08 1989

Miesiąc Month	Deka- da Deca- de	Ter- min Term	Kaffiöyra - Heggodden										Lodowiec Waldemara - Waldemar Glacier									
			C		v		t (°C)				γ (°C/m)				czoło - snout		firn - firn		t (°C)		γ (°C/m)	
			0-10	m/s	0*	5	50	200	0-5	5-50	0-50	50-200	0	50	200	0-50	50-200	0	50	200	0-50	50-200
Lipiec July	III	01	7,6	5,6	4,6	4,3	4,2	4,1	6,0	0,2	0,8	0,07	0,0	2,4	3,5	-4,8	-0,73	0,0	0,4	1,9	-0,8	-1,00
		07	7,0	4,2	6,6	4,7	4,5	4,3	38,0	0,4	4,2	0,13	0,0	3,1	3,7	-6,2	-0,40	0,0	2,1	2,8	-4,2	-0,47
		13	6,2	6,6	9,1	6,7	5,9	5,4	48,0	1,8	6,4	0,34	0,0	4,1	5,0	-8,2	-0,60	0,0	2,9	3,3	-5,8	-0,27
		19	6,0	6,6	7,3	6,0	5,5	5,2	26,0	1,1	3,6	0,20	0,0	3,9	5,0	-7,8	-0,73	0,0	1,8	2,7	-3,6	-0,60
Sier- pień August	I	01	9,2	4,1	5,7	5,4	5,5	5,5	6,0	-0,2	0,4	0,00	0,0	4,2	5,4	-8,4	-0,80	0,0	2,9	4,2	-5,8	-0,87
		07	8,3	5,2	6,4	5,7	5,8	5,7	14,0	-0,2	1,2	0,07	0,0	4,1	5,2	-8,2	-0,73	0,0	3,9	3,8	-7,8	0,07
		13	8,8	5,8	8,3	6,5	6,3	6,0	36,0	0,4	4,0	0,20	0,0	4,3	5,6	-8,6	-0,87	0,0	4,6	5,2	-9,2	-0,40
		19	8,7	4,8	6,9	6,1	6,1	6,0	16,0	0,0	1,6	0,07	0,0	3,9	5,7	-7,8	-1,20	0,0	3,5	4,9	-7,0	-0,93
Sier- pień August	II	01	8,6	2,8	3,9	3,5	3,4	3,4	8,0	0,2	1,0	0,00	0,0	1,5	2,6	-3,0	-0,73	0,0	0,5	1,5	-1,0	-0,67
		07	9,4	2,7	5,2	3,9	3,7	3,5	26,0	0,4	3,0	0,13	0,0	1,9	2,8	-3,8	-0,60	0,0	1,9	1,9	-3,8	0,00
		13	8,4	4,7	7,4	5,0	4,5	4,3	48,0	1,1	5,8	0,13	0,0	2,8	4,1	-5,6	-0,87	0,0	3,1	3,1	-6,2	0,00
		19	8,1	4,8	5,7	4,5	4,2	4,1	24,0	0,7	3,0	0,07	0,0	2,1	3,6	-4,2	-1,00	0,0	1,9	2,3	-3,8	-0,27
Sier- pień August	III	01	9,4	4,8	1,8	1,4	1,5	1,6	8,0	-0,2	0,6	-0,07	<0,0	0,0	0,6	-	-0,40	<0,0	-1,6	-1,2	-	-0,27
		07	9,3	6,3	2,0	1,6	1,5	1,7	8,0	0,2	1,0	-0,13	<0,0	0,1	0,7	-	-0,40	<0,0	-1,3	-1,3	-	0,00
		13	9,3	5,3	3,1	2,2	2,1	2,0	18,0	0,2	2,0	0,07	<0,0	0,5	1,2	-	-0,47	<0,0	-0,5	-0,9	-	0,27
		19	8,5	5,7	2,0	1,4	1,4	1,5	12,0	0,0	1,2	-0,07	<0,0	-0,1	0,6	-	-0,47	<0,0	-2,1	-1,8	-	-0,20
21.07-31.08		01	8,7	4,4	4,0	3,6	3,6	3,6	8,0	0,0	0,8	0,00	0,0	2,0	3,0	-4,0	-0,67	<0,0	0,5	1,5	-	-0,67
		07	8,5	4,6	5,0	3,9	3,8	3,8	22,0	0,2	2,4	0,00	0,0	2,3	3,1	-4,6	-0,53	<0,0	1,6	1,8	-	-0,13
		13	8,1	5,6	6,9	5,1	4,7	4,4	36,0	0,9	4,4	0,20	0,0	2,9	3,9	-5,8	-0,67	<0,0	2,5	2,6	-	-0,07
		19	7,8	5,5	5,4	4,5	4,3	4,1	18,0	0,4	2,2	0,13	0,0	2,4	3,7	-4,8	-0,87	<0,0	1,2	1,9	-	-0,47

* temperatura warstwy gruntu 0 — 1 cm — ground temperature for 0 — 1 cm layer

do analizy wykorzystano dane z okresu 21.07–31.08. Zmiany tych rozkładów w ciągu doby przebadano na podstawie danych z 4 terminów klimatologicznych, tj. z godz. 01, 07, 13 i 19 LMT.

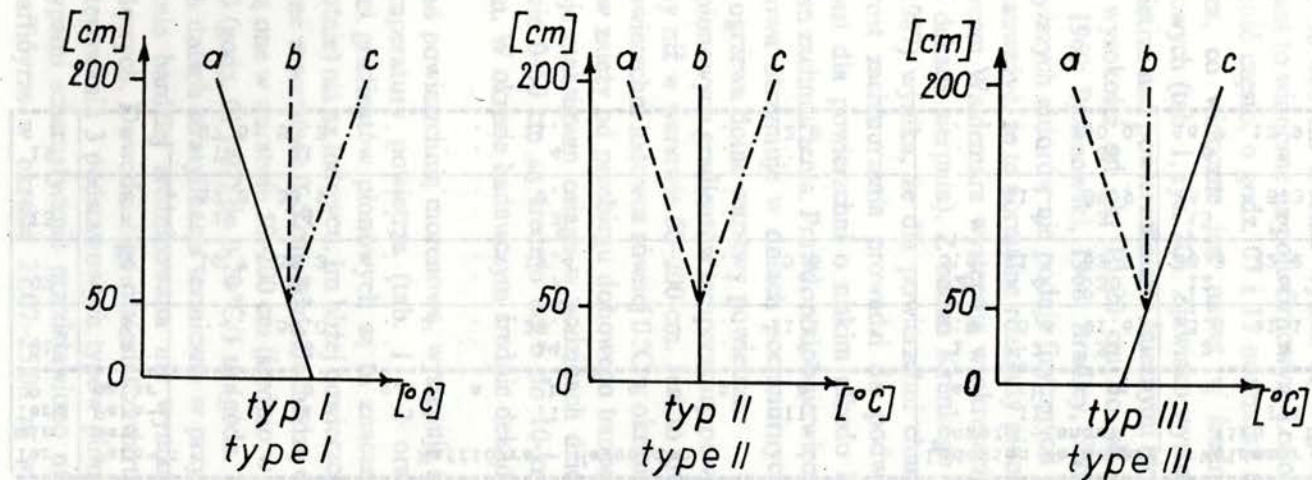
Przy klasyfikowaniu rozkładów pionowych temperatury powietrza w warstwie 0–200 cm zastosowano typy i podtypy (rys. 1) zaproponowane w pracy Wójcika i in. (1989). Podstawą wyróżnienia typów (I, II, III) była stratyfikacja termiczna w warstwie 0–50 cm, a podtypów (a, b, c) stratyfikacja w warstwie 50–200 cm. W ten sposób otrzymano 9 kombinacji rozkładu pionowego temperatury. Przy analizie różnic termicznych między sąsiednimi poziomami za izotermię przyjmowano wartości bezwzględne $\leq 0,2^{\circ}\text{C}$.

Stratyfikację termiczno-wilgotnościową powietrza w zależności od warunków pogodowych przedstawiono na przykładzie wybranych dni z dużym i małym zachmurzeniem. Oddzielnie rozpatrzono sytuacje z pokrywą śnieżną na całym badanym obszarze i bez tej pokrywy.

WYNIKI BADAŃ

Temperatura powietrza

Ciepne oddziaływanie podłoża na kontaktujące się z nim masy powietrza zależy od rodzaju podłoża i najsilniejsze jest w cienkiej przygruntowej warstwie powietrza, gdzie też notuje się największe pionowe gradienty temperatury. W niniejszym opracowaniu przedstawiono analizę zmian temperatury powietrza w warstwie 0–2 m nad dwoma skrajnie odmiennymi rodzajami podłoża w Arktyce, tj. ogólnie mówiąc nad powierzchnią niezlodowaconą i zlodowaconą. Pierwszą podstawową cechą różniącą te dwa środowiska jest wielkość albedo, które znacznie wyższe jest dla lodu i śniegu. Okazuje się jednak, że wysokie albedo, co zabrzmi paradoksalnie, odgrywa dodatnią rolę w kształtowaniu bilansu radiacyjnego powierzchni lodowców dolinnych poprzez powtórne rozproszenie i zwrotne odbicie promieniowania od pokrytych śniegiem stoków, cząsteczek powietrza, pary wodnej a przede wszystkim chmur (Krenke i in., 1987). Wyniki pomiarów bilansu radiacyjnego powierzchni tych lodowców, przedstawione w powyższej publikacji, wskazują, iż jest on równy a często wyższy w porównaniu z bilansem radiacyjnym powierzchni morenowych otaczających lodowce. Istotną rolę w procesie zwiększania bilansu radiacyjnego powierzchni zlodowaconych pełni także wypromieniowanie efektywne, które jest kilkakrotnie niższe (często nawet skierowane w stronę powierzchni lodowca) na lodowcu niż na morenie. Wiąże się to bezpośrednio z drugą ważną cechą powierzchni lodowcowej, jaką jest niemożność osiągnięcia przez nią temperatury wyższej od 0°C . Ta właściwość decyduje o tym, że nad powierzchniami lodowcowymi w sezonie ablacji przeważają inwersyjne rozkłady pionowe temperatury powietrza (temperatura rośnie wraz z wysokością) – tab. 1 i 2 oraz



Rys. 1. Typy i podtypy pionowych rozkładów temperatury powietrza w warstwie 0 – 200 cm (wg Wójcika i in., 1989).

I, II, i III oznaczają normalny, izotermiczny i inwersyjny typ odpowiednio; a, b i c oznaczają normalny, izotermiczny i inwersyjny podtyp odpowiednio

Fig. 1. Types and subtypes of the vertical distributions of air temperature in the 0 – 200 cm layer (after Wójcik et al, 1989).

I, II and III denotes normal, isothermic and inverse type, respectively; a, b and c denotes normal, isothermic and inverse subtype, respectively.

Tabela 2 — Table 2

Częstość bezwzględna (n) i względna (%) występowania typów (I, II i III) i podtypów (a, b, c) pionowej stratyfikacji temperatury w przyziemnej warstwie powietrza 0 — 200 cm (rys. 1) na Kaffiöyrze i Lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) z okresu 21.07 — 25. 08 1989 r.

Absolute (n) and relative (%) frequency of the types (I, II and III) and subtypes (a, b, c) of vertical air temperature stratification in the 0 — 200 cm layer (Fig. 1) on the Kaffiöyra and Waldemar Glacier (NW Spitsbergen) from the period 21.07 — 25.08 1989

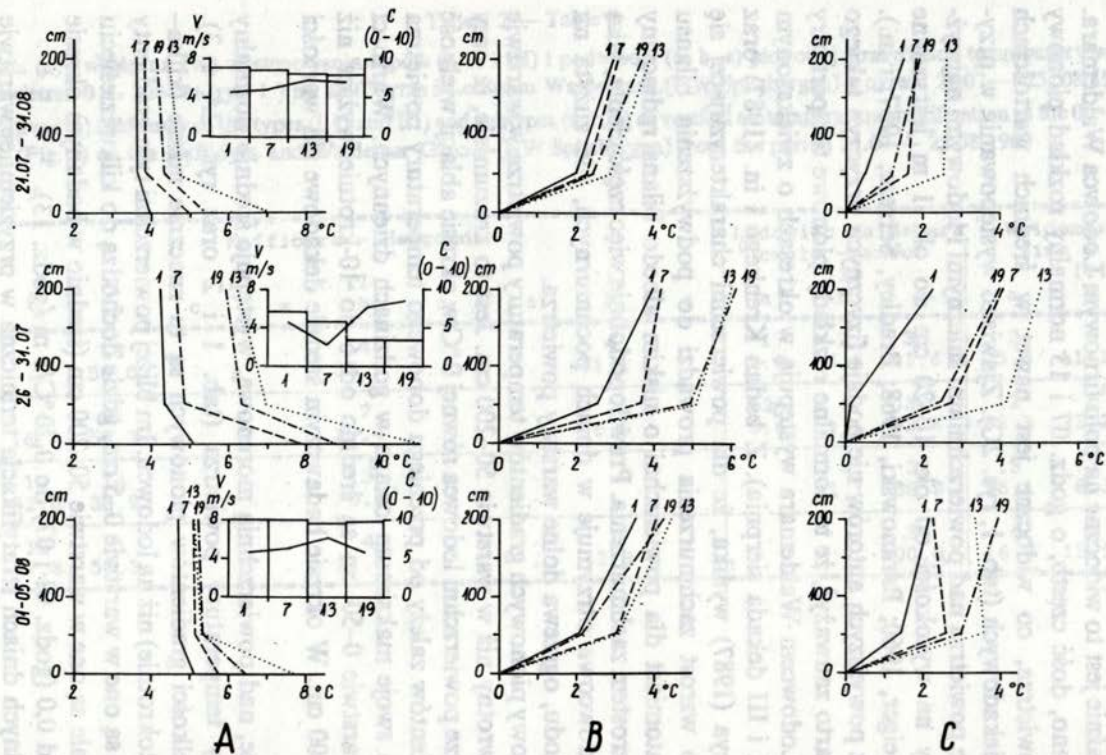
Termin Term	Parametr Parameter	Kaffiöyra - Heggodden									Lodowiec Waldemara - Waldemar Glacier					
		I			II			III			czoło - snout III			firn - firn III		
		a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
01	n	.	18	.	.	14	.	.	4	.	1	2	33	2	4	30
	%	.	50,0	.	.	38,9	.	.	11,1	.	2,8	5,6	91,6	5,6	11,1	83,3
07	n	6	21	.	.	7	.	.	2	.	2	4	30	12	8	16
	%	16,7	58,3	.	.	19,4	.	.	5,6	.	5,6	11,1	83,3	33,3	22,2	44,5
13	n	19	14	.	.	3	4	32	13	3	20
	%	52,8	38,9	.	.	8,3	11,1	88,9	36,1	8,3	55,6
19	n	10	21	.	.	4	.	.	1	.	.	.	36	6	5	25
	%	27,8	58,3	.	.	11,1	.	.	2,8	.	.	.	100,0	16,7	13,9	69,4

rys. 2 (B i C) i 3. Głębokość tych inwersji w warstwie 0–50 cm dochodzi prawie do $-10^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$ (tab. 1), podczas gdy w warstwie 50–200 cm nie przekracza zazwyczaj $-1^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$. W przebiegu dobowym pionowe gradienty temperatury powietrza w warstwie 50–200 cm średnio wyższe są w godzinach nocnych. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne na polu firnowym Lodowca Waldemara. Tam też notowano, dość często, o godz. 07 i 13 normalny rozkład pionowy temperatury powietrza, co widoczne jest nawet w średnich wartościach pentadowych i dekadowych (tab. 1, rys. 2C). Zjawisko występowania w przyziemnej warstwie powietrza nad powierzchniami śnieżnymi i lodowymi najwyższej temperatury na wysokości od ok. 10–20 cm do ok. 1 m jest znane w literaturze (Geiger, 1960; Baranowski, 1968; Bradley, Serreze, 1987; i in.). Niestety żaden z powyższych autorów nie podaje fizycznych przyczyn takiego stanu rzeczy. Warto zauważyć, że te normalne rozkłady pionowe temperatury powietrza nad Lodowcem Waldemara występują w okresach o zwiększonym zachmurzeniu (I i III dekada sierpnia). Z badań Krenkego i in. (1987) oraz Serreze i Bradleya (1987) wynika, że dla powierzchni charakteryzującej się wysokim albedo wzrost zachmurzenia prowadzi do podwyższenia bilansu radiacyjnego, natomiast dla powierzchni o niskim albedo bilans radiacyjny spada wraz ze wzrostem zachmurzenia. Prawdopodobnie więc część ciepła, jaką powierzchnia lodowcowa otrzymuje w dniach pochmurnych, nie zużyta na taniecie śniegu i lodu, ogrzewa dolne warstwy powietrza.

Przebieg dobowy pionowych gradientów temperatury powietrza w warstwie 0–50 cm jest odwrotny niż w warstwie 50–200 cm. Jest to zrozumiałe, iż przy stałej temperaturze powierzchni lodowca równej 0°C w okresie ablacji wielkość pionowych gradientów zależy od przebiegu dobowego temperatury powietrza na 50 cm, która swoje maksimum osiąga w godzinach dziennych. Wartości gradientów w warstwie 0–50 cm są średnio od 6 do 10-krotnie wyższe niż w warstwie 50–200 cm. W okresie badawczym średnie dekadowe ich wartości były ujemne.

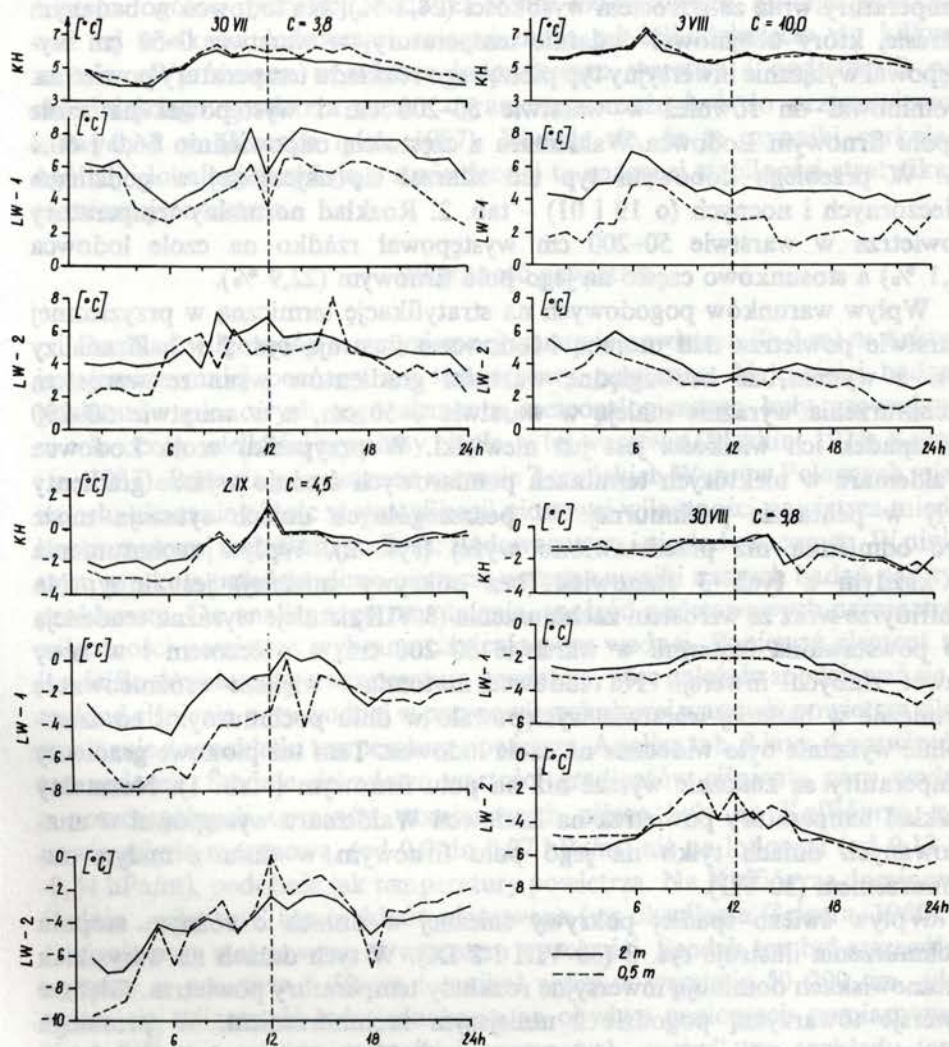
Na Kaffiöyrze, nad powierzchnią morenową, występuje średnio normalny rozkład pionowy temperatury powietrza (tab. 1 i 2 oraz rys. 2A i 3). Bezwzględne wielkości gradientów pionowych są tu znacznie niższe (kilkanaście kilkunastokrotnie) niż na lodowcu. Im bliżej powierzchni tym gradienty rosną, najwyższe są one w warstwie 0–5 cm, gdzie dochodzą do kilkudziesięciu $^{\circ}\text{C}/\text{m}$. Bardzo małe są one w warstwie 50–200 cm (średnio w badanym okresie wahały się one od 0,0 (godz. 01 i 07) do $0,20^{\circ}\text{C}/1\text{ m}$ (godz. 13).

W poszczególnych dniach stratyfikacja termiczna w przyziemnej warstwie powietrza jest znacznie bardziej zróżnicowana niż wynika to ze średnich pentadowych i dekadowych. Dowodzi tego materiał zawarty w tab. 2, gdzie podano częstość występowania 3 podstawowych typów pionowej stratyfikacji i które wraz z podtypami schematycznie przedstawiono na rys. 1. Z tabeli 2 wynika, że na Kaffiöyrze w okresie 21.07–25.08 w warstwie 0–50 cm



Rys. 2. Średnie pionowe profile temperatury w przyziemnej warstwie powietrza (0 – 2 m) na Kaffiöryr (A) oraz na czole (B) i polu firnowym (C) Lodowca Waldemara dla całego okresu badawczego (21.07 – 31.08), pentady z małym (26 – 31.07) i dużym (01 – 05.08) zachmurzeniem z godzin 01, 07, 13 i 19 LMT.

Fig. 2. Mean vertical distribution of temperature in the near ground layer of air on Kaffiöyra (A) as well as on snout (B) and firn (C) part of Waldemar Glacier for whole observation period (21.07 – 31.08) and pentades with small (26 – 31.07) and large (01 – 05.08) cloudiness for the hours 01, 07, 13 and 19 LMT.



Rys. 3. Przebiegi dobowe temperatury powietrza na wysokości 0.5 i 2 m n.p.t. na Kaffiöyrze (KH) oraz na czole (LW-1) i w polu firnowym (LW-2) Łodowca Waldemara w dniach z małym i dużym zachmurzeniem (C) bez (30 VII i 3 VIII) i w obecności świeżej pokrywy śnieżnej (30 VIII i 2 IX).

Fig. 3. Daily courses of air temperature for the level 0.5 and 2.0 m above ground on Kaffiöyra (KH) as well as on snout (LW-1) and firn (LW-2) part of Waldemar Glacier from the days with small and large cloudiness (C) without (30 VII and 3 VIII) and with fresh snow cover (30 VIII and 2 IX).

dominował rozkład normalny (75,7 % przypadków). Inwersje zdarzały się rzadko (4,9 %), najczęściej w godzinach nocnych. W warstwie 50–200 cm najczęściej występowała izotermia (75,7 % przypadków) lub spadek temperatury wraz ze wzrostem wysokości (24,3 %). Na lodowcu w badanym okresie, który obejmował dodatnie temperatury, w warstwie 0–50 cm występował wyłącznie inwersyjny typ pionowego rozkładu temperatury powietrza. Dominował on również w warstwie 50–200 cm i występował na czole i polu firnowym Lodowca Waldemara z częstością odpowiednio 66,0 i 60,4 %. W przebiegu dobowym typ ten zdarzał się najczęściej w godzinach wieczornych i nocnych (o 19 i 01) – tab. 2. Rozkład normalny temperatury powietrza w warstwie 50–200 cm występował rzadko na czole lodowca (2,1 %) a stosunkowo często na jego polu firnowym (22,9 %).

Wpływ warunków pogodowych na stratyfikację termiczną w przyziemnej warstwie powietrza nad moreną i lodowcem ilustrują rys. 2 i 3. Z analizy rys. 2 wynika, że bezwzględne wartości gradientów wraz ze wzrostem zachmurzenia wyraźnie maleją w warstwie 0–50 cm, a w warstwie 50–200 cm spadek ich wielkości jest już niewielki. W przypadku czola Lodowca Waldemara w niektórych terminach pomiarowych średnio wyższe gradienty były w pentadzie pochmurnej. W poszczególnych dniach sytuacja może być odmienna niż przedstawiono wyżej (rys. 2). Wpływ zachmurzenia w każdym z tych 3 stanowisk (bez pokrywy śnieżnej) jest inny. Na Kaffiörze wraz ze wzrostem zachmurzenia (3 VIII) istnieje wyraźna tendencja do powstawania izotermii w warstwie 50–200 cm, a wieczorem i w nocy nawet słabych inwersji. Na lodowcu natomiast większe zróżnicowanie termiczne w badanej warstwie występowało w dniu pochmurnym, co szczególnie wyraźnie było widoczne na czole lodowca. Tam też pionowe gradienty temperatury są znacznie wyższe niż na polu firnowym (tab. 1). Normalny rozkład temperatury powietrza na Lodowcu Waldemara występował w analizowanych dniach tylko na jego polu firnowym w dniu z małym zachmurzeniem (30 VII).

Wpływ świeżo spadłej pokrywy śnieżnej w dniach o różnym stopniu zachmurzenia ilustruje rys. 3 (30 VIII i 2 IX). W tych dniach na wszystkich 3 stanowiskach dominują inwersyjne rozkłady temperatury powietrza. Głębsze inwersje towarzyszą pogodzie z mniejszym zachmurzeniem. W przebiegu dobowym przeważają one w godzinach nocnych. Najbardziej stałe i najsilniejsze są inwersje na czole lodowca, zaś na jego polu firnowym występują częste zmiany typu rozkładu pionowego temperatury powietrza, zarówno przy pogodzie słonecznej, jak i pochmurnej. Prawdopodobnie tak duże zmiany termiczne na polu firnowym wiązać należy z faktem, iż obszar ten jest miejscem zacisznym, które sprzyja wychładzaniu się powietrza od powierzchni, szczególnie nocą. Wychłodzone powietrze splywa następnie w dół lodowca (wiatr lodowcowy), a jego miejsce wypełnia cieplejsze powietrze z wyższych warstw, co

objawia się skokowym wzrostem temperatury. Proces ten przypuszczalnie, w dogodnych warunkach pogodowych, przebiega cyklicznie.

Stanowisko na czole lodowca poddane jest natomiast wpływom bądź wiatrów ogólnej cyrkulacji, bądź też wiatru lodowcowego, którego miąższość nad tej wielkości lodowcami osiągać może od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Wyróżniana w wietrze lodowcowym warstwa („poduszka”) najchłodniejszego powietrza często ograniczona może być do przypowierzchniowych 2 m (Krenke i in., 1987). Wydaje się, że te czynniki cyrkulacji ogólnej i lokalnej decydują o stwierdzonej tu znacznej stabilności stratyfikacji termicznej powietrza.

Wilgotność powietrza

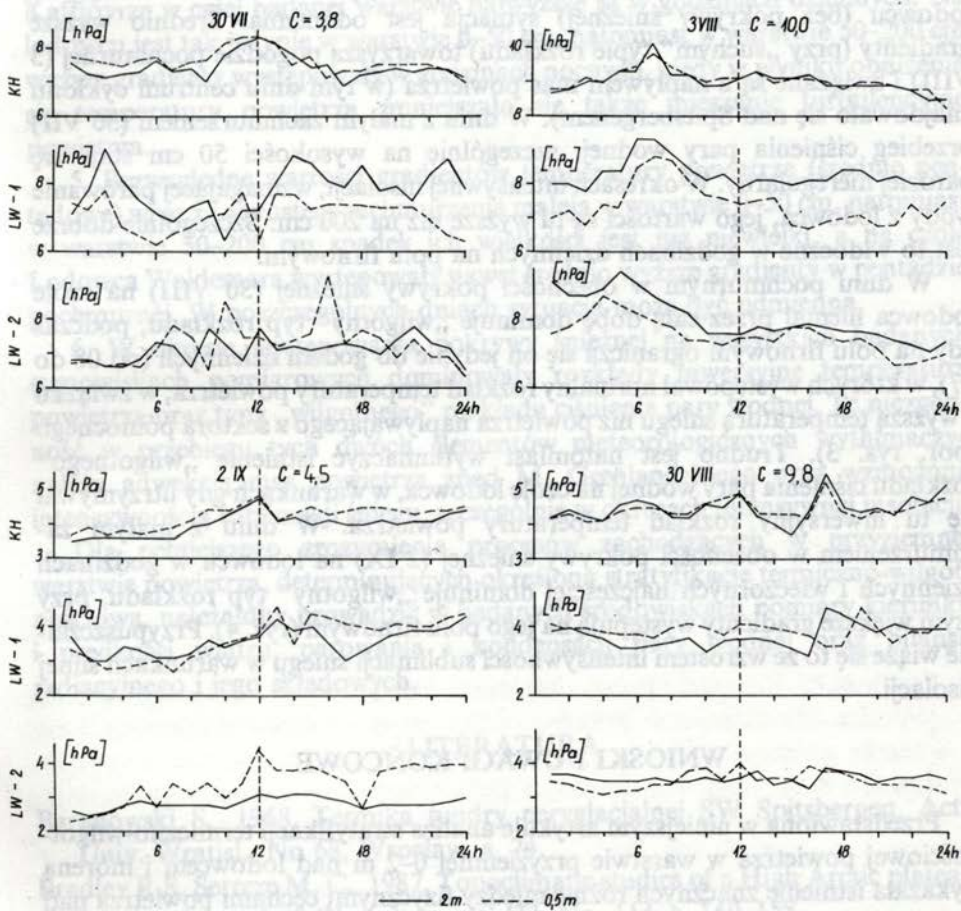
Rozkład wilgotności w przyziemnej warstwie powietrza (0–2 m) w Arktyce jest jeszcze mniej poznany niż temperatury powietrza. Najczęściej badania gradientów pionowych tego elementu meteorologicznego były prowadzone w celu oceny wielkości wymiany ciepła w tej warstwie (Markin, 1975; Krenke i in., 1987). Badania prowadzone w czasie Toruńskich Wypraw Polarnych miały na celu ukazanie różnic w stratyfikacji pionowej wilgotności powietrza między kontrastowymi rodzajami podłoża: zlodowaconym i niezlodowaconym. W niniejszym artykule przedstawiono pierwsze wstępne wyniki naszych badań nad tym problemem. Do analizy tego zagadnienia, spośród podstawowych parametrów wilgotności powietrza wybrano ciśnienie pary wodnej. Ponieważ element ten jest ściśle skorelowany z temperaturą powietrza, więc należało spodziewać się, iż rozkład ciśnienia pary wodnej w przypowierzchniowej warstwie powietrza silnie nawiązuje do rozkładu temperatury powietrza. Analiza tab. 3 i rys. 4 potwierdza ten wniosek. Średnie dekadowe wartości gradientów ciśnienia pary wodnej z poszczególnych terminów pomiarowych niższe były na Kaffiöyrze, nad powierzchnią morenową, (od 0,0 do 0,07 hPa/m) niż na lodowcu (od 0,13 do -0,34 hPa/m), podobnie jak temperatury powietrza. Na Kaffiöyrze dominował średnio „wilgotny” typ rozkładu pionowego (wg określenia Geigera, 1960), tj. ciśnienie pary maleje wraz ze wzrostem wysokości. Spadek ten był szczególnie wyraźny w warstwie 5–50 cm i zanikał wyżej w warstwie 50–200 cm, gdzie najczęściej wilgotność była jednakowa na obydwu poziomach pomiarowych. Na lodowcu natomiast najczęściej występował „suchy” typ rozkładu (czyli inwersyjny). Średnio wyraźniejszy był on na polu firnowym niż na czole lodowca (odwrotnie niż w przypadku temperatury powietrza) – tab. 3. W przebiegu dobowym wyższe gradienty występowały w godzinach wieczornych i nocnych. W dzień były one kilkakrotnie niższe. Niższe wartości ciśnienia pary wodnej w powietrzu nad lodowcem na wysokości 50 cm w porównaniu z 200 cm tłumaczyć należy niską temperaturą jego powierzchni ($\leq 0^\circ\text{C}$), sprzyjającą utrzymaniu się inwersyjnego rozkładu temperatury powietrza.

Tabela 3 — Table 3

Średnie dekadowe wartości ciśnienia pary wodnej (e) z 3 poziomów (5, 50 i 200 cm) i jego pionowych gradientów (γ) na Kaffiöyrze i Lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) z okresu 21.07 — 31.08 1989 r.

Mean decade values of water vapour pressure (e) from 3 levels (5, 50 and 200 cm) and its lapse rates (γ) on Kaffiöyra and Waldemar Glacier (NW Spitsbergen) from the period 21.07 — 31.08 1989

Miesiąc Month	Deka- de Deca- de	Ter- min Term	Kaffiöyra - Heggodden				Lodowiec Waldemara - Waldemar Glacier			czolo - snout firn - firn			
			e (hPa)			γ (hPa/m)	e (hPa)		γ (hPa/m)	e (hPa)		γ (hPa/m)	
			5	50	200	5-50	50-200	50	200	50-200	50	200	50-200
Lipiec July	III	01	7,6	7,5	7,4	0,2	0,07	6,5	6,9	-0,27	5,8	6,3	-0,34
		07	7,7	7,5	7,4	0,4	0,07	6,8	6,8	0,00	6,1	6,4	-0,20
		13	8,1	7,8	7,8	0,7	0,00	7,1	7,2	-0,07	6,7	6,7	0,00
		19	7,7	7,6	7,6	0,2	0,00	7,0	7,2	-0,13	6,3	6,4	-0,07
Sier- pień August	I	01	8,5	8,5	8,4	0,0	0,07	7,9	8,1	-0,13	7,2	7,7	-0,34
		07	8,7	8,6	8,6	0,2	0,00	7,8	7,9	-0,07	7,3	7,4	-0,07
		13	9,0	8,7	8,7	0,7	0,00	7,7	8,0	-0,20	7,7	8,1	-0,27
		19	8,7	8,5	8,5	0,4	0,00	7,8	8,2	-0,27	7,3	7,7	-0,27
	II	01	7,4	7,3	7,2	0,2	0,07	6,5	6,6	-0,07	5,8	6,3	-0,34
		07	7,6	7,2	7,2	0,9	0,00	6,5	6,6	-0,07	6,2	6,4	-0,13
		13	8,0	7,6	7,5	0,9	0,07	6,9	7,0	-0,07	6,7	6,8	-0,07
		19	7,8	7,6	7,5	0,4	0,07	6,8	7,1	-0,20	6,5	6,6	-0,07
III	01	6,4	6,2	6,2	0,4	0,00	5,6	5,7	-0,07	4,8	5,1	-0,20	
	07	6,3	6,3	6,2	0,0	0,07	5,8	5,6	0,13	5,0	5,1	-0,07	
	13	6,3	6,1	6,0	0,4	0,07	5,7	5,6	0,07	5,1	5,2	-0,07	
	19	6,1	6,0	6,0	0,2	0,00	5,7	5,7	0,00	4,7	4,9	-0,13	
21.07-31.08		01	7,5	7,3	7,3	0,4	0,00	6,6	6,8	-0,13	5,9	6,3	-0,27
		07	7,5	7,4	7,3	0,2	0,07	6,7	6,7	0,00	6,1	6,3	-0,13
		13	7,8	7,5	7,5	0,7	0,00	6,8	6,9	-0,07	6,5	6,6	-0,07
		19	7,6	7,4	7,4	0,4	0,00	6,8	7,0	-0,13	6,2	6,4	-0,13



Rys. 4. Przebiegi dobowe ciśnienia pary wodnej na wysokości 0,5 i 2 m n.p.t. na Kaffiöyrze (KH) oraz na czole (LW-1) i polu firnowym (LW-2) Lodowca Waldemara w dniach z małym i dużym zachmurzeniem (C) bez (30 VII i 3 VIII) i w obecności świeżej pokrywy śnieżnej (30 VIII i 2 IX).

Fig. 4. Daily courses of water vapour pressure for the level 0.5 and 2.0 m above ground on Kaffiöyra (KH) as well as on snout (LW-1) and firn (LW-2) part of Waldemar Glacier from the days with small and large cloudiness (C) without (30 VII and 3 VIII) and with fresh snow cover (30 VIII and 2 IX).

Wpływ pogody na rozkład ciśnienia pary wodnej w warstwie powietrza 50–200 cm przy braku pokrywy śnieżnej (30 VII i 3 VIII) i w jej obecności (30 VIII i 2 IX) prezentuje rys. 4, ukazujący przebiegi tego parametru wilgotności w wybranych dniach z dużym i małym zachmurzeniem. Wynika z nich, że na Kaffiöyrze, nad powierzchnią morenową, wzrost zachmurzenia prowadzi do zbliżenia się wartości ciśnienia pary wodnej na obydwu poziomach pomiarowych, zarówno przy braku pokrywy śnieżnej, jak i w jej obecności. Natomiast na lodowcu (bez pokrywy śnieżnej) sytuacja jest odmienna. Średnio wyższe gradienty (przy „suchym” typie rozkładu) towarzyszą pogodzie pochmurnej (3 VIII) i związane są z napływem mas powietrza (w tym dniu centrum cyklonu znajdowało się nad Spitsbergenem). W dniu z małym zachmurzeniem (30 VII) przebieg ciśnienia pary wodnej, szczególnie na wysokości 50 cm staje się bardziej nieregularny. W okresach intensywnej insolacji, wzmagającej parowanie wody z lodowca, jego wartości są tu wyższe niż na 200 cm. Szczególnie dobrze jest to widoczne w godzinach dziennych na polu firnowym.

W dniu pochmurnym w obecności pokrywy śnieżnej (30 VIII) na czole lodowca niemal przez całą dobę dominuje „wilgotny” typ rozkładu, podczas gdy na polu firnowym ogranicza się on jedynie do godzin dziennych (od 08 do 17), w których występował normalny rozkład temperatury powietrza, w związku z wyższą temperaturą śniegu niż powietrza napływającego z sektora północnego (por. rys. 3). Trudno jest natomiast wytłumaczyć istnienie „wilgotnego” rozkładu ciśnienia pary wodnej na czole lodowca, w warunkach gdy utrzymywał się tu inwersyjny rozkład temperatury powietrza. W dniu z małym zachmurzeniem w obecności pokrywy śnieżnej (2 IX) na lodowcu w godzinach dziennych i wieczornych najczęściej dominuje „wilgotny” typ rozkładu, przy czym większe gradienty występują na jego polu firnowym (rys. 4). Przypuszczalnie wiąże się to ze wzrostem intensywności sublimacji śniegu w warunkach silnej insolacji.

WNIOSKI I UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona w niniejszym artykule analiza stratyfikacji termiczno-wilgotnościowej powietrza w warstwie przyziemnej 0–2 m nad lodowcem i moreną wykazała istnienie znacznych różnic między fizycznymi cechami powietrza nad badanymi środowiskami oraz ich zależność od warunków pogodowych. Najważniejsze wyniki badań przedstawiono poniżej:

1. Pionowe gradienty temperatury i wilgotności powietrza największe są w warstwie 0–50 cm, ulegając kilka- lub kilkunastokrotnemu zmniejszeniu w warstwie 50–200 cm.

2. Na Kaffiöyrze, nad powierzchnią morenową, średnio w badanym okresie dominowały normalne rozkłady temperatury powietrza (75,7% przypadków) a na lodowcu rozkłady inwersyjne (w warstwie 0–50 cm z częstością 100 %

a w warstwie 50–200 cm z częstością 60–66 %) wywołane niemożnością osiągnięcia przez powierzchnię lodowca w sezonie ablacji temperatur wyższych od 0°C. Podobnie sytuacja wygląda w przypadku wilgotności powietrza.

3. Na Kaffiöyrze bezwzględne wartości pionowych gradientów temperatury i wilgotności powietrza są znacznie niższe niż na lodowcu (od kilka- do kilkunastokrotnie).

4. W przebiegu dobowym pionowe gradienty temperatury powietrza na Kaffiöyrze w całej badanej warstwie najwyższe są w godzinach dziennych. Na lodowcu jest tak jedynie w warstwie 0–50 cm, natomiast w warstwie 50–200 cm wyższe gradienty występowały w godzinach nocnych, kiedy w wyniku obniżenia się temperatury powietrza zmniejszało się także mieszanie turbulencyjne powietrza.

5. Bezwzględne wartości gradientów temperatury powietrza (średnie pentadowe) wraz ze wzrostem zachmurzenia maleją w warstwie 0–50 cm, natomiast w warstwie 50–200 cm spadek ich wielkości jest już niewielki, a na czole Lodowca Waldemara występowały nawet średnio wyższe gradienty w pentadzie pochmurnej. W poszczególnych dniach sytuacja może być odmienna.

6. W okresie występowania pokrywy śnieżnej na wszystkich badanych stanowiskach pomiarowych dominowały rozkłady inwersyjne temperatury powietrza oraz typy „wilgotnego” rozkładu ciśnienia pary wodnej. Tę niezgodność w przebiegu tych dwóch elementów meteorologicznych wytłumaczyć należy adwekcją mas powietrza znaną M. Grenlandzkiego oraz wzmożoną intensywnością sublimacji śniegu, szczególnie w okresach intensywnej insolacji.

Dla pełniejszego zrozumienia procesów zachodzących w przyziemnej warstwie powietrza, determinujących określoną stratyfikację termiczno-wilgotnościową, należałoby prowadzić w badanych środowiskach pomiary kierunku i prędkości wiatru, parowania i kondensacji pary wodnej oraz bilansu radiacyjnego i jego składowych.

LITERATURA

- Baranowski S., 1968, Termika tundry peryglacialnej SW Spitsbergen, Acta Univ. Wratisl., No 68, Wrocław, s. 74.
- Bradley R.S., Serreze M. C., 1987, Topoclimatic studies of a High Arctic plateau ice cap, Journal of Glaciology, vol. 33, No. 114, s. 149–158.
- Davidovitch N. V., 1973, O temperaturnykh razlitchyakh bliz fronta gornogo lednika, Mater. glyatsiol. issled., vyp. 21, s. 169–174.
- Davidovitch N. V., 1981, Lokalnaya izmentchyvost letnikh meteorologiticheskikh usloviy v gorno-lednikovyykh basseynakh Verkhney Svanetiy, Mater. glyatsiol. issled., vyp. 40, s. 87–95.
- Davidovitch N. V., Popova V. S., 1973, Nekotorye modifikatsiy turbulentnogo obmena na gornom lednikie, Mater. glyatsiol. issled., vyp. 21, s. 169–173.

- Geiger R., 1960, *Klimat prizemnogo sloya vozdukha* (tyt. oryg. The climate near the ground), Izd. Inostrannoy Literatury, Moskva.
- Grossvald M. G. i in., 1973, *Oledenenie Zemli Frantsa-Yosifa*, Izd. „Nauka”, Moskva, s. 352.
- Holmgren B., 1971, *Climate and energy exchange on a subpolar ice cap in summer. Arctic Institute of North America Devon Island Expedition, 1961–1963*, Uppsala Universitet, Meteorologiska Institutionen, Meddelande Nr. 112, s. 43.
- Keeler C. M., 1964, *Relationship between climate, ablation, and run-off on the Sverdrup glacier, 1963, Devon Island, N.W.T. Montreal*, s. 124.
- Krenke A. N., 1982, *Massoobmen v lednikovyykh sistemakh na territorii SSSR*, Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 288.
- Krenke A. N. i in., 1987, *Vliyaniye otdielnogo lednika na klimat*, w: *Vzaimodieystvie oledneniya s atmosferoy i okeanom*, Izd. „Nauka”, Moskva, s. 214–234.
- Marciniak K. i in., 1992, *Warunki meteorologiczne na Równinie Kaffiöyra (NW Spitsbergen) w okresie 8.07 – 7.09 1989 r.*, w tym tomie.
- Markin V. A., 1975, *Klimat oblasti sovremennogo oledneniya*, w: *Oledenenie Spitsbergena (Svalbarda)*, Izd. „Nauka”, Moskva, s. 42–105.
- Markin V. A., 1976, *Osobiennosti postupleniya tepla k poverkhnosti lednikov Kamtchatki w sezon abyatsii*, *Glyatsiol. issled.*, Izd. „Nauka”, Moskva, No. 25, s. 21–35.
- Serreze M. C., Bradley R. S., 1987, *Radiation and cloud observations on a High Arctic plateau ice cap*, *Journal of Glaciology*, vol. 33, No. 114, s. 162–168.
- Voloshina A. P., 1966, *Teplovoy balans poverkhnosti vysokogornyykh lednikov v letniy pieriod*, Izd. „Nauka”, Moskva, s. 150.
- Voloshina A. P., 1976, *Vneshniy energoobmen lednika Miedviezhii na Pamirie*, *Mater. glyatsiol. issled.*, vyp. 26, s. 59–78.
- Voloshina A. P., 1981, *Polya abyatsii i komponentov teplovogo balansa lednika Obrutchieva na Polyarnom Uralie pri nekotorykh tipakh pogody*, *Mater. glyatsiol. issled.*, vyp. 41, s. 173–180.
- Voloshina A. P., Inashvili Sh. V., 1972, *Osobennosti meteorologiticheskogo rezhima lednikov Verkhney Svanetiy w pieriod abyatsii*, *Mater. glyatsiol. issled.*, vyp. 20, s. 124–130.
- Wójcik G. i in., 1989, *Termiczna stratyfikacja w przyziemnej warstwie powietrza nad moreną i lodowcem w regionie Ziemi Oskara II (NW Spitsbergen) w letnich sezonach 1980 i 1985*, *Maszynopis w Zakładzie Klimatologii UMK w Toruniu*.

Rajmund Przybylak, Marek Kejna, Kazimierz Marciniak

**THE TEMPERATURE AND HUMIDITY STRATIFICATION
IN THE NEAR GROUND LAYER OF AIR ABOVE MORAINE
AND GLACIER IN THE OSCAR II LAND REGION (NW SPITSBERGEN)
IN THE SUMMER SEASON OF 1989**

S U M M A R Y

The article presents differences and similarities of the ground layer of air (0–2 m) in respect of temperature and humidity between two contrasted environments: non-glacial (base station on the front-lateral moraine of the Aavatsmark Glacier) and glacial (the Waldemar Glacier) in the summer of 1989.

The temperature and humidity measurements were taken in meteorological cages at the height of 50 and 200 cm and additionally at 5 cm above ground level on the moraine. The measurements on the moraine were taken by means of the August's psychrometer and thermohygrographs were used on glacial positions (in the front and firn field). The temperature of the active surface was measured with a common mercury thermometer, except on the glacier. It was assumed that during the ablation period, which prevailed during the study, the surface temperature of the glacier was 0°C. The data from the period 21st July – 31st August at 01, 07, 13 and 19 LMT were used for analysis.

On the basis of results of measurements vertical lapse rates of temperature (°C/m) and water vapour pressure (hPa/m) for the layers: 0–5 cm, 5–50 cm, 0–50 cm and 50–200 cm has been calculated (tab.1). The vertical distributions of air temperature in the layer 0–200 cm have been classified into three types (with three subtypes each) as indicated by Fig. 1. The types (I, II, III) and subtypes (a, b, c) have been distinguished on the basis of air temperature stratification in the layer 0–50 cm and in the layer 50–200 cm, respectively. In this way 9 different distributions of vertical air temperature have been obtained.

The temperature and humidity stratification of air in relation to weather conditions has been presented on the basis of selected overcast, partly cloudy and clear days for a covered surface and a surface devoid of snow. The most important results are as follows:

1. The vertical lapse rates of the temperature and humidity of air are highest in the layer 0–50 cm and much lower in the layer 50–200 cm (table 1 and 3, fig. 2).
2. During the study period the typical average air temperature distribution prevailed over the moraine surface in Kaffiöyra (75.7% cases) and the inversion

distribution prevailed on the glacier (100% frequency in the layer 0–50 cm and 60–66% frequency in the layer 50–200 cm). The distribution of air humidity was similar (table 2 and fig. 2).

3. The absolute values of the vertical lapse rates of air temperature and humidity are much higher in Kaffiöyra than in the glacier (table 1 and 3).

4. In the 24-hour course the vertical lapse rates of air temperature in all the examined layers are highest during the day. This is so on the glacier only in the layer 0–50 cm, and in the layer 50–200 cm higher lapse rates appeared during the night (figs. 3 and 4)

5. As the sky clouds over the absolute values of the air temperature lapse rates (pentade average) decrease in the layer 0–50 cm and in the layer 50–200 cm the decline is insignificant (fig. 2).

6. When there was snow cover on all the examined measurement stations, the inversion air temperature distribution and the „humid” distribution of water vapour pressure dominated (figs. 3 and 4).