

Zakład Geomorfologii
Instytutu Nauk o Ziemi UMCS

MARCIN LECKI

*Rozwój czynnej warstwy zmarzliny w rejonie Hornsundu
(Spitsbergen)*

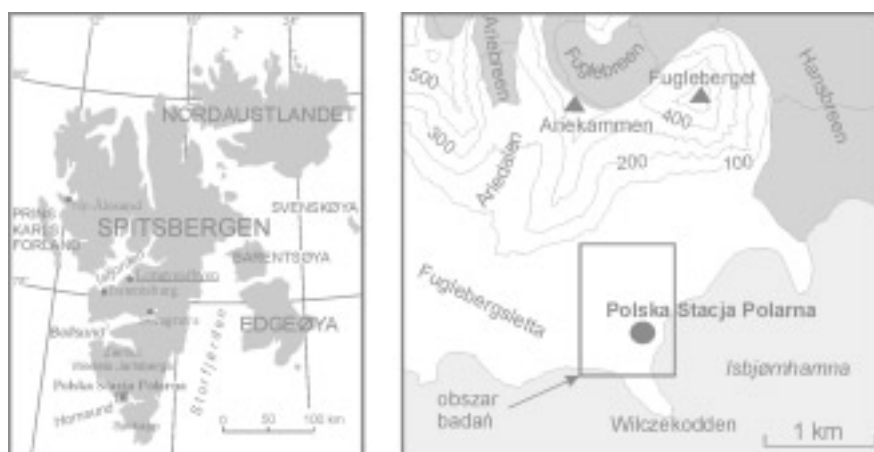
Development of the permafrost active layer in the Hornsund region (Spitsbergen)

WSTĘP

W czasie trwania XXIV Wyprawy Polarnej na Spitsbergen, organizowanej przez Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk, prowadzono badania zmierzające do określenia dynamiki czynnej warstwy zmarzliny na obszarze równiny nadmorskiej Fuglebergsletta, leżącej na północnym wybrzeżu fiordu Hornsund. We wschodniej części równiny, około 200 metrów od brzegu niewielkiej zatoki Isbjørnhamna, znajduje się Polska Stacja Polarna (ryc. 1). W jej pobliżu wykonywano pomiary w okresie od 8 lipca 2001 r. do 3 lipca 2002 r. Pozwoliło to na skompletowanie danych obejmujących różne etapy rozwoju warstwy czynnej w cyklu rocznym i na ich podstawie określenie tempa oraz wielkości rozmarzania gruntu w czasie lata, a także tempa zamarzania w okresie jesien-
nym.

OBSZAR BADAŃ

Fuglebergsletta ma około 1 km szerokości w rejonie Polskiej Stacji Polarnej i od północy łączy się ze stokami Arikammen i Fugleberget (ryc. 1). Zbudowana jest z piaszczysto-żwirowych oraz gliniastych osadów czwartorzędowych zalegających na podłożu utworzonym z metamorficznych skał formacji



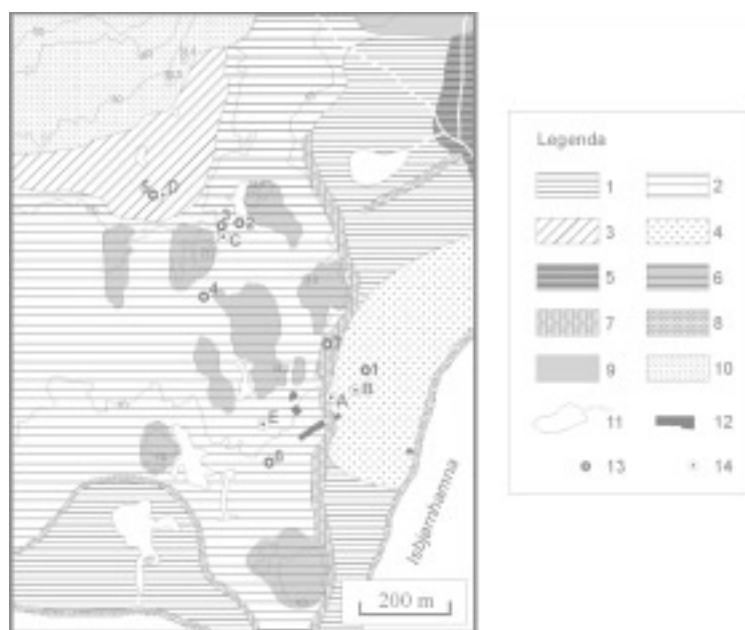
Ryc. 1. Położenie Polskiej Stacji Polarnej na Spitsbergenie
Location of the Polish Polar Station at Spitsbergen

Hecla Hoek, głównie łupków i gnejsów z żyłami kwarcowymi, marmurami (Birkenmajer 1964).

Fuglebergsletta stanowi system podniesionych teras morskich (ryc. 2). W rejonie stacji wyróżniono trzy poziomy o wysokościach: 4,5–6 m, 8–12 m i 22–25 m n.p.m. (Karczewski i in. 1981a). Najniższa terasa występuje wąskim pasem wzdłuż wybrzeża, zajmuje także dość rozległy obszar w rejonie Fuglebekken. Terasa 8–12 m n.p.m., na której znajdują się budynki Polskiej Stacji Polarnej, zajmuje największy obszar równiny. Występuje tu wiele ostańców abrazyjnych zbudowanych ze skał metamorficznych, porozdzielanych rozległymi obniżeniami, będącymi naturalnymi drogami spływu wód roztopowych. Obniżenia te w dużym stopniu przemodelowane są przez splukiwanie, głównie protoniwalne i soliflukcję. Terasa 22–25 m n.p.m., zachowana pod stokami Anekammen, jest silnie przekształcona przez procesy peryglacjalne. U podstawy stoków jest nadbudowana stożkami usypiskowo-niwalnymi. W obrębie teras 4,5–6 m oraz 8–12 m n.p.m. występują liczne, często okresowe jeziora. Utworzyły się one głównie w strefach podparcia odpływu przez wały burzowe (Czeppe 1966).

METODY

W toku przeprowadzonych badań zastosowano dwie metody pomiarów czynnej warstwy zmarzliny: sondowanie oraz pomiary zmarzlinomierzem Danilina.



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny badanego terenu (wg Karczewskiego i in. 1981a, 1981b) z lokalizacją punktów pomiarowych; 1 – terasa 4,5–6 m n.p.m., 2 – terasa 8–12 m n.p.m., 3 – terasa 22–25 m n.p.m., 4 – równina sandrowa, 5 – równina aluwialna, 6 – ostańce abrazyjne, 7 – klify fosylne, 8 – wały burzowe, 9 – stożki aluwialne, 10 – stoki Arikammen, 11 – wody, 12 – budynki Polskiej Stacji Polarnej, 13 – punkty pomiarowe (sondowania), 14 – punkty pomiarowe (zmarzlinomierze Danilina)

Geomorphological sketch of the studied area (after Karczewski et al. 1981a, 1981b) with localization of measuring sites; 1 – terrace 4.5–6 m a.s.l., 2 – terrace 8–12 m a.s.l., 3 – terrace 22–25 m a.s.l., 4 – outwash plain, 5 – alluvial plain, 6 – skiers, 7 – fossil cliffs, 8 – storm ridges, 9 – alluvial fans, 10 – Arikammen slopes, 11 – waters, 12 – buildings of the Polish Polar Station, 13 – measuring sites (soundings), 14 – measuring sites (Danilin's frostmeters)

Sondowania prowadzono za pomocą metalowego pręta o średnicy około 1 cm. W każdym z siedmiu stanowisk podczas pomiarów pręt wbijano kilkakrotnie, aby uzyskane dane były reprezentatywne. Wykonano 7 serii pomiarowych w okresie od 8 lipca do 6 września 2001 r. oraz 5 serii w okresie od 8 czerwca do 3 lipca 2002 r. Minimalny odstęp czasu między pomiarami wynosił 5 dni, zaś maksymalny – 12 dni. Oto krótka charakterystyka punktów sondowań:

1. Grunt mokry (wody ruchome w profilu), roślinność występuje, aczkolwiek nie tworzy zwartej pokrywy; punkt położony na terasie 4,5–6 m n.p.m. w pobliżu kopalnego klifu.

2. Grunt mokry (wody ruchome w pokrywach) ze zwartą pokrywą roślinną w okolicach małego jeziora; terasa 8–12 m n.p.m.

3. Centralna część poligonu mrozowego, brak roślinności, pokrywy suche w górnej części profilu, zawadnione (wody stojące) poniżej głębokości 100 cm; terasa 8–12 m n.p.m.

4. Grunt suchy z pokrywą roślinną, punkt umiejscowiony nieco w cieniu skałek, gdzie pokrywa śnieżna utrzymuje się dłużej; terasa 8–12 m n.p.m.

5. Sucha, płaska powierzchnia z rzadką pokrywą roślinną; terasa 22–25 m n.p.m.

6. Tundra sucha, pokrywa roślinna zwarta, punkt zlokalizowany w pobliżu poletka z termometrami gruntowymi; terasa 8–12 m n.p.m.

7. Suchy grunt z rzadką pokrywą roślinną w obrębie martwego klifu pomiędzy terasą 4,5–6 m a terasą 8–12 m n.p.m.; klif przeobrażony znacznie przez procesy mrozowe i spłukiwanie.

Zmarzlinomierze Danilina pozwoliły na określenie tempa zamarzania warstwy czynnej w okresie jesiennym. Najmniejszy odstęp czasu między pomiarami wynosił 1 dzień, największy – 4 dni. Urządzenia zainstalowano w pięciu punktach:

A. Krawędź terasy 8–12 m n.p.m., powierzchnia nachylona.

B. Mokra tundra, terasa 4,5–6 m n.p.m.

C. Poligon mrozowy, punkt sondowań nr 3.

D. Tundra sucha, punkt sondowań nr 5.

E. Tundra sucha, ogródek meteorologiczny; terasa 8–12 m n.p.m.

W niniejszym opracowaniu wykorzystano również wyniki standardowych pomiarów elementów meteorologicznych prowadzonych na stacji w Hornsun-dzie. Dane te, dotyczące głównie temperatur gruntu, a także temperatur powietrza oraz opadów atmosferycznych, stanowiły uzupełnienie zebranych materia-łów.

MIĄŻSZOŚĆ CZYNNEJ WARSTWY ZMARZLINY

Czynna warstwa zmarzliny rozwija się w warunkach polarnych Spitsberge-nu do końca sierpnia, a nawet we wrześniu. Wtedy to stwierdzono maksymalne wartości letniego rozmarznięcia gruntu w obrębie każdego z punktów pomiaro-wych (tab. 1, ryc. 3).

Największą miąższość czynnej warstwy zmarzliny zanotowano w punkcie nr 1 (188 cm). Związane jest to zapewne z obecnością wody ruchomej w po-krywach. Stanowisko znajduje się w pobliżu podnóża kopalnego klifu. Po nim spływają liczne strumienie powstałe na skutek opadów i tajania pokrywy śnieżnej. Wody będące nośnikiem ciepła wnikając w pokrywy wpływają na większe

rozmarzanie gruntu (Repelewska-Pękalowa, Gluza 1988; Repelewska-Pękalowa 1994).

Tab. 1a-b. Wyniki sondowań miąższości czynnej warstwy zmarzliny [cm]
The results of soundings of permafrost active layer thickness [cm]

a) 8.07.-9.09.2001 r.

Data pomiarów	Stanowisko						
	1	2	3	4	5	6	7
08.07.01	73	84	100	64	130	123	93
14.07.01	109	112	106	84	145	134	111
23.07.01	150	137	121	99	153	145	130
03.08.01	174	140	133	107	158	150	137
13.08.01	182	145	138	115	159	156	140
25.08.01	188*	163	142	123	170	165	155
06.09.01.	188	165	140	124	170	167	166

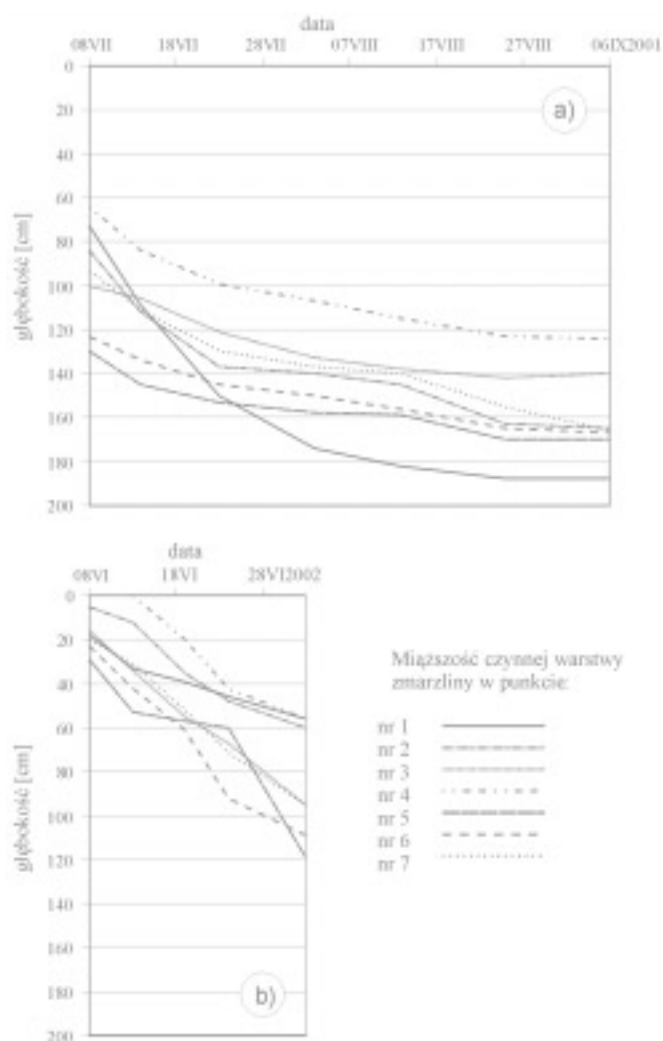
* Tłustym drukiem wyróżniono wartości maksymalne w obrębie każdego z punktów pomiarowych.

b) 8.06.-3.07.2002 r.

Data pomiarów	Stanowisko						
	1	2	3	4	5	6	7
08.06.02	18	5	16	—	29	23	20
13.06.02	33	12	34	—	53	42	31
19.06.02	39	35	55	20	57	61	52
24.06.02	46	48	67	42	60	92	71
03.07.02	56	60	95	56	119	109	95

W punkcie pomiarowym nr 2, gdzie również mamy do czynienia z obecnością wód ruchomych w profilu, czynna warstwa osiągnęła nieco mniejszą miąższość (165 cm). Występuje tu jednak bardziej zwarta pokrywa roślinna typu trawiastego i mszystego, co zadecydowało prawdopodobnie o mniejszym rozmarznięciu niż w punkcie nr 1. Roślinność uważana jest powszechnie za czynnik ograniczający rozwój czynnej warstwy (Czeppe 1966; Baranowski 1968; Jahn 1982; Grześ 1985), zwłaszcza pokrywa mchów o dużej zwartości i miąższości.

Pokrywa roślinna nie miała decydującego wpływu na rozwój czynnej warstwy w obrębie piaszczysto-żwirowych gruntów suchych. W pobliżu termometrów gruntowych (punkt nr 6), gdzie roślinność była zwarta, strop zmarzliny obniżył się do 167 cm. Natomiast bliżej stoków Arikammen (punkt nr 5), gdzie miąższość warstwy czynnej wyniosła 170 cm, roślinność nie tworzyła zwartej pokrywy. Obydwa punkty usytuowane były na otwartym terenie o sto-



Ryc. 3. Miąższość czynnej warstwy zmarzliny w poszczególnych punktach pomiarowych:
 a) w okresie 8 VII–6 IX 2001, b) w okresie 8 VI–3 VII 2002
 Thickness of permafrost active layer in individual measuring sites: a) in the period 8 July–6 September 2001, b) in the period 8 June–3 July 2002

sunkowo dobrym nasłonecznieniu. Nie bez znaczenia był fakt szybkiego zaniku pokrywy śnieżnej w tych stanowiskach, co zadecydowało o wczesnym rozpoczęciu procesu tajania lodu gruntowego. Pierwsze pomiary w roku 2002 wykazały największe rozmarznięcie właśnie w obrębie punktów nr 5 i 6 – odpowiednio 29 i 23 cm.

Najmniejszą miąższość czynnej warstwy zmarzliny stwierdzono w punkcie pomiarowym nr 4 – 124 cm. Podobnie jak w przypadku punktów nr 5 i 6 mamy tu do czynienia z suchymi pokrywami piaszczysto-żwirowymi. Jednak stanowisko usytuowane zostało w cieniu skałek ułożonych prostopadle do przeważających kierunków wiatrów (z sektorów wschodnich). Akumulacja śniegu była tu wzmożona, powstały wysokie zasy zalegające dłużej niż pokrywa śnieżna na otwartym terenie. Pod płatami śniegu rozmarzanie gruntu nie występuje, a w ich sąsiedztwie jest ono spowolnione (Jahn 1982). Wpłynęło to na opóźnienie rozpoczęcia rozmarzania gruntu w stosunku do pozostałych punktów pomiarowych, które w roku 2002 wyniosło 10 dni. Nie jest to dużo zważywszy, że w okolicach Polskiej Stacji Polarnej corocznie w wielu miejscach śnieg leży do końca drugiej dekady lipca. W tych miejscach notowano znacznie ograniczony rozwój czynnej warstwy (Jahn 1982; Dolnicki 2002). W obrębie stanowiska nr 4 kolejnym czynnikiem wpływającym na mniejsze rozmarzanie gruntu była osłabiona insolacja, wynikająca również z położenia.

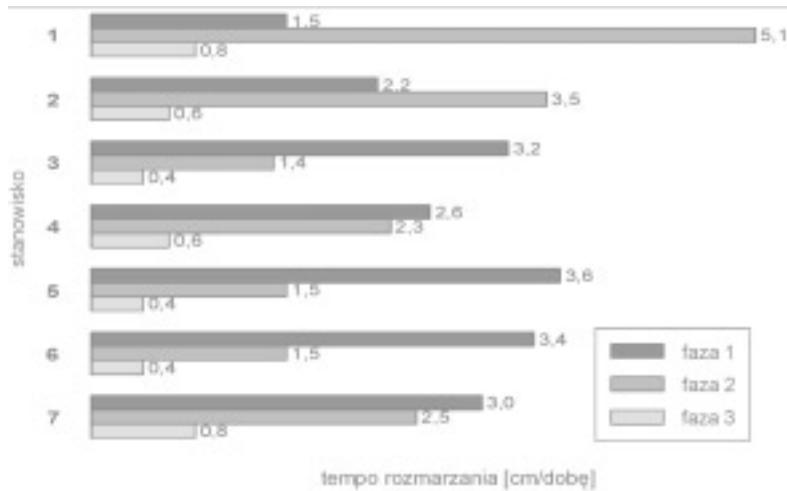
Nieco większą miąższość (140 cm) czynna warstwa osiągnęła w obrębie struktur poligonalnych bez pokrywy roślinnej (punkt nr 3). Jakkolwiek brak roślinności sprzyja rozwojowi czynnej warstwy, to jednak w tym przypadku większą rolę odegrały inne czynniki. Z pewnością duży wpływ miała obecność wody w pokrywach poniżej głębokości 100 cm. Woda mogła spełniać tu funkcje izolacyjne ze względu na swą niewielką mobilność. Także charakter osadów w profilu wpłynął na mniejszą miąższość warstwy czynnej. Otóż występowały tu mocno gliniaste piaski charakteryzujące się gorszym przewodnictwem cieplnym aniżeli utwory piaszczysto-żwirowe (Czeppe 1966).

Do badań wytypowano także punkt znajdujący się w obrębie klifu fosylnego zbudowanego z osadów morskich i pokryw soliflukcyjnych (punkt nr 7). Rozmarzanie było tu wspomagane przez spływ wód roztopowych i sięgnęło 166 cm.

PRZEBIEG PROCESU ROZMARZANIA

Rozmarzanie gruntu rozpoczyna się po ustąpieniu pokrywy śnieżnej. Na stacji meteorologicznej w Hornsundzie pokrywę śnieżną notowano w 2002 roku do pierwszych dni czerwca. Należy zaznaczyć, że duże przestrzenie pozbawione były tej pokrywy już nieco wcześniej, a z drugiej strony w wielu miejscach jeszcze długo zalegały płaty śniegu. Rozmarzanie gruntu rozpoczęło się najwcześniej na terenach otwartych, nasłonecznionych (punkty nr 5 i 6), co znalazło potwierdzenie w wynikach sondowań wykonanych 8 VI 2002 r.

Na podstawie przeprowadzonych pomiarów stwierdzono, że na zróżnicowanie tempa rozmarzania największy wpływ miała wilgotność gruntów. W letnim cyklu rozwoju czynnej warstwy zmarzliny wyróżniono trzy jego fazy (ryc. 4).



Ryc. 4. Średnie tempo letniego rozmarzania gruntu w poszczególnych fazach
Average rate of summer ground thawing in individual phases

Faza 1. Od momentu zniknięcia pokrywy śnieżnej do pierwszych dni lipca. Średnie tempo rozmarzania gruntów suchych było w tym okresie z reguły większe niż 3 cm/dobę, a gruntów mokrych wynosiło około 2 cm/dobę. Grunty suche łatwiej chłonęły wodę będącą nośnikiem ciepła. Grunty nasycone wodą w okresie letnio-jesiennym poprzedniego roku były jeszcze zamrożone, toteż w ich obrębie wnikanie wody w pokrywy było utrudnione i przeważał spływ powierzchniowy.

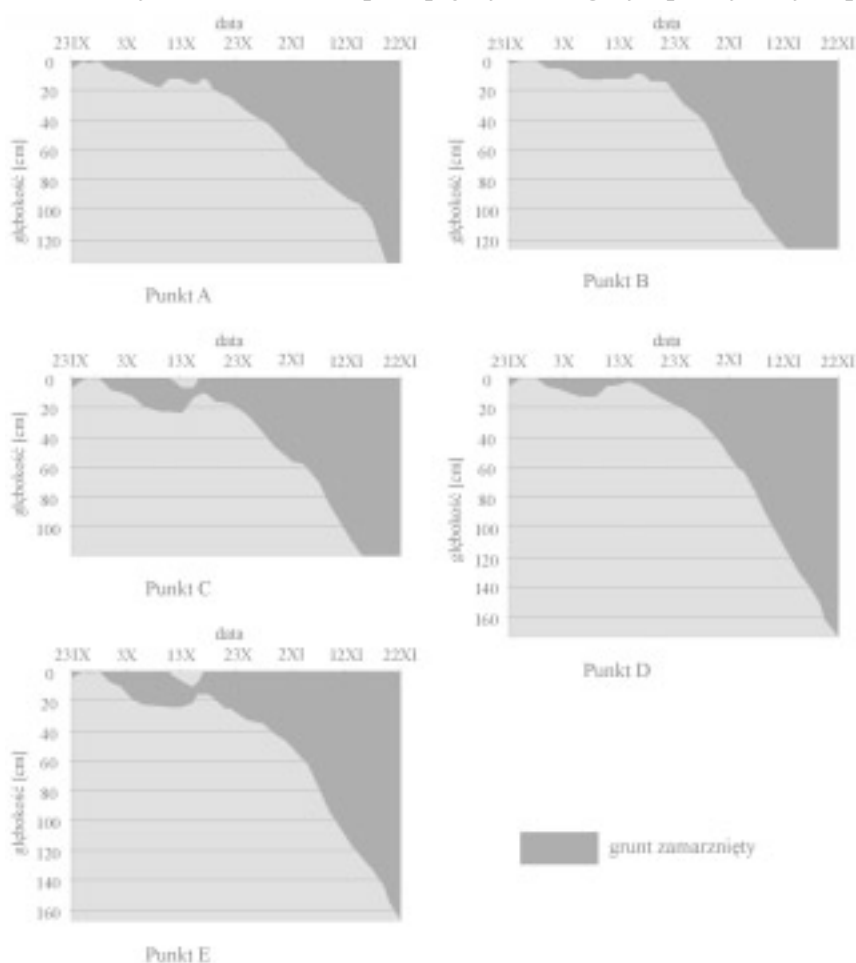
Faza 2. Od pierwszych dni lipca do początku trzeciej dekady lipca. Tempo rozmarzania gruntów suchych spadło do około 1,5 cm/dobę, gdyż zaczęło brakować nośnika ciepła, czyli wody, zwłaszcza w sytuacji, gdy opady atmosferyczne były niewielkie. Tempo rozmarzania gruntów mokrych wynosiło w tym okresie 3,5–5,1 cm/dobę. Jego wzrost w stosunku do fazy poprzedniej związany był ze stopniowym nagrzewaniem się wód gruntowych.

Faza 3. Od początku trzeciej dekady lipca do rozpoczęcia jesiennego zamarzania gruntu. Tempo rozmarzania wszystkich gruntów wynosiło z reguły poniżej 1 cm/dobę, jako że wraz z rosnącą miąższością czynnej warstwy szybkość odmarzania maleje (Czeppe 1966).

PRZEBIEG JESIENNEGO ZAMARZANIA GRUNTU W ROKU 2001

Tempo zamarzania gruntu zostało określone na podstawie pomiarów zmarzlinomierzem Danilina. Uzyskane wyniki korelowano z temperaturami gruntu (jeden ze zmarzlinomierzy zainstalowano w ogródku meteorologicznym).

Proces zamarzania trwał od 23 IX do 22 XI 2001 r. (ryc. 5). Można wyróżnić dwa etapy w jego przebiegu. Pierwszy charakteryzował się powolnym, nierównomiernym zamarzaniem postępującym od góry, przerywanym przez



Ryc. 5. Przebieg jesiennego zamarzania gruntu w poszczególnych stanowiskach pomiarowych w okresie 23 IX–22 XI 2001 r.

The course of autumn ground freezing in individual measuring stands in the period 23 September–22 November 2001

okresy ocieplenia. W drugim zamarzanie odbywało się dużo szybciej, dość jednostajnie. Oczywiście, wydzielenie tych etapów pozostaje w zależności od warunków meteorologicznych.

Zróżnicowanie tempa zamarzania w poszczególnych punktach zależało w dużej mierze od obecności pokrywy śnieżnej, z uwagi na jej izolacyjne właściwości. Punkty A i B zlokalizowano niedaleko siebie pod klifem fosylnym. Bliżej klifu (punkt A) powstała wysoka zaspą, co opóźniło proces zamarzania gruntu. Natomiast w punkcie B miało miejsce intensywne wywiewanie śniegu, co spowodowało, że miąższość pokrywy śnieżnej nie przekraczała kilkunastu centymetrów. Zamarzanie gruntu w punkcie B odbywało się więc szybciej. Nie stwierdzono wpływu na tempo zamarzania gruntu takich czynników, jak wilgotność pokryw czy charakter pokrywy roślinnej.

Przebieg zamarzania określony na podstawie pomiarów zmarzlinomierzami Danilina porównano z danymi meteorologicznymi (ryc. 6). Pierwsze ujemne temperatury powietrza w jesieni 2001 roku na wysokości 2 m oraz przy gruncie na wysokości 5 cm zanotowano na stacji meteorologicznej 19 września. Kilka dni później (23 IX) stwierdzono pierwszą ujemną temperaturę gruntu na głębokości 5 cm oraz rozpoczęto pomiary zmarzlinomierzami. We wszystkich punktach wykazały one zamarznięcie przypowierzchniowej warstwy gruntu o miąższości od 2 do 6 cm. Było to zjawisko krótkotrwałe, następnego dnia ta cienka warstwa rozmarzła (średnia dobową temperaturą gruntu na głębokości 5 cm wynosiła $0,9^{\circ}\text{C}$). Kolejne dni nie przyniosły zasadniczych zmian – temperatura gruntu na głębokości 5 cm aż do 30 września wahała się w zakresie od $-0,1$ do $0,0^{\circ}\text{C}$, przy zmianach średniej dobowej temperatury powietrza wynoszących od $-1,2$ do $2,1^{\circ}\text{C}$. W okresie od 1 do 8 października przy ujemnych temperaturach średnich dobowych przemarznięciu uległa warstwa gruntu o miąższości od 12 do 24 cm. Niewielkie ocieplenie nastąpiło w okresie od 9 do 17 października (średnia dobową temperaturą powietrza w tym okresie wynosiła od $0,1$ do $3,4^{\circ}\text{C}$). Wzrosły nieco temperatury gruntu, a w dwóch stanowiskach (C, E) stwierdzono rozmarznięcie przypowierzchniowej warstwy aż do głębokości 10 cm. Później notowano już tylko nieprzerwane zamarzanie. Korelacje pomiędzy spadkiem temperatury poniżej 0°C na poszczególnych głębokościach a pomiarami zmarzlinomierzami ilustruje tab. 2.

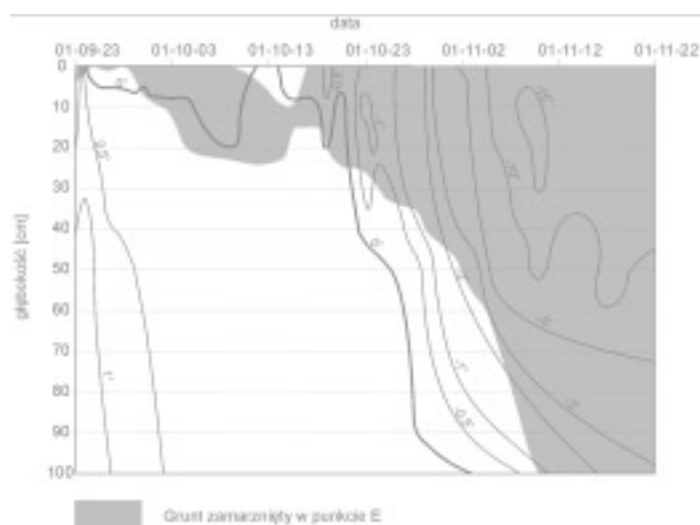
Większe ocieplenie nastąpiło jeszcze w okresie od 30 listopada do 12 grudnia. Średnie dobowe temperatury powietrza przekraczały 0°C , maksymalną wartość $2,7^{\circ}\text{C}$ osiągając 4 grudnia. Temperatura gruntu na głębokości 5 cm wzrosła aż do $-0,3^{\circ}\text{C}$ w dniach 6 i 13 XII 2001 roku.

Duży wpływ na zamarzanie gruntu mają opady atmosferyczne oraz pokrywa śnieżna. Opady ciekłe wpływają na zanikanie pokrywy śnieżnej, co miało miejsce na początku omawianego cyklu 24–25 IX 2001 r. Opady stałe, których konsekwencją jest powstawanie pokrywy śnieżnej, sprawiają, iż temperatury

Tab. 2. Miąższość zamrożonego gruntu w czynnej warstwie zmarzliny ustalona na podstawie temperatur gruntu oraz pomiarów zmarzlinomierzami Danilina
 Thickness of the frozen ground in the permafrost active layer determined from the ground temperatures and measurements with Danilin's frostmeters

Data	Miąższość zamrożonego gruntu ustalona na podstawie:	
	temperatur gruntu	pomiarów zmarzlinomierzami
19 X 2001	10 cm	9–19 cm
22 X 2001	20 cm	15–25 cm
28 X 2001	50 cm	28–40 cm
3 XI 2001	100 cm	57–83 cm

gruntu są bardziej stabilne i ulegają niewielkim zmianom. Przykładem tego jest sytuacja z końca września, gdy temperatura powietrza zmieniała się od $-3,7$ do $2,5^{\circ}\text{C}$, podczas gdy temperatura gruntu na głębokości 5 cm oscylowała w wąskim zakresie od $-0,1$ do $0,0^{\circ}\text{C}$ ze względu na występowanie 10-centymetrowej warstwy śniegu. Ocieplenie październikowe zaowocowało zanikiem pokrywy śnieżnej 13 października, na co miały też wpływ opady ciekłe. Doprowadziło to, jak już wspomniano, do rozmarznięcia przypowierzchniowej warstwy gruntu. Temperatury gruntu nie przekroczyły 0°C podczas ocieplenia grudniowego, mimo iż warunki termiczne w Hornsundzie były wtedy podobne jak w przypadku ocieplenia październikowego. Jednak obecność stosunkowo miększej pokrywy śnieżnej (powyżej 17 cm) ograniczyła wnikanie ciepła w grunt.



Ryc. 6. Rozkład temperatur w gruncie podczas jesiennego zamarzania na tle wskazań zmarzlinomierza w punkcie E

Distribution of temperatures in the ground during autumn freezing against the background of the measurements with the frostmeter in the site E

Ponadto w tym przypadku nastąpiło 2–3-dniowe opóźnienie wzrostu temperatur gruntu w stosunku do wzrostu temperatury powietrza.

Sezony letnie 2001 oraz 2002 w Hornsundzie należały do dość ciepłych. O ile jednak w roku 2001 różnice średnich miesięcznych temperatur powietrza dla okresu czerwiec–sierpień w porównaniu do średnich obliczonych dla wielolecia były niewielkie, to już lato 2002 odbiegało znacznie od średnich z wielolecia (tab. 3). Jak wynika z analizy danych, nie przyczyniło się to do większego rozwoju czynnej warstwy zmarzliny niż w latach poprzednich. Zadecydowały o tym niskie sumy opadów miesiące letnich. W roku 2001 zanotowano jedynie 15,9 mm opadu w lipcu oraz 13,5 mm w sierpniu przy średnich dla tych miesięcy z okresu 1978–1999 odpowiednio 40,0 mm i 51,4 mm (Łupikasa 2002). Na podstawie danych dotyczących temperatur gruntu z okresu 1978–2000, zakładając liniową zależność spadku temperatury od głębokości poniżej 50 cm, maksymalną głębokość zalegania izotermy 0°C w Hornsundzie ustalono na 184 cm (Miętus, Filipiak 2001). Dla roku 2001 ta sama metoda dała wynik 155–168 cm. W obrębie stanowiska nr 6, zlokalizowanego w pobliżu termometrów gruntowych, zmierzona wartość maksymalnego odmarznięcia wyniosła 167 cm, tak więc wartości te są bardzo realne. Dla roku 2002 omawiana metoda daje wynik 155–176 cm przy podobnie niskich opadach.

Tab. 3. Porównanie średnich miesięcznych (VI–IX) temperatur powietrza w Hornsundzie dla okresu 1983–2000 i lat 2001, 2002 (dane Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie)
Comparison of average monthly (VI–IX) air temperatures in Hornsund in the period 1983–2000 and the years of 2001 and 2002 (data of the Polish Polar Station in Hornsund)

Miesiąc	Średnia temperatura miesiąca [°C]		
	wielolecie 1983–2000	2001	2002
Czerwiec	1,9	2,0	3,2
Lipiec	4,4	4,6	5,5
Sierpień	4,0	4,7	5,3
Wrzesień	1,4	3,1	0,7

PODSUMOWANIE

Badania prowadzone w Hornsundzie podczas trwania XXIV Wyprawy Polarnej Instytutu Geofizyki PAN pozwoliły na sformułowanie kilku wniosków dotyczących dynamiki czynnej warstwy zmarzliny.

Największe wartości rozmarzania notowano w obrębie występowania gruntów z wodą ruchomą w pokrywach. Jednakże spostrzeżenia zawarte w tej pracy dotyczą sezonów o suchym lecie. Można zakładać, że nieco inna byłaby sytuacja, gdyby opady lipca i sierpnia w latach 2001 oraz 2002 zbliżone były do

średnich z wielolecia. Ponadto stwierdzono wpływ na rozwój czynnej warstwy takich czynników, jak roślinność, zanik pokrywy śnieżnej, nasłonecznienie czy charakter utworów pokrywowych.

Wyróżniono trzy fazy rozwoju czynnej warstwy zmarzliny. Duży wpływ na tempo rozmarzania gruntu ma wilgotność pokryw. Tempo maleje też wraz z głębokością rozmarznięcia gruntu (Czeppe 1966). Reguła ta znajduje potwierdzenie szczególnie po przekroczeniu 100 cm głębokości dla gruntów suchych, dla mokrych nieco głębiej.

Przebieg jesiennego zamarzania gruntu zależy w dużej mierze od obecności pokrywy śnieżnej mającej właściwości izolacyjne. Duży wpływ mają też krótkotrwałe ocieplenia i związane z nimi opady atmosferyczne opóźniające rozwój lodu gruntowego.

Pomimo stosunkowo ciepłych sezonów letnich 2001 i 2002 warstwa czynna zmarzliny nie osiągnęła większej miąższości aniżeli w poprzednich latach. Spowodowane to było niskimi opadami w lipcu i sierpniu w omawianych latach. Na tej podstawie można wnioskować, iż to opady mają nie mniejszy od warunków termicznych wpływ na rozwój czynnej warstwy zmarzliny.

Materiały wykorzystane w pracy zostały zebrane w czasie trwania XXIV Wyprawy Instytutu Geofizyki Polskiej Akademii Nauk na Spitsbergen (2001/2002). W opracowaniu wykorzystano także dane meteorologiczne ze stacji w Hornsundzie z lat 2001 i 2002 (dane XXIII, XXIV i XV Wyprawy) oraz z okresu 1983–2000 (źródło Internet; www.igf.edu.pl).

LITERATURA

- Baranowski S. 1968: Termika tundry peryglacjalnej. SW Spitsbergen. Acta Universitatis Wratislaviensis, 68.
- Birkenmajer K. 1964: Devonian, Carboniferous and Permian formation of Hornsund area. Vestspitsbergen. Studia Geologica Polonica, 5.
- Czeppe Z. 1966: Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie. Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 13.
- Dolnicki P. 2002: Wpływ pokrywy śnieżnej na termikę i grubość warstwy czynnej zmarzliny w obszarze tundrowym rejonu Polskiej Stacji Polarnej (SW Spitsbergen). Problemy klimatologii polarnej, 12.
- Grześ M. 1985: Warstwa czynna wieloletniej zmarzliny na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu. Przegląd Geogr., LVII, 4.
- Jahn A. 1982: Soil thawing and active layer of permafrost in Spitsbergen. Acta Universitatis Wratislaviensis, 525; Results of investigations of the Polish scientific Spitsbergen expeditions, vol. IV.
- Karczewski A., Kostrzewski A., Marks L. 1981a: Raised marine terraces in the Hornsund area (northern part), Spitsbergen. Polish Polar Research, 2: 1–2.

- Karczewski A., Kostrzewski A., Marks L. 1981b: Late Holocene glacier advances in Revdalen, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 2: 1–2.
- Łupikasza E. 2002: Zmienność opadów atmosferycznych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978–2000. *Problemy klimatologii polarnej*, 12.
- Miętus M., Filipiak J. 2001: Temperatura gruntu w rejonie Stacji Polarnej w Hornsundzie. *Problemy klimatologii polarnej*, 11.
- Repelewska-Pękałowa J. 1994: Summer thawing of ground in Calypsostranda in the Recherchefjorden region (Spitsbergen). *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin*.
- Repelewska-Pękałowa J., Gluza A. 1988: Dynamika czynnej warstwy zmarzliny w rejonie południowego obrzeżenia Bellsundu (Zachodni Spitsbergen). *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin*.

SUMMARY

The studies whose aim was determination of thermal currents and dynamics of permafrost active layer in Hornsund were carried out during the XXIV Expedition of the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences on Spitsbergen in the period from 8th July 2001 to 3rd July 2002.

There were used two methods: sounding and measurements by means of Danilin's frostmeter. The obtained results were completed with the data coming from the meteorological station in Hornsund concerning air and ground temperatures as well as precipitation.

It was found that permafrost active layer was affected by the following factors: cover moisture, water mobility in deposits, vegetation, snow cover disappearance, insolation and character of cover formations. The largest thickness of permafrost active layer was found in the ground with mobile water in covers (188 cm). Slightly smaller thawing was measured in dry, sandy-gravelly, well insulated grounds. In these places the disappearance of the snow cover was the fastest. The smallest thawing was found in dry grounds with the vegetation cover where deposition of snow cover was the longest and insolation a little smaller.

Ground moisture had the greatest effect on thawing rate. There are three phases in the development of permafrost active layer:

Phase 1: From the disappearance of snow cover to the first days of July. Faster thawing of dry grounds (>3 cm/a day) than the wet ones (about 2 cm/a day).

Phase 2: From the first days of July till the beginning of the third decade of July. The thawing rate of dry grounds decreased (about 1.5 cm/a day) but of wet grounds increased (3.5–5.1 cm/a day).

Phase 3: From the beginning of the third decade of July till the beginning of the autumn freezing of the ground. The thawing rate dropped to below 1 cm/a day.

The autumn freezing of the ground depends largely on the presence of snow cover possessing insulation properties. Short duration warming and resulting from it rain precipitation, which delays development of ground ice, have also a great effect.

Despite relatively warm summer seasons of 2001 and 2002 the permafrost active layer was not thicker than in the previous years, which was caused by small precipitation in July and August. Therefore it can be concluded that precipitation doesn't have smaller effect on the development of permafrost active layer than the thermal conditions.