



You have downloaded a document from
RE-BUS
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Struktura bilansu cieplnego Lodowczyka Mięszowieckiego (Tatry) latem w okresie dużego zachmurzenia i opadów

Author: Bogdan Gądek, Zbigniew Caputa

Citation style: Gądek Bogdan, Caputa Zbigniew. (2003). Struktura bilansu cieplnego Lodowczyka Mięszowieckiego (Tatry) latem w okresie dużego zachmurzenia i opadów. "Przegląd Geograficzny" (2003, z. 2, s. 287-298).



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie, rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem oznaczenia autorstwa.



UNIwersYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Struktura bilansu cieplnego Lodowczyka Mięgoszowieckiego (Tatry) latem w okresie dużego zachmurzenia i opadów

*Structure of the heat balance of the Mięgoszowiecki Glacieret (Tatra Mts)
in summer in the period of high cloudiness and precipitation*

BOGDAN GADEK, ZBIGNIEW CAPUTA

Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60;
e-mail: jgadek@us.edu.pl caputa@us.edu.pl

Zarys treści. W artykule przedstawiono wyniki pierwszych pomiarów i obliczeń energii wykorzystywanej w procesie topnienia powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego w Tatrach. Na podstawie zarejestrowanych danych z automatycznej stacji meteorologicznej (promieniowanie krótkofalowe i długofalowe, temperatura i wilgotność powietrza, temperatura śniegu, prędkość wiatru) obliczono wartości głównych składników bilansu cieplnego powierzchni lodowczyka: salda promieniowania oraz strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego.

Słowa kluczowe: bilans cieplny, Lodowczyk Mięgoszowiecki, Tatry.

Wprowadzenie

Elementem wysokogórskiego środowiska przyrodniczego najbardziej wrażliwym na fluktuacje klimatyczne jest kriosfera, a szczególnie stałe formy firnowo-lodowe. Funkcjonowanie ich zależy głównie od procesów wymiany energii pomiędzy atmosferą i litosferą (Paterson, 1994), a te z kolei uzależnione są nie tylko od wysokości i azymutu Słońca oraz pogody, lecz także od warunków topograficznych (Paszyński i inni, 1999).

W artykule przedstawiono wyniki pierwszych pomiarów i obliczeń energii wykorzystywanej w procesie topnienia powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego. Lodowczyk ten jest największą formą firnowo-lodową w Tatrach Polskich (fot. 1). Jego powierzchnia wynosi zwykle około 0,5 ha, a maksymalna grubość przekracza 20 m (Gądek, 2002). Rezultaty corocznej dokumentacji geometrii lodowczyka włączane są do bazy danych World Glacier Monitoring Service (*Fluctuations...*, w druku). Podstawowym celem badań było ilościowe określenie składników bilansu cieplnego powierzchniowej warstwy śniegu w okresie ablacji oraz poznanie uwarunkowań ich dobowej zmienności



Fot. 1. Lodowczyk Mięgoszowiecki – strzałka wskazuje miejsce pomiarów (fot. B. Gądek)

Mięgoszowiecki Glacieret – the arrow shows the location of measurements (photo. B. Gądek)

ze szczególnym uwzględnieniem topografii. Pomiary terenowe wykonywano od godz. 17⁰⁰ w dniu 12 lipca do godz. 6⁰⁰ UTC w dniu 27 lipca 2000 roku – w okresie dużych deklinacji Słońca, zachmurzenia oraz opadów. Wydaje się, że uzyskane wyniki mogą stanowić istotny element wiedzy o funkcjonowaniu mięgoszowieckiego systemu glacialnego.

Metody badań

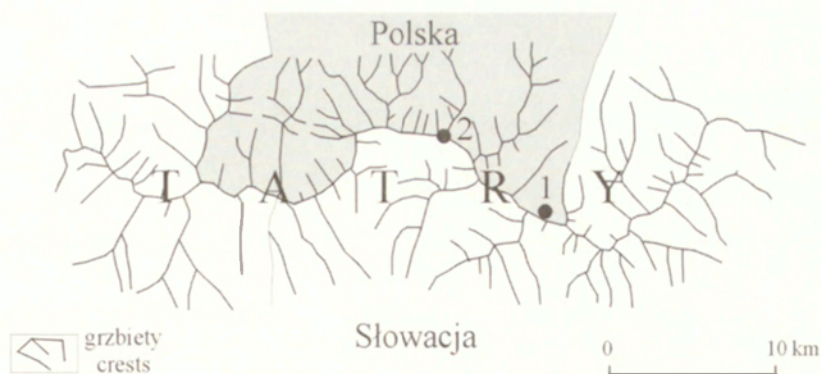
W pracach terenowych wykorzystano automatyczną stację meteorologiczną firmy Campbell Scientific z loggerem CR23X, wyposażoną w bilansomierz promieniowania CNR1 (Kipp&Zonen) z dwoma pyranometrami i dwoma pyrgeometrami, termohigrometr HMP45C (Vaisala), termometry oporowe Pt100 (Campbell Scientific) oraz anemometr A100R i czujnik kierunku wiatru W200P (Vector Instruments). Stację meteorologiczną ustawiono na linii środkowej Lodowczyka Mięgoszowieckiego na wysokości 1985 m n.p.m., w miejscu o nachyleniu 30° i ekspozycji NE. Pomiary wykonywano co 10 sekund, a uśrednione wartości były rejestrowane co 10 minut. Ponadto prowadzono godzinne obserwacje zachmurzenia.

Na podstawie zarejestrowanych danych (promieniowanie krótkofalowe i długofalowe, temperatura i wilgotność powietrza, temperatura śniegu, prędkość wiatru) obliczono wartości głównych składników bilansu cieplnego powierzchni lodowczyka: salda promieniowania oraz strumieni ciepła odczuwalnego i utajonego.

Saldo promieniowania (Q^*) w pełnym zakresie widma wyraża równanie:

$$Q^* = K^* + L^* = K\downarrow - K\uparrow + L\downarrow - L\uparrow \quad (1)$$

gdzie: K^* – saldo promieniowania krótkofalowego, $K\downarrow$ – promieniowanie słoneczne całkowite, $K\uparrow$ – promieniowanie słoneczne odbite, L^* – saldo



Ryc. 1. Położenie stanowisk pomiarowych: 1 – Lodowczyk Mięgoszowiecki, 2 – Kasprowy Wierch

Location of measurement sites: 1 – Mięgoszowiecki Glacieret, 2 – Kasprowy Wierch

promieniowania długofalowego, $L\downarrow$ – promieniowanie zwrotne atmosfery, $L\uparrow$ – promieniowanie długofalowe powierzchni czynnej. Wszystkie wartości wyrażone są w Wm^{-2} .

Gęstość strumieni promieniowania długofalowego $L\downarrow$ i $L\uparrow$ obliczono na podstawie wzoru:

$$L = V/C + \delta T^4 \quad (2)$$

gdzie: V – napięcie wyjściowe pyrgeometru (μV), C – współczynnik kalibracji ($\mu V/Wm^{-2}$), δ – stała Stefana-Boltzmana ($5,67 \times 10^{-8} Wm^{-2}K^4$), T – bezwzględna temperatura czujnika (K),

Strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego określono korzystając z równań (Paterson, 1994):

$$H = \rho_o P P_o^{-1} c_p A u (t - t_s) \quad (3)$$

gdzie: H – strumień ciepła odczuwalnego (Wm^{-2}), ρ_o – gęstość powietrza przy normalnym ciśnieniu atmosferycznym ($1,29 \text{ kgm}^{-3}$), P_o – normalne ciśnienie atmosferyczne ($1,013 \cdot 10^5 \text{ Pa}$), P – ciśnienie atmosferyczne (Pa), c_p – ciepło właściwe powietrza przy normalnym ciśnieniu ($1010 \text{ Jkg}^{-1}K^{-1}$), A – współczynnik wnikania (dla śniegu = 0,002, Hogg i inni, 1982), u – prędkość wiatru (ms^{-1}), t – średnia temperatura powietrza mierzona na wysokości 1–2 m nad powierzchnią ($^{\circ}C$), t_s – temperatura śniegu ($^{\circ}C$).

$$E = 0,622 L_v A u (e - e_s) \rho_o P_o^{-1} \quad (4)$$

gdzie: E – strumień ciepła utajonego (Wm^{-2}), L_v – ciepło utajone parowania / kondensacji ($2,8 \cdot 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$), e – ciśnienie pary wodnej na wysokości 1–2 m

nad powierzchnią (Pa), e_s – ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze 0 °C (611Pa).

Ciśnienie pary wodnej wyznaczono na podstawie zarejestrowanych wartości temperatury i wilgotności względnej powietrza (por. Kożuchowski, 1995):

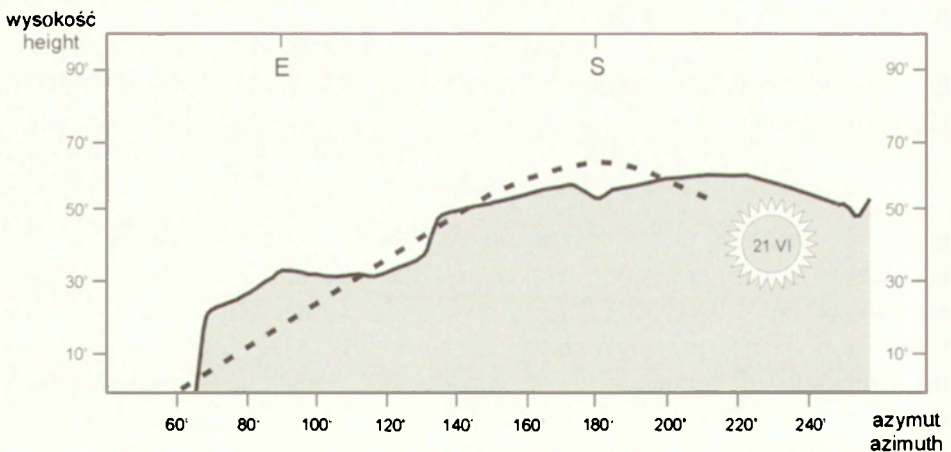
$$e = f 6,107 \times 10^7 \cdot 6,326^{t/241,97+t} \quad (5)$$

gdzie: f – wilgotność względna powietrza (%), t – temperatura powietrza (°C).

W interpretacji uzyskanych wyników uwzględniono horyzont fizyczny dolnej części Lodowczyka Mięgoszowieckiego oraz wykorzystano dane meteorologiczne ze stacji IMiGW na Kasprowym Wierchu.

Położenie i horyzont fizyczny Lodowczyka Mięgoszowieckiego

Lodowczyk Mięgoszowiecki znajduje się w polskich Tatrach Wysokich ($\phi = 49^{\circ}11'09''$, $\lambda = 20^{\circ}04'05''$), w górnej części Doliny Rybiego Potoku – w Wielkim Kotle Mięgoszowieckim, na wysokości 1973–2035 m n.p.m. Ma ekspozycję NE, a średnie nachylenie jego powierzchni wynosi 35° . Od wschodu, południa i zachodu zasłonięty jest skalnymi ścianami Kazalnicy (2159 m n.p.m.) i Mięgoszowieckich Szczytów: Czarnego (2410), Pośredniego (2393) oraz Wielkiego (2438 m n.p.m.). W lipcu bezpośrednie promieniowanie słoneczne dociera do czołowej części lodowczyka tylko w czasie pomiędzy 6^{00} a 13^{20} UTC (ryc. 2).



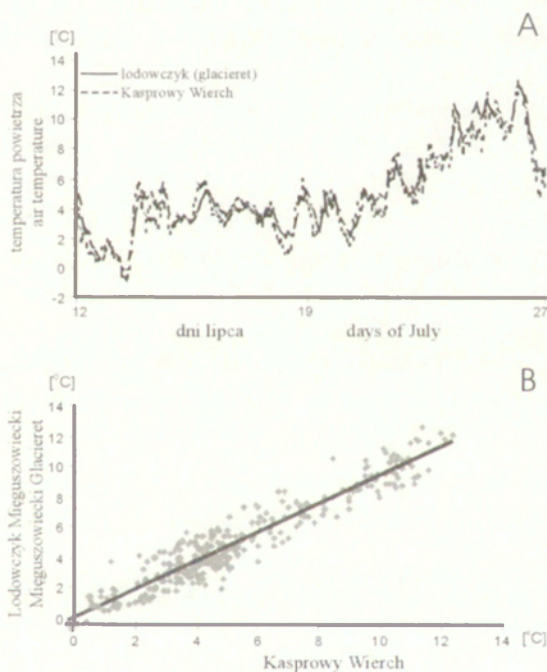
Ryc. 2. Horyzont fizyczny Lodowczyka Mięgoszowieckiego (linia ciągła – uproszczony przebieg grzbietów, linia przerywana – pozorna droga Słońca w dniu przesilenia letniego)

Physical horizon of Mięgoszowiecki Glacieret (continuous line – simplified course of ridges, broken line – apparent solar path on day of summer solstice)

Temperatura powietrza na Lodowczyku Mięguszowieckim i Kasprowym Wierchu

Wpływ ukształtowania terenu i obecności formy lodowo-firnowej na topoklimat dobrze ilustrują wyniki równoczesnych pomiarów temperatury powietrza na szczycie Kasprowego Wierchu (1991 n.p.m.) i na powierzchni lodowczyka w Kotle Mięguszowieckim (1985 m n.p.m.). Podczas badań pogoda w Tatrach kształtowana była przez masy powietrza polarnomorskiego. W rejonie stacji meteorologicznej na Kasprowym Wierchu przeważały słabe wiatry NW, SW i N, a w Kotle Mięguszowieckim – bardzo słabe N, E i NE (nawiązujące do ekspozycji terenu). Dominowała pogoda z dużym lub całkowitym zachmurzeniem z przejaśnieniami. Sumy dobowych opadów deszczu wynosiły od 0 do 37 mm.

Na Kasprowym Wierchu temperatura powietrza zmieniała się od $-0,8$ do $12,6$ °C, a na Lodowczyku Mięguszowieckim od $-0,2$ do $12,4$ °C. Średnie wartości wynosiły odpowiednio $4,8$ i $5,2$ °C. Związek między wynikami cogo-



Ryc. 3. Przebieg temperatury powietrza na Lodowczyku Mięguszowieckim i na Kasprowym Wierchu (A) oraz związek między nimi (B) w okresie od godz. 17⁰⁰ w dniu 12 lipca do godz. 6⁰⁰ w dniu 27 lipca 2000 r.

Air temperature at Mięguszowiecki Glacieret and at Kasprowy Wierch (A) and relation between them (B) in the period from 5 p.m. on 12 July to 6 a.m. on 27 July 2000

dzinnych pomiarów temperatury powietrza w obu miejscach (ryc. 3) opisuje równanie regresji liniowej:

$$t_M = 0,9752 t_K + 0,4536$$

gdzie: t_M – temperatura powietrza na Lodowczyku Mięszowieckim, t_K – temperatura powietrza na Kasprowym Wierchu.

Zależność tę cechuje współczynnik determinacji równy 0,93 i błąd standardowy o wartości 0,74. Uzyskane wyniki świadczą, że:

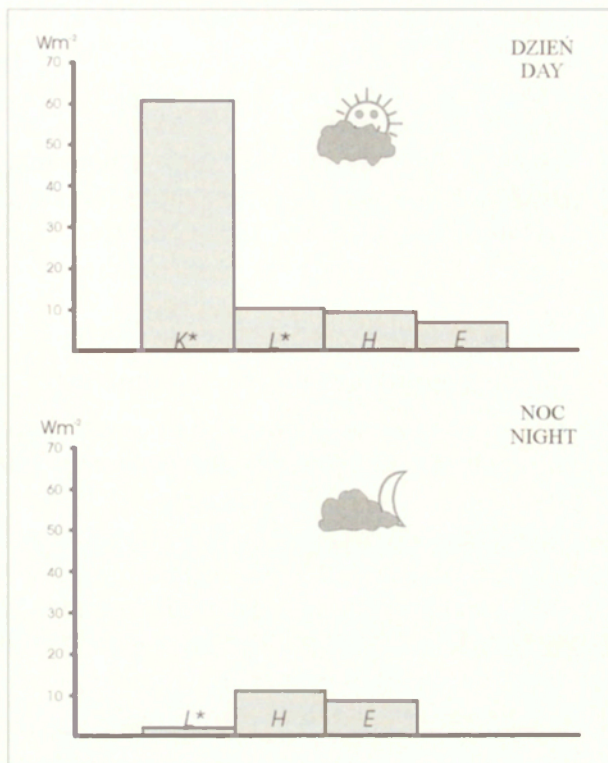
- w okresie badań temperatura powietrza na szczycie Kasprowego Wierchu i na lodowczyku w Kotle Mięszowieckim była zbliżona i wykazywała podobną zmienność dobową, przy czym większe jej amplitudy rejestrowano na Kasprowym Wierchu,
- różnice temperatury powietrza w obu porównywanych miejscach oscylowały wokół wartości 0 przez całą dobę, ale w dzień częściej było chłodniej na lodowczyku, a w nocy na Kasprowym Wierchu.

Struktura bilansu cieplnego powierzchni Lodowczyka Mięszowieckiego w okresie ablacji

Wyniki pomiarów topoklimatycznych wykonanych nad powierzchnią lodowczyka (tab. 1, ryc. 4) wskazują, że pomimo jej północnej ekspozycji i wysokich ścian skalnych zamykających Kocioł Mięszowiecki od południa oraz dużego zachmurzenia w okresie badań, w dobowym bilansie cieplnym powierzchni czynnej największy udział miało promieniowanie krótkofalowe (61%), następnie ciepło odczuwalne (15%), promieniowanie długofalowe (12%) i ciepło utajone (12%). Około 20% energii docierało w nocy – w postaci ciepła odczuwalnego (50%) i utajonego (40%) oraz promieniowania długofalowego (10%). Energia wykorzystywana w procesach topnienia śniegu wynosiła średnio 66 Wm^{-2} .

Tabela 1. Struktura bilansu cieplnego i albedo powierzchni Lodowczyka Mięszowieckiego w dniach 12–27 VII 2000 r.

	Promieniowanie krótkofalowe pochłonięte K^* [Wm^{-2}]	Albedo	Saldo promieniowania długofalowego L^* [Wm^{-2}]	Strumień ciepła odczuwalnego H [Wm^{-2}]	Strumień ciepła utajonego E [Wm^{-2}]
Maksymalne wartości chwilowe	680	0,8	40	80	80
Minimalne wartości chwilowe	0	0,2	-45	-0,6	-10
Wartości średnie	40	0,4	8	10	8



Ryc. 4. Struktura bilansu cieplnego powierzchni Lodowczyka Mięszowieckiego w dniach 12–27 VII 2000 r. (K^* – saldo promieniowania krótkofalowego, L^* – saldo promieniowania długofalowego, H – strumień ciepła odczuwalnego, E – strumień ciepła utajonego)

Structure of heat balance at surface of Mięszowiecki Glacieret in period 12–27 July 2000 (K^* – short-wave radiation balance, L^* – long-wave radiation balance, H – sensible-heat flux, E – latent-heat flux)

Saldo promieniowania krótkofalowego

Promieniowanie krótkofalowe pochłonięte jest różnicą promieniowania całkowitego (bezpośredniego i rozproszonego) i odbitego. Jego wielkość zależy od nachylenia, ekspozycji i cech powierzchni czynnej oraz horyzontu fizycznego.

W okresie pomiarów w Kotle Mięszowieckim średnia wartość K^* wynosiła 40 Wm^{-2} , a maksymalna 680 Wm^{-2} . Albedo powierzchni lodowczyka było zwykle zbliżone do 0,4 (typowe dla lekko zabrudzonego firnu). Maksymalne wartości chwilowe wynosiły około 0,8 (typowe dla świeżego śniegu), a minimalne około 0,2 (typowe dla brudnego lodu). Zmiany albedo były związane przede wszystkim z:

a) zachmurzeniem i horyzontem fizycznym (im większy udział promieniowania bezpośredniego tym mniejsze albedo),

- b) wysokością i azymutem Słońca (największe wartości albedo rejestrowano w godzinach 5³⁰ – 7⁰⁰ UTC),
- c) wilgotnością powierzchni lodowczyka (im wilgotniejsza /ciemniejsza/ powierzchnia tym mniejsze albedo).

Wyrażna była dobowa cykliczność przebiegu promieniowania krótkofalowego, przy czym największe wartości rejestrowano w czasie najmniejszego zachmurzenia – zwykle pomiędzy 8²⁰ a 12⁴⁰ UTC (ryc. 5). Wtedy też do powierzchni dolnej części lodowczyka mogło docierać promieniowanie bezpośrednie (ryc. 2).

Saldo promieniowania długofalowego

W okresie pomiarów lodowczyk w warstwie przypowierzchniowej miał temperaturę topnienia. Saldo promieniowania długofalowego zależało więc od promieniowania zwrotnego atmosfery. Zmieniało się od -45 Wm^{-2} do 40 Wm^{-2} . Średnia wartość wynosiła 8 Wm^{-2} , przy czym strumień promieniowania powierzchni był stale zbliżony do 320 Wm^{-2} . Ujemne wartości salda (ryc. 5) rejestrowano przede wszystkim podczas bezchmurnych nocy. Odnotowywano je także w dzień w okresach mniejszego zachmurzenia i wilgotności powietrza.

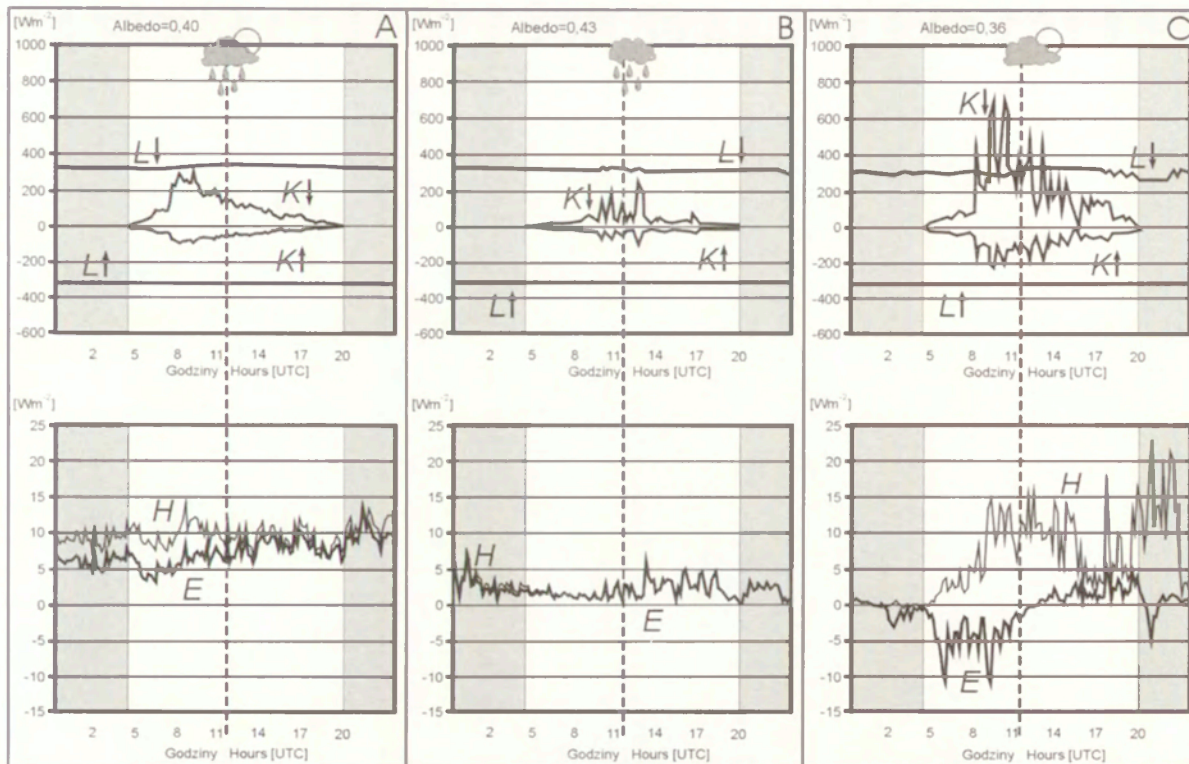
Strumień ciepła odczuwalnego

Ciepło odczuwalne jest dostarczane do powierzchni lodowczyka przez masy powietrza przede wszystkim w wyniku konwekcji (wymiana turbulencyjna). Jego wielkość zależy głównie od regionalnej i lokalnej cyrkulacji powietrza i jego cech fizycznych. Gęstość strumienia ciepła odczuwalnego wykazuje też zmienność dobową, zgodną z przebiegiem temperatury powietrza i częściowo związaną z bilansem radiacyjnym. Znaczny wpływ ma też prędkość wiatru.

W okresie pomiarów strumień ciepła odczuwalnego przy powierzchni lodowczyka zmieniał się od $-0,6$ do 80 Wm^{-2} . Wartość średnia wynosiła 10 Wm^{-2} (ryc. 5).

Strumień ciepła utajonego

Strumień ciepła utajonego – związany z pionowym przemieszczaniem się pary wodnej w wyniku parowania i kondensacji – zmieniał się nad badaną powierzchnią od -10 do 80 Wm^{-2} . Średnia jego gęstość wynosiła 8 Wm^{-2} . Niemal przez cały okres pomiarów do powierzchni lodowczyka dostarczane było ciepło wyzwolane w procesie kondensacji pary wodnej. Wartości ujemne odnotowano w okresach ochłodzenia i niedosytu wilgotności powietrza. Przebieg strumienia ciepła utajonego i odczuwalnego wykazywał zwykle bardzo dużą zgodność (ryc. 5). Oba te składniki bilansu cieplnego powierzchni czynnej związane są z jakością napływającego nad nią powietrza.



Ryc. 5. Przebieg dobowy składników bilansu ciepłego powierzchni Lodowczyka Miękusowieckiego:
 A – w dniach 13–26 VII 2000 r. (wartości uśrednione), B – 13 VII 2000 r. (usłonecznienie 0h), C – 14 VII 2000 r.
 (usłonecznienie 5h), linia przerywana wskazuje czas górowania Słońca

Daily course of components to heat balance at surface of Miękusowiecki Glacieret:
 A – in period 13–26 July 2000 (mean values), B – 13 July 2000 (sunshine duration 0h),
 C – 14 July 2000 (sunshine duration 5h), broken line shows time of upper culmination of sun

Dyskusja wyników i wnioski

Ze względu na duże zachmurzenie i opady w czasie pomiarów uzyskane wyniki nie są reprezentatywne dla całego sezonu ablacyjnego, dobrze ilustrują jednak kształtowanie się struktury bilansu cieplnego powierzchni Lodowczyka Mięgoszowieckiego w lipcu w okresie dużego zachmurzenia (Orliczowa i Peterka, 1974).

Zarejestrowane nadwyżki energii cieplnej powierzchni lodowczyka były wykorzystywane do topnienia śniegu. Ilość ciepła niezbędnego w procesach zmierzonej ablacji różni się od sumy obliczonych strumieni energii o 8%. Biorąc pod uwagę, że bezpośrednie pomiary topnienia powierzchni lodowczyka obarczone są błędem wynikającym z osiadania pokrywy śnieżnej i topnienia podpowierzchniowego oraz mechanicznej ablacji pod wpływem opadu deszczu, uzyskane dane należy uznać za zadowalające.

Dominujący udział w dobowym bilansie cieplnym badanej powierzchni miało promieniowanie słoneczne pomimo: a) dużego jej nachylenia w kierunku północnym, b) 40% albedo, c) zasłonięcia przez grzbiety skalne około 70% drogi widomego ruchu Słońca, d) dużego zachmurzenia. Wyniki porównania danych dotyczących lodowczyka i Kasprowego Wierchu wskazują jednak, że usłonecznienie w Kotle Mięgoszowieckim było o blisko 30% mniejsze niż na grani. Świadczy to, że do lodowczyka dociera mniej promieniowania słonecznego niż to wynika tylko z jego nachylenia i ekspozycji (Niedźwiedz, 1992).

Granitoidowe ściany otaczające miejsce pomiarów przechwytyują także znaczną część promieniowania zwrotnego atmosfery, którego największa ilość dociera do powierzchni czynnej ze strefy nieba bliskiej linii horyzontu. Same jednak również emitują promieniowanie długofalowe, pokrywając prawdopodobnie z naddatkiem wskazane straty (Fliri, 1978). Ponadto promieniowanie długofalowe uchodzące od topniejącej powierzchni lodowczyka było stałe i stosunkowo małe, ponieważ temperatura śniegu nie może przekroczyć 273,15 K. Lodowczyk wykazywał w tym zakresie cechy ciała doskonale czarnego (Oke, 1987). Gęstość strumienia $L\uparrow$ wynosiła około 320 Wm^{-2} .

Powierzchnia lodowczyka prawie przez cały czas pomiarów była chłodniejsza od przylegającego do niej powietrza. Strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego były zatem zwykle skierowane ku niej. Na Kasprowym Wierchu najczęściej było odwrotnie, przy czym ten sposób wymiany ciepła między atmosferą a podłożem na lodowczyku nie tylko miał inny kierunek, ale także zachodził wolniej – przede wszystkim z powodu wielokrotnie mniejszych prędkości wiatru w kotle. Ze względu na parowanie średnia wilgotność powietrza była większa na Kasprowym Wierchu niż na lodowczyku o około 5%.

Uzyskane dane świadczą, że latem, w warunkach dużego zachmurzenia, straty w dostawie ciepła do powierzchni lodowczyka, związane z dużym albedo śniegu i mniejszym dopływem promieniowania słonecznego do Kotła Mięguszwieckiego, są z nadwyżką kompensowane przez saldo promieniowania długofalowego oraz strumienie ciepła odczuwalnego i utajonego. Średnia dobową temperatura powietrza jest wtedy na lodowczyku większa, a wilgotność mniejsza niż na tej samej wysokości w miejscach nie pokrytych śniegiem i nie zacienionych.

*

Autorzy składają serdeczne podziękowania prof. dr. hab. Tadeuszowi Niedźwiedziowi za cenne uwagi oraz Monice Kośmider, Grzegorzowi Jagielskiemu, Maćkowi Burzykowi i Adamowi Poloniusowi za pomoc w pracach terenowych.

Końcowe opracowanie wyników badań wykonano w ramach pracy badawczej finansowanej ze środków Komitetu Badań Naukowych w latach 2002–2005 jako projekt badawczy (3P04E04523).

Piśmiennictwo

- Fliri F., 1978, *Die terrestrische Bestrahlung von Hängen verschiedener Richtung und neigung bei überhöhtem Horizont*, Wetter und Leben, 30, 2.
- Fluctuations of Glaciers 1995–2000*, v. 8, w druku, IAHS/UNESCO, World Glacier Monitoring Service, Zurich.
- Gądek B., 2002, *Obieg masy Lodowczyka Mięguszwieckiego w latach 1998–1999*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, t. 1, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 85–89.
- Hogg I.G.G., Paren J.G., Timmis R.J., 1982, *Summer heat and ice balances on Hodges Glacier, South Georgia, Falkland Island Dependencies*, Journal of Glaciology, 28, s. 221–238.
- Kożuchowski K., 1995, *Fizyczne podstawy meteorologii*, skrypt Uniwersytetu Szczecińskiego, Szczecin.
- Niedźwiedź T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains, Mountain Research and Development*, 12, 2, s. 131–146.
- Oke T.R., 1987, *Boundary Layer Climates*, Methuen, London-New York.
- Orliczowa J., Peterka V., 1974, *Oblačnost a slonečný svit*, [w:] *Klima Tatier*, VSAV, Bratislava.
- Paszyński J., Miara K., Skoczek J., 1999, *Wymiana energii między podłożem a atmosferą jako podstawa kartowania topoklimatycznego*, Dokumentacja Geograficzna, 14.
- Paterson W.S.B., 1994, *The Physics of Glaciers*, Elsevier, Oxford, 3 wvd.

[Wpłynęło: sierpień 2002 r.; poprawiono: marzec 2003 r.]

BOGDAN GADEK, ZBIGNIEW CAPUTA

STRUCTURE OF THE HEAT BALANCE
OF THE MIĘGUSZOWIECKI GLACIERET (TATRA MTS)
IN SUMMER IN THE PERIOD OF HIGH CLOUDINESS AND PRECIPITATION

This paper presents the results of the first measurements and calculations of the energy used in the process of snowmelt on the surface of the Mięguszwiecki Glacieret – the largest firn-ice form in the Polish Tatra Mountains. The investigations were carried out during periods of both major solar declinations and heavy cloudiness and precipitation. The fieldwork made use of a Campbell Scientific automatic meteorological station.

The results of the topoclimatic investigations show that, despite the northern exposure of Mięguszwiecki Kocioł, the high rock walls that close it off from the south, and the heavy cloudiness in the investigation period, it is short-wave radiation that has a (61%) predominance in the daily heat balance of the surface studied. This was followed by other forms of energy transfer: sensible heat (15%), long-wave radiation (12%) and latent heat (12%). About 20% of energy gets at night – in the form of sensible heat (50%) and latent heat (40%), as well as long-wave radiation (10%).

The obtained data show that, in the summer, in conditions of heavy cloudiness, any losses of heat supply to the surface of the glacieret connected with the high albedo of snow and the smaller supply of solar radiation to Mięguszwiecki Kocioł are well compensated for by the L^* balance, as well as H and E fluxes. Mean daily air temperature is higher at the glacieret – and humidity lower – than at the same altitudes in places not covered with snow and not shady.