

Struktura wewnętrzna Lodowczyka Mięguszwieckiego (Tatry) w świetle wyników badań georadarowych

Bogdan Gądek*, Andrzej Kotyrba**

Internal structure of Mięguszwiecki Glacieret (Tatra Mountains, southern Poland) in the light of results of georadar investigations. *Prz. Geol.*, 51: 1044–1047.

Summary. This paper presents results of detailed ground-penetrating radar (GPR) surveys at 500 MHz of Mięguszwiecki Glacieret in Polish Tatra Mountains. The recorded radar image shows a complete internal structure of the glacieret together with its substratum. The maximal thickness of the ice is about 15 m. Among the dozens of the reflection horizons recorded, the strongest 10 ones correspond probably with stratigraphic gaps. Their packing suggests rotational movement. The documented structure of the glacieret shows that this form is in the recession stage, what is associated with climatic conditions, which have prevailed in Tatra Mountains after the Little Ice Age.

Key words: modern changes of cryosphere, glacierets, ground-penetrating radar (GPR) surveys, Tatra Mountains

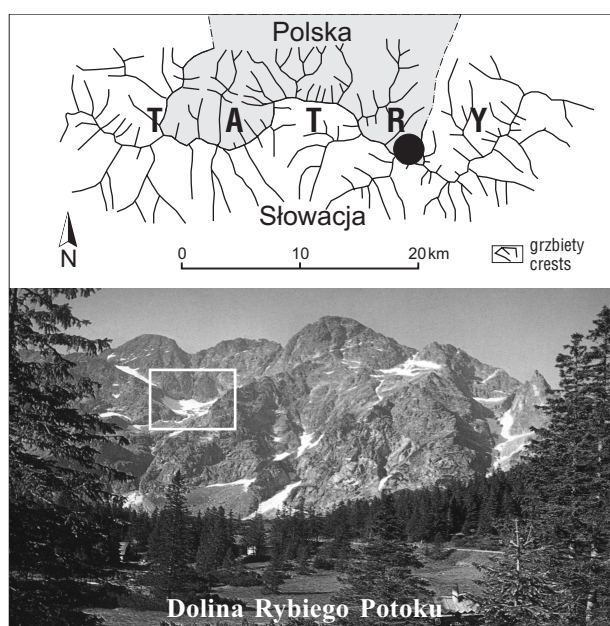
Lodowczyk Mięguszwiecki — objęty programem światowej służby monitoringu lodowców (IAHS/UNESCO) — jest największą i najlepiej poznaną formą firnowo-lodową w polskich Tatrach (Wdowiak, 1961; Olędzki, 1965; Wiśliński, 1985, 2000; Jania, 1996; Gądek, 2002). Znajduje się on w Mięguszwieckim Kotle na wysokości 1973–2035 m n.p.m. — około 200 m poniżej klimatycznej linii śnieżnej (ryc. 1). Istnieje dzięki lawinowej i zypowej akumulacji śniegu. Zmiany powierzchni lodowczyka wynikają z bieżącego bilansu jego masy. Pod koniec sezonu ablacji lodowczyk zajmuje jednak zwykle ok. 0,5 ha. Wieloletni bilans masy znajduje natomiast odzwierciedlenie w rozmiarach i ilości warstw rocznych firnu i lodu. Jedynym do tej pory przedstawieniem budowy lodowczyka był jego syntetyczny profil podłużny opracowany przez Wdowiaka (1961) na podstawie położenia, grubości i upadu warstw lodu, które były widoczne jesienią 1959 r. na powierzchni, w szczelinie brzeżnej (o głębokości ok. 30 m) oraz w tunelu subglacialnym. Wykonanie aktualnej i kartometrycznej dokumentacji struktury wewnętrznej Lodowczyka Mięguszwieckiego było więc podstawowym celem sondowań georadarowych przeprowadzonych 29 września 2001 roku. Uzyskane wyniki dostarczyły nie tylko informacji o objętości i zmianach bilansu masy lodowczyka (w okresie udokumentowanym warstwami firnu i lodu), ale także o mechanizmie jego ruchu.

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

**Zakład Geologii i Geofizyki, Główny Instytut Górnictwa, pl. Gwarków 1, 40-166 Katowice; bhxak@gig.katowice.pl

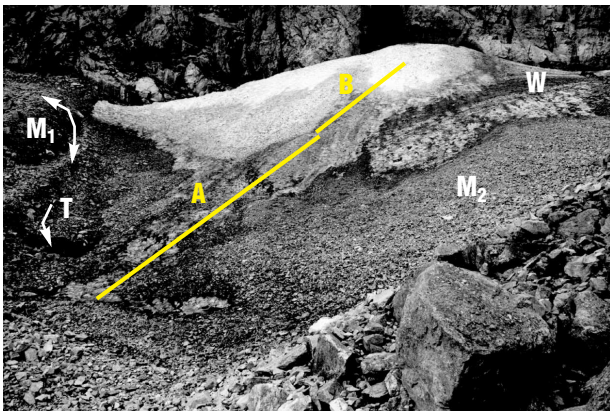
Metody badań

Pomiary wykonano zestawem radarowym SIR2 produkcji amerykańskiej firmy *Geophysical Survey Systems (USA)* metodą refleksyjną. Zastosowano monostatyczny przetwornik antenowy (nadawczo-odbiorczy) o częstotliwości nośnej 500 MHz. Okna czasowe rejestracji wynosiły 50 i 200 ns. Przetwornik był przesuwany ręcznie po



Ryc. 1. Położenie Lodowczyka Mięguszwieckiego
Fig. 1. Location of Mięguszwiecki Glacieret

powierzchni lodu. W zależności od prędkości przesuwu rzeczywista gęstość pokrycia przekroju trasami radarowymi (zapis amplitudy powracających do anteny sygnałów radarowych w domenie czasu) zmieniała się od 70 do 100 na metr bieżący profilu. Gęstość pokrycia przełożyła się na dużą dokładność odwzorowania położenia poszczególnych granic odbijających impulsy radarowe. Sondowanie wykonano wzdłuż linii środkowej lodowczyka w dwóch odcinakach o długości 40 m (A) i 30 m (B) (ryc. 2) oraz nachyleniu ok. 35°. Początek profilu był zlokalizowany na wysokości 1976 m n.p.m., a koniec (70 m) na wysokości 2015 m n.p.m. Dane radarowe zostały zarejestrowane w postaci plików cyfrowych, co umożliwiło ich analizę i przetwarzanie procedurami numerycznymi. Pliki te zostały zarchiwizowane i będą mogły być wykorzystane w przyszłości do szczegółowych badań zmian zachodzących w lodowczyku.



Ryc. 2. Lokalizacja linii sondowania georadarowego na Lodowczyku Mięguszwieckim 29 IX 2001 r.; A, B — linie sondowań georadarowych, M₁ — wały moren usypiskowych, M₂ — powierzchniowa morena usypiskowo-ablacyjna, T — wylot tunelu subglacjalnego, W — wychodnie warstw rocznych lodu i powierzchni ścinania

Fig. 2. Location of the ground-penetrating radar survey lines at Mięguszwiecki Glacier on 29 September 2001; A, B — GPR sounding line, M₁ — protalus ramparts, M₂ — surface moraine, T — subglacial channel opening, W — outcrop of annual ice layers and shear planes

Prędkość propagacji impulsów elektromagnetycznych (V_r) określono na podstawie względnej stałej dielektrycznej lodu (ϵ_{ri}) zależnej od jego wilgotności:

$$V_r = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}} \quad [1]$$

gdzie:

c — prędkość fal elektromagnetycznych w powietrzu ($3 \cdot 10^5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$)

Do obliczenia wartości ϵ_{ri} wykorzystano model Looyenga (Glen & Paren, 1975; Ulriksen, 1982) wiążący gęstość lodu z jego właściwościami dielektrycznymi:

$$\epsilon_{rw}^{1/3} - 1 = x (\epsilon_{ri}^{1/3} - 1) \quad [2]$$

gdzie:

ϵ_{rw} — względna stała dielektryczna wody,

x — stosunek gęstości śniegu do gęstości lodu.

Natomiast wilgotność lodu (W) wyznaczono z danych pomiarowych (echogramów radarowych) według równania (Macheret i in., 1993; Moore i in., 1999):

$$W = 3(\epsilon_r - \epsilon_i) / \epsilon_w \quad [3]$$

gdzie:

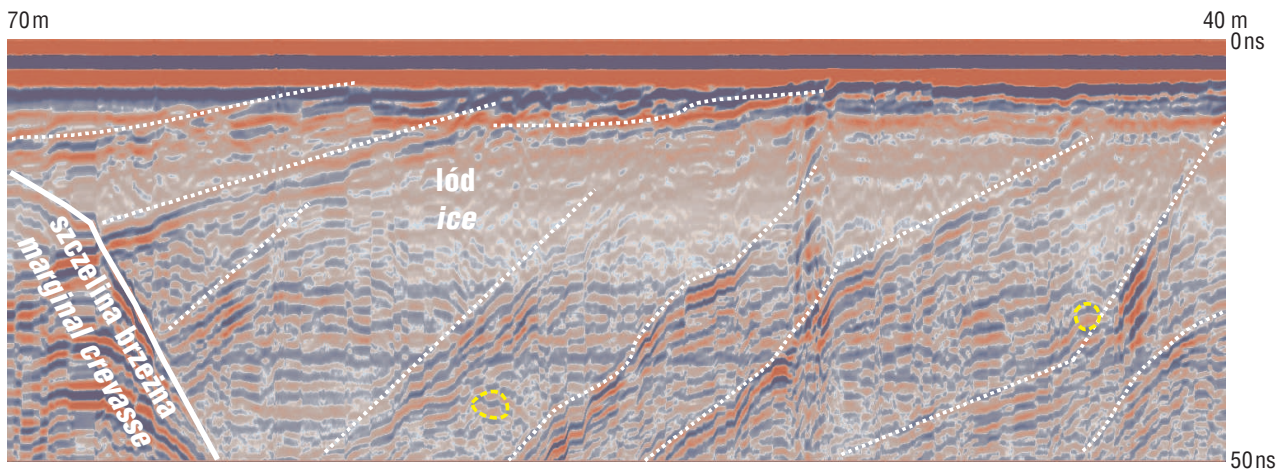
ϵ_r — stała dielektryczna partii lodu powyżej hiperboli dyfrakcyjnej na echogramie radarowym,

ϵ_i — stała dielektryczna związłego, suchego lodu (3,19),

ϵ_w — stała dielektryczna wody (86).

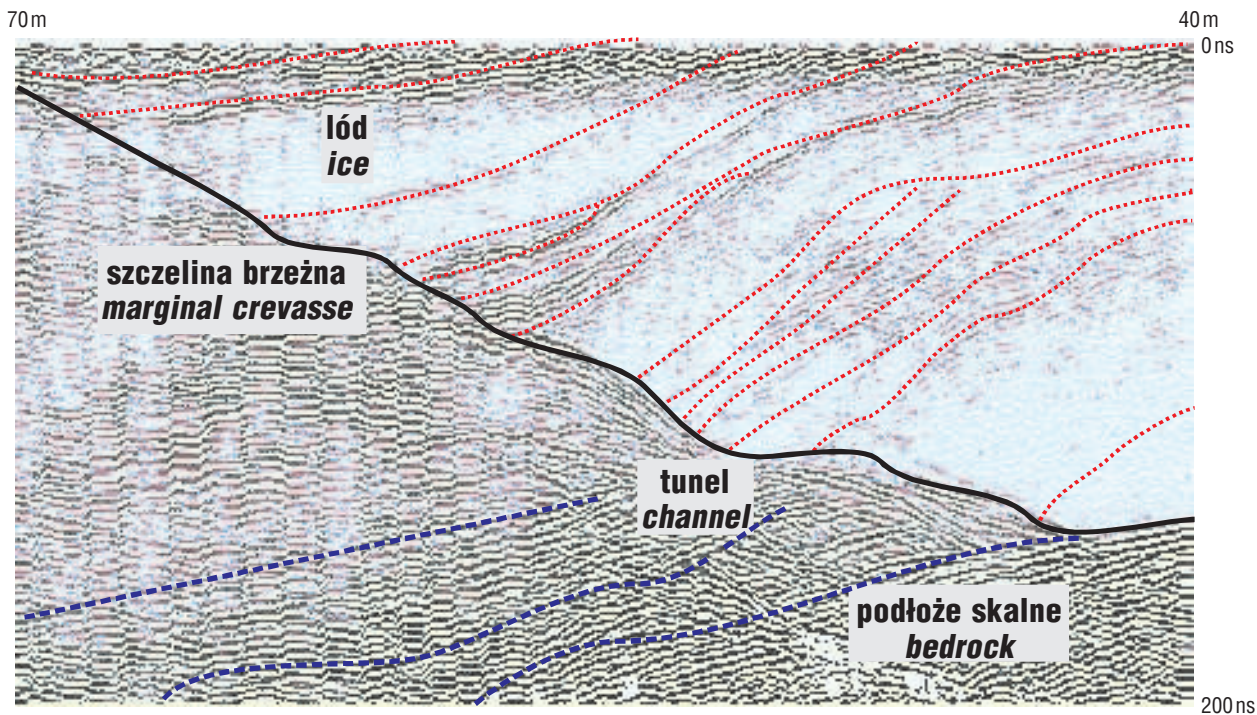
Uzyskane wyniki

Na uzyskanych rejestracjach radarowych refleksy charakteryzują się zmienną energią. Jednak tylko jedno odbicie o kształcie hiperbolicznym — położone na głębokości 13 m pomiędzy 57 a 68 m (strop kanału subglacjalnego) — umożliwiło obliczenie prędkości propagacji impulsów elektromagnetycznych. Wynosiła ona $1,62 \cdot 10^5 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, co odpowiada wartości stałej dielektrycznej $\epsilon_i = 3,4$. Brak innych wyraźnych odbić hiperbolicznych świadczy, że w okresie pomiarów Lodowczyk Mięguszwiecki tworzył lód o prawie zerowej zawartości wody, a wzdłuż linii sondowań nie było dużych okruchów skalnych.

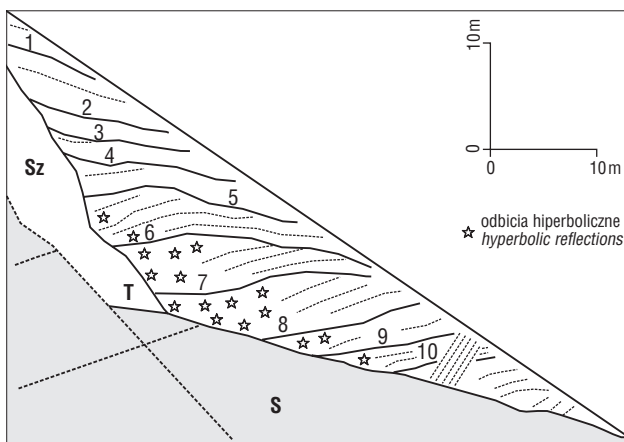


Ryc. 3. Echogram radarowy górnej części Lodowczyka Mięguszwieckiego w oknie czasowym 50 ns; linie białe — horyzonty refleksyjne, żółte — anomalie falowe; wyjaśnienia w tekście

Fig. 3. GPR section of the upper part of Mięguszwiecki Glacieret in time window of 50 ns (white line — reflection horizons, yellow line — wave anomalies; explanations in the text)



Ryc. 4. Echogram radarowy górnej części Lodowczyka Mięgoszowieckiego w oknie czasowym 200 ns; linie czarna, czerwone i niebieskie — horyzonty refleksyjne; wyjaśnienia w tekście
Fig. 4. GPR section of the upper part of Mięgoszowiecki Glaciet in time window of 200 ns; black, red and blue lines 1 reflection horizons; explanations in the text



Ryc. 5. Przekrój podłużny Lodowczyka Mięgoszowieckiego; 1–10 — najsilniejsze horyzonty refleksyjne, gwiazdki — odbicia hiperboliczne, Sz — szczelina brzeżna, T — tunel, S — skalne podłoże; wyjaśnienia w tekście
Fig. 5. Longitudinal section of Mięgoszowiecki Glaciet; solid and broken lines — the strongest and other reflection horizons, 1–10 — probable stratigraphic gaps, stars — hyperbolic reflections, Sz — marginal crevasses, T — channel, S — bedrock; elucidations in the text

Czasowe sekcje radarowe zarejestrowane w oknach 50 i 200 ns uwiadcniają jednak zróżnicowanie budowy wewnętrznej lodowczyka. Pierwsze z wymienionych obrazują strukturę strefy przypowierzchniowej o grubości ok. 4 m, a drugie — pełną strukturę lodowczyka wraz z jego podłożem. Zasięg dokonanego rozpoznania wynosi ok. 20 m.

Detalizacja elementów struktury jest większa na sekcjach radarowych zarejestrowanych w oknie czasowym 50 ns. Zaznaczono na nich horyzonty refleksyjne, które są generowane na granicznych powierzchniach warstw lodowczyka różniących się cechami fizycznymi. Ponadto wyróżniono miejsca, w których zarejestrowano silne refleksy od obiektów o zróżnicowanym kształcie (anomalie falowe). Odpowiadają one położeniu pęknięć, wolnych od wody kanałków, drobnych okruchów skalnych i wtórnych wkładek lodu hydrogenicznego (ryc. 3).

Podobny obraz uzyskano na sekcjach radarowych w oknie czasowym 200 ns (ryc. 4). Przedstawiają one ponadto bardzo wyraźny horyzont generowany przez podłoże lodowczyka. Maksymalną miąższość lodu 15 m stwierdzono na 40 m profilu podłużnego. Spośród kilkudziesięciu horyzontów zarejestrowanych w obrębie lodowczyka (powierzchnie warstw rocznych) 10 najsilniejszych horyzontów prawdopodobnie odpowiada lukom stratygraficznym. Wyróżniają się one stosunkowo dużą ilością materiału skalnego. Wskazane horyzonty cechuje upad przeciwny do kierunku nachylenia powierzchni lodowczyka — wzrasta wraz z odległością od szczeliny brzeżnej i przekracza 50° w strefie czołowej (ryc. 5). Świadczy to o ruchu rotacyjnym lodu (Weertman, 1971). Konsekwencją jest wzrost energii odbić radarowych w spągowej części profilu związanych nie tylko z większą wilgotnością lodu, ale także ze skupieniami materiału mineralnego przemieszczanego z najwyższej części powierzchni lodowczyka (sąsiadującej ze ścianą skalną). Horyzonty refleksyjne zarejestrowano także w obrębie podłoża. Trudno je jednoznacznie interpretować. Mogą być one generowane na granicach litologicznych lub termicznych w obrębie kompleksu podłoża.

Dyskusja wyników i wnioski

Stała dielektryczna lodu budującego Lodowczyk Mięgoszowiecki została obliczona na podstawie tylko jednego wyraźnego refleksu hiperbolicznego. Uzyskana wartość jest jednak bardzo zbliżona do tych, które przyjmuje się w interpretacjach obrazów radarowych — zarówno lodowców (Moore i in., 1999), jak i lodowczyków (Yamamoto & Yoshida, 1989). Poprawność wykonanych obliczeń potwierdza ponadto podobna grubość lodu określona na podstawie stałej dielektrycznej oraz pomiarów nachylenia powierzchni lodowczyka i jego podłoża w tunelu subglacjalnym.

Uzyskane wyniki świadczą, że w dniu pomiarów Lodowczyk Mięgoszowiecki był już wychłodzony i suchy (Arcone i in., 2000), pomimo dodatnich jeszcze w tej strefie wysokościowej średnich dobowych temperatur powietrza (dane ze stacji IMGW na Kasprowym Wierchu). Związane to było z nocnym wypromieniowaniem energii, osłonięciem Kotła Mięgoszowieckiego przed dopływem bezpośredniego promieniowania słonecznego oraz dużym albedo lodu (Gądek & Caputa, 2003).

Ze względu na stwierdzoną w powyższy sposób bardzo małą wilgotność lodu (zbliżona do 0), należy uznać, że większość refleksów zarejestrowanych na sekcjach radarowych generowały drobne okruchy skalne i wolne od wody kanaliki.

Pozyskane dane świadczą o zmniejszeniu się w okresie ostatnich 40 lat maksymalnej grubości Lodowczyka Mięgoszowieckiego o ok. 7 metrów. Należy przy tym zauważyć, że 22-metrową grubość lodu określoną w 1959 r. przez Wdowiaka (1961), potwierdzili także w 1982 r. Iwanejko (1984) i Wiśliński (1985) oraz w 1999 r. Gądek (2002), odnotowując jednocześnie brak udokumentowanych przez niego wychodni warstw rocznych. Były one natomiast widoczne pod koniec sezonu ablacyjnego w 2001 r. Stąd wniosek, że lodowczyk cechują duże zmiany grubości. Wychodnie rotacyjnie przemieszczających się warstw lodu są jednak zwykle maskowane przez młodsze warstwy śnieżno-firnowo-lodowe (ryc. 2). Na tę niezgodność w ułożeniu warstw zwracał uwagę także Iwanejko (1984). Biorąc pod uwagę, podobieństwo cech jakościowych powierzchni lodowczyka w latach 1959 i 2001 oraz zmniejszenie się jego długości, grubości i ilości warstw rocznych należy stwierdzić, że jest on w fazie recesji.

Wskazane zmiany w sezonie letnim 2001 r. związane były głównie z częstymi i bardzo intensywnymi opadami deszczu. W okresie tym całkowicie zanikły warstwy roczne z lat 2000–2001. Na dużą rolę intensywnych opadów deszczu w kształtowaniu bilansu masy i geometrii lodowczyka wskazuje także wyraźny horyzont refleksyjny ozna-

czony numerem 1 (ryc. 5). Tworzy go powierzchnia letnia wyjątkowo ulewnego 1997 r.

Udokumentowana struktura Lodowczyka Mięgoszowieckiego potwierdza pogląd, że obecnie jest to forma związana z warunkami klimatycznymi panującymi w Tatrach po Małej Epoce Lodowej (Gądek, 2002).

Zrealizowanie badań terenowych było możliwe dzięki zaangażowaniu Panów Ł. Kortasa, A. Braszczaka, T. Klarenbacha i M. Lubosa oraz życzliwej pomocy firmy POL-GEO z Sosnowca i dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego.

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

Literatura

- ARCONE S.A., LAWSON D.E., DELANEY A. & MORAN M. 2000 — 12-100 MHz depth and stratigraphic profiles of temperate glaciers. Proc. of 8th Int. Conf. on Ground Penetrating Radar Gold Coast, Australia.
- GĄDEK B. 2002 — Obieg masy Lodowczyka Mięgoszowieckiego w latach 1998–1999. [W:] A. Kotarba (red.), Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. TPN-PTPNoZ, Kraków–Zakopane, 1: 85–89.
- GĄDEK B. & CAPUTA Z. 2003 — Struktura bilansu cieplnego Lodowczyka Mięgoszowieckiego (Tatry) latem w okresie dużego zachmurzenia i opadów. Prz. Geogr. 75: 286–297.
- GLEN I.W. & PAREN I.G. 1975 — The electrical properties of snow and ice. Jour. Glaciol., 15: 15–37.
- IWANEJKO A. 1984 — Formy lodowo-firnowe w Kotle Mięgoszowieckim. Prace Studenckiego Koła Naukowego Geografów, 1982. UMCS, Lublin: 80–83.
- JANIA J. 1996 — The problem of Holocene glacier and snow patches fluctuations in the Tatra mountains: a short report. Glacier fluctuations during Holocene. European Science Foundation, Strasbourg: 85–93.
- MOORE J.C., PALLI A., LUDWIG F., BLATTER H., JANIA J., GĄDEK B., GŁOWACKI P., MOCHNACKI D. & ISAKSSON E. 1999 — High resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar. Jour. Glaciol., 45, 151: 524–532.
- MACHERET YU. YA., MOSKALEVSKY M.YU. & VASILENKO E.V. 1993 — Velocity of radio waves in glaciers as an indicator of their hydrothermal state, structure and regime. Jour. Glaciol., 39: 373–384.
- OLEŹDKI J. 1965 — Miniaturowe lodowce w Tatrach. Geografia w Szkole, 18: 184–188.
- ULRIKSEN P.C. 1982 — Application of impulse radar to civil engineering. Lund University of Technology. Department of Engineering Geology. Reprinted by Geophysical Survey Systems Inc., New Hampshire, 8-th Printing, 1994: 85–112.
- WDOWIAK SZ. 1961 — Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięgoszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach. Biul. Geol. UW, 1: 87–92.
- WEERTMAN J. 1971 - Shear stress at the base of a rigidly rotating cirque glacier. Jour. Glaciol., 10: 31–37.
- WIŚLIŃSKI A. 1985 — Lodowczyki otoczenia Morskiego Oka w Tatrach. Ann. UMCS, sec. B., 40: 55–76.
- WIŚLIŃSKI A. 2000 — O zmianach zasięgu niektórych płatów firnu i lodu w zlewni Morskiego Oka. Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr. TPN-PTPNoZ, Zakopane: 45.
- YAMAMOTO K. & YOSHIDA M. 1987 — Impulse radar sounding of fossil ice within the Kuranosuke perennial snow patch, central Japan. Ann. Glaciol., 9: 218–220.