

BOGDAN GADEK (SOSNOWIEC)

PRÓBA MODELOWANIA PROCESÓW GLACJALNYCH PODZAS OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA DOLINY MAŁEJ ŁĄKI W TATRACH

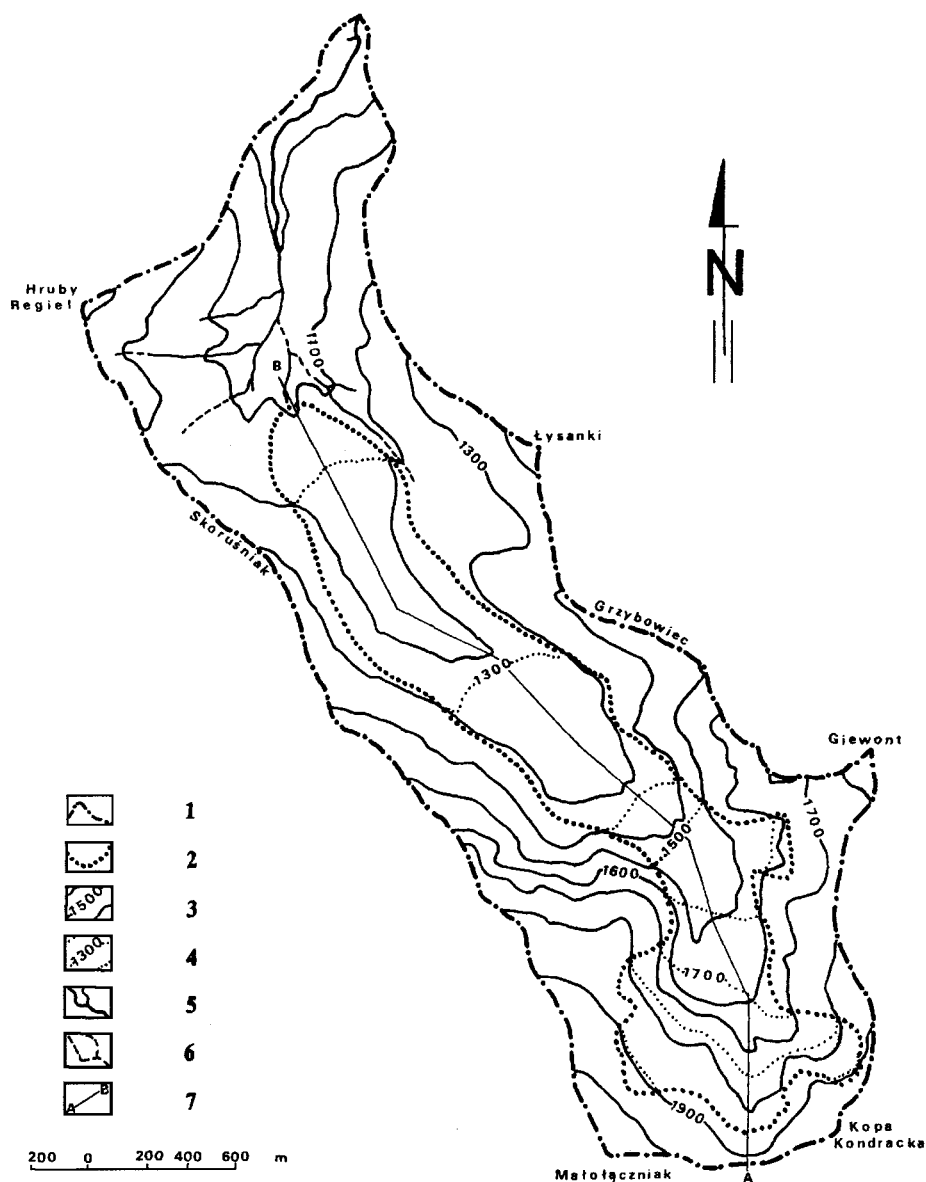
WSTĘP

W bardzo obszernej tatrzańskiej literaturze geomorfologicznej nadal otwarte jest zagadnienie roli lodowców w transformacji rzeźby preglacjalnej. Sformułowany przez Klimaszewskiego (1988) pogląd na jej ewolucję oparty jest na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym. Nie uwzględnia jednak glaciologicznych uwarunkowań rzeźbotwórczej aktywności lodowców. Aktywność ta ściśle wiąże się z podstawowymi procesami glacialnymi, z których najistotniejszy jest charakter i szybkość płynięcia lodowca. Prędkość ruchu lodowca zależy od jego struktury termicznej oraz stosunku wielkości opadów śnieżnych do tempa topnienia lodu. Znajduje też odzwierciedlenie w jego geometrii (kształt i rozmiary lodowca). Termin „procesy glacialne” odnosi się zatem do zachodzących w obrębie lodowca stosunkowo szybkich zmian o charakterze fizycznym, wywierających wpływ na jego działalność geomorfologiczną. Niniejsza praca stanowi próbę nowego podejścia do problematyki plejstoceńskiego zlodowacenia Tatr. Do rekonstrukcji paleoglacjologicznej wykorzystano stwierdzone przez współczesną glaciologię niektóre zależności w systemie: geometria i termika lodowca — prędkość ruchu — bilans masy.

Za obszar najbardziej odpowiedni do tego rodzaju badań uznano Dolinę Małej Łąki w Tatrach Zachodnich, w której formy i osady ostatniego zlodowacenia (würm) są wyjątkowo dobrze czytelne, a topografia doliny nie jest skomplikowana.

MAKSYMALNY ZASIĘG OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA DOLINY MAŁEJ ŁĄKI

W rekonstrukcjach paleoglacjologicznych wielkość i kształt lodowców wyznacza się na podstawie analizy rzeźby terenu. Zakłada się przy tym, że zasięg pionowy wyglądów i podcięć lodowcowych oraz wysokość moren końcowych odpowiada grubości lodowca z fazy maksimum (Ballantyne 1988).



Ryc. 1. Próba rekonstrukcji geometrii würmskiego lodowca w Dolinie Małej Łąki. 1 — dział wodny, 2 — zasięg lodowca, 3 — poziomice (stan obecny), 4 — poziomice na lodowcu, 5 — ciek stały, 6 — ciek okresowy, 7 — linia przekroju

Fig. 1. An attempt to reconstruct of Wurmian glacier in the Mała Łąka valley. 1 — water-parting, 2 — glaciers range, 3 — contour lines (state at present), 4 — contour lines on the glacier, 5 — permanent stream, 6 — periodic stream, 7 — cross-section line

W niniejszej próbie odtworzenia geometrii wümskiego lodowca Doliny Małej Łąki wykorzystano szereg zweryfikowanych w terenie materiałów kartograficznych i fotograficznych. Należą do nich: mapa geomorfologiczna Tatr Zachodnich 1:30 000 (Klimaszewski 1985), mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10 000, arkusze B₂ (Guzik 1958) i B₃ (Michalik 1958), mapa topograficzna „Tatry Polskie” 1:10 000, arkusze 7 i 8 (Służba Topograficzna Wojska Polskiego 1984) oraz zdjęcia lotnicze 1:20 000 z 1977 roku.

Na wymienionych mapach geologicznych i topograficznych określono współczesny zasięg pokrywy morenowej ostatniego zlodowacenia i przebieg głównych wałów morenowych. W rejonie Wielkiej Polany utwory te w kilku miejscach osiągają wysokość 1 300 m n.p.m. (ok. 90 m nad dnem doliny). Końcowy wał moreny czołowej przebiega na wysokości 1 100 m n.p.m. Mapa geomorfologiczna przedstawia pionowy zasięg przeobrażenia glacialnego całej doliny. Powiązano go z wysokością maksymalnego zasypania morenowego i z najwyższej położonymi śladami erozji lodowcowej. Nad progiem Niżniej Świstówki granicę rzeźby glacialnej wyznaczono na wysokości ok. 50–60 m. U wylotu kotła osiąga ona wysokość ok. 100 m nad dnem doliny. Zasięg przeobrażenia glacialnego najwyższych pięter doliny jest trudny do odczytania. Ślady erozji lodowcowej zostały tu już częściowo zatarte lub zamaskowane przez młodsze procesy morfologiczne.

Według pomiarów Klimaszewskiego (1988) dno górnego kotła lodowcowego (Górna Świstówka) osiąga wysokość 1 820 m n.p.m. Autor ten udowadnia, że załamanie ścian i zboczy kotłów lodowcowych, przebiegające w Dolinie Małej Łąki na wysokości 1 700–1 900 m n.p.m., stanowi górną granicę rzeźby glacialnej. Załamanie to jest wyraźnie widoczne na zdjęciach lotniczych.

Na podstawie omówionych wyżej śladów erozyjnej i akumulacyjnej działalności małałackiego lodowca wyznaczono jego maksymalny zasięg (Ryc. 1). Z analizy przekrojów poprzecznych, wykonanych co 100 m wzdłuż całej doliny, wynika, że jest on ściśle związany z lokalną morfologią terenu. Wskazują na to następujące spostrzeżenia:

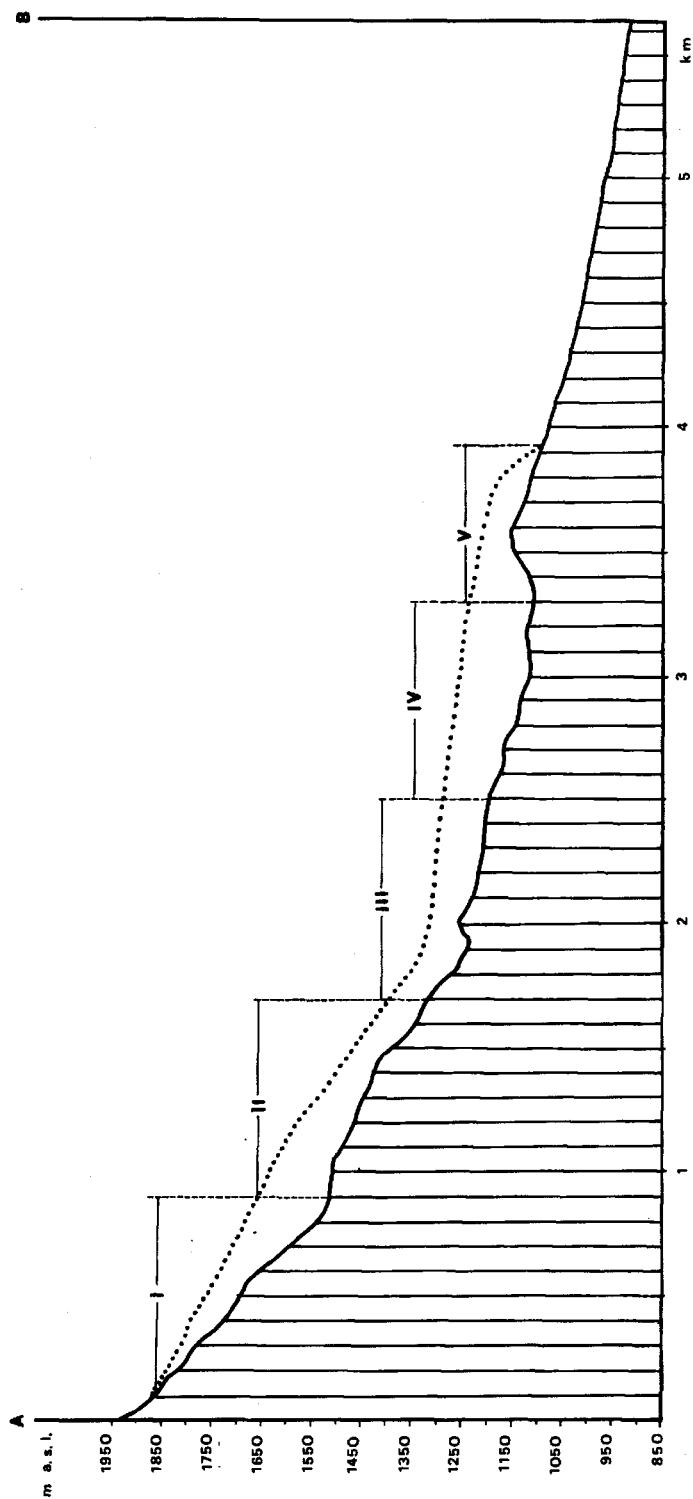
1. W strefie akumulacji (1 900–1 600 m n.p.m.) stoki o ekspozycji wschodniej (mniejszy wpływ bezpośredniego promieniowania słonecznego) były wyżej zlodowacone.

2. Na odcinku 1 600–1 450 m n.p.m. zasięg lodowca był wyższy na zboczach o ekspozycji zachodniej. Zmienia się tu kierunek biegu doliny. Lodowiec zaznaczył się wyżej po zewnętrznej stronie skrzyżowania.

3. Poniżej 1 450 m n.p.m. pionowy zasięg jezora lodowcowego został zapisany po obu stronach doliny na podobnej wysokości.

4. Wraz ze wzrostem nachylenia doliny malała grubość lodowca (Ryc. 2).

Przybliżony przebieg poziomicy na powierzchni lodowca, którego zasięg został już ustalony, można wyznaczyć na podstawie rzeźby terenu i położenia linii równowagi (Ballantyne 1988). Ze względów praktycznych w pracy tej przyjęto założenie, że linia równowagi pokrywa się z linią śnieżną (granica wiecznego



Ryc. 2. Profil podłużny lodowca w Dolinie Małej Łąki. Rekonstrukcja zasięgu maksymalnego
 Fig. 2. Longitudinal profile of the Mała Łąka glacier (reconstruction of the maximum range)

śniegu). W rzeczywistości zjawisko to dotyczy tylko lodowców w klimatach umiarkowanych. Na lodowcach polarnych i subpolarnych stwierdzono występowanie akumulacji lodu nałożonego poniżej linii śnieżnej (por. Jania 1993).

Położenie würmskiej granicy wiecznego śniegu w Dolinie Małej Łąki określano metodami Kurowskiego (Partsch 1923) i Höfera (Halicki 1930). Pierwszy sposób polega na obliczeniu średniej wysokości lodowca, drugi — na wyznaczeniu połowy odległości pomiędzy średnią wysokością szczytów obrzeżających pola firmowe a wysokością u czoła lodowca. Pomimo że obie metody mają wiele niedociągnięć teoretycznych (Gross, Kerschner, Patzelt 1977), Klimaszewski (1988) uważa położenie linii śnieżnej wyznaczone przez B. Halickiego na wysokości 1 516 m n.p.m. za bardzo realne. We współczesnej literaturze tatrzańskiej pogląd ten jest powszechnie uznawany (Lukniś 1973, Passendorfer 1983, Butrym, Lindner, Okszos 1990).

MODELOWANIE PROCESÓW GLACJALNYCH

TERMIKA LODU

Termiczna struktura lodowca zależy od następujących czynników: bilansu energetycznego powierzchni lodowca, przemian fazowych wody w obrębie lodowca, tarcia wewnętrznego warstw lodu, tarcia lodu o podłoże, dostawy energii geotermalnej (Jania 1988b).

Największe znaczenie ma bilans termiczny strefy akumulacyjnej. Lód o temperaturze ukształtowanej w tym obszarze dopływa do strefy ablacyjnej. Bardzo istotne jest również utajone ciepło krzepnięcia wody przesiąkającej w głąb lodowca. Zamarznięcie 1 g wody wydziela 335 J ciepła, co przy cieple właściwym 2,04 J/g°C wystarcza, aby podnieść o 1°C temperaturę ponad 160 g śniegu.

Dostawa energii z atmosfery zmienia się wraz z warunkami klimatycznymi. Według Patersona (1981) sezonowe zmiany bilansu energetycznego powierzchni lodowca zaznaczają się w jego wnętrzu do głębokości około 20 m. Średnia temperatura lodu w tej strefie jest zbliżona do średniej rocznej temperatury powietrza nad tym obszarem. Poznanie termiki istniejącego w przeszłości lodowca wymaga więc studiów paleoklimatycznych. Szczególne znaczenie ma średnia roczna temperatura powietrza.

PRÓBA REKONSTRUKCJI TEMPERATUR POWIETRZA

Datowanie izotopowe ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$) najmłodszej warstwy naciekowej w Jaskini Miętusiej (60 ± 5 ka) wskazuje, że główny rozwój lodowców najmłodszego zlodowacenia w Tatrach musiał odpowiadać ostatniemu globalnemu ochłodzeniu od 38 000 do 11 000 lat BP (Głazek 1984). Pogląd ten potwierdziły datowania TL osadów morenowych w Dolinie Małej Łąki. W ich świetle lodowiec Małej Łąki osiągnął maksymalne rozmiary 31 ± 5 – 25 ± 4 ka (Butrym, Lindner, Okszos 1990). Pochodzące z tego okresu flory dryasowe w re-

Wartości F dla różnych koryt lodowca i wielkości współczynnika W (wg Patersona 1981)
F values for different glacier beds and values of W coefficient (after Paterson 1981)

W	Kształt koryta		
	parabola	półelipsoidalna	prostokąt
1	0,445	0,500	0,558
2	0,646	0,709	0,789
3	0,746	0,799	0,884
4	0,806	0,849	—
∞	1,000	1,000	1,000

jonie Podhala (Birkenmajer, Środoń 1960, Środoń 1970) wskazują na arktyczno-kontynentalne cechy klimatu. Według Szafera (1950) w Krościenku nad Dunajcem (450 m n.p.m.) średnia roczna temperatura powietrza wynosiła wówczas ok. 0°C. Pogląd ten potwierdziły obserwacje geologiczno-geomorfologiczne Klimaszewskiego (1952) z obszaru Polski południowej oraz badania Jahna (1951, 1975) nad zjawiskami krioturbacyjnymi plejstoceńskiej strefy peryglacjalnej. Pokrywa się on również z wynikami nowszych badań paleoklimatycznych (por. Brodzikowski 1987).

Tabela 2

Wartości parametru A przy $n = 3$ (wg Patersona 1981).
Values of A parameter at $n = 3$ (after Paterson 1981)

T (°C)	0	-5	-10	-15	-20
A ($s^{-1} (kPa)^{-3}$)	$5,3 \cdot 10^{-15}$	$1,7 \cdot 10^{-15}$	$5,2 \cdot 10^{-16}$	$3,1 \cdot 10^{-16}$	$1,8 \cdot 10^{-16}$

Wobec powyższego zależności stwierdzone przez Hessa (1966) dla Tatr i Podhala, określające współczesny związek między wysokością nad poziomem morza (h) a średnią roczną temperaturą powietrza na wypukłych (t_1) i wklęsłych (t_2) formach terenu oraz na stokach o ekspozycji północnej (t_3) i południowej (t_4), przyjmują postać:

$$t_1 = 1,9485 - 0,00433 h \quad (1)$$

$$t_2 = 2,4840 - 0,00552 h \quad (2)$$

$$t_3 = 2,2320 - 0,00496 h \quad (3)$$

$$t_4 = 1,8495 - 0,00411 h \quad (4)$$

Obliczony na ich podstawie rozkład temperatur powietrza w Tatrach w czasie ostatniego zlodowacenia przedstawia Ryc. 3. Należy dodać, że uzyskane wartości nie uwzględniają wpływu lodowców tatrzańskich na klimat lokalny.

PRÓBA REKONSTRUKCJI TEMPERATUR LODU

Z analizy odtworzonego rozkładu średnich rocznych temperatur nad powierzchnią lodowca Małej Łąki (Ryc. 3) wynika, że na wysokości linii równowagi (1 500 m n.p.m.) panowały temperatury niższe od -5°C . Średnia roczna temperatura powietrza nad obszarem ablacyjnym była zaledwie o 1°C wyższa. W cieplejszych okresach roku mogły więc przeważać temperatury dodatnie. Spostrzeżenia te potwierdzają wyniki omówionych badań paleobotanicznych na Podhalu, w świetle których klimat Tatr w okresie würmu posiadał cechy kontynentalne. Można też sądzić, że powyżej linii równowagi, w strefie perkolacji, temperatura lodu kształtowana była również przez przebiegające wody roztopowe. Prawdopodobnie ich migracji w głąb lodowca sprzyjał system szczelin predysponowanych progami Wyżniej Świstówki. Lodowiec Małej Łąki należałby więc do grupy lodowców o termice złożonej (Baranowski 1977, Jania 1988b, 1993).

Według Baranowskiego (1977) i Jani (1988b) politermalne lodowce dolinne o znacznej rozciągłości pionowej charakteryzują się niewielkimi obszarami zimnymi w strefie śniegu suchego oraz warstwą lodu zimnego pogrubiającą się od linii równowagi do zupełnie przemarznętego podłoża. W strefie ablacji energia cieplna pochodzenia radiacyjnego lub adwekcyjnego jest niemal w całości zużywana na topienie lodu, natomiast utajone ciepło krzepnięcia nie jest już wykorzystywane, gdyż powierzchniowy spływ wód uniemożliwia ich zamarzanie w głębi lodowca.

Przyjmując, że sezonowe zmiany temperatur lodowca Małej Łąki sięgały do głębokości 15 m (Paterson 1981), a warstwa lodu chłodnego (średnia roczna temperatura powietrza) rozciągała się od moreny końcowej po północną krawędź Wielkiej Polany (zagłębienie końcowe) i wyklinowywała się w kierunku linii równowagi oraz obejmowała Górną Świstówkę (strefa śniegu suchego?), obliczono średnie ważone temperatury lodu w poszczególnych piętrach hipsometrycznych. Przedziały wysokościowe wyznaczono według kryteriów stosowanych przy wyliczeniach prędkości deformacyjnej lodu. Uzyskane wartości przedstawiono w Tab. 3.

RUCH LODOWCA

Lodowce poruszają się pod wpływem siły grawitacji. Prędkość tego ruchu zależy głównie od topografii (kąta nachylenia powierzchni lodowca i dna doliny), ilości lodu i jego własności reologicznych oraz obecności wody w podłożu (Janja 1988b). Wzajemne proporcje wymienionych czynników decydują o tym, czy dominować będą deformacje lodu pod wpływem naprężeń, czy też ruch lodowca będzie efektem ślizgu po podłożu.

Ze względu na kontrowersje panujące w poglądach na mechanizm ślizgu dennego (Paterson 1981, Jania 1993) zakres tego rozdziału ograniczono przede wszystkim do obliczenia teoretycznej prędkości deformacyjnej. Wykorzystano przy tym zależność wyrażoną wzorem (za Raymondem 1980):

$$U_d = 2A (\rho g < hF \sin \alpha >)^n h/n + 1 \quad (5)$$

gdzie:

- U_d — prędkość ruchu deformacyjnego (prędkość powierzchniowa)
- A — parametr twardości lodu zależny od temperatury
- g — przyspieszenie ziemskie
- ρ — gęstość lodu
- h — grubość lodu
- F — współczynnik kształtu doliny
- a — nachylenie powierzchni lodowca
- n — parametr lepko-plastyczny (wykładnik pełzania)

Deformacje wewnętrzne lodu zależą głównie od jednostajnego nachylenia powierzchni na dłuższym odcinku lodowca. Znaczenie lokalnych zmian spadku jest niewielkie (Bindschadler i in. 1976). Z tego powodu wartości zawarte w wyrażeniu $<hF \sin \alpha>$ powinny być uśrednione dla strefy, której długość jest od 8 do 16 razy większa od grubości lodowca (Ryc. 2). Ponieważ zależność (5) uwzględnia kształt doliny (F), obliczona na jej podstawie średnia prędkość powierzchniowa odpowiada z dokładnością do kilku procent średniej prędkości ruchu deformacyjnego w całym profilu poprzecznym (Paterson 1981). Współczynnik F dobierany jest na podstawie stosunku połowy szerokości doliny do grubości lodu (W) oraz kształtu koryta według Tab. 1. Wykładnik pełzania n jest niezależny od temperatury i zmienia się w zakresie 1,9–4,5 (Glen 1955). Wartość średnia $n = 3$ odpowiada naprężeniom rzędu 100 kPa–1 MPa (por. Jania 1993). Jest ona zalecana przy modelowaniu umiarkowanych lodowców dolinnych, podobnie jak gęstość lodu równa 0,9 g/cm³ (Paterson 1981). Zależność szybkości deformacji od temperatury (T) uwzględnia parametr A . Zestawione przez Patersona (1981) wartości tego czynnika przy $n = 3$ podaje Tab. 2.

Dla obliczonych wcześniej temperatur lodowca Małej Łąki parametr A można określić na drodze interpolacji. Wartości pozostałych czynników (h i α) odczytano z rycin 1 i 2. Uzyskane rezultaty przedstawiono w Tab. 3.

Obliczenia nie uwzględniają wpływu nacisków podłużnych. Naprężenia te nabierają szczególnego znaczenia poniżej obszaru, na którym nastąpiło przyspieszenie ruchu lodowca (strefa III). Według Patersona (1981) w warunkach kompresji prędkość nieściśliwego lodu może wzrosnąć 4,5-krotnie. Można więc sądzić, że w strefie III (poniżej progu Niżniej Świstówki) omawiane deformacje lodowca Małej Łąki zwiększyły się maksymalnie od 0,8 m rok⁻¹ do 3,6 m rok⁻¹. Pomimo tego „przyspieszenia”

i wzrostu grubości lodu o 20 m (Tab. 3) różnice prędkości w strefie II i III wydają się zbyt duże. Mogłby je rekompensować jedynie ślizg denny. Rekonstrukcja bilansu masy lodowca Małej Łąki umożliwi weryfikację tego poglądu.

BILANS MASY

Bilansem masy nazywany jest wzajemny stosunek przychodu oraz ubytku masy śniegu i lodu na lodowcu w określonym czasie i z użyciem porównywalnych jednostek (Dolgus in, Osipowa 1989). Suma zmian masy w sezonie zimowym i letnim stanowi bilans netto (B_n) określony wzorem:

$$B_n = C_n + A_n \quad (6)$$

gdzie:

C_n — roczna akumulacja netto w ekwiwalencie wody (e.w.)

A_n — roczna ablacja netto (e.w.)

Długotrwały zerowy bilans netto jest niezbędny do stabilizacji rozmiarów i kształtu lodowca. Stan takiej równowagi ($dH = 0$), gdzie dH — zmiany miąższości lodowca) zależy w dużej mierze od ruchu lodu — jego przepływu ze strefy akumulacji do strefy ablacji (Jania 1988b).

$$C_n = -A_n = Q_{EL} \quad (7)$$

gdzie:

Q_{EL} — przepływ lodu przez profi linii równowagi (e.w.)

Zmiana wielkości Q_{EL} powoduje zmiany geometrii całego lodowca. Zakładając zatem, że powstanie moreny czołowej jest efektem równoważenia napływu lodu transportującego materiał morenowy ablacją na czole lodowca oraz że przepływ przez linię równowagi (Q_{EL}) wywołany był wyłącznie deformacją lodu, można obliczyć orientacyjną wielkość akumulacji netto (C_n) i ablacji netto (A_n). Wyliczona z wzoru (5) prędkość deformacyjna lodu w strefie, w której położona jest linia równowagi (strefa II) wynosi 29 m rok^{-1} (Tab. 3). Powierzchnia średniego przekroju lodowca w tej samej strefie jest równa $23\,870 \text{ m}^2$. Prawdopodobny przepływ Q_{EL} wynosi więc około $623\,000 \text{ m}^3 \text{ rok}^{-1}$ (e.w.). Dla zachowania stanu równowagi akumulacja netto i ablacja netto winny być równe tej objętości (e.w.). W wyniku przeliczenia powyższej wartości na grubość warstwy wody, która pokryłaby obszar akumulacji i ablacji, otrzymano 800 mm dla obszaru akumulacji i -600 mm dla obszaru ablacji. Przebieg wyznaczonej na tej podstawie linii bilansowej przedstawia Ryc. 4.

Korzystając z obliczonej wartości Q_{EL} oraz z uzyskanych danych dotyczących ubytku masy (A_n) na całej długości jezora lodowcowego (Ryc. 4), można obliczyć przepływy lodu (Q) w poszczególnych strefach wysokościowych:

$$Q_i = Q_{EL} - A_{ni} / \quad (8)$$

$$A_{ni} = a_{ni} * P_i \quad (9)$$

stąd:

$$Q_i = Q_{EL} - a_{ni} * P_i / \quad (10)$$

gdzie:

- A_{ni} — suma rocznej ablacji netto w danej strefie i strefach wyższych ($m^3 rok^{-1}$ e.w.)
- a_{ni} — suma rocznej ablacji netto w danej strefie i strefach wyższych odczytana z Ryc. 4 (mm e.w.)
- P_i — suma powierzchni danej strefy i wyższych stref ablacyjnych (m^2)

Podtrzymując dalej założenie, że ruch lodu na linii równowagi wywołany jest wyłącznie jego deformacjami pod wpływem naprężeń, wartość Q_i łatwo przeliczyć na całkowitą prędkość ruchu lodowca w danej strefie (U):

$$Q = U * S \quad (11)$$

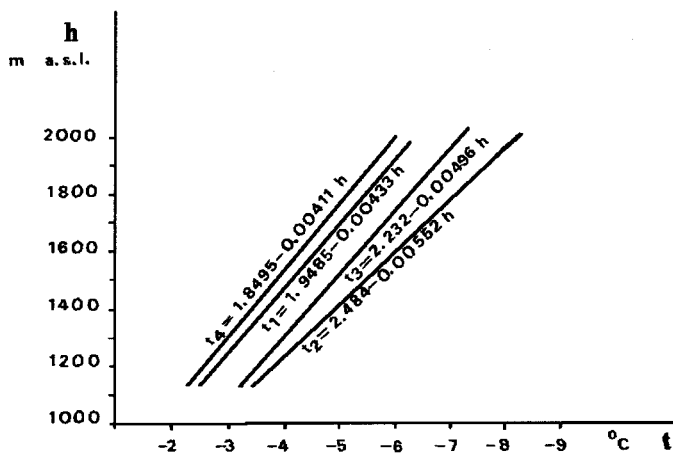
gdzie:

- S — powierzchnia średniego przekroju danej strefy (m^2)

Różnica między prędkością całkowitą (U), obliczoną z przepływu lodu (Q) w danej strefie, a prędkością deformacyjną (Ud), uzyskaną ze wzoru (5), świadczy o ślizgu dennym. Jest on wyraźny w środkowej części lodowca Małej Łąki, w strefach III i IV, natomiast zanika w prawdopodobnie przemarzniętej strefie V. Biorąc pod uwagę przyspieszenie deformacji lodu w warunkach kompresji (por. Ruch lodowca), poślizg tego lodowca po podłożu mógł osiągnąć prędkość od $6,5 m rok^{-1}$ w strefie IV do $11 m rok^{-1}$ w strefie III.

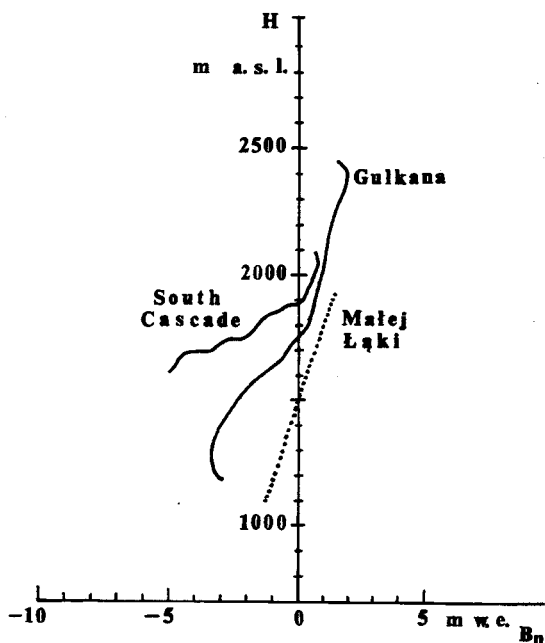
Należy także zwrócić uwagę na różne przepływy lodu (Q) w strefie akumulacji (I i II). Przepływ lodu w strefie II jest o 40% większy niż w strefie I. Można tłumaczyć to dodatkowym, być może skoncentrowanym, zasila- niem niższej strefy (rejon Wielkiej Turni i Małego Giewontu jest obszarem źródłiskowym lawin). Jednak w przypadku poślizgu dennego lodowca na linii równowagi musiało tu nastąpić drastyczne odprowadzenie jego masy w dół doliny. Brak poślizgu w strefie II i tym samym zachowanie równowagi bilansowej było możliwe tylko w warunkach zilustrowanych na Ryc. 4.

Indeks aktywności lodowca Małej Łąki, czyli przyrostu bilansu netto ekwiwa- lentu wody na 1 m wzrostu wysokości, wynosi $3,5 mm/m$. Odpowiada to warunkom bardzo dużego kontynentalizmu (por. Jania 1993). Szybkość obiegu masy mu- siałaby być mniejsza niż na współczesnych lodowcach wnętrza Alaski (np. indeks lodowca Gulkana wynosi $6 mm/m$), gdzie średnia temperatura lipca wynosi $15^\circ C$,



Ryc. 3. Średnie roczne temperatury powietrza w Tatrach w okresie ostatniego zlodowacenia

Fig. 3. Mean annual air temperatures in the Tatra Mts. during the last glaciation



Ryc. 4. Orientacyjna linia bilansowa dla würmskiego lodowca w Dolinie Małej Łąki (przy założeniu stanu równowagi) oraz dla lodowca Gulkana i lodowca South Cascade

Fig. 4. Approximate balance line of the Mała Łąka glacier (at assumed state of balance) and for the Gulkana glacier as well as South Cascade glacier

Table 3

Model równowagi bilansowej wümskiego lodowca Małej Łąki (zasieg maksymalny)
 A model of mass balance of the Wurmth Mała Łąka glacier (maximum range)

Nr strefy	Wysokość m n.p.m.	L m	D m	H m	ELA m n.p.m.	Pow. m	AAR	a	F	T °C	Ud m a	U m a	S m	Q m a	Bn mm e.w.
I	1 870–1 650	800	710	90		515 000		13	0.806	-4.0	11	11	38 600	424 600	800
II	1 650–1 400	800	365	95	1 516	325 000	0.42	18	0.646	-1.5	29	29	23 870	692 230	
III	1 400–1 290	800	460	90		370 000		5.5	0.746	-1.5	0.8–3.6	15	35 400	537 230	
IV	1 290–1 230	800	440	110		370 000		2.5	0.646	-2.5	0.1–0.4	7	365 560	247 230	600
V	1 230–1 100	630	375	65		220 000		4.0	0.799	-3.0	0.1–0.4	0.4	17 110	7 230	

L — długość, D — szerokość, H — wysokość, ELA — wysokość linii równowagi, a — nachylenie powierzchni lodowca, F — współczynnik kształtu doliny, T — temperatura lodu, Ud — prędkość deformacji, U — prędkość całkowita, S — powierzchnia średniego przekroju poprzecznego lodowca, Q — przepływ lodu, Bn — bilans masy netto

L — length, D — width, H — thickness, ELA — altitude of the equilibrium line, a — slope of glacier surface, F — coefficient of the valley shape, T — ice temperature, Ud — deformation velocity, U — total velocity, S — surface of the mean cross-section of the glacier, Q — ice flow, Bn — net mass balance

stycznia -25°C , a suma rocznego opadu 500–1 500 mm. Na lodowcach o dużych opadach zimowych (klimat oceaniczny) indeks ten jest wysoki. Na przykład na lodowcu South Cascade (Ryc. 4) wynosi 17 mm/m (por. Jania 1993).

WNIOSKI

Wyniki rekonstrukcji procesów glacialnych w Dolinie Małej Łąki zostały zestawione w Tab. 3.

Podstawowym założeniem uzyskanego modelu lodowca jest jego równowaga bilansowa (7). Zestawienie poszczególnych czynników decydujących o tej równowadze budzi jednak wiele wątpliwości. Przede wszystkim nie można pogodzić dalekiego zasięgu jezora lodowcowego (co daje $\text{AAR} = 0,42$) z jego niskim indeksem aktywności (0,3). Duża rozciągłość strefy ablacyjnej, przy prawdopodobnie stosunkowo wysokich temperaturach lata, bardziej świadczy o dynamicznym dopływie lodu ze strefy akumulacji niż o małej ablacji. Szybszy przepływ lodu w profilu linii równowagi (Q_{EL}) wymagał ślizgu dennego w strefie II. Przyspieszone odprowadzenie masy ze strefy I musiałoby z kolei spowodować obniżenie powierzchni akumulacyjnej i zmianę geometrii całego lodowca. Wynika z tego wniosek, że końcowa morena czołowa w Dolinie Małej Łąki nie powstała w czasie długiego postoju lodowca będącego w równowadze bilansowej, lecz jest efektem jego nagłego awansu (szarża — *surging*, pulsacja).

Geomorfologiczny zapis geometrii obszaru akumulacyjnego lodowca Małej Łąki powstał zatem przed szarżą, natomiast maksymalny zasięg jezora związany jest z jego fazą aktywną. Duże rozmiary końcowej moreny czołowej i stwierdzone w jej łuku zagłębienie końcowe (Kotarba i in. 1977) zdają się potwierdzać ten pogląd. Formy te są typowe dla katastrofalnie awansujących lodowców (por. Jania 1993). Wewnętrzne wały moren czołowych, obrzeżających od północy Wielką Polanę, świadczą prawdopodobnie o jeszcze dwóch znacznych przyspieszeniach ruchu wümskiego lodowca Małej Łąki. Potwierdza to hipotezę uznającą *surge* za proces naturalny dla wielu lodowców, w tym dla większości politemalnych lodowców Spitsbergenu (por. Jania 1988b, 1993).

Dla każdego lodowca istnieje związek między współczynnikiem powierzchni akumulacji AAR a wysokością linii równowagi ELA (por. Jania 1993). Zakładając, że wysokość linii równowagi nie uległa zmianie ($\text{ELA} = 1\,500\text{ m n.p.m.}$) i przyjmując typowy dla późnowümskich i współczesnych lodowców alpejskich $\text{AAR} = 0,67$ (Gross i in. 1977), można łatwo obliczyć teoretyczne położenie lodowca Małej Łąki przed szarżą. Prawdopodobnie sięgał on do wysokości ok. 1 260 m n.p.m. Można więc przypuszczać, że morena recesyjna na polanie Wyżnie (1 250 m n.p.m.) powstała w warunkach zerowego bilansu jego masy.

Wobec powyższego można sądzić, że zasięg zlodowacenia Tatr nie zależał wyłącznie od wielkości i pojemności zbiorników firnowych, jak to sugeruje Klimaszewski (1988), ale wpływała na ten zasięg również dynamika ruchu lodowców.

Niezależnie od dyskusyjności niektórych elementów rekonstrukcji procesów glacialnych w obrębie plejstocenijskiego lodowca Małej Łąki, uzyskane wyniki pokazują nowe możliwości interpretacji genezy moren czołowych w dolinach tatrzańskich.

Zakład Geomorfologii

Wydział Nauk o Ziemi

Uniwersytet Śląski

41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60

LITERATURA

- Ballantyne C. K., 1988. *The Loch Lomond Readvance on the Isle of Skye, Scotland: glacier reconstruction and paleoclimatic implications*. Journ. of Quaternary Sc., 4.
- Baranowski S., 1977. *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*. Acta Univ. Wratisl., 393, Wrocław.
- Bindschadler R., Harrison W., Raymond C., 1976. *Termal regime of surge-type glacier*. Journ. of Glaciol., 16.
- Birkenmajer K., Środoń A., 1960. *Interstadiał oryński w Karpatach*. Biul. PIG, 150.
- Brodzikowski K., 1987. *Środowiskowe podstawy analizy i interpretacji glaciektonizmu Europy Środkowej*. Acta Univ. Wratisl., 934, Studia Geogr., 43.
- Butrym J., Lindner L., Okszo D., 1990. *Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwoju lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki (Tatry Zachodnie)*. Przegląd Geol., 1, 20-25, Warszawa.
- Dolgusina L. D., Osipova G. B., 1989. *Ledniki*. Mysl, Moskwa.
- Glen J. W., 1955. *The creep of polycrystalline ice*. Proc. Roy. Soc., A, 228, London.
- Głazek J., 1984. *Pierwsze datowania izotopowe nacieków jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr*. Przegląd Geol. 1, Warszawa.
- Gross G., Kerschner H., Patzelt G., 1977. *Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in Alpenen Gletschergebieten*. Inst. der Univer. Innsbruck Zeitschrift für Gletscher. und Glazialgeol., 12, 2, Innsbruck.
- Guzik K., 1958. *Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:10 000*, Arkusz B₂. Wyd. Geol., Warszawa.
- Halicki B., 1930. *Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr*. Spraw. PIG, 5, 3-4.
- Hess M., 1966. *Znaczenie średniej temperatury roku dla poznawania warunków klimatycznych*. Czas. Geogr., 38, 1, Wrocław.
- Jahn A., 1951. *Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy periglacialnej*. Acta Geol. Pol., 2, Warszawa.
- Jahn A., 1975. *Problems of the Periglacial Zone*. PWN, Warszawa.
- Jania J., 1988a. *Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen*. [w:] *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980-1984*. Katowice.
- Jania J., 1988b. *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie*. Prace Nauk. U. Śl., 955, Katowice.
- Jania J., 1993. *Glaciologia (Nauka o lodowcach)*. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1952. *Zagadnienia plejstocenu południowej Polski*. Biul. PIG, 65, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1985. *Mapa geomorfologiczna Tatr Polskich*. [w:] *Atlas TPN*.
- Klimaszewski M., 1988. *Rzeźba Tatr Polskich*. PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J., 1950. *Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem*. Biul. PIG, 24, Warszawa.

- Kotarba A., Smolak W., Sroka J., 1977. *Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts. in the light of geophysical measurements*. Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 11, Kraków.
- Lukniš M., 1973. *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia*. Vyd. Slov. Akad. Vied., Bratislava.
- Mapa Topograficzna Tatr Polskich 1:10 000, 1984, Wojskowy Instytut Kartograficzny.
- Michalik A., 1958. *Mapa Geologiczna Tatr Polskich 1:10 000*, Arkusz B₃, Wyd. Geol., Warszawa.
- Partsch J., 1923. *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*. Stratliche Forschungsinstitute in Leipzig, Institut für Geographie, I Bd., Leipzig.
- Passendorfer E., 1983. *Jak powstały Tatry*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Paterson W. B. S., 1981. *The physics of glaciers*. Pergamon Press, Oxford.
- Raymond C. F., 1980. *Valley glaciers*. [in:] *Dynamics of snow and ice masses*, ed. S. C. Colbeck, Academic Press, New York.
- Środoń A., 1970. *Roślinność Polski w czwartorzędzie*. [w:] *Szata roślinna Polski*, 1. PWN, Warszawa.

SUMMARY

B. Gądek

AN ATTEMPT TO RECONSTRUCTION GLACIAL PROCESSES DURING THE LAST GLACIATION IN THE MAŁA ŁĄKA VALLEY, POLISH TATRA MOUNTAINS

The paper is an attempt to present new approach to the Pleistocene glaciation in the Tatra Mts. The laws and rules defined by modern glaciology (5–11) were used to reconstruct the glacier Mała Łąka. Geomorphological record of the glacier activity was used only to reconstruct its geometry (Figs. 1, 2). The results of calculations are presented in Tab. 3. However, the obtained model of mass balance is very controversial. Very vast ablation zone, at probable relatively high temperature, rather supports the idea of dynamic ice inflow from the accumulation zone, than small ablation. Increased ice flow at the profile of the equilibrium line (Q_{EL}) could have caused lowering accumulation surface and change of the geometry of the whole glacier (Tab. 3). Therefore, the frontal moraine in the Mała Łąka valley was not formed during long lasting stability of the glacier being in mass balance, but was probably caused by its surge. Hence, it may be assumed that the limit of glaciation in the Tatra Mts. did not depend only on surface and capacity of firn basins, but was also influenced by dynamics of glaciers. The obtained results are rather general, as the models of movement (5) and mass balance (7, 10, 11) are simplified.