

Krytyczne uwagi na temat rekonstrukcji geometrii powierzchni lodowców w polskich Tatrach Wysokich

Jerzy Zasadni¹



Critical remarks on reconstruction of surface geometry of glaciers in the Polish High Tatra Mts. *Prz. Geol.*, 57: 607–613.

Abstract. The paper presents critical remarks on reconstruction by Makos and Nowacki (2009). The authors worked out a model of ice-surface geometry and equilibrium line altitude (ELA) of glacier which existed in the Białka Valley system (High Tatra Mts.) during the Last Glacial Maximum (LGM), utilizing mapped trimlines in accumulation areas and literature data about glacier extent in ablation areas. Some palaeoclimate implications from this study indicate LGM-modern temperature amplitude ca 5.5°C from ELA depression and prevailing southern atmospheric circulation pattern during the LGM in the Tatra Mts. The reconstruction does not comprise the whole former glacier system of the valley and therefore the use of arbitrary assumed accumulation area ratio (AAR) resulted in considerable error in determinations of ELA. It is concluded that ELA calculated for 1400 m a.s.l. was obtained with AAR 0.77 instead of intended 0.65–0.67. Critical remarks also concern ice-surface geometry which is in some places inconsistent with glaciological conformities. The LGM modern temperature amplitude was calculated without considering precipitation changes between LGM and modern time and on the basis of questionable position of modern ELA position, therefore it can not be treated as a valuable one. Similarly, the thesis about southern atmospheric circulation is here discussed in detail. It is concluded that the evidences presented by Makos and Nowacki (2009) can not support nor contradict this thesis. It should be treated as a speculation made under the influence of Alpine results.

Keywords: palaeoglaciology, High Tatra Mts., equilibrium line altitude (ELA), glacier reconstruction

Geomorfologia glacialna i paleoglacjologia odgrywają szczególną rolę w badaniach nad zlodowaceniami górskimi, gdyż pomagają zrozumieć skomplikowaną interakcję między klimatem, rzeźbą terenu i geometrią lodowców. Ze względu na to, iż lodowce górskie stanowią system bardzo czuły na zmiany klimatyczne, w układzie geometrycznym form i osadów lodowcowych są zapisane informacje o warunkach klimatycznych i glaciologicznych podczas ich formowania. Odczytywanie tych danych jest podstawą badań paleoglacjologicznych. Obecnie w badaniach nad czwartorzędem obszarów górskich, w celu uzyskania informacji na temat paleoklimatu lub też stratygrafii moren, powszechnie wykonuje się rekonstrukcję linii równowagi bilansowej lodowców (ELA — *equilibrium line altitude*). W badaniach tatrzańskich znaczący postęp w tej dziedzinie został dokonany dzięki pracom Gądka (1998 i literatura tam cytowana).

Kilka miesięcy temu na łamach *Przeglądu Geologicznego* został opublikowany artykuł autorstwa Makosa i Nowackiego (2009), w którym autorzy przedstawili rekonstrukcję części powierzchni lodowca występującego w zlewni Doliny Białki podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM — *Last Glacial Maximum*). Do wykonania tego modelu po raz pierwszy w badaniach tatrzańskich została zastosowana komputerowa metoda modelowania powierzchni lodowców. Niestety, praca zawiera poważne błędy metodologiczne oraz interpretacyjne. Ze względu na to, iż z przedstawionych przez autorów artykułu wyników badań można wyciągnąć błędne wnioski odnośnie do zlodowacenia Tatr oraz paleoklimatu całego regionu, postanowiłem ustosunkować się do jego treści.

Rekonstrukcja wysokości linii równowagi bilansowej (ELA)

Jednym z najważniejszych celów badań paleoglacjologicznych jest określenie, na jakiej wysokości znajdowała się linia równowagi bilansowej lodowców (ELA), gdyż obrazuje ona ścisłą relację między geometrią lodowców a klimatem. W badaniach alpejskich określenie ELA paleolodowców jest także podstawową metodą korelacji i stratygrafii moren (Gross i in., 1977; Maisch, 1982; Zasadni, 2007). Istnieje wiele metod rekonstrukcji ELA (Gross i in., 1977; Gądek, 1998; Benn & Lehmkuhl, 2000). Za najbardziej wiarygodną spośród nich i zarazem umiarkowanie trudną pod względem metodologicznym i technicznym uznawana jest metoda AAR (*accumulation area ratio* — współczynnika powierzchni akumulacji; Jania, 1997). Polega ona na założeniu, iż linia równowagi bilansowej lodowca, czyli granica między obszarem akumulacji a ablacji, znajduje się na poziomicy, która dzieli lodowiec w określonej proporcji. Przyjęto, że w lodowcach dolinnych występujących na średnich szerokościach geograficznych stosunek powierzchni akumulacji do powierzchni ablacji wynosi 2 : 1. Oznacza to, że powierzchnia akumulacji tych lodowców jest dwukrotnie większa od powierzchni ich ablacji, czyli powierzchnia akumulacji stanowi ok. 67% lodowca (AAR = 0,67). Taki współczynnik AAR jest rekomendowany do stosowania w badaniach alpejskich (Gross i in., 1977; Kerschner & Ivy-Ochs, 2007), a w literaturze światowej najczęściej przyjmowany jest on w przedziale od 0,6 do 0,7 (Gądek, 1998).

Również Makos i Nowacki (2009) zastosowali metodę AAR do obliczenia wysokości linii równowagi bilansowej lodowca. Jednak ze względu na to, iż nie dysponowali rekonstrukcją powierzchni całego systemu lodowcowego Doliny Białki (brak górnej części lodowca Białej Wody i lodowca doliny Waksmundzkiej; ryc. 1), uznali, że do określenia położenia ELA bardziej odpowiedni będzie

¹Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; jerzy.zasadni@uj.edu.pl

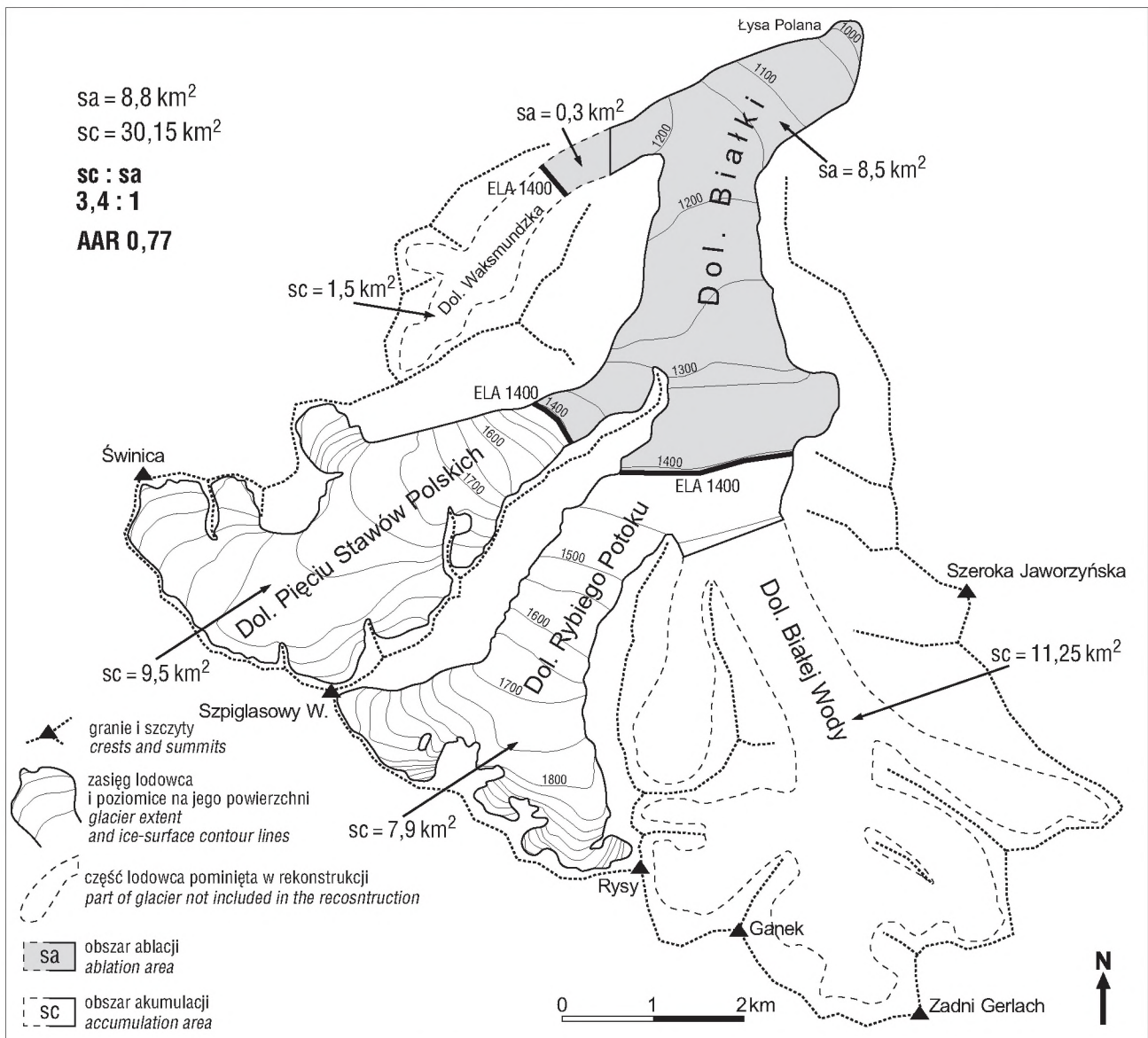
współczynnik AAR 0,4–0,5. Stosując ten współczynnik obliczyli, że podczas LGM w Tatrach ELA znajdowała się na wysokości 1430 m n.p.m. Zatem została podjęta próba dopasowania wartości współczynnika AAR do części systemu lodowcowego tak, aby wynik (czyli położenie ELA) był porównywalny do tego, jaki otrzymano by stosując typowy współczynnik (0,65–0,67) w obliczeniach wykonywanych dla całego systemu.

Przyjęta przez Makosa i Nowackiego (2009) wartość współczynnika AAR nie została wyliczona na podstawie kryteriów naukowych, tylko wybrano ją arbitralnie. Paradoksalnie, aby można było w sposób obiektywny określić wielkość zmniejszenia wartości tego współczynnika, w pierwszej kolejności należałoby poznać geometrię całego lodowca. Autorzy złamali więc podstawową zasadę rekonstrukcji ELA metodą AAR, wynikającą z założenia metody — rekonstrukcja musi się odnosić do całego systemu lodowcowego (Behn & Lehmkuhl, 2000). Określając zaproponowaną metodę jako metodę AAR 0,45, autorzy wprowadzają

czytelnika w błąd, gdyż taki zapis oznacza, że obliczono ELA zamkniętego systemu lodowcowego, w którym obszar akumulacji zajmuje jedynie 45% powierzchni lodowca.

Kolejną konsekwencją takiej metody rekonstrukcji ELA jest brak możliwości porównania jej wyniku do wyników innych badań prowadzonych z zastosowaniem ogólnie przyjętych zasad metody AAR.

Celem niniejszego artykułu nie jest przedstawienie konkurencyjnego modelu lodowca i wartości ELA, a jedynie wskazanie, że korzystając z danych literaturowych (Mičian, 1959; Lukniš, 1973; Włodek, 1978; Klimaszewski, 1988) można z wystarczającą dokładnością określić w planie zasięg pozostałej części lodowca w Dolinie Białki i dowiedzieć, że Makos i Nowacki (2009) usytuowali ELA zdecydowanie za nisko. Biorąc pod uwagę cały system lodowcowy doliny Białki (ryc. 1) obliczyłem, że powyżej wysokości 1400 m n.p.m. znajduje się 30,15 km² powierzchni lodowca, natomiast poniżej — 8,8 km².



Ryc. 1. Próba określenia współczynnika AAR dla całego lodowca Białki przy założeniu, że ELA znajdowała się na wysokości około 1400 m n.p.m. Typowa wartość współczynnika AAR to 0,67 (sc : sa = 2 : 1)

Fig. 1. An attempt to determine accumulation area ratio (AAR) for the entire Białka Glacier system assuming ELA ca. 1400 m a.s.l. Typical AAR value is 0.67 (sc : sa = 2 : 1)

Gdybyśmy przyjęli, że ELA występowała na wysokości 1400 m n.p.m., to w strefie akumulacji znajdowałyby się 77% powierzchni lodowca. Wówczas wartość współczynnika AAR wyniosłaby 0,77, czyli byłaby o 10% większa od typowej (AAR 0,67) dla lodowców plejstocenijskich i współczesnych strefy umiarkowanej (Gross i in. 1977). Tak wysoka wartość współczynnika AAR może cechować lodowce strefy tropikalnej o dużym gradiencie bilansu masy (Benn i in., 2005) lub lodowce strefy arktycznej o ekstremalnie małych opadach — 200–300 mm/rok (por. Gross i in., 1977; Kerschner & Ivy-Ochs, 2007). Zakładając jednak współczynnik AAR 0,67, typowy dla lodowców plejstocenijskich i współczesnych strefy umiarkowanej (Gross i in., 1977), powyżej wyliczonej przez autorów ELA znalazłoby się około 4 km² obszaru ablacji lodowca.

Należy też podkreślić, że w górnej części Doliny Białej Wody i Rybiego Potoku znaczny obszar zasilania lodowca zajmowały strome stoki i ściany skalne, stanowiące obszar zasilania lawinowego, który dodatnio wpływał na bilans masy lodowca, a nie był brany pod uwagę w obliczeniach powierzchni akumulacji lodowca (np. północna ściana Miękuszwieckich Szczytów, Ganku, stoki masywu Szerokiej Jaworzyńskiej). Przez to cały system lodowcowy mógł się cechować mniejszym od normalnego współczynnikiem AAR (por. Benn & Lehmkuhl, 2000). Ponieważ trudno by było oszacować wartość tej zmiany, należałoby przynajmniej założyć, iż wysokość linii równowagi bilansowej lodowca obliczona na podstawie współczynnika 0,67 jest wysokością minimalną. Skutkuje to jeszcze większym niedoszacowaniem wysokości linii równowagi w rekonstrukcji przedstawionej przez Makosa i Nowackiego (2009). Nie podejmuję się określenia tej różnicy, gdyż obliczeń mógłbym dokonać dopiero po wykonaniu dokładnej rekonstrukcji całego systemu lodowcowego, zgodnie ze wspomnianymi prawidłowościami glaciologicznymi. Jednak z grubsza oceniam, iż niedoszacowanie ELA, które powstało na skutek błędnych założeń rekonstrukcji, może być kilkakrotnie większe niż przyjmowany błąd wyników AAR wynikający z manualnej (subiektywnej) rekonstrukcji lodowców (± 20 do 50 m — Patzelt, 1983; Kerschner i in., 2000).

Rekonstrukcja lodowca

Makos i Nowacki (2009) użyli manualnej metody rekonstrukcji lodowców, bazującej na rozmieszczeniu w terenie ciągów moren i podciosów lodowcowych (por. Zasadni, 2007). Powierzchnia lodowców została wygenerowana za pomocą oprogramowania GIS. Metoda ta, w odróżnieniu od metod półautomatycznych lub automatycznych, wykorzystujących prawidłowości glaciologiczne (Gądek, 1998) i modele komputerowe (zob. Sailer i in., 1999; Plummer & Phillips, 2003), jest w dużej mierze subiektywna — jej wyniki zależą od doświadczenia autora. Istnieje jednak kilka reguł, których zastosowanie ułatwia prowadzenie poziomicy powierzchni lodowca (Gądek, 1998):

□ W strefie akumulacji powierzchnia lodowca jest wklęsła, natomiast w strefie ablacji wypukła. Wynika to ze specyfiki trajektorii ruchu lodowca w obszarze o dodatnim i ujemnym bilansie masy. W strefie akumulacji wyjątek od tej reguły może nastąpić w tych miejscach, w których podłoże lodowca jest wypukłe i powoduje tensyjny ruch lodowca, a w strefie ablacji do odwrócenia formy

powierzchni lodowca dochodzi na obszarach o wklęsłej powierzchni podłoża lodowca. Natomiast w rekonstrukcji Makosa i Nowackiego (2009, ryc. 2) we wklęsłych formach kotłów lodowcowych pod Szpiglasowym Wierchem i Miedzianym w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i poniżej Mnicha w Dolinie Rybiego Potoku poziomicie powierzchni lodowca wyginają się w kierunku spadku, co oznacza, że według autorów modelu formy lodowca były w tych miejscach wypukłe (ryc. 2). Według Makosa i Nowackiego (2009) wypukłą formę miała również część lodowca zajmująca żłób Doliny Rostoki i Rybiego Potoku powyżej zrekonstruowanej ELA, czyli w strefie akumulacji. Ze względu na to, iż przed rekonstrukcją ELA nie jest znany zasięg strefy akumulacji i ablacji, w celu otrzymania przybliżonej zgodności między bilansem masy a geometrią lodowca procedura konstruowania powierzchni powinna być co najmniej raz powtórzona po wytyczeniu ELA.

□ Linia środkowa lodowca znajduje się tam, gdzie lodowiec ma największą miąższość i prędkość ruchu, czyli przeważnie po środku poprzecznego przekroju doliny. Linia ta łączy punkty lokalnych ekstremów krzywizny poziomicy powierzchni lodowca. Poziomicie te są zawsze prostopadłe do kierunku ruchu lodu i powinny być prostopadłe do linii środkowej lodowca. Jednak na mapie przedstawionej przez Makosa i Nowackiego (ryc. 2, 2009) na niektórych odcinkach lodowca trajektorie ruchu lodu są skośne do linii środkowych. Dobrze jest to widoczne w Dolinie Rybiego Potoku (ryc. 2), gdzie na wysokości pomiędzy 1650 a 1600 m n.p.m. lodowiec płynie w kierunku prawego zbocza doliny, natomiast na wysokości od 1550 do 1400 m n.p.m. w kierunku lewego zbocza. Podobne uwagi odnoszą się do przebiegu poziomicy lodowca w Dolinie Rostoki (1450–1550 m n.p.m.) i w Dolinie Białki — według rekonstrukcji poniżej ujścia Doliny Rostoki lodowiec sięgał około 25 m wyżej na prawym zboczu doliny niż na lewym. Taka dynamika ruchu lodowca jest wyjątkowo nienaturalna. Z pełnym przekonaniem twierdzę, że można podważyć wiarygodność dyskutowanej rekonstrukcji, nawet jeśli byłaby ona poparta faktami terenowymi (jednak autorzy takich dowodów nie przedstawili).

□ Istnieje określona relacja pomiędzy miąższością a spadkami powierzchni lodowca, którą opisuje równanie na naprężenie ścinające w stopie lodowca:

$$\tau = \rho ghF \sin \alpha$$

gdzie:

τ — naprężenie ścinające,

ρ — gęstość lodu,

g — przyspieszenie ziemskie,

h — grubość lodowca,

F — współczynnik kształtu doliny,

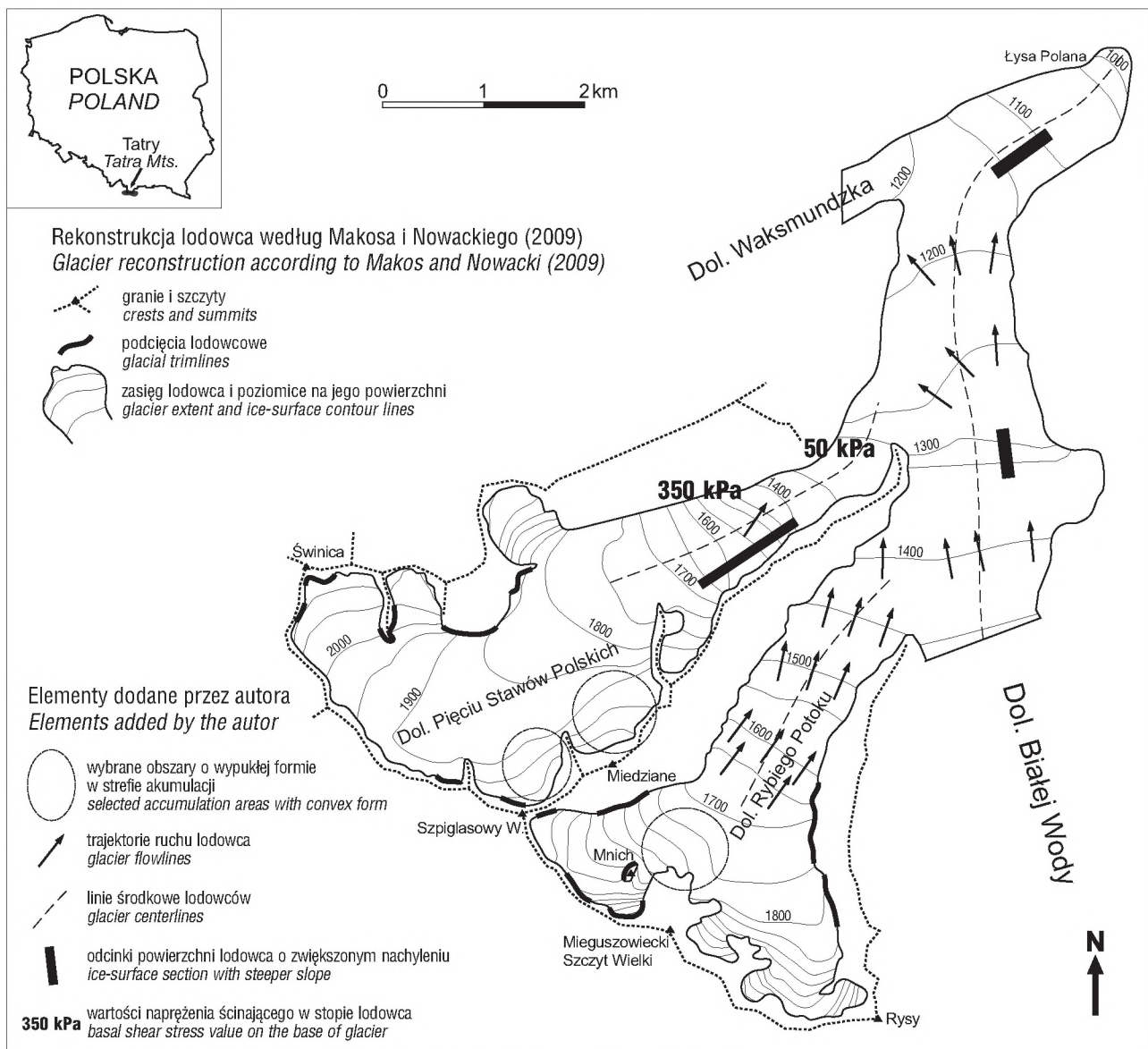
α — nachylenie powierzchni lodowca.

Teoretyczne podstawy równania szczegółowo przedstawili Jania (1997) i Gądek (1998).

Naprężenie ścinające w stopie lodowca może wynosić od 50 do 150 kPa — średnio 100 kPa (Gądek, 1998). Oznacza to, że w profilu podłużnym lodowca zwiększenie jego miąższości powinno być rekompensowane zmniejszeniem nachylenia powierzchni (i odwrotnie) tak, aby typowa wartość τ była zachowana (Janja, 1997). Dlatego mam zastrzeżenia do rekonstrukcji lodowca w Dolinie Rostoki, na wysokości między 1700 a 1450 m n.p.m (ryc. 2 i 3 —

Makos & Nowacki, 2009). Na tym odcinku, o długości 1000 m powierzchnia lodowca obniża się o 200 m, natomiast miąższość lodowca wynosi ok. 300 m (ryc. 2 i 3, Makos & Nowacki, 2009). Gdy przyjmiemy współczynnik kształtu doliny $F = 0,8$ (zob. Gądek, 1998), naprężenie ścinające wyniesie w tym miejscu ok. 350 kPa. Natomiast nieco niżej, tuż przed połączeniem się lodowca Roztoki z lodowcem Białej Wody, naprężenie to wyniesie jedynie 50 kPa. Trudno jest wytłumaczyć tak skrajne wartości τ na krótkim odcinku lodowca w prostym fragmencie Doliny Roztoki, nawet mając na uwadze, że naprężenie ścinające w stopie lodowca nie zawsze musi być zbliżone do teoretycznej wartości 100 kPa. Z punktu widzenia dynamiki lodowca taki przebieg powierzchni lodowca należy odrzucić. Warto zaznaczyć, iż autorzy rekonstrukcji nie wskazali dowodów przemawiających za taką rekonstrukcją poniżej progu Doliny Pięciu Stawów Polskich. Największego spadku powierzchni lodowca należy się spodziewać tuż

poniżej progu doliny, gdzie grubość lodowca była zapewne mniejsza od proponowanej przez autorów rekonstrukcji. Niekonsekwencją przedstawionego modelu geometrii tej części lodowca jest także wyjątkowo duże zmniejszenie przekroju poprzecznego lodowca na prostym odcinku doliny, które mogłoby powstać jedynie w wyniku znacznego gradientu bilansu masy lodowca, tzn. w tym przypadku dużego tempa ablacji. Należy podkreślić, iż ELA została wyznaczona na wysokości około 1400 m n.p.m., co oznacza, że prawie cały odcinek lodowca w żłobie Doliny Roztoki znajdował się w strefie akumulacji, a więc tam, gdzie masy lodu przybywa, a nie ubywa. Ponadto w profilu podłużnym jezora lodowca w Dolinie Białki Makos i Nowacki (2009) wyznaczyli dwa odcinki o zwiększonym spadku (ryc. 2), lecz nie wskazali przyczyn morfologicznych (np. progów w dnie doliny), które upoważniałyby do takiego przedstawienia powierzchni lodowca, dlatego należy uznać je za błędy rekonstrukcji.



Ryc. 2. Rekonstrukcja części lodowca Białki podczas LGM według Makosa i Nowackiego (2009) z zaznaczeniem elementów wskazujących na jej nieprawidłowości

Fig. 2. Reconstruction of a part of the Bialka Valley glacier during LGM according to Makos and Nowacki (2009), supplemented with elements which indicate its erroneousess

Implikacje paleoklimatyczne

Model lodowca i wyznaczona ELA posłużyły Makosowi i Nowackiemu (2009) do wyciągnięcia wniosków paleoklimatycznych. Na podstawie różnicy położenia ELA podczas LGM (1400 m n.p.m.) i dziś (2300 m n.p.m.) oraz gradientu temperatury ($0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$) autorzy ci ocenili, iż różnica średnich rocznych temperatur powietrza między współczesnym klimatem a LGM sięga $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Jak słusznie stwierdzili, w obliczeniach nie uwzględnili zmiany sum opadów (a przecież podczas LGM suma rocznych opadów atmosferycznych mogła być o wiele mniejsza) — więc najprawdopodobniej wyliczona różnica temperatur jest zaniżona. Ponadto Makos i Nowacki (2009) założyli, że współcześnie granica wieloletniego śniegu (?ELA) znajduje się na wysokości 2300 m.n.p.m., chociaż w literaturze dość często wysokość tej granicy jest oceniana na 2250 do 2650 m n.p.m. (Vitásek, 1956; Lukniš, 1973; Rączkowska, 2007). Wobec tego wyliczona różnica poziomów ELA równie dobrze mogłaby wynieść 1250 m. Zakładając kontynentalizm klimatu podczas LGM, charakteryzujący się opadami rzędu 500 mm/rok (czyli ponad 1000 mm mniej niż obecnie) i biorąc pod uwagę fakt, że wpływ wzrostu temperatury o $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ na zmianę położenia ELA może być w pełni rekompensowany wzrostem opadów rzędu 350 mm/rok (Ohmura i in. 1992), do wyliczonej przez autorów amplitudy należałoby dodać co najmniej $3\text{ }^{\circ}\text{C}$. A jeśli przyjmujemy, że różnica w położeniu ELA wynosi 1250 m, to amplituda temperatury może wynieść nawet $10\text{--}11\text{ }^{\circ}\text{C}$. Dlatego wynik $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ nie może być traktowany nawet jako przybliżony — nie wnosi on nowych informacji o klimacie Tatr podczas LGM.

Należy dodać, iż dysponując prostymi danymi paleogeologicznymi (np. o depresji ELA), średnią temperaturę powietrza lub sumę opadów podczas danego etapu zlodowacenia możemy określić jedynie wówczas, gdy znamy parametry jednego z tych czynników klimatycznych. Najczęściej za pomocą innych metod paleoklimatycznych (np. analizy palinologicznej lub oceny zmiany wysokości górnej granicy lasu) określana jest średnia paleotemperatura powietrza i na tej podstawie wyliczana jest wartość sumy opadów (Kerschner i in., 2000; Kerschner & Ivy-Ochs, 2007).

Według Makosa i Nowackiego (2009) identyczny stosunek powierzchni obszarów akumulacji lodowców Roztoki i Rybiego Potoku do ich objętości jest dowodem na podobne natężenie ich zasilania. Jednak autorzy artykułu nie wyjaśniają, jaką informację zawiera geometria tych obszarów akumulacji o bilansie masy i natężeniu zasilania. Należałoby przecież odpowiedzieć na kilka pytań, np: jak silny musiałby być poziomy gradient opadów, aby determinować odmienną geometrię lodowców w sąsiadujących dolinach? Czy ewentualna różnica w geometrii nie wykraczałaby poza granice dokładności rekonstrukcji paleolodowców? Jaki wpływ na proponowany przez autorów stosunek morfometryczny ma topografia dolin? I czy podobieństwo omawianych stosunków nie jest tylko przypadkiem?

Abstrahując od wymienionych niejasności, wyjątkowo niekonsekwentne jest założenie, że obliczona ELA charakteryzowała zarówno bilans masy strumienia lodu w Dolinie Rybiego Potoku, jak i w Dolinie Roztoki. W rzeczywistości obie części lodowca mogły mieć linie równowagi bilanso-

wej na różnej wysokości, np. ze względu na inny udział zasilania lawinowego. Natomiast wynik 1400 m n.p.m. (jak wykazano, błędnie oszacowany) jest tylko wartością średnią dla obydwu części lodowca, co wynika z metody rekonstrukcji ELA. Dlatego dyskusja na temat indywidualnych cech tych obszarów jest bezcelowa. Tym bardziej, że w przypadku obszaru akumulacji w Dolinie Rybiego Potoku do obliczeń brano także pod uwagę fragment lodowca Białej Wody!

We wnioskach Makos i Nowacki (2009) przedstawili koncepcję o przewodzie podczas LGM w Tarach południowej cyrkulacji atmosfery, nawiązując do koncepcji stworzonej na gruncie badań alpejskich. Obecność cyrkulacji południowej w Alpach została stwierdzona na podstawie rekonstrukcji układu kopuł lodowych alpejskiego lodowca sieciowego. Kopuły te podczas LGM znajdowały się po południowej stronie głównego wododziału, wskazując na przeważający południowy kierunek transportu wilgoci z nad Morza Śródziemnego (Florineth & Schlüchter, 1998, 2000). Taki kierunek cyrkulacji najprawdopodobniej przetrwał do późnego glacjału, a dokładniej do najstarszego dryasu (Kerschner & Ivy-Ochs, 2007). W młodszym dryasie kierunek cyrkulacji zmienił się na zachodni i taki trwa do dziś (Kerschner i in., 2000). Południowa cyrkulacja była rezultatem rozbudowy łańcuchów półkuli północnej, zwiększenia zasięgu paku lodowego na Oceanie Atlantyckim i w efekcie przemieszczenia na południe frontu polarnego oraz związanej z nim wędrówki pasa układów niżowych nad Europą. Zmiana z cyrkulacji południowej na zachodnią miała decydujące znaczenie dla rozwoju lodowców w Alpach. W Alpach Zachodnich lodowiec półpokrywowy rozwijał się także podczas przewagi cyrkulacji zachodniej (np. MIS 4), natomiast w Alpach Wschodnich zlodowacenie największe rozmiary osiągało jedynie podczas cyrkulacji południowej (Florineth & Schlüchter, 2000). Udowodnienie, że podczas LGM Tatry znajdowały się w zasięgu oddziaływania południowej cyrkulacji atmosfery, oznaczałoby silne relacje paleoklimatyczne Tatr z Alpami Wschodnimi. Chronologia zmian paleoklimatu w Tatrach byłaby porównywalna do stwierdzonej w Alpach Wschodnich. Przyjmując taki scenariusz, trudno by było na przykład znaleźć paleoklimatyczne uzasadnienie tak znacznego rozprzestrzenienia stadiału Bystrej w Tatrach (ok. 60 tys. lat; MIS 4), jak to podaje Lindner i in. (2003). Zagadnienie to było już dyskutowane (Mojski, 2005). Za to lepsze uzasadnienie miałyby chronologie glacialne oparte na morfostratigraficznym dowiązaniu do schematu wschodnioalpejskiego (m.in. Klimaszewski, 1961; Lukniš, 1964; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1979, 1997; Kotarba & Baumgart-Kotarba, 1999).

Według Makosa i Nowackiego (2009) na obecność południowej cyrkulacji atmosfery w Tatrach podczas LGM wskazują dwa fakty: podobieństwo natężenia zasilania obszaru lodowca w Dolinie Rybiego Potoku i Roztoki oraz podobna ELA lodowca Białki (oceniona na 1400 m n.p.m.) do ELA lodowca Małej Łąki (1460 m n.p.m.), obliczonej przez Gądkę (1998). Należy przez to rozumieć, iż podobna ELA lodowców oddalonych od siebie o ok. 13 km w kierunku równoleżnikowym wskazuje na brak gradientu opadów (zasilania lodowców) w kierunku W-E.

Po pierwsze, dowód ten nie może falsyfikować tezy o cyrkulacji północnej (bez względu na zasadność takiej tezy). Należy wyrazić też zdziwienie, iż teza jest oparta

jedynie na negacji tezy odwrotnej, czyli był gradient S-N, bo nie ma dowodów na gradient W-E.

Po drugie, każda inna wartość ELA trzeciego lodowca LGM północnego skłonu Tatr, według proponowanego przez autorów założenia, może falsyfikować tę tezę (brak gradientu W-E), jednak autorzy nie podjęli się wykonania takiej rekonstrukcji. Z literatury wiemy, że ELA lodowców LGM liczone różnymi metodami wykazują trend malejący ku zachodowi (Halicki, 1930; Klimaszewski, 1962). Natomiast autorzy bezpodstawnie przypisali ten trend wartości ELA lodowców późnoglacialnych.

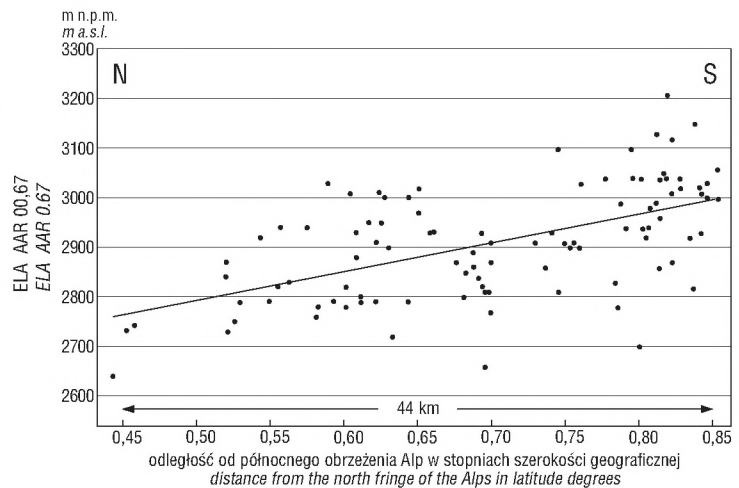
Po trzecie, nie można wykluczyć, iż wybór współczynnika AAR nie był intencjonalny, celem przybliżenia wyników ELA rekonstruowanego lodowca do wyniku ELA lodowca Doliny Małej Łąki (Gądek, 1998). Autorzy nie wskazali kryteriów wyboru tego współczynnika.

Po czwarte, jak już wykazałem, ELA lodowca Doliny Białki (około 1400 m n.p.m.) została obliczona dla współczynnika AAR 0,77, natomiast Gądek (1998) podaje średnią wartość ELA lodowca Małej Łąki (1460 m n.p.m.) obliczoną dla współczynnika AAR 0,42 — dla współczynnika AAR 0,65 wysokość ta wynosi 1307 m (Gądek, 1998). Z tego wynika, że biorąc pod uwagę zbliżone współczynniki AAR obydwu lodowców (0,65–0,67), ELA lodowca w Dolinie Białki mogła się znajdować nawet o 200 m wyżej od ELA lodowca w Dolinie Małej Łąki. Czy to może wskazywać na obniżanie się ELA lodowców w kierunku zachodnim podczas LGM, jak to sugerował Halicki (1930) i Klimaszewski (1962)? Może jednak cyrkulacja była zachodnia?

Warto mieć na uwadze, iż trend zmian położenia ELA jest możliwy do prześledzenia na próbie co najmniej kilkunastu do kilkudziesięciu lodowców (Gross, 1983; Lamont i in., 1999; Kerschner i in., 2000; Carrivick & Brewer, 2004; Ballantyne, 2007). Obliczone metodami geomorfologicznymi różnice wysokości ELA sąsiadujących lodowców o podobnej ekspozycji mogą sięgać nawet kilkuset metrów, gdyż wysokość ta zależy od warunków topoklimatycznych lodowców i obszaru ich zasilania — zasilanie lawinowe, nawiewanie śniegu, pokrycie lodowca gruzem (Gross, 1983; Humlum, 1997; Benn & Lehmkuhl, 2000). Na przykład w Alpach Ötztalskich linia regresji wartości ELA 102 lodowców o północnej ekspozycji wzrasta z północy na południe o 250 m na odcinku około 40 km (Gross, 1983), jednak wybierając z tego zbioru dwa przypadkowe lodowce, można wyciągnąć wnioski o odwrotnym gradientie lub jego braku (ryc. 3). W tym przypadku pomijany jest błąd wynikający z rekonstrukcji powierzchni paleolodowców, gdyż operujemy danymi o lodowcach współczesnych. Dodatkowo w Alpach Ötztalskich występuje stosunkowo duży gradient ELA, co ułatwia śledzenie zmian.

W odniesieniu do rekonstrukcji paleolodowców nie można mieć pewności, czy wyliczona na podstawie wybranej metody paleogeologicznej wartość ELA:

- nie jest obciążona błędem rekonstrukcji lodowca;
- odpowiada rzeczywistej i czy wybrany współczynnik AAR określa rzeczywisty przebieg zerowego bilansu masy lodowca;



Ryc. 3. Linia regresji ELA (AAR 0,67) 102 lodowców o ekspozycji północnej (stan z 1969 r.), położonych wzdłuż doliny Ötz (Oetz) w Alpach Wschodnich (Austria), wskazująca na znaczny poziomy gradient opadów od obrzeżenia Alp (N) w kierunku głównego wododziału alpejskiego (S). Według Grossa (1983)

Fig. 3. Regression line of ELA (AAR 0.67) of 102 north-facing glaciers (the state for the year 1969) situated along the Ötz (Oetz) valley axis in the Eastern Alps (Austria), indicating notable horizontal gradient of precipitation from the northern fringe of the Alps (N) to the main Alpine divide (S). According to Gross (1983)

- obliczona (czy rzeczywista) ELA odpowiada klimatycznej granicy śniegu (por. Benn & Lehmkuhl, 2000; Ballantyne, 2007).

Dlatego wartość ELA pojedynczego lodowca nie powinna być traktowana jako dowód paleoklimatyczny bez poddania go rzeczowej dyskusji (por. Ballantyne, 2007). Należy się spodziewać, że współczynnik AAR określający bilans masy lodowców Tatr Wysokich i Zachodnich może się różnić właśnie ze względu na odmienny typ rzeźby tych części Tatr, jednak metoda AAR nie oferuje nam obiektywnego dobrania tego współczynnika do topografii konkretnego obszaru. Na przykład lodowiec w Dolinie Małej Łąki podczas LGM najprawdopodobniej był znacząco zasilany śniegiem nawiewanym z rozległego spłaszczenia wzniesienia Czerwonych Wierchów. Gądek (1998) nie wziął tego pod uwagę w przeprowadzonej rekonstrukcji. Nie można dlatego wykluczyć, iż regionalna klimatyczna granica śniegu przebiegała w tym czasie powyżej ELA 1460 m n.p.m., wyliczonej dla AAR 0,42 (Gądek, 1998), gdyż dzięki intensywnej akumulacji nawiewanego śniegu, nawet mniejsza wartość współczynnika AAR mogła cechować ten lodowiec podczas zerowego bilansu masy, czyli w równowadze z klimatem. Jednak oszacowanie ilościowe efektu nawiewania wymagałoby wprowadzenia wielu założeń i użycia zaawansowanych metod obliczeniowych (por. Humlum, 1997; Plummer & Philips, 2003; Ballantyne, 2007). Wpływ warunków anemometrycznych na zlodowacenie został opisany przez badaczy zlodowaceń Sudetów (m.in. Traczyk & Engel, 2002). W badaniach Tatr nie poświęcono temu zagadnieniu wiele uwagi. W polskiej literaturze związek między ELA lodowców a topografią obszaru zlodowaczonego szerzej przedstawił Jania (1997).

Rekonstrukcja ELA lodowca Białki nadal jest zagadnieniem otwartym, natomiast wartość ELA lodowca Małej Łąki, w zależności od przyjętego scenariusza, może wynosić od około 1300 do ponad 1460 m n.p.m., dlatego wnio-

sek o podobnej ELA tego lodowca i lodowca Białki, jest zupełnie nieuzasadniony. Należy też stwierdzić, iż nie ma podstaw do tego, aby bazując na wynikach rekonstrukcji ELA dwóch lodowców tatrzańskich można było wyciągnąć wnioski o obecności gradientu ELA lub jego braku. Dalsze rozważania paleoklimatyczne są bezcelowe.

Wnioski

Zaproponowana przez Makosa i Nowackiego (2009) rekonstrukcja ELA, wbrew temu co sugerują autorzy, nie została sporządzona zgodnie z zasadami metody AAR, gdyż nie wzięto pod uwagę całego systemu lodowcowego, a przedstawiona przez tych autorów próba dopasowania współczynnika AAR do wybrakowanej części lodowca okazała się zawodna — zamiast wartości 0,65–0,67 otrzymano wartość 0,77 — dlatego wynik rekonstrukcji ELA (około 1400 m n.p.m.) jest zdecydowanie заниżony.

Przedstawiony przez Makosa i Nowackiego (2009) model lodowca zawiera wiele błędów i sprzeczności. Rekonstrukcja ta nie powinna stanowić przedmiotu dalszych rozważań paleoklimatycznych. Oszacowany wzrost średnich rocznych temperatur powietrza w Tatrach od LGM do dziś o 5,5 °C jest obarczony błędami obliczenia wysokości występowania ELA i nie uwzględnia zmiany sum opadów.

Na podstawie przedstawionych przez autorów argumentów nie można stwierdzić podobnych wartości ELA dla dwóch lodowców tatrzańskich podczas LGM. Co więcej, wykazano, iż ewentualne takie podobieństwo nie może stanowić dowodu na brak horyzontalnego gradientu opadów, czyli przesłanki o kierunku przeważającej cyrkulacji atmosfery. Dlatego na podstawie przedstawionych przez autorów argumentów nie można wnioskować o obecności cyrkulacji południowej w Tatrach podczas LGM. Te same argumenty nie mogą także takiej cyrkulacji zaprzeczać.

Literatura

- BALLANTYNE C.K. 2007 — Loch Lomond Stadial glaciers in North Harris, Outer Hebrides, North-West Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quatern. Science Rev.*, 26: 3134–3149.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KOTARBA A. 1979 — Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach. *Fol. Geograph.*, ser. *Geographica-Physica*, 12: 49–66.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KOTARBA A. 1997 — Würm glaciation in the Biała Woda Valley, High Tatra Mountains. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31: 57–81.
- BENN D.I. & LEHMKUHL F. 2000 — Mass balance and equilibrium line altitudes of glaciers in high mountain environments. *Quatern. Int.*, 65/66: 15–29.
- BENN D.I., OWEN L.A., OSMATSON H.A., SELTZER G.O., PORTER S.C. & MARK B. 2005 — Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quatern. Int.*, 138–139: 8–21.
- CARRIVICK J.L. & BREWER T.R. 2004 — Improving local estimations and regional trends of glacier equilibrium line altitudes. 86: 67–79.
- FLORINETH D. & SCHLÜCHTER C. 1998 — Reconstructing Last Glacial Maximum ice surface geometry and flowlines in the central Swiss Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 91: 391–407.
- FLORINETH D. & SCHLÜCHTER C. 2000 — Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quatern. Res.*, 54: 295–308.
- GADEK B. 1998 — Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych. *Pr. Nauk. Uniw. Śląskiego*, 1741: 1–152.
- GROSS G. 1983 — Die Schneegrenze und die Altschneelinie in den österreichischen Alpen. *Innsbrucker Geograph. Stud.* 8: 59–83.
- GROSS G., KERSCHNER H. & PATZELT G. 1977 — Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. *Z. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12 (2): 223–51.
- HALICKI B. 1930 — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5 (3–4): 377–534.
- HUMLUM O. 1997 — Younger Dryas glaciation in Söderåsen South Sweden: an analysis of meteorologic and topographic controls. *Geografiska Ann.*, 79A (1–2): 1–15.
- JANIA J. 1997 — Glaciologia (nauka o lodowcach). PWN, Warszawa.
- KERSCHNER H. & IVY-OCHS S. 2007 — Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, 60 (1–2): 58–71.
- KERSCHNER H., KASER G. & SAILER R. 2000 — Alpine Younger Dryas glaciers as palaeo-precipitation gauges. *Ann. Glaciology* 31 (1): 80–84.
- KLIMASZEWSKI M. 1962 — Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich [W:] *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków, W. Szafer: 105–124.
- KLIMASZEWSKI M. 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. PWN, Warszawa.
- KOTARBA A. & BAUMGART-KOTARBA M. 1999 — Problems of glaciation of the High Tatra Mountains-Josef Partsch synthesis in the light of current knowledge. *Z. Geomorphologie N.F., Supplement Band*, 113: 19–31.
- LAMONT G.N., CHINN T.J. & FITZHARRIS B.B. 1999 — Slopes of glacier ELAs in the Southern Alps of New Zealand in relation to atmospheric circulation patterns. *Global and Planetary Change*, 22: 209–219.
- LINDNER L., DZIERŻEK J., MARCINIAK B. & NITYCHORUK J. 2003 — Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mountains: their development, age and limits. *Geol. Quart.*, 47: 269–280.
- LUKNIŚ M. 1964 — The course of the last glaciation of the Western Carpathians in the relation to the Alps, to the glaciation of northern Europe, and to the division of the central European Würm into periods. *Geograficky Časopis, SAV*, 16 (2): 127–142.
- LUKNIŚ M. 1973 — Relief Vysokých Tatier a ich predpolia. *Vyd. Slov. Akad. Ved. Bratislava*.
- MAISCH M. 1982 — Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. *Geograph. Helvet.*, 37 (2): 93–104.
- MAKOS M. & NOWACKI Ł. 2009 — Rekonstrukcja geometrii powierzchni lodowców z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku). *Prz. Geol.*, 57: 72–79.
- MICĀIAN L. 1959 — Geomorfologia a kvartér Bielovodske doliny vo Vysokých Tatrách. *Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae, Geographica*, 1: 87–121.
- MOJSKI J.E. 2005 — Ziemia polskie w czwartorzędzie: Zarys morfogenezy. *Państw. Inst. Geol.*
- OHMURA A., KASSER P. & FUNK M. 1992 — Climate at the equilibrium line of glaciers. *Journ. Glaciol.*, 38 (130): 397–411.
- PATZELT G. 1983 — Die spätglazialen Gletscherstände im Bereich des Mieskopfes und Arzthal, Tuxer Voralpen, Tirol. *Innsbrucker Geograph. Stud.*, 8: 35–44.
- PLUMMER M.A. & PHILLIPS F.M. 2003 — A 2-D numerical model of snow/ice energy balance and ice flow for paleoclimatic interpretation of glacial geomorphic features. *Quatern. Sc. Rev.*, 22: 1389–1406.
- RĄCZKOWSKA Z. 2007 — Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy. *Pr. Geogr.*, 212: 1–252.
- SAILER R., KERSCHNER H. & HELLER A. 1999 — Three-dimensional reconstruction of Younger Dryas glaciers with a raster-based GIS. *Glacial Geology and Geomorphology*. (<http://ggg.qub.ac.uk/papers/full/1999/rp011999/rp01.html>).
- TRACZYK A. & ENGEL Z. 2002 — Glacialna i peryglacialna geomorfologia Karkonoszy. [W:] *VI Zjazd Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra 11–14 IX 2002, Geomorfologia Sudetów Zachodnich*. *Przyr. Sudet. Zach.*, supl. 1: 5–22.
- WŁODEK M. 1978 — Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Biul. Inst. Geol.* 306, Z badań czwartorzędu w Polsce, 21: 175–197.
- VITÁSEK F. 1956 — Sněžná čára ve Vysokých Tatrách. *Geografický Časopis*, 8 (4): 171–176.
- ZASADNI J. 2007 — Osady późnego glaciału i holocenu w dolinie Tuxer (Alpy Zillertalskie, Austria). *Słupskie Pr. Geogr.*, 4: 171–190.

Praca wpłynęła do redakcji 19.03.2009 r.
Po recenzji akceptowano do druku 24.04.2009 r.