

## Zasięg i geometria powierzchni lodowca Białej Wody podczas maksimum ostatniego zlodowacenia w Tatrach Wysokich — odpowiedź na krytyczne uwagi

Michał Makos<sup>1</sup>, Łukasz Nowacki<sup>2</sup>



M. Makos



Ł. Nowacki

**Extent and surface geometry of Biała Woda glacier in the High Tatra Mts during LGM — an answer to critical remarks.** *Prz. Geol.*, 57: 614–618.

*Abstract.* This paper is an answer to the polemical article Critical remarks on reconstruction of surface geometry of glaciers in the Polish High Tatra Mts. by Jerzy Zasadni in current issue of *Przegląd Geologiczny*. The criticism concerns our paper on reconstruction of surface geometry of the last glacial maximum (LGM) glaciers in the Polish High Tatra Mts. (drainage basins of Rostoka and Rybi Potok), published in *Przegląd Geologiczny* vol. 57, no 1, 2009. The main objections of our opponent concern on our reconstruction of equilibrium line altitude (ELA), ice surface geometry and paleoclimatic interpretations. We present a new reconstruction of ice surface geometry within the drainage basin of Biała Woda during the last glacial maximum (LGM), including the part of a glacier previously omitted. The model of the glacier was made on the

basis of detailed field mapping of glacial trimlines and analysis of digital elevation model (DEM) of the Biała Woda Valley. The glacier surface area was found to be 37,61 km<sup>2</sup>. We found ELA value for AAR = 0,67 to be consistent with previously calculated average ELA value of 1430 m a.s.l. for AAR = 0,4, 0,45 and 0,5. In turn, some uncertainties concerning ice surface geometry in ablation area may be best explained as due to inaccuracy of geomorphological data, whereas the well-established ice surface elevation within accumulation area does not show any theoretical errors. We also show that glaciological parameters (*t* values along the glacier profile), questioned by our opponent, are consistent with glaciological conformities. We want to admit that paleoclimatic interpretations of paleocirculation presented in the previous paper was rather untimely.

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

Niniejszy artykuł jest odpowiedzią na zamieszczone w tym numerze *Przeglądu Geologicznego* krytyczne uwagi Zasadniego (2009) dotyczące wykonanego przez nas modelu lodowca z maksimum ostatniego zlodowacenia w polskich Tatrach Wysokich (Makos & Nowacki, 2009).

### Rekonstrukcja wysokości linii równowagi bilansowej (ELA)

Przedstawiona przez nas rekonstrukcja powierzchni lodowca z maksimum ostatniego zlodowacenia w Tatrach Wysokich (Makos & Nowacki, 2009) została wykonana na podstawie szczegółowego kartowania podcięć lodowcowych w zlewniach Rostoki i Rybiego Potoku. Szczególnie w górnych obszarach akumulacji lodu, czyli w obrębie cyrków lodowcowych, udało nam się wykartować dość gęstą sieć podcięć, co przełożyło się na dokładny zapis geometrii powierzchni lodu w szczytowych partiach dolin. Mniej dokładnie można było odtworzyć zasięg lodu w obrębie niżej położonych żłobów, dlatego do jego wyznaczenia posłużyły nam dane archiwalne (Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1997). Nie odtworzyliśmy zasięgu lodu w słowackiej części zlewni Białej Wody, gdyż nie kartowaliśmy w niej podcięć lodowcowych. Uznaliśmy, że rekonstrukcja lodowca Białej Wody jedynie na podstawie danych archiwalnych byłaby mało dokładna i trudno byłoby ją porównać do modelu, który został sporządzony na podstawie szczegółowego kartowania geologicznego w polskiej części zlewni Białki. Według Zasadniego (2009),

korzystając z danych literaturowych, można było z wystarczającą dokładnością odtworzyć zasięg lodowca w Dolinie Białej Wody i Dolinie Waksmundzkiej. Nasz adwersarz, korzystając z danych archiwalnych (Mičian, 1959; Lukniš, 1973; Włodek, 1978; Klimaszewski, 1988), wykonał rekonstrukcję lodowca w tych dolinach (Zasadni, 2009 — ryc. 1) i zakładając, że ELA znajdowała się na wysokości 1400 m n.p.m. obliczył, iż obszar akumulacji lodowca w Dolinie Białki zajmował 30,15 km<sup>2</sup>, obszar ablacji — 8,8 km<sup>2</sup>, a powierzchnia całego lodowca — 38,95 km<sup>2</sup>. Jednak według Lukniša (1973), powierzchnia tego samego systemu lodowcowego wynosiła 33,69 km<sup>2</sup>. Co zatem oznacza *wystarczająca dokładność* i jaki błąd można uznać za dopuszczalny?

Zasadni (2009) zarzuca, że nasza rekonstrukcja ELA została sporządzona niezgodnie z założeniami metody AAR, ponieważ bez znajomości topografii całego systemu lodowca arbitralnie wybraliśmy współczynnik AAR, nie mając do tego podstaw naukowych. Autor krytyki, posługując się własnym modelem lodowca (Zasadni, 2009 — ryc. 1), wyznaczył wartość AAR = 0,77 dla ELA 1400 m n.p.m.

Niestety, nie wyjaśniliśmy tej kwestii w poprzednim artykule, ale wartości współczynnika AAR nie przyjęliśmy arbitralnie, tylko oszacowaliśmy ją na podstawie danych Lukniša (1973) i własnych badań. Od pola powierzchni całego systemu lodowcowego Białki (33,69 km<sup>2</sup>), wyliczonego przez Lukniša (1973), odjęliśmy pole powierzchni naszego modelu lodowca (24,44 km<sup>2</sup>). Z różnicy tej wynika, że poza obszarem objętym przez nasz model lodowiec zajmował powierzchnię 9,25 km<sup>2</sup>, co stanowi 27% powierzchni całego lodowca Białki.

Wiemy, że do rekonstrukcji lodowców alpejskich rekomendowana jest wartość współczynnika AAR 0,67 (Kerschner i in., 1999; Kerschner & Ivy-Ochs, 2008), a w

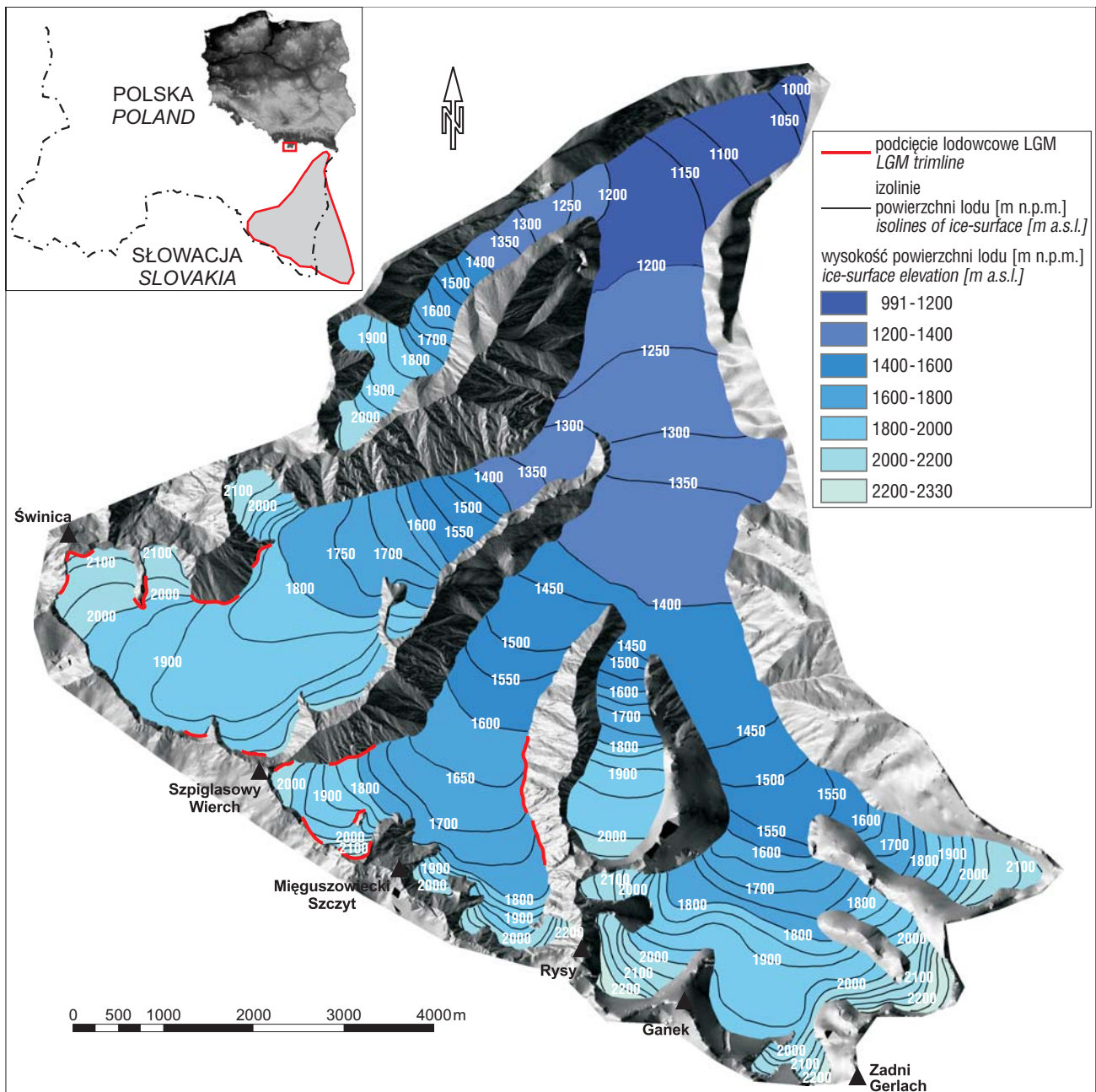
<sup>1</sup>Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; michalmakos@uw.edu.pl

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; lukasz.nowacki@pgi.gov.pl

opracowaniach dotyczących lodowców występujących w średnich i wysokich szerokościach geograficznych stosowana jest w przedziale od 0,5 do 0,8 (Benn & Lehmkuhl, 2000). My jednak dysponowaliśmy danymi dotyczącymi 60%, 67% lub 75% obszaru akumulacji lodowca i dlatego proporcjonalnie zmniejszyliśmy wartość współczynnika AAR — do 0,4; 0,45 i 0,5. Przyjmując takie wartości współczynnika AAR, nie chcieliśmy wprowadzać czytelnika w błąd i nie stworzyliśmy, jak twierdzi Zasadni (2009), metody AAR 0,45, ponieważ nie rozważaliśmy zamkniętego systemu lodowcowego, którego obszar akumulacji zajmuje 45%. Warto podkreślić, że stosując w obliczeniach współczynnik AAR o wartości 0,4; 0,45 i 0,5 otrzymaliśmy 3 wyniki wysokości położenia ELA — odpowiednio 1460, 1430 i 1402 m n.p.m. Różnica pomiędzy skrajnymi wartościami ELA tylko nieznacznie przekracza dopuszczalny błąd pomiarowy manualnej rekonstrukcji

lodowca ( $\pm 20$  do 50 m — Patzelt, 1983). Dopiero w dalszych rozważaniach przyjęliśmy, że wartość ELA rekonstruowanego lodowca wynosi około 1400 m n.p.m. Dlatego nasuwa się nam pytanie, dlaczego adwersarz przeprowadził symulację tylko dla jednej wartości ELA? Czy wartość ELA 1460 m n.p.m. dawała wartość AAR mniej odbiegającą od modelowej? Czy ta wartość to 0,67?

Zmobilizowani krytycznymi uwagami Zasadniego (2009), posłużyliśmy się analizą cyfrowego modelu Tatr Wysokich i wykonaliśmy rekonstrukcję lodowca wypełniającego słowacką część Doliny Białej Wody i Dolinę Waksmundzką, aby uzyskać model całego systemu lodowcowego Białki (ryc. 1). Na podstawie tego modelu obliczyliśmy, że podczas LGM całkowita powierzchnia lodowca wynosiła 37,61 km<sup>2</sup>. Zatem według naszych nowych wyliczeń powierzchnia lodowca była większa od obliczonej przez Lukniša (1973) o prawie 4 km<sup>2</sup>, a więc brakująca część



Ryc. 1. Rekonstrukcja powierzchni lodowców podczas LGM w Tatrach Wysokich — zlewnia Doliny Białej Wody  
Fig. 1. LGM ice-surface reconstruction in the Polish High Tatra Mts — drainage basins of Biala Woda Valley



naszej poprzedniej rekonstrukcji to około 13,2 km<sup>2</sup>. Po podstawieniu do wzoru rekomendowanej wartości współczynnika AAR, czyli 0,67, otrzymaliśmy taki sam wynik ELA, jak poprzednio (Makos & Nowacki, 2009), to znaczy, że ELA znajdowała się na wysokości 1430 m n.p.m. Zatem podtrzymujemy wniosek, że podczas LGM ELA lodowca wypełniającego zlewnię Białki znajdowała się na wysokości pomiędzy 1460 a 1400 m n.p.m. Konieczne jest natomiast szczegółowe wykartowanie form erozji glacialnej w cyrkach lodowcowych w zamknięciu Doliny Białej Wody, którego wyniki umożliwią dokładne odtworzenie zasięgu lodu w obszarze akumulacji.

Nie będziemy podejmować dyskusji na temat rozważań Zasadniego (2009) odnośnie zasilania lawinowego.

### Rekonstrukcja lodowca

Zastrzeżenia autora krytyki naszej rekonstrukcji lodowca wzbudziły przede wszystkim: a) zastosowanie manualnej metody rekonstrukcji, b) przebieg izolacji powierzchni lodu w obszarze akumulacji i ablacji oraz wynikający z tego kierunek płynięcia lodu, c) miąższość lodowca oraz spadki jego powierzchni.

**Manualna metoda rekonstrukcji.** Do odtworzenia powierzchni lodowca zastosowaliśmy metodę manualną, ponieważ dysponowaliśmy licznymi danymi o przebiegu podcięć lodowcowych i zasięgu moren, które taką rekonstrukcję umożliwiają. Metody automatyczne i półautomatyczne, polegające na określaniu wartości naprężenia ścinającego w stopie lodowca, stosuje się jedynie wówczas, gdy brakuje odpowiednich danych geomorfologicznych, które są podstawowym wskaźnikiem do określania zasięgu lodowców. W celu jak najwierniejszego odwzorowania autentycznej geometrii lodowców należy wykorzystać wszystkie dane geomorfologiczne (Kerschner i in., 1999; Kelly i in., 2004; Ballantyne, 2007), a modele teoretyczne stosować na dalszym etapie prac (Gądek, 1998; Kerschner i in., 1999). Naszym zdaniem rekonstrukcja powierzchni lodowców polegająca na przyjmowaniu z góry ustalonych wartości liczbowych naprężenia ścinającego w stopie lodowca ( $\tau$ ) odznacza się większą dozą subiektywności niż metody manualne, które bazują na obserwacjach terenowych, tym bardziej że do sporządzenia większości modeli wykorzystuje się współczesną rzeźbę terenu.

**Przebieg poziomic powierzchni lodu w obszarze akumulacji i ablacji.** Zgadamy się z autorem krytyki, że w kilku fragmentach naszej rekonstrukcji poziomic powierzchni lodowca przebiegają niezgodnie z założeniami teoretycznymi. Jest to wynikiem pewnej niedokładności danych geomorfologicznych o zasięgu lodu w żłobach lodowcowych w Dolinie Rybiego Potoku i Roztoki, których ściany są mocno przeobrażone przez żleby i stożki piargowe. Zasięg podcięć lodowcowych oraz moren bocznych na tych stokach nie wszędzie jest dobrze czytelny. Warto zwrócić uwagę na fakt, że w wyżej położonych cyrkach lodowcowych (Dolina Pięciu Stawów Polskich, zamknięcie Doliny Rybiego Potoku), gdzie zapis geomorfologiczny jest wyraźny, zrekonstruowana powierzchnia lodowca nie odbiega od założeń teoretycznych (ryc. 1). Występowanie wypukłych powierzchni lodu we wklęsłych formach cyrków lodowcowych może wynikać z dzisiejszej

topografii tych obszarów. W cyrkach pod Szpiglasowym Wierchem i pod Miedzianym wypukłości te są prawdopodobnie spowodowane obecnością dużych stożków piargowych, które wywierają wpływ na ukształtowanie rekonstrukcji powierzchni lodowca. W Dolinie Rybiego Potoku, na odcinku poniżej Mnicha w powierzchni lodu zaznacza się wypukłość, która jest spowodowana kulminacją północnego filaru Cubryny. Takie niezgodności w geometrii rekonstruowanych powierzchni lodowców występują również w modelach teoretycznych (por. Kerschner & Ivy-Ochs, 2008 — Fig. 3).

Naszym zdaniem w przedstawionym przez nas modelu duże i wymagające uwagi odchylenia przebiegu poziomic i co za tym idzie niezgodności kierunku płynięcia lodu znajdują się jedynie w Dolinie Roztoki na odcinku o stromym nachyleniu powierzchni lodowca i w Dolinie Białej Wody poniżej wylotu Doliny Roztoki. Pozostałe odchylenia od azymutu linii centralnej lodowca są niewielkie. Podobne odchylenia występują w bazującej na danych geomorfologicznych rekonstrukcji Ballantyne'a (2007 — Fig. 10).

**Miąższość i spadki powierzchni zrekonstruowanego lodowca.** Obliczone przez Zasadniego (2009) wartości naprężeń ścinających w stopie lodowca wypełniającego Dolinę Roztoki na odcinku pomiędzy 1700 a 1450 m n.p.m. (350 kPa) oraz tuż przed połączeniem się lodowca Roztoki z lodowcem Białej Wody (50 kPa) skłoniły adwersarza do zakwestionowania poprawności naszej rekonstrukcji. Zgadamy się z Zasadnim (2009), że naprężenia ścinające w stopie lodowca, które wynikają ze stosunku miąższości do nachylenia powierzchni lodowca, powinny zawierać się w przedziale od 50 do 150 kPa (Gądek, 1998). Jednak, jak już wcześniej wyjaśnialiśmy, nasza rekonstrukcja bazuje na danych geomorfologicznych i geometria powierzchni lodowca jest przez te dane determinowana, a przebieg podcięcia lodowcowego na stoku Koziego Wierchu tuż przy wylocie Buczynowej Dolinki wyraźnie świadczy o zasięgu lodowca w tym miejscu (ryc. 1). Podcięcie to wykracza poza dzisiejszy próg Doliny Pięciu Stawów Polskich i nie wskazuje, aby powierzchnia lodu odznaczała się spadkiem wymuszonym przez ten próg. Należy wyraźnie zaznaczyć, że nasza rekonstrukcja obrazuje powierzchnię lodowca, który funkcjonował w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i w Dolinie Roztoki podczas maksimum ostatniego zlodowacenia w Tatrach, przy czym ówczesne ukształtowanie den dolin nie jest znane. Zatem model lodowca wykonany na podstawie cyfrowego obrazu dzisiejszej topografii terenu może ukazywać pewne niezgodności profilu podłużnego doliny z profilem podłużnym lodowca. Z przedstawionej przez nas geometrii powierzchni lodowca wynika, że podczas maksimum ostatniego zlodowacenia próg Doliny Pięciu Stawów Polskich znajdował się w niższej, NE części doliny. Jak sugerował Klimaszewski (1988), próg ten mógł przebiegać w okolicy ostrogi skalnej u wylotu żlebu pod Krzyżnem, czyli w odległości około 1,1 km od dzisiejszego progu. Zakładając takie ukształtowanie dna doliny podczas maksimum ostatniego zlodowacenia, w strefie dzisiejszego progu powierzchnia lodowca powinna być nieznacznie nachylona, natomiast spadki tej powierzchni powinny się zaznaczać w niższej części doliny. Właśnie taką geometrię lodowca obrazuje nasza rekonstrukcja. Zatem duża miąższość lodu (około 300 m) pomiędzy dzisiejszym progiem Doliny Pięciu Stawów Polskich a przypusz-

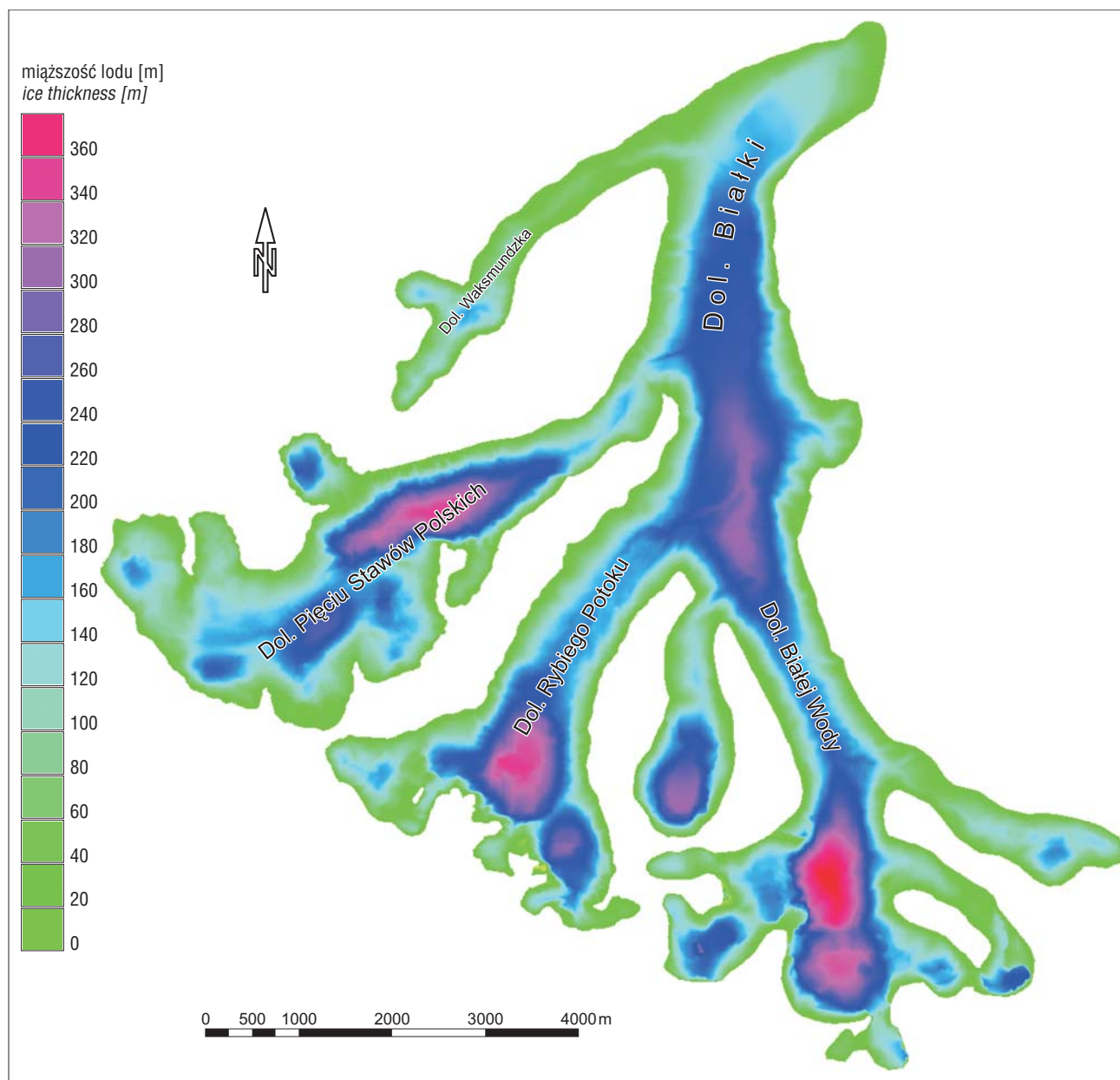
czalnym progiem z maksimum ostatniego zlodowacenia (ryc. 2) wynika z późniejszego przegłębienia dna Doliny Roztoki i cofnięcia progu. Natomiast duża miąższość lodu w strefie zwiększonego spadku powierzchni lodowca w Dolinie Roztoki, według naszego modelu wynosząca 250–300 m (ryc. 2), powstała na skutek przegłębienia doliny poniżej progu. Wartość naprężenia ścinającego w tej strefie, oszacowana przez Zasadniego (2009) na 350 kPa, jest typowa dla strefy progów skalnych. W rekonstrukcji lodowca w dolinie Gschnitz Kerschner i in. (1999) założyli, że w strefie progu poniżej pola firnowego wartość  $\tau$  wynosiła 400 kPa, a miąższość lodu w strefie największego spadku powierzchni lodowca osiągała około 250 m. Wynika z tego, że parametry lodowca zrekonstruowanego przez nas z zastosowaniem metody manualnej nie odbiegają od parametrów lodowca zrekonstruowanego przez Kerschnera i in. (1999) za pomocą metody teoretycznej.

Jeśli zaś chodzi o dużo mniejszą wartość naprężenia ścinającego w stopie lodowca Roztoki w niższej części

doliny, gdzie łączył się on z lodowcem Białej Wody, to należy ją tłumaczyć tym, że w strefie tej była znacznie osłabiona siła erozyjna lodowca Roztoki, gdyż był on podparty przez lodowiec Białej Wody. Osłabienie siły erozyjnej wpłynęło na zmniejszenie przegłębienia doliny, a to z kolei miało wpływ na miąższość lodu (ryc. 2). Według Klimaszewskiego (1988) przyczyną zmniejszenia siły erozyjnej lodowca Roztoki w strefie konfluencji z lodowcem Białki jest bardzo wąskie dno Doliny Roztoki w tej strefie (około 50 m).

Zatem zarzuty Zasadniego (2009) dotyczące spadków powierzchni lodowca Roztoki, jego miąższości oraz wynikających z tego wartości naprężenia ścinającego w stopie lodowca są całkowicie bezpodstawne.

Zgadzamy się natomiast z adwersarzem, że przedstawiony w naszym modelu układ poziomic powierzchni lodowca w Dolinie Roztoki odbiega od założeń teoretycznych. Wskazuje on na duży spadek powierzchni lodu i niezgodny z teoretycznym kierunek płynięcia lodu. Niezgodności te



Ryc. 2. Diagram miąższości lodowca Białej Wody podczas LGM  
Fig. 2. Ice-thickness diagram of the Biała Woda glacier during LGM

mogą jednak wynikać ze skomplikowanej geometrii lodowca w strefie dawnego progu Doliny Pięciu Stawów Polskich.

### Wnioski paleoklimatyczne

Zasadni (2009) zwrócił uwagę na rozbieżności w szacowaniu wysokości współczesnej klimatycznej granicy wiecznego śniegu w Tatrach. W literaturze różni badacze sytuują ją na wysokości od 2200 do 2650 m n.p.m. (np. Vitásek, 1956; Lukniš, 1973; Hess, 1996; Rączkowska, 2007). Rozbieżności te wynikają z różnych lokalizacji, w których ta wartość była wyznaczana. Według Hessa (1996) klimatyczna granica wiecznego śniegu w Tatrach w obrębie stoków północnych przebiega na wysokości 2200 m n.p.m., a na stokach południowych na wysokości 2350 m n.p.m. W odróżnieniu od naszego adwersarza nie widzimy powodu do tego, aby uznać te wartości za niewiarygodne, dlatego depresję ELA określiliśmy w stosunku do średniej wysokości wyznaczonej przez Hessa (1996), czyli 2300 m n.p.m.

W poprzednim artykule w celu odtworzenia paleotemperatury podczas maksimum ostatniego zlodowacenia w Tatrach Wysokich dla uproszczenia przyjęliśmy, że ELA znajdowała się na wysokości 1400 m n.p.m. (Makos & Nowacki, 2009), mimo że wyliczona przez nas średnia wartość ELA wynosiła 1430 m n.p.m. i konsekwentnie tę samą wartość powinniśmy przyjąć do obliczenia depresji ELA. Uprzednio we wnioskach napisaliśmy, że w stosunku do położenia dzisiejszej linii równowagi bilansowej ELA (2300 m n.p.m.) wysokość ELA podczas LGM była obniżona o około 900 m (Makos & Nowacki, 2009), obecnie, zakładając, że podczas LGM ELA znajdowała się na wysokości 1430 m n.p.m., różnicę tę oceniamy na 870 m. Dlatego podtrzymujemy wniosek, że podczas LGM w Tatrach średnia temperatura lata była o co najmniej 5,2° C niższa niż dzisiaj (Makos & Nowacki, 2009). Wskazana przez nas różnica temperatur jest minimalna, ponieważ nie uwzględniamy sum opadów podczas LGM, które były zapewne dużo mniejsze niż obecnie, o czym wyraźnie wspomnieliśmy w poprzednim artykule (Makos & Nowacki, 2009). Nie wiemy natomiast, czy sumy tych opadów wynosiły 500 mm/rok, jak założył Zasadni (2009). Nie wiemy zatem, czy stosując zależność Ohmury i in. (1992) do obliczonej depresji temperatury należy dodać 3° C, mniej czy więcej.

Całkowitą rację przyznajemy naszemu adwersarzowi, który skrytykował nasz wniosek odnośnie zmiany cyrkulacji atmosferycznej w Tatrach. Rzeczywiście, aby potwierdzić lub wykluczyć zachodni kierunek cyrkulacji atmosferycznej w Tatrach podczas LGM konieczne są dalsze badania i zgromadzenie danych dotyczących większej liczby lodowców funkcjonujących po północnej i południowej stronie Tatr. Nasz przedwcześnie i nieco niefortunnie sformułowany wniosek wysnuiliśmy na podstawie informacji zawartych w artykule Florinetha i Schlüchtera (2000) o cyrkulacji atmosferycznej w Europie podczas LGM. Autorzy tego opracowania stwierdzili, że łańdół skandynawski był zasilany przez cyrkulację z nad Morza Śródziemnego, skąd wilgotne masy powietrza przemieszczały się na północ od Półwyspu Apenińskiego przez obszar Europy Środkowej po Skandynawię: *Kończąc wyjaśniamy rozbudowę łańdółu Fennoskandii jako wynik rozdzielenia się szlaku sztormów nad Morzem Śródziemnym, w rezultacie*

*czego jedna odnoga tego szlaku została skierowana na północ ku Skandynawii* (por. Florineth & Schlüchter, 2000 — Fig. 6). Chcąc zwrócić uwagę na pewien aspekt paleoklimatyczny napisaliśmy, że wyniki naszych badań potwierdzają ten kierunek cyrkulacji. Zgadza się jednak z Zasadnim (2009), że do wyciągnięcia takiego wniosku mieliśmy zdecydowanie zbyt mało danych.

Dziękujemy Panu Jerzemu Zasadniemu za rzeczową i ciekawą krytykę. Wiele rad i spostrzeżeń adwersarza będzie pomocnych w dalszych pracach nad rekonstrukcją zmian klimatycznych w Tatrach. Cieszymy się także, że mamy możliwość dyskusowania o problemach glaciologii, paleoklimatologii oraz paleogeografii Tatr na łamach *Przeglądu Geologicznego*, co z pewnością przybliży szerszemu gronu problematykę, którą się obecnie zajmujemy.

### 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. 1997 — Würm glaciation in the Biela Woda Valley, High Tatra Mountains. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 31: 57–81.
- BENN D.I. & LEHMKUHL F. 2000 — Mass balance and equilibrium line altitudes of glaciers in high mountain environments. *Quatern. Internat.*, 65/66: 15–29.
- 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.
- HESS M. 1996 — *Klimat. [W:] Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego. TPN, Kraków–Zakopane.*
- IVY-OCHS S., KERSCHNER H., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. 2006 — Glacier response in the European Alps to Heinrich event 1 cooling: the Gschnitz stadial. *J. Quatern. Science*, 21: 115–130.
- KELLY M., BUONCRISTAINI J.-F. & SCHLÜCHTER C. 2004 — A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geol. Helv.*, 97: 57–75.
- KERSCHNER H., IVY-OCHS S. & SCHLÜCHTER C. 1999 — Paleoclimatic interpretation of the early late-glacial glacier in the Gschnitz Valley, Central Alps, Austria. *Ann. Glaciology*, 28: 135–140.
- KERSCHNER H. & IVY-OCHS S. 2008 — Palaeoclimate from glaciers: Examples from the Eastern Alps during the Alpine Lateglacial and early Holocene. *Global and Planetary Change*, 60 (1–2): 58–71.
- KLIMASZEWSKI M. 1988 — *Rzeźba Tatr Polskich.* PWN, Warszawa.
- LUKNIŠ M. 1973 — *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia.* *Vyd. Slov. Akad. Ved., Bratislava.*
- 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.
- MIČIAN L. 1959 — Geomorfologia a kvartér Bielowodske doliny vo Vysokých Tatrách. *Acta Geol. Geograph. Universitatis Comenianae, Geographica*, 1: 87–121.
- OHMURA A., KASSER P. & FUNK M. 1992 — Climate at the equilibrium line of glaciers. *J. Glaciology*, 38 (130): 397–411.
- PATZELT G. 1983 — Die spätglazialen Gletscherstände im Bereich des Mieskopfes und Arzthal, Tuxer Voralpen, Tirol. *Innsbrucker Geographische Studien*, 8: 35–44.
- RĄCZKOWSKA Z. 2007 — Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy. *Pr. Geogr.*, 212: 1–252.
- 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. 2009 — Krytyczne uwagi na temat rekonstrukcji geometrii powierzchni lodowców w polskich Tatrach Wysokich. *Prz. Geol.*, 57: 607–613.