

Rekonstrukcja geometrii powierzchni lodowców z maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku)

Michał Makos¹, Łukasz Nowacki²



M. Makos



Ł. Nowacki

Reconstruction of surface geometry of the last glacial maximum (LGM) glaciers in the Polish High Tatra Mts. (drainage basins of Roztoka and Rybi Potok). *Prz. Geol.*, 57: 72–79.

Abstract. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice surface geometry in the Polish High Tatra Mts. (drainage basins of Roztoka and Rybi Potok) is based on detailed field mapping of glacial trimlines. Obtained field data provide evidence of the ice surface elevation within the ice accumulation areas and in some cases they indicate direction of ice flow. The LGM ice-surface geometry is presented as a digital elevation model (DEM) which was created using geographic information system (GIS). Calculations of ice thickness and ice volume are based on DEM of present land topography. Reconstruction of the ice extent within ablation area is created using archival data. During LGM, the Roztoka glacier and the Rybi Potok glacier were a typical valley glaciers included into a huge glacial system being a dendritic glacier.

According to accumulation area ratio (AAR) method, equilibrium line of these glaciers was situated at an elevation of about 1400 m a.s.l. It shows that nearly the whole area of the drainage basins of Roztoka and Rybi Potok have been an ice accumulation area supplying the Biała Woda glacier during LGM. Equilibrium line altitude (ELA) depression in relation to modern ELA (2300 m a.s.l.) was about 900 m. Assuming temperature lapse rate of 0,6°C/100 m, a mean summer temperature in the Tatra Mts. was lowered of about 5,5°C. Ice area and its volume calculated for accumulation areas indicate that their relations to one another are nearly identical. It can be evidence for similar precipitation in both the Roztoka and the Rybi Potok drainage basins and an indicator of atmospheric circulation pattern which have determined climate in the Tatra Mts. during LGM.

Keywords: glacial trimline, last glacial maximum (LGM), Polish High Tatra Mts., paleogeology, GIS

Dawny zasięg lodowców tatrzańskich jest przedmiotem badań od prawie dwustu lat. Większość badaczy charakteryzowała lodowce tatrzańskie jako lodowce dolinne (Gadomski, 1926; Halicki, 1930; Lenczewicz, 1936). Partsch (1923) i Romer (1929) twierdzili natomiast, że podczas maksymalnego rozwoju występowały w Tatrach lodowce piedmontowe; ponadto Romer uważał, że w tym czasie Tatry były pokryte czapą lodową. Więcej kontrowersji wzbudzał temat liczby zlodowaceń plejstocenyjskich w Tatrach. Analizy rozmieszczenia osadów wodnolodowcowych, morenowych a także form erozyjnych skłaniały różnych badaczy do wyróżniania w Tatrach podczas plejstocenu jednego (Lenczewicz, 1936), dwóch (Partsch, 1923), trzech (Gadomski, 1926; Halicki, 1930; Klimaszewski, 1960), czterech (Romer, 1929) lub ośmiu zlodowaceń (Lindner i in., 2003). Najczęściej cytowana pozycja dotycząca rzeźby i morfogenezy Tatr Polskich, poparta szczegółowymi badaniami lodowcowych form erozyjnych i akumulacyjnych, została opublikowana przez Klimaszewskiego (1988). Badania prowadzone przez Dzierżka i in. (1986, 1987, 1999), Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (1997, 2001), Lindnera (1994) oraz Lindnera i in. (1990, 1993) skupiały się na uszczegółowieniu przebiegu i chronologii deglacjacji wybranych dolin tatrzańskich. Rekonstrukcje te tworzono przede wszystkim na podstawie analizy rozmieszczenia osadów morenowych i datowań metodami termoluminescencji TL (Lindner, 1994; Lindner i in., 1990), TL i OS — luminescencji stymulowanej optycznie (Baumgart-Kotarba i in., 2001) oraz ³⁶Cl (Dzierżek i in., 1999).

Jako kontynuację badań nad zasięgiem i rozmiarem zlodowacenia w Tatrach prezentujemy rekonstrukcję powierzchni lodowców Roztoki i Rybiego Potoku w ostatnim maksimum rozwoju lodowców tatrzańskich. Rekonstrukcja ta jest efektem szczegółowego kartowania podcięć lodowcowych w zlewniach Roztoki i Rybiego Potoku oraz analizy cyfrowych modeli terenu wykonanych z zastosowaniem oprogramowania GIS.

Obszar badań

Kartowanie podcięć lodowcowych zostało przeprowadzone w zlewniach Rybiego Potoku i Roztoki (ryc. 1), głównie w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i w górnej części Doliny Rybiego Potoku, w Dolinie za Mnichem oraz wokół cyrku Czarnego Stawu pod Rysami.

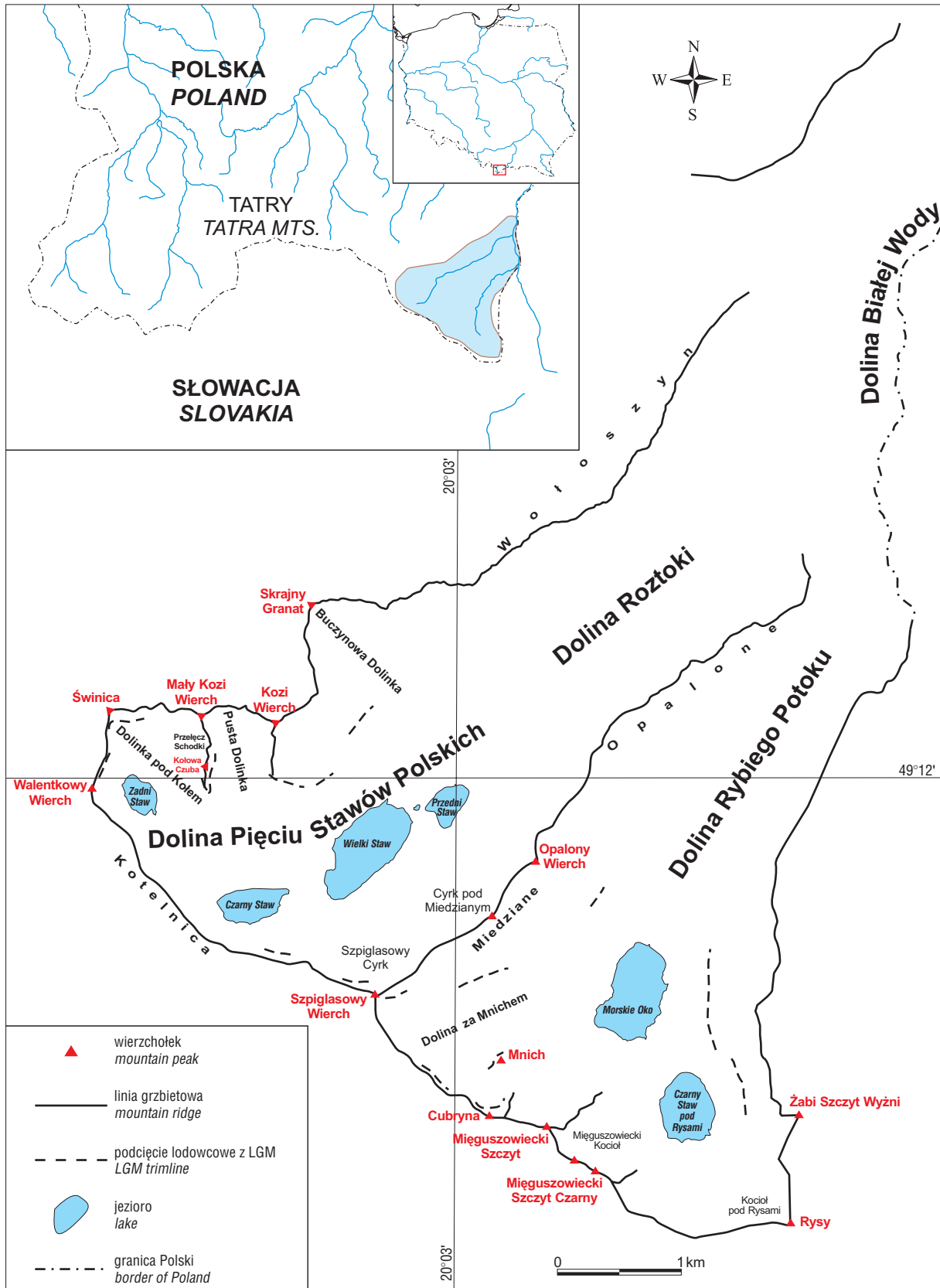
Zlewnie Rybiego Potoku i Roztoki są elementami systemu dolinnego rozcinającego polską część Tatr Wysokich. Zlewnia Rybiego Potoku jest zorientowana w kierunku SW-NE i należy do niej: Dolina Rybiego Potoku (zawieszona około 200 m nad Doliną Białki) oraz wyżej położone cyrki lodowcowe — Czarnego Stawu pod Rysami, Miękusowiecki, Wyżni Czarnostawiański, Kazalnicy, cyrki pod Cubryną i cyrk w Dolinie za Mnichem. Od południa zlewnię Rybiego Potoku otaczają najwyższe szczyty polskich Tatr: Rysy (2499 m n.p.m., Miękusowiecki Szczyt 2438 m n.p.m. i Cubryna 2376 m n.p.m.). Zlewnia Roztoki również jest zorientowana w kierunku NW-SE. Dolną część zlewni tworzy Dolina Roztoki, zawieszona około 100 m nad Doliną Białki. Górną część zlewni Roztoki stanowi Dolina Pięciu Stawów Polskich, która jest zawieszona około 200 m nad Doliną Roztoki. Dolinę Pięciu Stawów Polskich otaczają wyżej położone, wiszące cyrki lodowcowe: Dolina pod Kołem, Pusta Dolinka, Buczynowa Dolinka, cyrk

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

²Państwowy Instytut Geologiczny, u. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

Szpiglasowy, cyrk pod Miedzianym. Górną część zlewni Roztoki otaczają jedne z wyższych szczytów polskich Tatr: Świnica (2301 m n.p.m.), Kozi Wierch (2291 m n.p.m.), Miedziane (2234 m n.p.m.) i Wołoszyn (2143 m n.p.m.).

Cały obszar zlewni Rybiego Potoku i Roztoki ukształtował się w obrębie granodiorytowych wychodni trzonu krystalicznego Tatr Wysokich. Wiek intruzji granitoidowej w Tatrach wynosi 290–300 Ma (Burchart, 1970). Występowa-



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny obszaru badań
 Fig. 1. Location sketch of the study area

nie w podłożu skał krystalicznych miało duży wpływ na wykształcenie i zachowanie się erozyjnych form glacialnych, a szczególnie ogładzonych powierzchni podcięć lodowcowych. Badany obszar jest pocięty dyslokacjami o kierunkach NW-SE i NE-SW. Doliny Rybiego Potoku i Rostoki rozwinęły się wzdłuż dyslokacji o kierunku NE-SW (Klimaszewski, 1988).

Geologiczne podstawy rekonstrukcji powierzchni lodowca

Podstawą większości interpretacji dawnego zasięgu lodowców w Tatrach było kartowanie moren, które określają geometrię lodowców w obszarze ablacji. Aby określić zasięg dawnych lodowców ponad linią równowagi bilansowej, należy wykartować i zinterpretować formy erozji glacialnej, które w plejstocenie znajdowały się w obszarach akumulacji lodu lodowcowego. Rozwój i stan zachowania się wyciętych w podłożu skalnym form erozji glacialnej są ściśle uzależnione od litologii podłoża, jego struktury i podatności na wietrzenie.

Maksymalny zasięg lodowców ostatniego zlodowacenia w polskich Tatrach Wysokich jest określony przez moreny czołowe występujące w dolinach walnych — Sucheje Wody i Białej Wody (Partsch, 1923; Luknis, 1973; Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1997). Maksymalny zasięg lodu w wyższych partiach Tatr, w dawnych obszarach akumulacji lodu lodowcowego, jest znacznie słabiej poznany. Aby uzupełnić wiedzę dotyczącą rozmiarów i rozprzestrzenienia lodowców z maksimum ostatniego zlodowacenia szczegółowo wykartowano podcięcia lodowcowe w obrębie dawnych obszarów akumulacji w polskiej części Tatr Wysokich. Na tej podstawie powstał model lodowców wypełniających zlewnie Rostoki i Rybiego Potoku.

Wiek form erozji lodowcowej. Podstawowym założeniem, przyjętym podczas wykonywania rekonstrukcji powierzchni lodowców, jest to, że kartowane podcięcia lodowcowe były formowane przez lodowce z maksimum ostatniego zlodowacenia tatrzańskie. Dlatego wyznaczony przez formy erozji lodowcowej maksymalny zasięg lodu w obszarach akumulacji korelujemy z maksimum zasięgu lodowców w dolinach walnych. Wiek moren wyznaczających ten zasięg został określony na podstawie datowań TL (Lindner, 1994), datowań TL i OSL (Baumgart-Kotarba i in., 2001) oraz datowań ³⁶Cl (Dzierżek i in., 1999) na 23–19 tys. lat. Wiek ten jest zgodny z ramami czasowymi globalnego maksimum ostatniego zlodowacenia — *last glacial maximum*, LGM (Clark & Mix, 2000; Alley i in., 2003) i LGM w Alpach (Ivy-Ochs i in., 2008). Zakładamy zatem, że najwyżej położone ślady erozji glacialnej w Tatrach są również wieku LGM, natomiast formy położone niżej powstawały później. Świadczą o tym m.in. dane dotyczące wieku ekspozycji wykładów lodowcowych (15,7–11,9 tys. lat) w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Dzierżek i in., 1999).

Na podstawie rozprzestrzenienia osadów morenowych w obrębie Doliny Białej Wody i wodnolodowcowych na północnym przedpolu Tatr stwierdzono, że wcześniejsze lodowce tatrzańskie miały dalszy zasięg niż LGM (Partsch, 1923; Klimaszewski, 1988; Baumgart-Kotarba & Kotarba,

1997; Lindner i in., 1993, 2003). Osady te były datowane TL na około 230–290 tys. lat i zostały uznane za powstałe podczas zlodowacenia Riss (Lindner i in., 1993). Jest też prawdopodobne, że zlodowacenie Riss osiągnęło podobny lub większy zasięg pionowy niż lodowce LGM. Rozpatrując tempo wietrzenia i erozji w środowiskach górskich takie formy erozyjne, jak podcięcia lub wygłady lodowcowe, które powstały przed LGM, z pewnością nie mogłyby się zachować. Przyjmując standardowe tempo erozji w obszarach o klimacie górskim, wynoszące 0,01 mm/rok (Press & Siever, 1986) obliczono, że powierzchnie erozyjne powstałe podczas zlodowacenia Riss byłyby zerodowane o około 3 m. Wynika z tego, że nawet tak duże formy erozyjne, jak podcięcia lodowcowe, uległyby znacznej erozji lub całkowitemu zniszczeniu przez tak długi czas.

Podcięcia lodowcowe. Główną formą erozji lodowcowej, na podstawie której dokonuje się rekonstrukcji zasięgu pionowego lodowca, są podcięcia lodowcowe. Podcięcie lodowcowe jest granicą na zboczu lub grzbiecie górskim, poniżej której istnieją dowody działalności erozji glacialnej — w postaci wykładów i rys lodowcowych, a powyżej której śladów tej działalności nie ma, a podłoże skalne jest postrzępione i nosi oznaki wietrzenia mrozowego. Podcięcie lodowcowe z dokładnością do kilkunastu metrów wyznacza górną granicę aktywnej powierzchni lodowca (Thorp, 1981; Ballantyne, 1997; Kelly i in., 2004).

Podcięcia lodowcowe są najlepiej zachowane na zboczach górskich wykształconych w odpornych na wietrzenie skałach krystalicznych. Obszar objęty naszymi badaniami w całości znajduje się w obrębie wschodni trzonu krystalicznego Tatr Wysokich, więc różnice w litologii nie mają wpływu na wykształcenie form erozji lodowcowej. W granitoidowym trzonie Tatr powszechnie występują systemy uskoków i spękań oraz cios. Na podstawie mapy ciosu i uskoków w polskiej części masywu granitowego Tatr Wysokich (Grochocka-Piotrowska, 1970), stwierdzono, że obserwowane podcięcia lodowcowe mają woboc nich przebieg niezależny. Z obserwacji terenowych wynika również, że podcięcia lodowcowe są najlepiej wykształcone na zboczach nunataków (Mnich i Kołowa Czuba) oraz ostróg skalnych, które w Tatrach Wysokich są przeważnie ścianami wysoko położonych cyrków lodowcowych. Szczególnie wyraźne podcięcia lodowcowe występują w peryferyjnych częściach cyrków i często są położone w sąsiedztwie ich progów lub występują poniżej progów wyżej położonych cyrków lodowcowych.

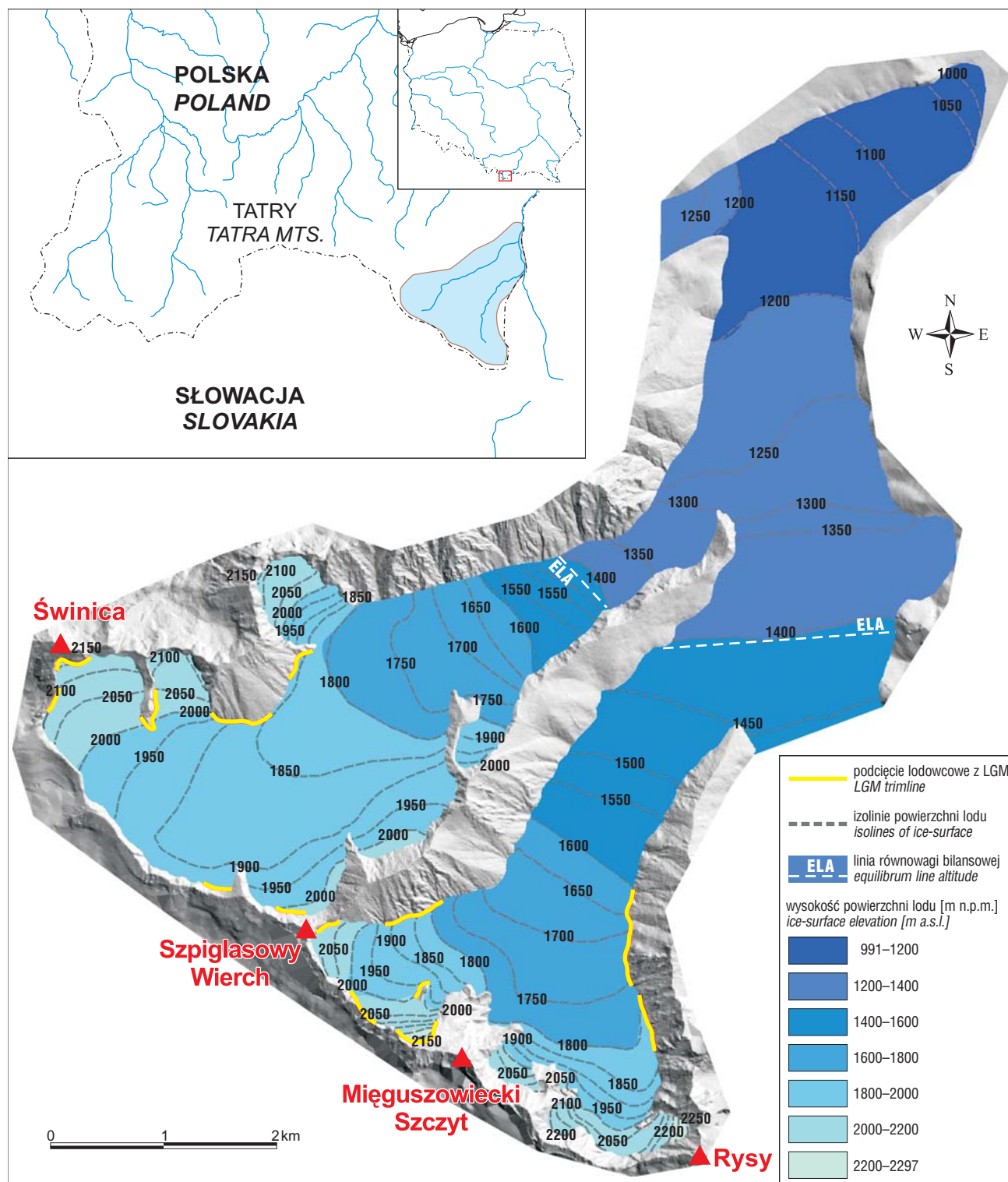
Kartowanie podcięć lodowcowych. Wszystkie podcięcia lodowcowe były kartowane w terenie na podkładzie *Mapy topograficznej Tatr Polskich w skali 1 : 10 000* (1984). Obserwacje podcięć były prowadzone z przeciwstoku, następnie na zlokalizowanych formach prowadzono pomiary wysokości za pomocą GPS i naniesiono je na mapy. Jak już wcześniej wspomniano, linia podcięcia oznacza granicę pomiędzy dwiema silnie kontrastującymi strefami w stoku górskim. Dane wysokościowe mierzone w terenie określają górną granicę podciętej, ogładzonej strefy, ponad którą w podłożu skalnym nie znaleziono przejawów erozji lodowcowej. Wyniki prac terenowych zweryfikowano na podstawie obserwacji zdjęć lotniczych w skali 1 : 21 000. Wysokość położenia podcięć porówna-

no także z *Fotogrametryczną mapą Tatr (część polska) w skali 1 : 20 000* (1938). Granice erozyjnej działalności lodowców w żłobach lodowcowych (dolinach walnych) wyznaczono na podstawie danych opublikowanych przez Klimaszewskiego (1988), oraz na podstawie *Mapy geomorfologicznej Tatr 1 : 30 000* (Klimaszewski, 1988). Zasięg czoła rekonstruowanego lodowca został określony na podstawie dowodów przedstawionych przez Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (1997). Wyniki prac terenowych

przedstawiono na schematycznej mapie rozmieszczenia podcięć lodowcowych w polskich Tatrach Wysokich (ryc. 1).

Rezultaty

Celem naszych badań była rekonstrukcja powierzchni lodowców wypełniających zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku w maksimum ostatniego zlodowacenia (ryc. 2). Powierzchnia ta została scharakteryzowana na podstawie



Ryc. 2. Rekonstrukcja powierzchni lodowców z LGM w polskich Tatrach Wysokich (zlewnie Roztoki i Rybiego Potoku)
Fig. 2. LGM ice-surface reconstruction in the Polish High Tatra Mts. (drainage basins of Roztoka and Rybi Potok)

najwyżej położonych podcięć lodowcowych. Najbardziej spektakularne podcięcia lodowcowe w Tatrach Wysokich zostały wykartowane w otoczeniu Doliny Pięciu Stawów Polskich oraz w Dolinie za Mnichem i górnej części Doliny Rybiego Potoku (ryc. 1). Ponadto wyznaczono jeszcze dwie inne generacje podcięć, które powstały podczas młodszych faz recesyjnych (Makos, 2008).

Dolina za Mnichem. Dolina za Mnichem, położona w górnej części zlewni Rybiego Potoku, podczas LGM stanowiła dość duży zbiornik lodu. Masy lodowe, które w niej powstawały, były dodatkowo zasilane z leżących wyżej cyrków lodowcowych pod Cubryną (Wielka Cubryńska Galeria, Mała Cubryńska Galeria i Zadnia Cubryńska Galeria) i pod Szpiglasową Przełęczą. Lód spływał z tych cyrków z wysokości około 2100 m n.p.m. do centralnej części pola firnowego. Podcięcia lodowcowe w ścianie zamykającej dolinę świadczą o tym, że lód sięgał do wysokości 2050 m. W kierunku północnym powierzchnia lodowca opadała wraz ze spadkiem doliny i sięgała 2000 m n.p.m. na zachodniej ścianie Mnicha i 1850 m n.p.m. na zboczu Miedzianego przy progu doliny. Wysokie położenie powierzchni lodu na zboczach Mnicha było spowodowane bliskim sąsiedztwem dużego cyrku pod Cubryną, skąd lód wypływał w kierunku północnym i północno-zachodnim, oblewając wkoło szczyt Mnicha, który podczas LGM był nunatakami. W środkowej części doliny miąższość lodu sięgała 140 m (ryc. 3). Z Doliny za Mnichem lód spływał do kotła pod Mnichem i dalej w kierunku misy Morskiego Oka.

Cyrk Czarnego Stawu pod Rysami i Dolina Rybiego Potoku. Podczas LGM najwyższe partie Doliny Rybiego Potoku były zajęte przez masy lodu wypełniające kilka znaczących cyrków lodowcowych. Najwyżej położone są cyrki: pod Rysami, Wyżni Czarnostawiański, Kazalnicy i Miękuszwiecki. Nie miały one miększej pokrywy lodowej (20–40 m), jednak dość obficie zasilają niżej położony duży cyrk lodowcowy Czarnego Stawu, nie tylko za sprawą dostawy lodu, ale także dużych ilości śniegu pochodzącego z lawin. Masy lodu sięgały w tym cyrku do wysokości 1830 m n.p.m. i osiągały miąższość około 250 m (ryc. 3). Dno tego cyrku było silnie przegłębiane, o czym świadczy fakt, że Czarny Staw pod Rysami ma aż 76 m głębokości. Dalej na północ lód spływał do misy Morskiego Oka, gdzie łączył się z lodowcem wypływającym z Doliny za Mnichem. W obrębie misy Morskiego Oka lodowiec obniżał swoją powierzchnię w kierunku północnym, od wysokości 1710 do 1590 m n.p.m. Miąższość lodu w tej strefie wynosiła maksymalnie 300 m, zmniejszając się ku północy do około 200 m (ryc. 3). Za linią progu Morskiego Oka lodowiec płynął w kierunku północno-wschodnim do Doliny Białej Wody.

Dolinka pod Kołem. Dolinka pod Kołem jest najwyżej położonym cyrkiem lodowcowym w Dolinie Pięciu Stawów Polskich. Na południowym zboczu Świnicy i Małego Koziego Wierchu podcięcia lodowcowe wskazują, że lód sięgał do wysokości około 2150 m n.p.m. Z racji stromego nachylenia tych zboczy lód nie osiągał na nich dużej

miąższości (około 20 m) i opadał dość gwałtownie w kierunku centralnej części cyrku, w której miąższość lodu wzrastała do około 150 m (ryc. 3). Z Dolinki pod Kołem lodowiec spływał w kierunku południowo-wschodnim do Doliny Pięciu Stawów Polskich. Jego wschodnia część łączyła się z lodowcem Pustej Dolinki na wysokości około 2000 m n.p.m.

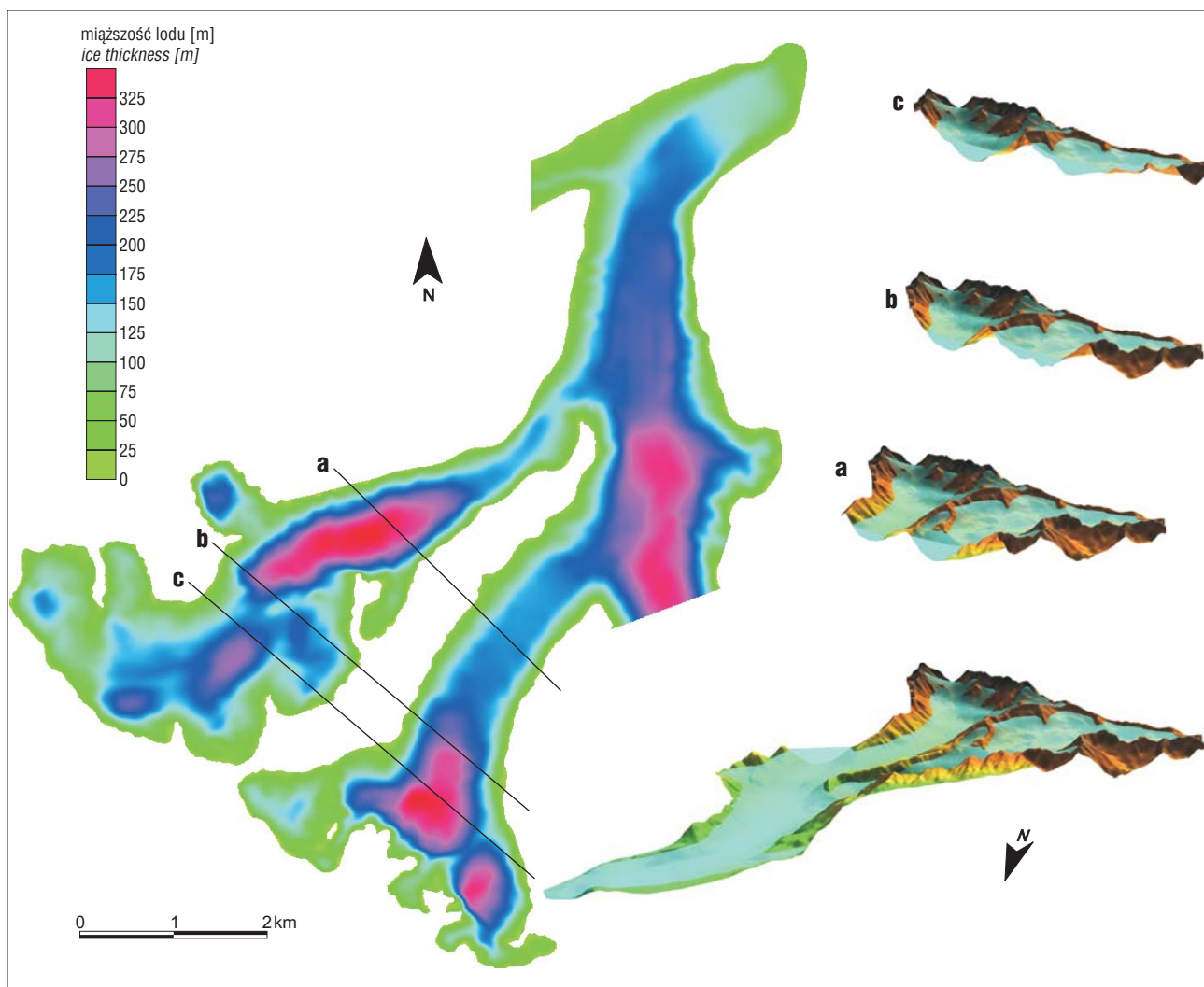
Pusta Dolinka. U wylotu Pustej Dolinki lód sięgał do wysokości około 2000 m n.p.m. Podcięcie lodowcowe na zboczu Kołowej Czuby pokazuje, że powierzchnia lodu podnosiła się w głąb cyrku do wysokości 2020 m n.p.m. Jeżeli ten trend był zachowany dalej w górę cyrku, to bardzo prawdopodobne jest, że pola firnowe Dolinki pod Kołem i Pustej Dolinki łączyły się na Przełęczy Schodki, a Kołowa Czuba podczas LGM była nunatakami. Miąższość lodu w cyrku Pustej Dolinki wynosiła wówczas około 100 m (ryc. 3). Z Pustej Dolinki lodowiec spływał w kierunku południowym i południowo-wschodnim, podcinając zbocze Koziego Wierchu na wysokości 1990–1850 m n.p.m. W tym miejscu lodowiec Pustej Dolinki łączył się z głównym zbiornikiem mas firnowolodowych Doliny Pięciu Stawów Polskich.

Dolina Pięciu Stawów Polskich. Podczas LGM Dolina Pięciu Stawów Polskich wraz z otaczającymi ją cyrkami stanowiła jeden z największych w Tatrach obszarów akumulacji lodu. Lodowiec w środkowej części doliny był zasilany przez lód spływający z wyższych cyrków, co powodowało gromadzenie się dużej ilości lodu oraz silne przegłębienie dna doliny. Podcięcia lodowcowe na zboczu Koziego Wierchu wskazują wyraźnie, że powierzchnia lodu opadała w kierunku północno-wschodnim od wysokości 1970 m n.p.m. do 1830 m n.p.m. tuż przy wylocie Buczynowej Dolinki. Najbardziej przegłębiona środkowa część doliny powstała pod wpływem konfluencji mas lodowych spływających z cyrków: Dolinki pod Kołem, Pustej Dolinki i Szpiglasowego. Maksymalna miąższość lodu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich wynosiła podczas LGM 270 m (ryc. 3). Z Doliny Pięciu Stawów Polskich lód spływał do Doliny Roztoki i dalej na północny-wschód do Doliny Białej Wody.

Model lodowca

Metodyka GIS. Tworzenie modelu jest jedną z metod wizualizacji danych pomiarowych i obserwacji zebranych w terenie, służącą także do weryfikacji materiałów archiwalnych. Budowa modelu 3D w przyjętym układzie odwzorowania geograficznego za pomocą oprogramowania GIS umożliwiła przeprowadzenie wielu analiz i obliczeń przydatnych w określeniu paleogeografii badanego obszaru.

Rekonstrukcję powierzchni lodu z maksimum ostatniego zlodowacenia wykonano na podstawie danych terenowych (pomiarów punktowych podcięć lodowcowych za pomocą GPS), przetworzonych danych uzyskanych z obserwacji terenowych (linie podcięć lodowcowych naniesionych na podkład topograficzny) i danych archiwalnych, które zostały zdigitalizowane i zamienione na punkty 3D w przyjętym układzie ETRS_89. Do wygenerowania modelu tere-



Ryc. 3. Diagram miąższości lodu w zlewniach Roztoki i Rybiego Potoku podczas LGM
Fig. 3. Diagram of the LGM ice-thickness in the drainage basins of Roztoka and Rybi Potok

nu badań posłużyła *Mapa Tatr Polskich 1 : 10 000* (1984). W celu porównania i weryfikacji cięcia poziomicowego map z rzeczywistym obrazem radarowym wykorzystano także radarowy model terenu (SRTM-3 — *The Shuttle Radar Topography Mission 3*). W rezultacie powstał cyfrowy model terenu (DEM) w układzie ETRS_89, służący za podkład topograficzny, na którym wygenerowano przypuszczalną powierzchnię lodu z maksimum ostatniego zlodowacenia.

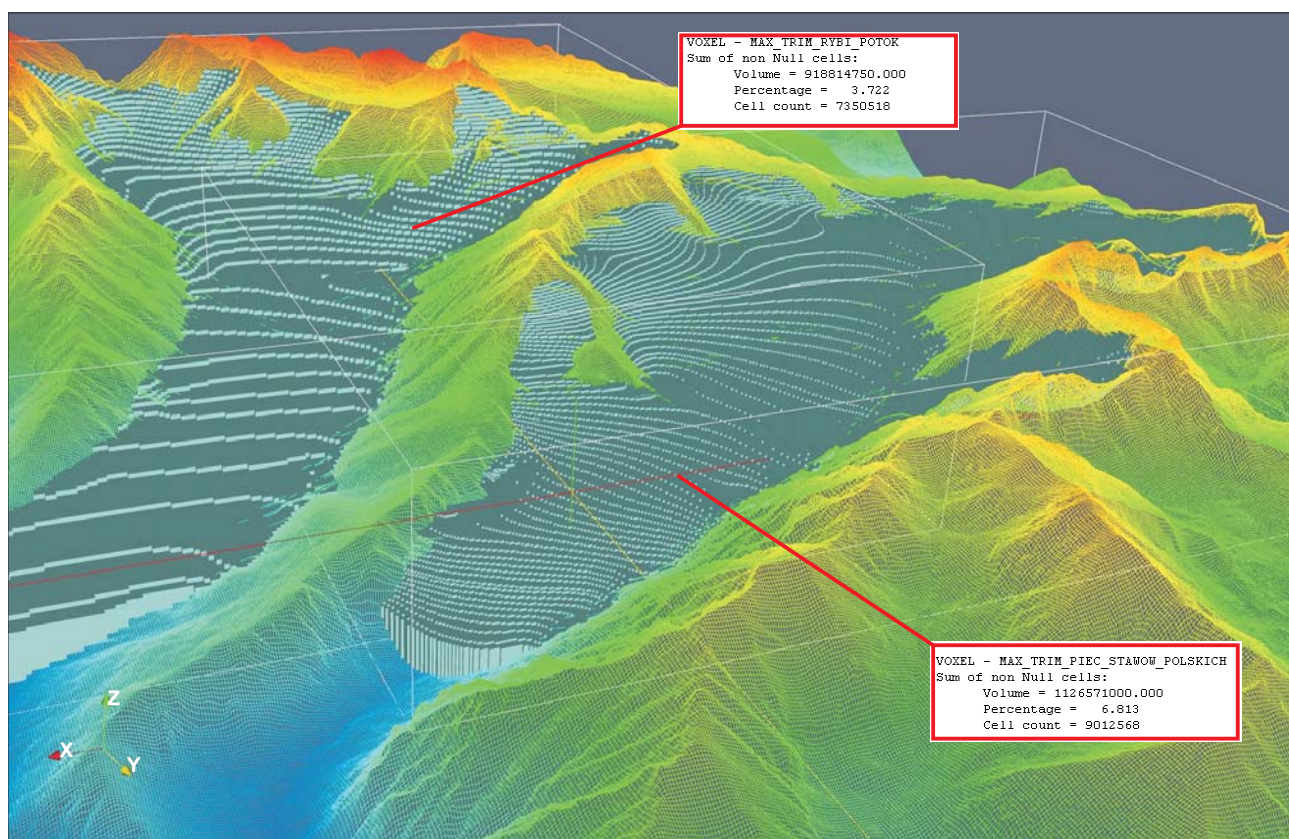
W dawnym obszarze akumulacji zasięg lodowca był generowany na podstawie linii wyznaczonych przez podcięcia lodowcowe, natomiast w obrębie strefy ablacji jego zasięg został zinterpretowany według rozmieszczenia form akumulacji glacialnej, opisanych przez Klimaszewskiego (1988) oraz Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (1997). Powierzchnię lodowca wygenerowano w oprogramowaniu *Open source-Grass-GIS — Geographic Resources Analysis Support System* (Neteler & Mitasova, 2007) za pomocą modułu do RST (*regular splines with tension interpolation*). Program ten umożliwia dobranie odpowiednich parametrów, między innymi parametrów wygładzania (*tension* i *smoothing*) oraz maksymalnej i minimalnej odległości

między interpolowanymi punktami, dzięki czemu są eliminowane błędy i zostaje zachowana zgodność z wynikami pomiarów GPS w punktach kontrolnych. Do tworzenia powierzchni lodowca wykorzystano zebrane w terenie dane wektorowe punktów 3D (współrzędne x, y i z). Niezbędne było także modyfikowanie kształtu powierzchni za pomocą punktów pomocniczych oraz poprzez zmianę kształtu izolinii wymodelowanej powierzchni, wynikającą z konieczności uwzględnienia fizycznych parametrów lodowców górskich (Gądek, 1998; Jania, 1993).

Dzięki utworzeniu modelu powierzchni terenu i powierzchni lodu w maksimum ostatniego zlodowacenia uzyskano możliwość wręcz natychmiastowej analizy ekspozycji i nachylenia stoków oraz wygenerowania mapy miąższości lodowca (ryc. 3).

Utworzony model posłużył do obliczenia powierzchni rzeczywistej strefy akumulacji lodowców. W tym celu użyto modułu *r.surf.area* w oprogramowaniu *Grass-GIS*, dzięki czemu w obliczeniach można było uwzględnić dane wysokościowe z DEM (Neteler & Mitasova, 2007).

Wizualizacja warstw rastrowych (powierzchni terenu i powierzchni zasięgu lodu w maksimum ostatniego zlo-



Ryc. 4. Voxelowy model obszarów akumulacji lodowca Rostoki i lodowca Rybiego Potoku
Fig. 4. Voxel model of the accumulation area of the Rostoka and the Rybiego Potok glaciers

wacenia) została wykonana w oprogramowaniu *Grass-GIS* — moduł *nviz* (ryc. 3) oraz za pomocą oprogramowania *ArcGIS-ArcScene* firmy *ESRI* (ryc. 2), a wizualizacja modelu 3D obszaru akumulacji w maksimum ostatniego zlodowacenia — za pomocą oprogramowania *ParaView* (ryc. 4).

Parametry lodowca. Wygenerowany model powierzchni lodu wypełniającego podczas LGM zlewnie Rostoki i Rybiego Potoku dał podstawy do oszacowania linii równowagi bilansowej ówczesnego lodowca oraz do obliczenia powierzchni obszarów akumulacji i objętości lodowców Rostoki i Rybiego Potoku.

Do wyznaczenia wysokości położenia linii równowagi bilansowej (ELA) wykorzystano metodę współczynnika obszaru akumulacji (AAR). W rekonstrukcjach lodowców plejstoceńskich najczęściej przyjmuje się, że wartość tego współczynnika wynosi 0,67, natomiast dla lodowców zasilanych przez lawiny i nawiewanie bądź będące po fazie szarży przyjmuje się wartość AAR 0,5 i mniejszą (Jania, 1997). Nasza rekonstrukcja obejmuje tylko część większego systemu lodowcowego, funkcjonującego w Tatrach Wysokich w czasie maksimum ostatniego zlodowacenia, na który składały się: lodowiec Waksmundzki, lodowiec Rostoki, lodowiec Rybiego Potoku i lodowiec Białej Wody. Przyjęliśmy współczynnik AAR mniejszy niż 0,67, ponieważ zasięg rekonstruowanych przez nas lodowców był determinowany dostawą lodu ze wszystkich obszarów akumulacji. ELA została wyznaczona dla wartości AAR 0,5; 0,45 i 0,4. Uzyskane wyniki to odpowiednio: 1406 m n.p.m.,

1433 m n.p.m. i 1460 m n.p.m. Średnia wartość ELA_{LGM} dla lodowców Rostoki i Rybiego Potoku wynosi 1430 m n.p.m. Według Gądka (1998) ELA lodowca Małej Łąki podczas jego maksymalnego zasięgu wynosiła 1460 m n.p.m. Wynika z tego, że podczas maksimum ostatniego zlodowacenia ELA w Tatrach Wysokich i Zachodnich była położona na podobnej wysokości.

Zasięg obszaru akumulacji lodowców Rostoki i Rybiego Potoku został w pewnym przybliżeniu określony przez wykartowane podcięcia lodowcowe oraz przez linię równowagi bilansowej. Obszarami akumulacji lodowca w zlewni Rybiego Potoku były wszystkie wysoko położone cyrki lodowcowe w zamknięciu Doliny Rybiego Potoku, cyrk Czarnego Stawu pod Rysami, cyrk za Mniczem, obszar misy Morskiego Oka oraz niemal cała dzisiejsza Dolina Rybiego Potoku. Linia równowagi bilansowej LGM przebiegała w sąsiedztwie dzisiejszego progu doliny. W Dolinie Rybiego Potoku powierzchnia obszaru akumulacji lodu wynosiła 7,939 km², a objętość lodowca 0,919 km³ (ryc. 4).

W zlewni Rostoki obszar akumulacji lodu zajmował Dolinkę pod Kołem, Dolinkę Pustą, Dolinkę Buczynową, cyrk pod Szpiglasową Przełęczą, cyrk pod Miedzianym, Dolinę Pięciu Stawów Polskich oraz niemal całą Dolinę Rostoki. Linia równowagi w Dolinie Rostoki przebiegała w sąsiedztwie progu doliny, który opada do Doliny Białej Wody. Był to z pewnością jeden z największych obszarów akumulacji w Tatrach Wysokich w maksimum ostatniego zlodowacenia. Jego powierzchnia wynosiła 9,542 km², a objętość lodowca 1,126 km³ (ryc. 4).

Wnioski

□ Podcięcia lodowcowe w Tatrach Wysokich są użytecznym wskaźnikiem do rekonstruowania paleogeografii lodowców najmłodszego plejstocenu.

□ Na podstawie rozmieszczenia podcięć lodowcowych odtworzono zasięg powierzchni lodowców, które podczas maksimum ostatniego zlodowacenia wypełniały doliny Roztoki i Rybiego Potoku. Lodowce te były częścią dendrytycznego systemu lodowców w Tatrach i łączyły się z głównym jezorem lodowca Białej Wody.

□ Po zrekonstruowaniu powierzchni lodowców stwierdzono, że w obszarach akumulacji miąższość lodu wahała się od około 20 m w najwyższej położonych partiach, gdzie podłoże było relatywnie strome, do około 300 m w niższych partiach, gdzie masy lodu spływające z zawieszonych cyrków łączyły się i przegłębiały dno.

□ Dolną granicę obszarów akumulacji stanowi linia równowagi bilansowej, która podczas LGM znajdowała się na wysokości około 1400 m n.p.m. Wynika z tego, że dolna granica obszarów akumulacji rekonstruowanych lodowców przebiegała w sąsiedztwie progów dolin (Roztoki i Rybiego Potoku).

□ W stosunku do położenia dzisiejszej linii równowagi bilansowej ELA (2300 m n.p.m.) wysokość ELA podczas LGM była obniżona o około 900 m. Zakładając gradient temperaturowy 0,6°C/100 m, obniżenie ELA wskazuje, że w trakcie LGM średnia temperatura lata w Tatrach była niższa o co najmniej 5,5°C. Biorąc pod uwagę czynnik opadowy, różnica ta musiała być zapewne większa ze względu na znaczną redukcję opadów w polarnych warunkach klimatycznych.

□ Stosunek powierzchni obszarów akumulacji lodowców Roztoki i Rybiego Potoku do ich objętości jest niemal identyczny. Wynika z tego, że oba te obszary były zasilane przez opady o podobnym natężeniu. Ponieważ położenie ELA w Tatrach Wysokich i Zachodnich było zbliżone, można przypuszczać, że podczas LGM klimat Tatr, podobnie jak Alp, był determinowany przez południową cyrkulację znad obszarów śródziemnomorskich (Florineth & Schlüchter, 2000). W późnym glacialu nastąpiła zmiana cyrkulacji atmosferycznej na zachodnią. Z powodu wzrostu sumy opadów w kierunku zachodnim ELA w Tatrach obniżała się ze wschodu na zachód (m.in. Halicki, 1930).

Badania częściowo finansowane z grantu MNiSW nr N307 020 32/0544.

Literatura

- ALLEY R.B., MAROTZKE J., NORDHAUS W.D., OVERPECK J.T., PETEET D.M., PIEKLE R.A., PIERREHUMBERT R.T., RHINES P.B., STOCKER T.F., TALLEY L.D. & WALLACE J.M. 2003 — Abrupt climate change. *Science*, 299: 2005–2010.
- BALLANTYNE C.K. 1997 — Periglacial trimlines in the Scottish Highlands. *Quat. Inter.*, 38/39: 119–136.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KOTRBA A. 1997 — Würm glaciation in the Biała Woda Valley, High Tatra Mountains. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31: 57–81.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KOTRBA A. 2001 — Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca Valleys in the Polish High Tatras. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 35: 7–38.
- BAUMGART-KOTARBA M., BLUSZCZ A. & KOTRBA A. 2001 — Age of Würm glaciation in the High Tatra Mts in the light of ¹⁴C, TL and OSL dating versus geomorphological data. [W:] 7th International

- Conference Methods of Absolute Chronology, 23–26 kwietnia 2001, Ustroń–Gliwice: 55–56.
- BURCHART J. 1970 — Skały krystaliczne Wyspy Goryczkowej. *Stud. Geol. Pol.*, 36: 1–138.
- CLARK P.U. & MIX A.C. 2000 — Ice sheets by volume. *Nature*, 406: 689–690.
- DZIERŻEK J., LINDNER L. & NITYCHORUK J. 1986 — Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sc.*, 34: 395–407.
- DZIERŻEK J., LINDNER L. & NITYCHORUK J. 1987 — Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysockie). *Prz. Geol.*, 35: 8–15.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ZREDA-GOSTYŃSKA G. & ZREDA M.G. 1999 — Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ³⁶Cl — nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, 47: 987–992.
- FLORINETH D. & SCHLÜCHTER C. 2000 — Alpine evidence for atmospheric circulation patterns in Europe during the Last Glacial Maximum. *Quatern. Res.*, 54: 295–308.
- Fotogrametryczna** mapa Tatr (część polska) w skali 1 : 20 000 — Wojskowy Instytut Kartograficzny, Warszawa, 1938.
- GADOMSKI A. 1926 — Morfologia glacialna północnych stoków Wysokich Tatr. *B. Kotula. Cieszyn.*
- GADEK B. 1998 — Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych. *Pr. Nauk. UŚI.*, 1741: 1–152.
- GROOCHOCKA-PIOTROWSKA K. 1970 — Fotointerpretacja i geneza struktur nieciągłych w masywie granitoidowym polskiej części Tatr Wysokich. *Acta Geol. Pol.*, 20: 365–411.
- HALICKI B. 1930 — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5 (3–4): 377–534.
- IVY-OOCHS S., KERSCHNER H., REUTHER A., PREUSSER F., HEINE K., MAISH M., KUBIK P.W. & SCHLÜCHTER C. 2008 — Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quat. Sc.*, 23: 559–573.
- JANIA J. 1993 — Glaciologia. *Wydaw. Nauk. PWN.*
- 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.
- KLIMASZEWSKI M. 1960 — On the influence of pre-glacial relief on the extension and development of glaciation and deglaciation of mountainous regions. *Prz. Geogr.*, 32: 41–49.
- KLIMASZEWSKI M. 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. *PWN, Warszawa.*
- LENCEWICZ S. 1936 — Uwagi o zlodowaceniu w polskich Tatrach Wysokich. *Prz. Geogr.*, 16: 155–160.
- LINDNER L. 1994 — Jednostki stadialne i interstadialne ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Tatrach Polskich i na Podhalu. *Acta Geogr. Univ. N. Copernici*, 27: 59–73.
- LINDNER L., DZIERŻEK J. & NITYCHORUK J. 1990 — Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. *Kwart. Geol.*, 34: 339–354.
- LINDNER L., NITYCHORUK J. & BUTRYM J. 1993 — Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Prz. Geol.*, 41: 10–21.
- LINDNER L., DZIERŻEK J., MARCINIAK B. & NITYCHORUK J. 2003 — Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mountains: their development, age and limits. *Geol. Quat.*, 47: 269–280.
- LUKNIS M. 1973 — Relief Wysokich Tatr i ich predpolia. *Vyd. Slov. Akad. Ved. Bratislava.*
- MAKOS M. 2008 — Podcięcia lodowcowe w polskich Tatrach Wysokich. [W:] XV Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski — Plejstocen Tatr i Podhala — zlodowacenia tatrzańskie, Zakopane 1–5 września 2008: 46–48.
- NETELER M. & MITASOVA H. 2007 — Open Source GIS: A GRASS GIS Approach. Third edition. Springer, New York.
- PARTSCH J. 1923 — Die Hohe Tatra zur Eiszeit. F. Enke, Leipzig.
- PRESS F. & SIEVER R. 1986 — Earth. W.H. Freeman and Company, New York.
- ROMER E. 1929 — Tatrzańska epoka lodowa. *Mem. Acad. Pol., Ser. A, Lwów. Pr. Geogr.*, 11.
- Tatry** Polskie, 1 : 10 000 — Zarząd Topograficzny Sztabu Generalnego Wojska Polskiego. Wojskowe Zakłady Kartograficzne, Warszawa, 1984.
- THORP P.W. 1981 — A trimline method for defining the upper limit of Loch Lamond Advance glaciers: examples from the Loch Leven and Glenn Coe areas. *Scot. J. Geol.*, 17: 49–64.