

Przebieg deglacjacji Doliny Bystrej (Tatry Zachodnie, Słowacja) podczas ostatniego zlodowacenia w świetle analiz geomorfologicznych oraz datowania względnego form metodą młotka Schmidta

Piotr Kłapyta

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

Słowa kluczowe: Tatry Zachodnie, test młotkiem Schmidta, deglacjacja, względna chronologia glacialna

Keywords: Western Tatra Mountains, Schmidt hammer test, deglaciation, relative age chronology

Streszczenie

W oparciu o wzajemną pozycję morfologiczną wałów morenowych i lodowców gruzowych, uzupełnioną wynikami testu młotkiem Schmidta, w profilu podłużnym Doliny Bystrej (Tatry Zachodnie, Słowacja) wyróżniono cztery systemy morfochronologiczne. Najstarszy z nich reprezentują formy powstałe najprawdopodobniej podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (B-max), trzy młodsze systemy form glacialnych i peryglacialnych (B-1-B-3) powstały podczas późnego glacialu. Dla systemu najbardziej zewnętrznych wałów morenowych (B-max) uzyskano najniższe średnie wartości współczynnika odbicia ($R_{B-max} = 38$), świadczące o największym zwietrzeniu materiału morenowego. Wartości zwietrzenia późnoglacialnych zespołów form glacialnych i krio-niwalnych układają się rosnąco w górę doliny ($R_{B-1} = 47$, $R_{B-2} = 51-55$, $R_{B-3} \sim 60$). Cechy geomorfologiczne i struktura najbardziej zewnętrznych moren systemu B-2 sugeruje, że powstały w odpowiedzi na znaczne powtórne nasunięcie (transgresję) pokrytych gruzem lodowców cyrkowych. Najmłodszy system (B-3) złożony z relikto-wych lobów podstokowych i lodowców gruzowych świadczy, że w ostatnim stadium deglacjacji nie było dogodnych warunków topograficznych bądź klimatycznych na pełny powrót procesów glacialnych, a surowy klimat sprzyjał dużej intensywności procesów peryglacialnych. Wyniki testu młotkiem Schmidta wskazują, że przy ścisłym przestrzeganiu procedur metodycznych metoda ta może być pomocna w opracowaniu względnej chronologii glacialnej Tatr Zachodnich.

Wstęp

Rzeźba Tatr została podczas ostatniego zlodowacenia intensywnie przemodelowana w skutek aktywności

procesów glacialnych i peryglacialnych (Lukniš, 1973, Klimaszewski, 1988, Kotarba, Krzemień, 1996). Skutki geomorfologiczne tych procesów są pomimo znacznego holocenijskiego przekształcenia jednym z najbardziej czytelnym elementom współczesnej rzeźby Tatr. Zachowana w tym obszarze sekwencja form i osadów glacialnych stanowi zapis rytmu wahań klimatu oraz dynamiki procesów morfogenetycznych, które umożliwiają odtworzenie ewolucji środowiska przyrodniczego podczas późnego czwartorzęd. W aspekcie rekonstrukcji paleogeograficznych niezbędne jest prawidłowe określenie stratygrafii zespołu form i pokryw glacialnych i peryglacialnych (Hughes i in., 2005). W ustanowieniu takiej sekwencji w zlodowaconych obszarach górskich istotną rolę odgrywają cechy morfologiczne form i ich pozycja morfostratygraficzna, które powinny być dodatkowo potwierdzone wyraźnymi różnicami w wieku określonym metodami względnymi (min. stopnia zwietrzenia z użyciem młotka Schmidta, chronosekwencji gleb) bądź bezwzględny (OSL, ^{14}C , kosmogenicznych izotopów ^{10}Be , ^{36}Cl) (Osmaston, 1989, Owen i in., 1998, Hughes i in., 2005). Niniejszy artykuł prezentuje wyniki pierwszej w Tatrach Zachodnich aplikacji metody testu młotkiem Schmidta do określenia względnego wieku form powstałych podczas deglacjacji. Dotychczas metoda ta była stosowana w innych obszarach wysokogórskich do określenia stopnia zwietrzenia holocenijskich i późnoglacialnych form morenowych (Matthews, Shakesby, 1984, Evans i in., 1999, Shakesby i in., 2006), lodowców gruzowych (Frauenfelder i in., 2005, Keller-Pirklbauer i in., 2008), form typu *protalus ramparts* (Shakesby i in., 1987) oraz form powstałych w wyniku aktywności ruchów masowych (Clark, Wilson, 2004). Pomimo, że wiek względny nie jest wartością czasową to umożliwił klasyfikację systemów form w ujęciu chronologicznym oraz pozwala na weryfikację wyników szczegółowego kartowania geomorfologicznego (Mentlik, 2006). Do przeprowadzenia testu wybrano dobrze zachowany i czytelny zespół form glacialnych i peryglacialnych w obrębie Doliny Bystrej (Tatry Zachodnie, Słowacja).

Obszar badań

Przeobrażona glacialnie Dolina Bystra o długości 5,75 km i powierzchni 7,25 km² rozcina południkowo S skłon centralnej części Tatr Zachodnich (Młodziejowski, 1937). Wykształcenie rzeźby Doliny Bystrej w sposób szczególny daje możliwość poznania przebiegu deglacji podczas ostatniego zlodowacenia na S skłonie Tatr Zachodnich (Kłapyta, 2009). Na rzeźbę glacialną Doliny składa się dobrze wykształcony zespół form erozyjnych (cyrki, podcięcia glacialne) oraz form akumulacyjnych, znaczących kolejne stadia deglacji, począwszy od maksymalnych wałów i pokryw morenowych w rejonie wylotu doliny po zespół gruzowych wałów moren recesyjnych zachowanych powyżej 1850 m n.p.m. (Kłapyta, 2009, ryc. 1a). Najmłodszy etap deglacji znaczy system reliktowych lobów podstokowych, które uformowały się w najwyższej części cyrków Suchego Zadku i Bystrych Stawów w wysokości 1860–1915 m n.p.m. (ryc. 1c). Specyficznym elementem rzeźby Doliny Bystrej jest rozległe, nieodmłodzone przez erozję wstępną dno położone powyżej 1700 m n.p.m., dowiązujące wysokością do spłaszczeń w poziomie górskim. Stanowiło ono podczas całego plejstocenu pojemny rezerwar dla mas lodowych (Lukniš, 1964). Ukształtowanie górnej części Doliny Bystrej sprzyjało długiemu zachowaniu lodowców w cyrkach oraz umożliwiło przetrwanie w jego szerokim i mało nachylnym dnie wałów moren odpowiadających kolejnym nasunięciom lodowców. Zastosowanie metody młotka Schmidta w Dolinie Bystrej umożliwia gruzowa struktura form z deglacji oraz jednolita litologia. Większą część powierzchni doliny bu-

dują odporne granitoidy (granity typu Rohaczy). Komplex metamorficzny złożony z różnych odmian genezów, metasedymentów i amfibolitów buduje masyw Bystrej, E zbocza Cyrku Bystrych Stawów oraz tworzy izolowany płat w rejonie Jeżowej (Kohút, Janák, 1994, Nemčok i in., 1994, Poller i in., 2000).

Metody badań

Podstawową metodą zastosowaną w celu rozpoznania przestrzennego zróżnicowania form rzeźby badanego obszaru było kartowanie geomorfologiczne. W oparciu o relacje przestrzenne, wzajemną pozycję, stopień zachowania i typ form wydzielono odrębne systemy morfologiczne (tab. 1). W kolejnym etapie badań przy pomocy młotka Schmidta typu Silver Schmidt określono stopień zwietrzenia form należących do poszczególnych systemów. Młotek Schmidta został skonstruowany w 1948 r., pierwotnie jako narzędzie do niedestruktywnego badania stopnia odporności betonu, lecz od lat 60. stosowany jest skutecznie także w badaniach geologicznych i geomorfologicznych przy określaniu: cech mechanicznych skał, stopnia zwietrzenia, relacji między odpornością podłoża a typem form oraz jako jedna z metod datowania względnego (Goudie, 2006, Mentlik, 2006, Shakesby i in., 2006). Test polega na wykonaniu uderzenia powierzchni skały metalowym trzpieniem młotka, który odbijając się od skały powraca do urządzenia, które następnie określa elektronicznie siłę odbicia. Uzyskana wartość współczynnika odbicia R (ang. *rebound value*) jest funkcją twardości (ang. IRS, *intact rock strength*) oraz stopnia zwietrzenia danej powierzchni. Wartości współ-

Tabela 1. Wyniki datowania wieku względnego form metodą młotka Schmidta w Dolinie Bystrej

Table 1. The results of the Schmidt hammer test in the Bystra Valley

Symbol morfosystemu	Symbol stanowiska	Typ formy	Wysokość (m n.p.m.)	Średnia R i przedział ufności 95%	Odchylenie standardowe	Współczynnik wariacji	Liczba pomiarów	Uwagi
B-max.	1	WM	1150	38,15 ± 0,8	4,58	5,59	125	moreny maksymalne
B-1	2	WM	1360	47,26 ± 1,0	4,99	2,5	125	1 stadium recesji
B-2a	11	WM	1840	51,82 ± 0,9	5,02	4,91	125	cyrk Bystrych Stawów cyrk Bystrych Stawów
	12	WM	1836	51,76 ± 0,9	5,38	8,62	125	
B-2a'	14	WM	1850	54,26 ± 0,7	4,13	0,77	125	cyrk Bystrych Stawów cyrk Suchy Zadek cyrk Suchy Zadek
	3	WM	1842	53,24 ± 1,0	5,65	0,71	125	
	4	PMA	1850	52,72 ± 1,2	6,21	6,86	125	
B-2b	13	RLP	1876	53,31 ± 0,9	4,71	6,05	125	cyrk Bystrych Stawów cyrk Bystrych Stawów cyrk Suchy Zadek cyrk Suchy Zadek
	15	WM	1898	55,86 ± 0,9	4,52	4,02	125	
	6	WM	1853	52,93 ± 1,0	5,12	4,96	125	
	5	WM	1847	54,58 ± 0,9	5,14	1,71	125	
B-2c	7	WM	1860	54,89 ± 0,7	4,01	1,32	125	cyrk Suchy Zadek cyrk Suchy Zadek cyrk Bystrych Stawów
	8	WM	1850	55,57 ± 0,9	5,04	3,97	125	
	16	WM	1882	55,0 ± 0,8	4,52	2,41	125	
B-3	9	RLP	1862	61,25 ± 0,5	3,19	0,94	125	cyrk Suchy Zadek cyrk Suchy Zadek cyrk Bystrych Stawów cyrk Bystrych Stawów cyrk Bystrych Stawów
	10	RLP	1865	60,92 ± 0,6	3,27	1,02	125	
	17	RLP	1900	57,62 ± 0,8	4,7	1,47	125	
	18	RLP	1905	59,40 ± 0,7	3,76	0,2	125	
	19	RLP	1915	60,75 ± 0,6	3,55	2,73	125	

Σ = 2375

Objaśnienia: WM – wał morenowy, PMA – pokrywa moreny ablacyjnej, RLP – reliktowy lob podstokowy

czynnika R wynoszą od 10 do 100. Im bardziej twarda i mniej zwietrzała powierzchnia, tym wartość R jest wyższa (Hubbard, Glasser, 2005). Uzyskane wyniki informują o stopniu zwietrzenia powierzchni skalnych, budujących zespoły różnowiekowych form glacialnych i peryglacialnych. Stopień zwietrzenia zależy od długości wystawienia powierzchni skały na działanie procesu wietrzenia i dlatego jest pochodną wieku względnego tej powierzchni (Matthews, Shakesby, 1984). Badania przy pomocy młotka Schmidta ze względu na dużą czułość pomiarów oraz możliwość uzyskania znacznych różnic między poszczególnymi pomiarami wymagają ścisłego przestrzegania określonych wytycznych (por. Hubbard, Glasser, 2005, Goudie, 2006, Mentlik, 2006). W celu uzyskania istotnych statystycznie rezultatów zastosowano metodę opisaną przez B. Hubbarda i N. Glassera (2005):

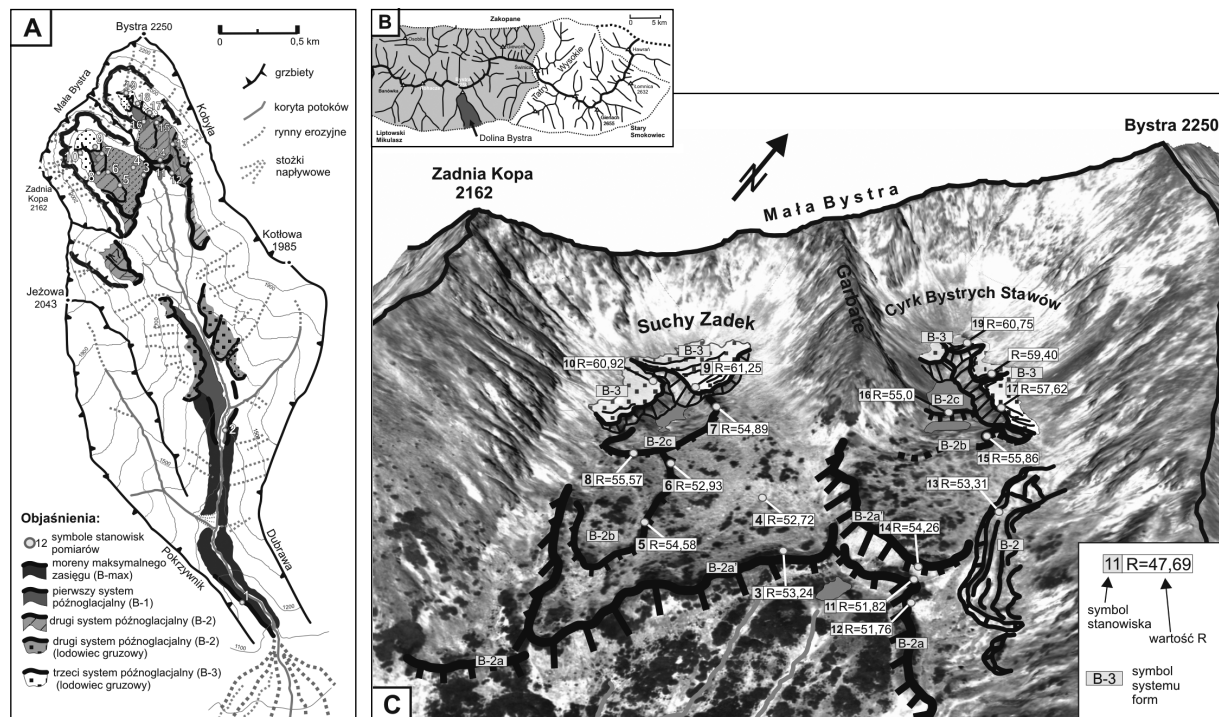
- na każdym bloku skalnym wykonano 30 pomiarów jednostkowych współczynnika R;
- w celu określenia średniej wartości R konkretnego stanowiska przeprowadzono pomiary minimalnie pięciu bloków skalnych w obrębie stanowiska uzyskując łącznie 150 wartości jednostkowych;
- z uzyskanych danych dla każdego z pięciu bloków obliczono średnią, a następnie pięć wartości różniących się najbardziej od średniej odrzucono;
- pozostałe 25 wartości posłużyły do obliczenia średniej wartości współczynnika R z 95% przedziałem ufności;

ści, odchylenia standardowego (σ) oraz współczynnika wariancji (v) (tab. 1, ryc. 1).

Wcześniejsze badania z użyciem starszej wersji młotka Schmidta były prowadzone w Tatrach Wysokich, jako test zróżnicowania wieku względnego wałów i pokryw morenowych w systemie Doliny Białki (Kotarba i in., 2000, 2002) oraz w badaniach struktury stożków usypiskowych w Dolinie Małej Zimnej Wody (Karkośiak, 2007). Według wyników badań A. Kotarby i in. (2002) gruboziarnista struktura granitów Tatr Wysokich powoduje, że wiarygodne wyniki testu otrzymuje się tylko porównując serie morenowe reprezentujące oddzielne glacialy.

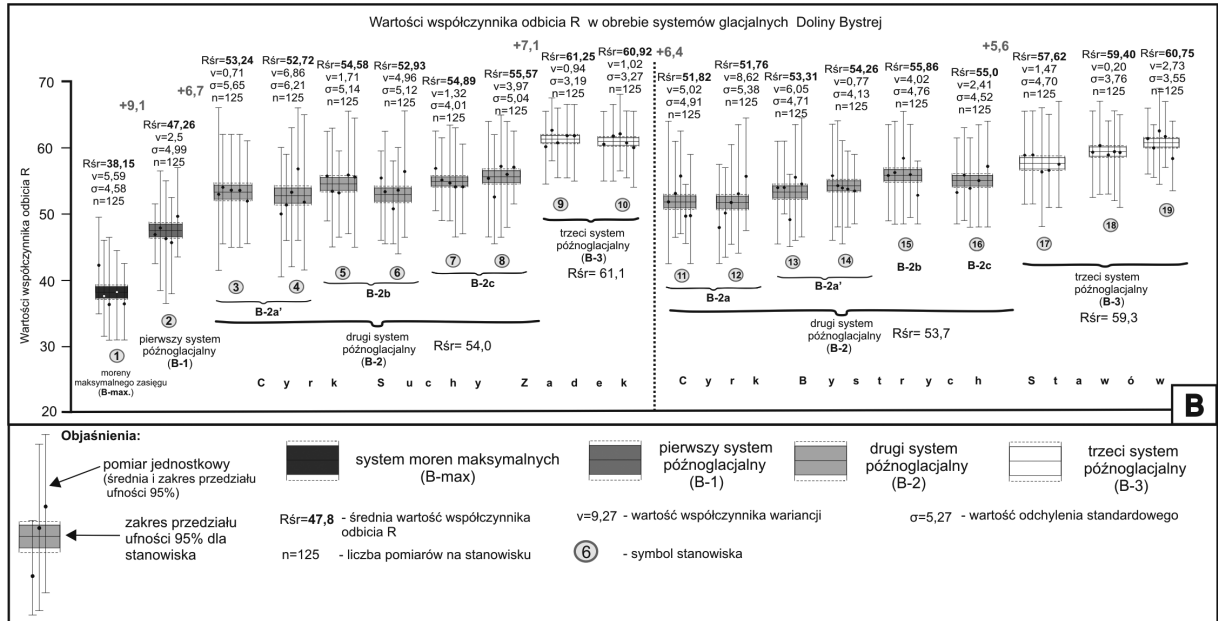
Wyniki

W profilu podłużnym Dolinie Bystrej pomiary stopnia zwietrzenia przeprowadzono na 19 stanowiskach, reprezentujących pełną sekwencję form powstałych podczas deglacjacji. Uzyskano 2375 wartości jednostkowych, które posłużyły do obliczenia średnich wartości R dla poszczególnych stanowisk i systemów form (tab. 1). Wyniki układają się w przedziale od 38,1 (stanowisko 1) do 61,2 (stanowisko 9) i obejmują zakres 23 jednostek (tab. 1, ryc. 2). Charakteryzują się małym i średnim zróżnicowaniem zakresu przedziału ufności 95% od $\pm 0,5$ (stanowisko 9) do $\pm 1,2$ (stanowisko 4). Wszystkie pomiary przeprowadzono na blokach granitów typu Rohaczy.



Ryc. 1. Wyniki testu młotkiem Schmidta w Dolinie Bystrej: A – lokalizacja stanowisk pomiarów stopnia zwietrzenia głazów na tle rozmieszczenia form glacialnych i peryglacialnych Doliny Bystrej, B – położenie obszaru badań (ciemnoszary poligon) na tle granic Tatr Zachodnich (jasnoszary poligon) i całych Tatr, C – wartości współczynnika odbicia R form glacialnych i peryglacialnych w cyrkach górnej części Doliny Bystrej

Fig. 1. The Schmidt hammer rebound values in the Bystra Valley: A – location of the tested sites against the pattern of the glacial and periglacial landform, B – location of the study area (dark gray polygon) within the Western Tatras (light gray polygon) and the Tatra Mts., C – rebound values (R) of the glacial and periglacial landform assemblage in the glacial cirques of the Bystra Valley



Ryc. 2. Wartości współczynnika odbicia R na poszczególnych stanowiskach testowych w Dolinie Bystrzej

Fig. 2. The Schmidt hammer rebound values of the tested sites in the Bystra Valley

Na stanowisku 1 położonym na prawym wale moreny bocznej (1100 m n.p.m.) reprezentującej maksymalny zasięg lodowca bystrzej (B-max) uzyskałem średnią wartość współczynnika odbicia R równą $38,15 \pm 0,8$. Wartość ta jest najniższą spośród wszystkich uzyskanych w profilu Doliny Bystrzej (tab. 1, ryc. 1), co potwierdza, że formy morenowe u wylotu Doliny Bystrzej stanowią zapis najstarszego epizodu glacialnego. Dla zespołu form morenowych B-1 (1350 m n.p.m.) znaczących pierwsze po maksimum stadium recesji lodowca bystrzej uzyskałem średnią wartość R równą $47,26 \pm 1,0$ (tab. 1, ryc. 2). W stosunku do stopnia zwietrzenia głazów budujących wały morenowe maksymalnego zasięgu, uzyskana średnia wartość R jest aż o 9,1 jednostek wyższa. Wskazuje to na późniejszy czas formowania moren B-1 oraz istnienie między tymi dwoma wydarzeniami glacialnymi okresu sprzyjającego intensywnemu wietrzeniu powierzchni głazów morenowych.

Dla systemu form morenowych wyróżnionych w Cyrkach Bystrych Stawów i Suchego Zadku (B-2) zaznacza się duże podobieństwo uzyskanych wyników. Średnie wartości R układają się rosnąco w zakresie od 51 do 55 (tab. 1, ryc. 2). Niewielkie różnice pomiędzy stopniem zwietrzenia głazów ($\Delta R = 4$), podobna pozycja oraz wzajemny stosunek opisanych form potwierdza zaliczenie ich do jednego systemu (ryc. 2). Podobne wartości zwietrzenia materiału sugerują, że w trakcie formowania tych moren nie zachodziły znaczące zmiany warunków klimatycznych (ocieplenie, zwilgotnienie), które przyspieszyłyby tempo wietrzenia powierzchni głazów. Średnia wartość R uzyskana ze stanowisk testowych należących do morfosystemu B-2 jest o ok. 6,5 jednostek wyższa od zespołu B-1 (ryc. 2). Najniższą wartość R w całym systemie B-2 uzyskano dla zewnętrznych wałów mo-

renowych B-2a ($51,79 \pm 0,7$, ryc. 1c). Głazy budujące wewnętrzny wał morenowy B-2a' wykazały nieco wyższy stopień zwietrzenia w stosunku do moren B-2a (tab. 1, ryc. 1c). Dla dwóch dalszych stadiów deglacjacji (B-2b i B-2c) otrzymałem zbliżone wartości stopnia zwietrzenia (tab. 1). Układają się one rosnąco wartościami w górę cyrków. Niewielkie zniżenie wartości współczynnika R na stanowisku 16 (tab. 1, ryc. 2) można wiązać się z zakłócającym wpływem zwiększonej wilgotności powietrza panującej w pobliżu zbiorników wodnych, który przyspiesza wietrzenie powierzchni i powoduje powstanie tzw. efektu wilgotnej skały (Sumner, Nel, 2002).

Najwyższe wartości współczynnika odbicia R zarejestrowano na powierzchniach głazów i bloków skalnych budujących łoby podstokowe (ang. *protalus lobes*) należące do systemu B-3 (tab. 1, ryc. 1, 2). Porównując wartości zwietrzenia łobów podstokowych w dwóch badanych cyrkach Doliny Bystrzej, nieco niższe średnie wartości R stwierdzono w Cyrku Bystrych Stawów (o 1,8 jednostek, tab. 1, ryc. 1c). Odmiennie wartości współczynnika R można tłumaczyć najprawdopodobniej odmienną litologią materiału. W składzie materiału gruzowego w Cyrku Bystrych Stawów występują obok granitoidów także mniej odporne paragnejsy i metasedymenty należące do skał osłony metamorficznej. W Cyrku Suchego Zadku formy podstokowe budują w całości odporne granitoidy rohackie. Uzyskana średnia wartość zwietrzenia form peryglacialnych zespołu B-3 jest aż o 7,1 jednostek wyższa od systemu B-2. Wskazuje to na istnienie znacznego interwału czasowego między tymi dwoma etapami deglacjacji bądź uwarunkowanych klimatycznie (ocieplenie, zwilgotnienie klimatu) różnic w tempie wietrzenia materiału gruzowego.

Stwierdzone zależności morfostratygraficzne potwierdzone wynikami testu młotkiem Schmidta umożliwiają rekonstrukcję przebiegu deglacji Doliny Bystrej podczas ostatniego zlodowacenia. Na podstawie zasięgu najniższych położonych wałów moren bocznych można przyjąć, że podczas maksimum ostatniego zlodowacenia lodowiec wypełniający Dolinę Bystrą miał 4700 m długości i sięgał wąskim jezorem o szerokości ok. 200 m po wylot doliny na przedpole Tatr do wysokości 1100 m n.p.m. Poniżej wałów moren końcowych został uformowany rozległy stożek glacialfluwalny (ryc. 1a). Po okresie recesji powodującej wycofanie z pozycji wałów moren maksymalnych nastąpiło ponowne nasunięcia czoła lodowca bystrej na pozycję wałów moren B-1 (ryc. 1a). Kolejne stadia deglacji wyznacza sekwencja 4 gruzowych wałów morenowych o podobnych cechach geomorfologicznych i zbliżonym zwietrzeniu materiału, które zostały zaliczone do systemu B-2 (ryc. 1a, c). Zespół ten znaczy epizod transgresji lodowców cyrkowych i późniejszych mniejszej rangi suboscylacji, bądź postojów czoł lodowców. Zewnętrzne wały morenowe tego systemu (B-2a, B-2a') są podwójne, co sugeruje że ich formowanie wiązało się z dwoma nasunięciami lodowców o podobnej amplitudzie. Poczynając od stadium B-2a w deglacji cyrków Doliny Bystrej rozpoczął się etap zdominowany znaczną dostawą gruzu ze stoków, który charakteryzował się obecnością lodowców pokrytych gruzem (ang. *debris covered glaciers*). Recesja lodowca z pozycji moren B-2a spowodowała najszybsze wytopienie lodu w najbardziej nasłonecznionej centralnej i wschodniej części Cyrków Suchego Zadku i Bystrych Stawów. Późniejsze oscylacje pokrytego gruzem rdzenia lodowego powodowały tworzenie masywnych ciągów wałów morenowych B-2b i B-2c (ryc. 1a, c). Świadectwem znaczącej recesji powodującej najprawdopodobniej całkowitą deglację cyrków glacialnych są rozległe i głębokie zagłębienia wytopiskowe Wielkiego Stawu Bystrego i Anusinego Oczka, położone w górnej części doliny na zapleczu wałów moren stadium B-2c (ryc. 1c). Wyraźny wzrost tempa wietrzenia powierzchni głazów, który mógł być spowodowany zmianą warunków klimatycznych (ociepleniem, zwilgotnieniem), sugerują także wyniki testu młotkiem Schmidta. Różnica między stopniem zwietrzenia materiału gruzowego budującego wał morenowy B-2c i najmłodszych lobów podstokowych B-3 wynosi aż 7 jednostek (tab. 1). Kolejny nawrót surowych warunków klimatycznych dokumentuje najmłodszy zespół lobów podstokowych (B-3), reprezentujących wstępne stadium formowania piargowych lodowców gruzowych. Materiał lodowo-gruzowy awansował od strony stoków usypiskowych i częściowo wypełnił misy jeziorne Wielkiego Stawu Bystrego i Anusinego Oczka (ryc. 1c). Wykształcenie tego zespołu świadczy, że w tym okresie nie było dogodnych warunków topograficznych bądź klimatycznych na powrót procesów glacialnych, a surowy klimat peryglacialny sprzyjał tworzeniu form krioniwalnych powyżej 1800 m n.p.m. Najprawdopodobniej warunki topograficzne lub klimatyczne (zbyt krótki okres ochłodze-

nia) uniemożliwiły pełną transformację lobów podstokowych w typowe jezory piargowych lodowców gruzowych (ang. *talus rockglaciers*). Kolejna znacząca zmiana warunków klimatycznych spowodowała najprawdopodobniej ostateczny zanik wieloletniej zmarzliny i wytopienie lodu wewnętrznego powodując zapadnięcie powierzchni lobów podstokowych i uformowanie na ich zapleczu głębokich wytopisk, sukcesywnie wypełnianych przez materiały postglacialnych splotów gruzowych i usypisk.

Wnioski

Pierwsza aplikacja metody młotka Schmidta do określenia względnego wieku form powstałych podczas deglacji potwierdziła widoczne w rzeźbie Doliny Bystrej zależności morfostratygraficzne. Wartości odbicia wykazują rosnącą tendencję w górę doliny, co wiąże się z coraz młodszym wiekiem względnym analizowanych systemów form. W oparciu o wyniki badań w profilu podłużnym Doliny Bystrej wyróżniono cztery systemy morfochronologiczne. Najstarszy z nich reprezentują formy charakteryzujące się najwyższym stopniem zwietrzenia ($R_{B-max} = 38$), które powstały najprawdopodobniej podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM). Trzy młodsze (późnoglacialne) systemy form dokumentują stopniową zmianę warunków morfogenezy z glacialnej (system B-1 i B-2) do peryglacialnej (B-3). Wykształcenie rzeźby i struktura wałów morenowych B-2a sugeruje, że w tym etapie deglacji doszło do powtórnego nasunięcia (transgresji) lodowców cyrkowych. Pod względem skali była to największa późnoglacialna oscylacja lodowców w badanym obszarze. W najmłodszym etapie deglacji panowała aktywność procesów peryglacialnych, której efektem jest dobrze zachowany zespół form krioniwalnych, charakteryzujących się świeżą morfologią i najwyższymi wartościami współczynnika odbicia R.

Wyniki testu młotkiem Schmidta wskazują, że przy ścisłym przestrzeganiu procedur metodycznych, metoda ta może być pomocna w opracowaniu względnej chronologii glacialnej Tatr Zachodnich. Ustalenie cech morfostratygraficznych form wraz z określeniem ich względnego wieku musi poprzedzać wszystkie inne metody chronologiczne oraz stanowić pierwszy krok do szerszego określenia regionalnych relacji stratygraficznych i korelacji w stosunku do pozostałych systemów form w dolinach i cyrkach glacialnych Tatr.

Deglaciation of the Bystra Valley (Western Tatra Mts., Slovakia) in the light of geomorphological analysis and Schmidt hammer relative surface age-dating

Results of the detailed geomorphological analysis and Schmidt hammer rebound values of moraines and rock glaciers in the Bystra Valley (Western Tatra Mountains, Slovakia) are presented in this paper. According to the results of the research, four morphochronological systems of glacial and periglacial landforms were postulated.

The lowest mean R-value = 38 was obtained for the moraines of maximal glacial extension (B-max). The late glacial sequence of glacial and cryonival landforms show increasing up-valley tendency of the R-values (RB-1 = 45–47, RB-2 = 51–55, RB-3 = 62). Morphology of the most external moraines of B-2 system shows evidence of a distinct glacial transgression, which led to formation massive (20–30 m), blocky moraine ridges. The youngest morphosystem (B-3) includes relict protalus lobes and rock glaciers, which were formed in “pure” permafrost conditions. The application of the Schmidt hammer test method suggests that keeping in mind methodological rules is a useful tool for relative dating of glacial and periglacial features and in construction of glacial chronology of the Western Tatra Mountains.

Literatura

- Clark R., Wilson P., 2004. A rock avalanche deposit in Burtness Comb, Lake District, northwest England, *Geological Journal*, 39, s. 419–430.
- Evans D.J.A., Archer S., Wilson D.J.H., 1999. A comparison of the lichenometric and Schmidt Hammer dating techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers, *Quaternary Science Reviews*, 18, s. 13–41.
- Frauenfelder R., Laustela M., Käab A., 2005. Relative age dating of Alpine rock glacier surfaces, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 49, s. 145–166.
- Goudie A.S., 2006. The Schmidt Hammer in geomorphological research, *Progress in Physical Geography*, 30, 6, s. 703–718.
- Hubbard B., Glasser N., 2005. Field techniques in glaciology and glacial geomorphology, John Wiley and Sons, Chichester, ss. 400.
- Hughes P.D., Gibbard P.L., Woodward J.C., 2005. Quaternary glacial records in mountain regions: A formal stratigraphical approach, *Episodes* 28, 2, s. 85–92.
- Karkošiak I., 2007. Úsypovč kužeľe v trógu Malej Studenej Doliny, Praca magisterska, Uniwersytet Komeňského, Bratislava, ss. 66.
- Keller-Pirklbauer A., Wangensteen B., Farbrot H., Etmüller B., 2008. Relative surface age-dating of rock glacier system near Hólar in Hjaltadalur, northern Iceland, *Journal of Quaternary Science*, 23, 2, s. 137–151.
- Klimaszewski M., 1988. Rzeźba Tatr Polskich, PWN, Warszawa, ss. 667.
- Kłapyta P., 2009. Glacial and periglacial relief on the southern slopes of the Western Tatra Mts. (Slovakia), *Landform Analysis*, 10, s. 50–57.
- Kohút M., Janák M., 1994. Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relations and petrogenetic implications, *Geologica Carpathica*, 45, 5, s. 301–311.
- Kotarba A., Krzemień K., 1996. Rzeźba Tatr oraz jej postglacialna ewolucja – stan i perspektywy badań geomorfologicznych, [w:] Mirek Z. (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, PAN, Kraków – Zakopane, 1, s. 45–56.
- Kotarba A., Król K., Rutkowski J., 2000. Wietrzenie granitów tatrzańskich w świetle badań młotkiem Schmidta, *Sprawozdanie z posiedzeń komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 42, 2, lipiec–grudzień, 1998, s. 142–144.
- Kotarba A., Król K., Rutkowski J., 2002. Zastosowanie młotka Schmidta do badania granitów tatrzańskich, [w:] VI Zjazd Geomorfologów Polskich „Środowiska górskie – ewolucja rzeźby” – streszczenia referatów i posterów, Jelenia Góra, s. 79–80.
- Lukniš 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, *Geografický Časopis, SAV*, 16, 2, s. 127–142.
- Lukniš M., 1973. Relief Vysokých Tatier a ich predpolia, *Veda, Bratislava*, ss. 375.
- Matthews J.A., Shakesby R.A., 1984. The status of the “Little Ice Age” in southern Norway: relative dating of Neoglacial moraines with Schmidt Hammer and lichenometry, *Boreas*, 13, s. 333–346.
- Mentlik P., 2006. Relative dating of glacial landforms in the surroundings of Prášilské Jezero lake (Šumava Mts., Czech Republic), *Geomorphologia Slovaca*, 1, s. 45–54.
- Młodziejowski J., 1937. Bystre Stawy w Tatrach Zachodnich, *Czasopismo Przyrodnicze*, 1, s. 11–29.
- Nemčok J., Bezák V., Biely A., Gorek A., Gross P., Haluzka R., Janák K., Kahan Š., Kotański Z., Lefeld J., Mello J., Reichwalder P., Rączkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wiczorek J., Zelman J., 1994. *Geologická Mapa Tatier 1:50 000*, Geologický Ústav Dioníza Štúra, Bratislava.
- Osmaston H.A., 1989. Problems of the Quaternary geomorphology of the Xixabangma region in south Tibet and Nepal. *Zeitschrift für Geomorphologie* 76, s. 147–180.
- Owen L.A., Derbyshire E., Fort M., 1998. The Quaternary Glacial history of the Himalaya, *Quaternary Proceedings* 6, s. 91–120.
- Poller U., Janák M., Kohút M., Todt W., 2000. Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data granitoids and orthogneisses of the Tatra mountains (Slovakia), *International Journal of Earth Science*, 89, s. 336–349.
- Shakesby R.A., Dawson A.G., Matthews J.A., 1987. Rock glaciers, protalus ramps and related phenomena, Rondane, Norway: a continuum of large-scale talus derived landforms, *Boreas*, 16, s. 305–317.
- Shakesby R.A., Matthews J.A., Owen G., 2006. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments, *Quaternary Science Reviews*, 25, s. 2846–2867.
- Sumner P., Nel W., 2002. The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, s. 1137–1142.