

Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych

Bogdan Gądek¹, Mariusz Grabiec¹, Stanisław Kędzia², Zofia Rączkowska²

¹ Katedra Geomorfologii, WNoZ, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec,
e-mail: bogdan.gadek@us.edu.pl, mariusz.grabiec@us.edu.pl

² Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków,
e-mail: kędzia@zg.pan.krakow.pl, raczk@zg.pan.krakow.pl

Słowa kluczowe: stoki gruzowe, pomiary georadarowe, pomiary lichenometryczne, Tatry

Keywords: debris slopes, ground penetrating radar (GPR) surveys, lichenometric measurements, Tatra Mountains

Streszczenie

W pracy przedstawiono wyniki pomiarów georadarowych i lichenometrycznych Szerokiego Piargu nad Morskim Okiem (Tatry Wysokie) i Szerokiego Piargu pod Wołowcem (Tatry Zachodnie), oraz krótką dyskusję nad wrażliwością stoków gruzowych na opady. W ich świetle wielkość badanych stoków związana jest przede wszystkim z aktywnością procesów dostarczających materiał gruzowy. Aktywność ta zależała od impulsów hydrometeorologicznych oraz od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego i nie wykazywała w ostatnich 200 latach żadnej tendencji.

Wstęp

Rozwój stoków gruzowych jest zależny od cech geologicznych i geomorfologicznych obszaru, z którego dostarczany jest gruz oraz od procesów erozji, transportu i akumulacji materiału skalnego. Modele formowania stoków gruzowych w Tatrach przedstawili Kotarba i in. (1987). Dynamika procesów geomorfologicznych zależy od warunków hydrometeorologicznych. Struktura wewnętrzna oraz mikrorzeźba powierzchni stoku mogą więc odzwierciedlać rodzaj procesów odpowiadających za rozwój stoku jak i zmiany warunków klimatycznych.

Struktura wewnętrzna stoków gruzowych w cyrkach glacialnych odzwierciedla cały ich rozwój od czasu ustąpienia lodowców, przy czym wiedza o tym zapisie jest jeszcze niewielka. Więcej o aktywności stoków można wnosić na podstawie wyników datowań lichenometrycznych powierzchni stoku, których zasięg czasowy ograniczony jest jednak tylko do ostatnich stuleci (m.in. Ko-

tarba 1989, 1995 2004). Część danych lichenometrycznych zebranych w Tatrach można zestawiać z danymi opadowymi.

W pracy przedstawiono wyniki pomiarów georadarowych i lichenometrycznych dwu przykładowych stoków gruzowych (z kilkunastu badanych): Szerokiego Piargu nad Morskim Okiem (Tatry Wysokie) i Szerokiego Piargu pod Wołowcem (Tatry Zachodnie), oraz krótką dyskusję nad ich wrażliwością na impulsy hydrometeorologiczne. Stoki gruzowe w obu obszarach badawczych były już wcześniej przedmiotem badań określających ich genezę i współczesną morfodynamikę (m.in. Kotarba i in. 1987, Klimaszewski 1988, Kaszowski i in. 1988, Krzemień i in. 1995, Ferber 2002, Kotarba 2004). Nie podejmowano jednak prób powiązania wyników badań geofizycznych i geomorfologicznych.

Obszar badań

Wybrane do badań stoki gruzowe – Szeroki Piarg nad Morskim Okiem i Szeroki Piarg pod Wołowcem – położone są w cyrkach glacialnych, w subalpejskim i alpejskim piętrach geoekologicznych (ryc. 1). Zbudowane są one odpowiednio: z granitoidów i z alaskitów.

Szeroki Piarg nad Morskim Okiem to rozległy stożek gruzowy o ekspozycji N, włożony do misy jeziornej. Znajduje się poniżej 300-metrowego progu Kotła Miękuszwowieckiego, nad którym z kolei wznoszą się 400-metrowej wysokości ściany skalne Pośredniego Miękuszwowieckiego Szczytu i Wielkiego Miękuszwowieckiego Szczytu. Rozprzestrzenia się w strefie wysokościowej od 1350 m n.p.m. do 1600 m n.p.m., przy czym do wysokości 1395 m n.p.m. pokrywa gruzowa znajduje się w obrębie misy jeziornej. Całkowita długość piargu wynosi ok. 600 m (w tym 200 m pod wodą), a jego średnie nachylenie jest zbliżone do 22°. Profil podłużny całego stoku (od grani do dna jeziora) jest schodowy. Występujące na powierzchni Szerokiego Piargu rynny korazyjne z bocznymi wałami świadczą, że dominującym procesem formującym

ten stok są spływy gruzowe z zawieszonoego Kotła Mięgoszowieckiego (ryc. 1B).

Szeroki Piarg w Dolinie Chochołowskiej to rozległy stożek gruzowy nałożony na podstokowy fosylny lodowiec gruzowy. Rozpościera się po NE stronie Wołowca, poniżej niewielkich ścian skalnych, w strefie wysokościowej od 1590 m n.p.m. do 1800 m n.p.m. (ryc. 1C). Jego długość wynosi ok. 450 m, a średnie nachylenie jest zbliżone do 25°. Stok ten jest formowany przede wszystkim przez lawiny śnieżne i spływy gruzowe. Wyrównany profil podłużny i stosunkowo duża długość tego trawiastego stoku wraz z jego nachyleniem sprzyjają powstawaniu lawin gruntowych, co potwierdzają również bezpośrednie obserwacje terenowe. Natomiast na istotny udział spływów gruzowych w jego modelowaniu wskazuje obecność trzech wyraźnych rynien spływów gruzowych, którym towarzyszą wały boczne, a także licznych mniejszych form tego typu.

Metody badań

Metoda georadarowa

Do badań struktury i grubości pokryw gruzowych zastosowano metodę radarowego sondowania refleksyjnego. W Tatrach była ona wcześniej stosowana przez Gądka i Kotyrbę (2003), Lamparskiego i Kędzię (2007) oraz Gądka i Grabca (2008).

Metoda georadarowa polega na emitowaniu fal elektromagnetycznych o określonej częstotliwości w głąb gruntu i rejestracji fal odbitych od powierzchni struktur wewnętrznych o różnych właściwościach dielektrycznych. Sygnały odbite rejestrowane są w zadanym interwale odległościowym lub czasowym. Prędkość propagacji fal elektromagnetycznych i ich zasięg głębokościowy zależy od właściwości dielektrycznych gruntu (Neal, 2004).

W pracach terenowych wykorzystano radar impulsowy RAMAC/GPR CUII (firmy *Mala GeoScience*) oraz nieekranowane anteny o częstotliwościach centralnych 200 MHz i 25 MHz. Rozstawy pomiędzy antenami nadawczą i odbiorczą wynosiły odpowiednio 0,6 m i 4 m. Do precyzyjnej lokalizacji rejestrowanych sygnałów wykorzystano odbiornik GPS Leica 1230.

Ze względu na nachylenie terenu i osypujące się lub śliskie podłoże w pomiarach uczestniczyły 4 osoby, które odpowiadały za manualne przemieszczanie anten, obsługę/transport jednostki centralnej i komputera oraz asekurację linową. Pomiarów wykonano wzdłuż i w poprzek obu badanych stoków gruzowych (ryc. 1). W zależności od prędkości przesuwu anten rzeczywista gęstość pokrycia przekroju śladami radarowymi (zapis amplitudy powracających do anteny sygnałów radarowych) zmieniała się od 12 do 35 na metr. Okna czasowe rejestracji wynosiły 350 ns i 800 ns. Prędkość propagacji fal elektromagnetycznych w gruncie wyznaczono metodą CMP (common mid-point – wspólnego punktu środkowego). Do cyfrowego przetwarzania i interpretacji zebranych danych radarowych zastosowano program RadExplorer v.1.4 (*DECO-Geophysical Ltd.*).

Metoda lichenometryczna

Do datowania wieku powierzchni stoków gruzowych, w tym form rzeźby wykształconych w ich obrębie, użyto metody lichenometrycznej. W badaniach geomorfologicznych w Tatrach po raz pierwszy zastosował ją Kotarba (1988). Metoda lichenometryczna polega na pomiarze wielkości największych plech porostu *Rhizocarpon geographicum* występujących na powierzchniach okruchów skalnych budujących stok. Na tej podstawie, przy znanym tempie wzrostu porostów w danym miejscu, można określić przybliżony wiek powstania gruzowej formy.

Pomiary lichenometryczne wykonano wzdłuż czterech profili poprzecznych badanych stoków gruzowych: trzech na Szerokim Piargu nad Morskim Okiem (u podnóża, w środku i u nasady stoku gruzowego) oraz jednego na Szerokim Piargu pod Wołowcem (w połowie wysokości stoku; ok. 1650 m n.p.m.). Profile te miały długość od 30,7 m do 378 m (ryc. 1).

Wzdłuż każdego z profili pomiarowych wydzielono mikroformy rzeźby (wał, rynna, łob, łapa, jednorodny stok) określając ich genezę. Na każdej z form mierzono pięć największych plech, z których wyliczano średnią wartość. Następnie wykorzystując krzywą tempa wzrostu porostów w piętrach subalpejskim i alpejskim Tatr wyznaczoną przez Kotarbę (1988) określono wiek wydzielonych form. Ze względu na brak plech spowodowany sukcesją innych roślin lub świeżością formy (opóźnienie kolonizacji wynosi ok. 10 lat), określenie wieku niektórych odcinków profilu było niemożliwe. Uzyskane dane zestawiono z danymi opadowymi ze stacji meteorologicznych IMGW na Hali Gąsienicowej (1520 m n.p.m.) i na Kasprowym Wierchu (1991 m n.p.m.).

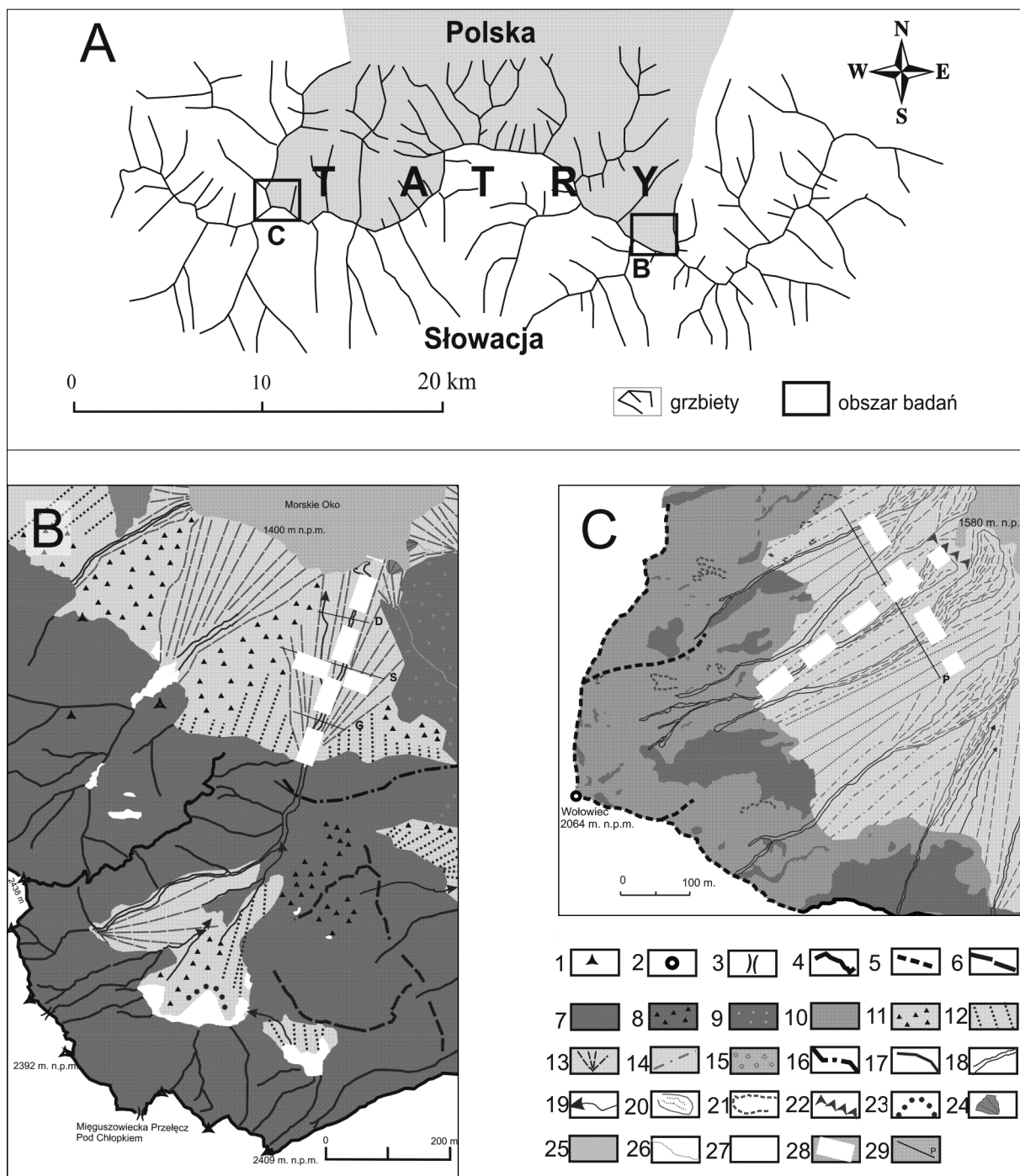
Wyniki i ich interpretacja

Grubość i struktura stoków

Echogramy radarowe badanych stoków, uzyskane za pomocą anten o częstotliwości 200 MHz, przedstawiają nakładające się hiperboliczne refleksy będące efektem wielokrotnej rejestracji odbić fal elektromagnetycznych od pojedynczych okruchów skalnych (w trakcie przesuwania anten), których wielkość przekracza 0,6 m. Nie obrazują one jednak podłoża luźnego materiału ze względu na zbyt mały pionowy zasięg tego rozpoznania. Wynosił on maksymalnie 12 m. Bardziej zgeneralizowany obraz struktury wewnętrznej podłoża uzyskano na podstawie sondowania radarowego z wykorzystaniem anten o częstotliwości centralnej 25 MHz. Rozdzielczość obrazu wynosi tylko 1,6 m ale zasięg głębokościowy był zbliżony do 40 m. Echogramy te ujawniają zarówno główne elementy struktury wewnętrznej jak i grubość badanych piargów.

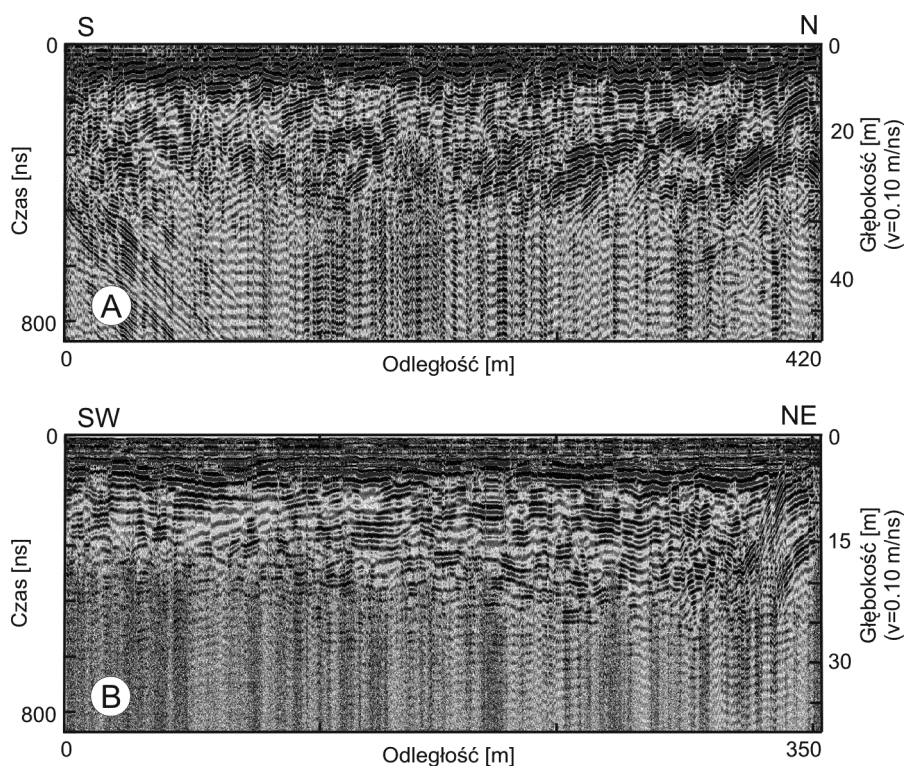
Szeroki Piarg nad Morskim Okiem

Średnia prędkość propagacji fal elektromagnetycznych w gruncie wynosiła 10,15 cm/ns. Wyniki sondowania radarowego wskazują na bezładną budowę wewnętrzną całego gruzowego stoku. Jego grubość w strefie nadwodnej wynosi od 15 m (w górnej części) do ok.



Ryc. 1. Lokalizacja badanych stoków (A). Szkic geomorfologiczny otoczenia Szerokiego Piargu nad Morskim Okiem (B). Szkic geomorfologiczny otoczenia Szerokiego Piargu pod Wołowcem (C). 1 – wierzchołki ostre, 2 – wierzchołki zaokrąglone, 3 – przełęcze, 4 – granie ostre, 5 – granie zaokrąglone, 6 – załomy w obrębie stoku skalnego, 7 – ściany i stoki skalne, 8 – stok skalny z akumulacją gruzu z odpadania i obrywów, 9 – stok skalny z pokrywą morenową, 10 – stok skalny z pokrywą zwietrzelinową, 11 – stoki i stożki obrywowe, 12 – stoki i stożki usypiskowe, 13 – stoki i stożki napływowe, 14 – stoki i stożki napływowo-lawinowe, 15 – morena denną, 16 – próg glacialny, 17 – żleby skalne, 18 – duże rynny spływów gruzowych (szer. > 5 m), 19 – rynny mniejszych spływów, 20 – łapy spływów gruzowych, 21 – nisze erozyjne (egzaracji lawinowej), 22 – czoło fosylnego łobu gruzowego, 23 – wał niwalny, 24 – delta, 25 – jezioro, 26 – potoki, 27 – płyty wieloletniego śniegu, 28 – linia pomiarów georadarowych, 29 – linia pomiarów lichenometrycznych

Fig. 1. Location of the study slopes (A). Geomorphological sketch of the Szeroki Piarg debris cone at the Morskie Oko Lake (B). Geomorphological sketch of the Szeroki Piarg debris slope of the Wołowiec (C). 1 – sharp summits, 2 – rounded summits, 3 – passes, 4 – sharp rocky ridges, 5 – rounded ridges, 6 – convex break in rocky slope, 7 – rockwall and rocky slopes, 8 – rocky slopes covered by rockfall debris, 9 – rocky slopes covered by moraine, 10 – debris mantled slopes, 11 – rockfall talus slopes, 12 – talus slopes, 13 – alluvial slopes, 14 – alluvial-avalanche slopes, 15 – moraine with relict rock glacier, 16 – step of hanging glacial cirque, 17 – rocky chute, 18 – large debris flow gullies (> 5 m width), 19 – debris flow gullies, 20 – debris flow tonque, 21 – erosional niches (avalanche erosion), 22 – front of fossil debris lobe, 23 – protalus rampart, 24 – deltas, 25 – lake, 26 – streams, 27 – perennial snow patches, 28 – line of GPR surveys, 29 – line of lichenometric measurements



Ryc. 2. Echogramy radarowe (25 MHz) wzdłuż Szerokiego Piargu nad Morskim Okiem (A) i Szerokiego Piargu pod Wołowcem (B)
Fig. 2. Longitudinal GPR sections (25 MHz) of the Szeroki Piarg at Morskie Oko Lake (A), and the Szeroki Piarg at Wołowiec (B)

30 m (w dolnej części). W górnej części piargu zarejestrowano kilka wtórnych odbić od ścian skalnych. Natomiast w jego najniższej części, pomiędzy 370 mb. a 420 mb. profilu pomiarowego, zarejestrowano horyzont refleksyjny na głębokościach zgodnych z położeniem powierzchni jeziora Morskie Oko (ryc. 2A). Prawdopodobnie odzwierciedlał on poziom wód gruntowych.

Szeroki Piarg pod Wołowcem

Średnia prędkość propagacji fal radarowych w gruzowym podłożu wynosiła 10,1 cm/ns. Zarejestrowane horyzonty refleksyjne wskazują na różnice w cechach fizycznych górnej, środkowej i dolnej części stoku (ryc. 2B). Górna część pokrywy stokowej (0–97 mb) o nachyleniu ok. 33°, mająca grubość od kilku do 15 m, w całej swej masie posiadała podobne cechy dielektryczne. Niżej, na odcinku od 97 mb. do 310 mb, gdzie nachylenie powierzchni stoku wynosi 28°, grubość materiału okruszowego wzrasta do 25 m, a zarejestrowane horyzonty refleksyjne świadczą o zmianie cech fizycznych gruntu na głębokościach 10 m i 15 m. Bardzo wyraźną zmianę właściwości dielektrycznych podłoża zarejestrowano także w najniższej części profilu pomiarowego (pomiędzy 310 mb. a 350 mb) na głębokościach od 18 m do 5 m. Całkowita grubość luźnego materiału zmniejsza się na tym odcinku od ok. 20 m do 12 m.

Dynamika stoków

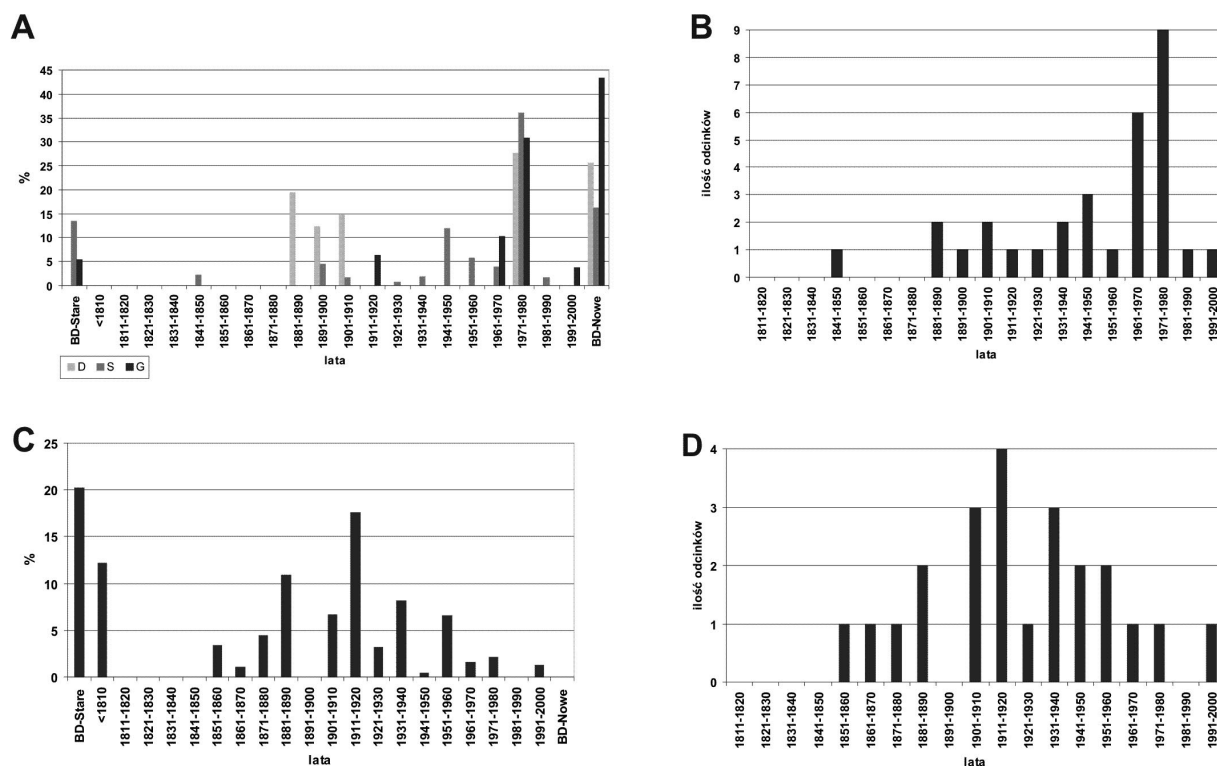
Sumaryczna długość oraz ilość jednowiekowych odcinków poszczególnych profili pomiarów lichenometrycz-

nych są wskaźnikami aktywności procesów stokowych. Im wyższe są wartości tych wskaźników (wyrażone w procentach całkowitej długości/ilości wszystkich odcinków profili pomiarowych) tym aktywniejsze były procesy geomorfologiczne.

Szeroki Piarg nad Morskim Okiem

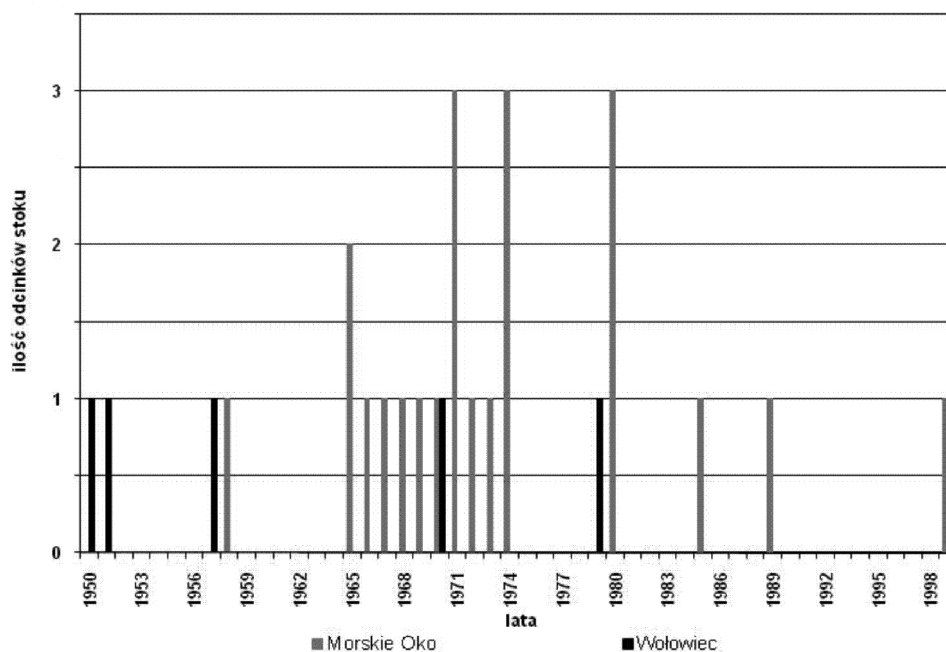
Dane lichenometryczne świadczą, że cała powierzchnia stożka jest stale modelowana przez procesy stokowe (ryc. 3A). W każdym z badanych profili stwierdzono odcinki formowane w okresie ostatnich 200 lat. Jedynie około 20% długości sumarycznej 3 profili pomiarowych nie można datować, ze względu na zrastanie się plech lub sukcesje roślinności. Natomiast odcinki ze świeżym gruzem (bez plech porostów) stanowiły od 20% do 50% długości poszczególnych profili pomiarowych. W świetle uzyskanych danych dynamika procesów stokowych jest wyraźnie zróżnicowana w profilu podłużnym. Bezpośrednio poniżej skalnego progu Kotła Miękuszwieckiego stożek niemal w całości pokrywał gruz zakumulowany w okresie ostatnich 10 lat. Materiał ten dociera także do środkowej części Szerokiego Piargu, która jest najbardziej zróżnicowana wiekowo. Część dolna jest stale modelowana tylko wzdłuż rynny spływu gruzowego, która rozcina centralnie cały stożek. Poza nią powierzchnia stożka jest stabilna od co najmniej 200 lat.

Ilość jednowiekowych odcinków poszczególnych profili pomiarowych świadczy, że intensywność procesów stokowych była bardzo zmienna w czasie, przy czym niemal w każdej dekadzie wystąpiły zdarzenia,



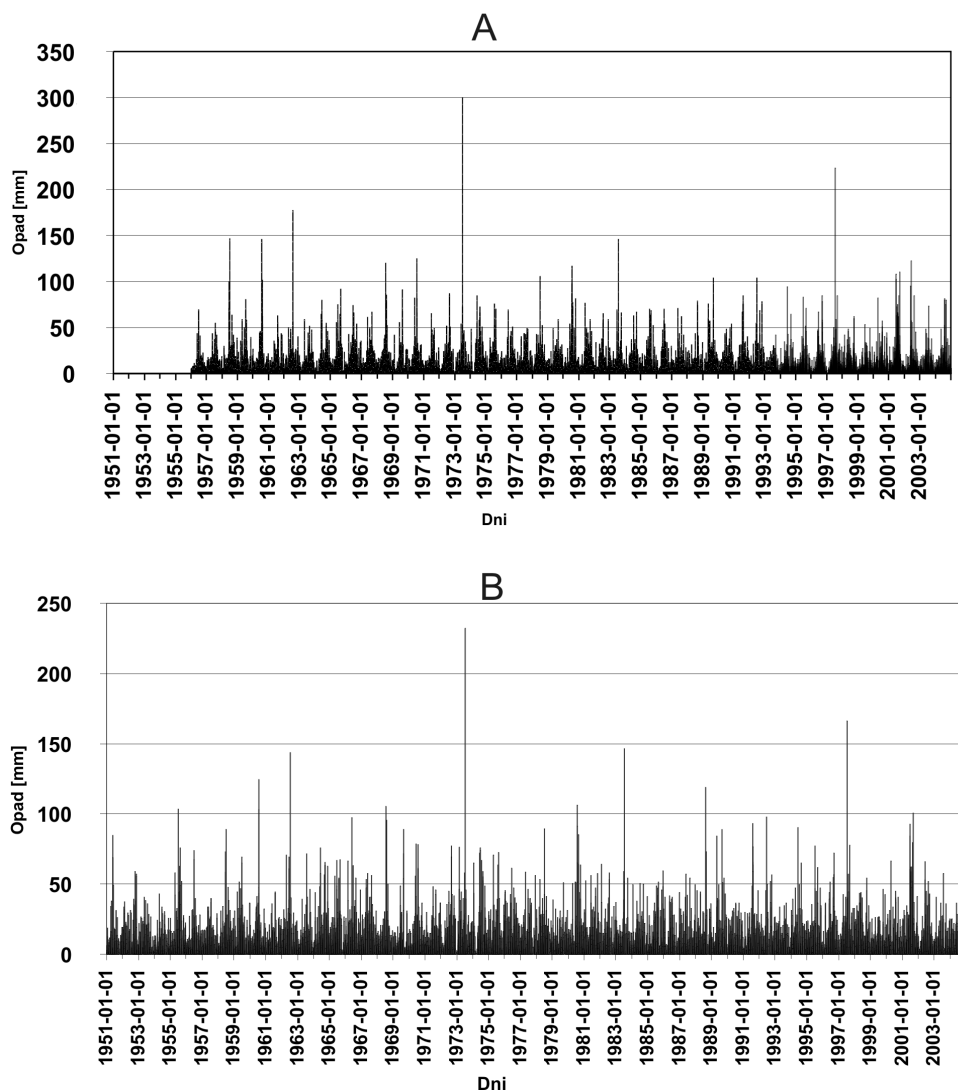
Ryc. 3. Wiek gruzu na Szerokim Piargu nad Morskim Okiem (A): D – podstawa stożka, S – środkowa część stożka, G – nasada stożka (BD-Stare – odcinki, gdzie datowanie lichenometryczne było niemożliwe, gdyż plechy porostów były poprzerastane lub stok był porośnięty roślinnością, BD-Nowe – odcinki gdzie nie było plech). Zmienność czasowa intensywności modelowania Szerokiego Piargu nad Morskim Okiem w ostatnich 200 latach (B). Wiek gruzu na Szerokim Piargu pod Wołowcem (C). Zmienność czasowa intensywności modelowania Szerokiego Piargu pod Wołowcem w ostatnich 200 latach (D)

Fig. 3. Age of debris on the Szeroki Piarg at Morskie Oko (A): D – base of the cone, S – middle part of the cone, G – upper part of the cone (BD-Stare – sections where lichenometryczne dating was impossible because the lichen thallus were joined or the slope was covered by vegetation, BD-Nowe – sections without lichen thallus). Temporal variations of the modeling intensity of the Szeroki Piarg at Morskie Oko in the last 200 years (B). Age of debris on the Szeroki Piarg at Wołowiec (C). Temporal variations of the modeling intensity of the Szeroki Piarg at Wołowiec in the last 200 years (D)



Ryc. 4. Aktywność badanych stoków gruzowych w ostatnich 60-ciu latach w świetle wyników badań lichenometrycznych

Fig. 4. Activity of the study debris slopes in the last 60 years in the light of lichenometric measurements results



Ryc. 5. Sumy dobowych opadów na Hali Gąsienicowej (A) i na Kasprowym Wierchu (B) w latach 1956–2005
Fig. 5. Daily precipitation totals at Hala Gąsienicowa (A) and Kasprowy Wierch (B) in the years 1951–2005

które zapisały się w mikrorzeźbie powierzchni stoku (ryc. 3B). Najwięcej odcinków stoku było modelowanych w okresach 1960–1980 (zwłaszcza 1970–1980) oraz 1930–1950 i 1880–1910, co w Tatrach Wysokich stwierdził także Kotarba (1995, 2004).

Szeroki Piarg pod Wołowcem

Powierzchnia gruzowego stoku podlega ciągłym przemianom (ryc. 3C). Jednak znaczna jego część (ponad 30% długości profilu pomiarowego) nie zmieniła się w okresie ostatnich 200 lat. Brak także form z ostatnich 10 lat, co świadczy, że nawet wyraźne rynnny spływów gruzowych nie były w tym czasie przekształcane. Natomiast na całym stoku znajdowano liczne, ale nie tworzące skupisk, świeże głązy i okruchy skalne, co można wiązać z aktywnością lawin śnieżnych. Najbardziej stok był przekształcany w okresie od połowy XIX wieku do lat 20-tych XX wieku. Najliczniejsze są drobne wały i rynnny spływów gruzowych z lat 1900–1920 (rys 3D). Widocz-

ny jest także zapis okresów o zwiększonej ilości opadów, w latach 30-ych i 70-ych XX w (ryc. 3 i 4).

Problem ustalania hydrometeorologicznych uwarunkowań morfodynamiki stoków

Na obszarze Tatr Polskich najpełniejsze serie danych opadowych dotyczą Hali Gąsienicowej i Kasprowego Wierchu (ryc. 5). W ich świetle w ostatnim półwieczu największe wartości sum dobowych opadów wystąpiły na Hali Gąsienicowej. Również na Hali Gąsienicowej zanotowano dwukrotnie większą niż na Kasprowym Wierchu ilość dni z sumami dobowymi opadów powyżej 100 mm, lecz tylko niektóre z tych opadów doprowadziły do wystąpienia spływów gruzowych (głównie pod Żółtą Turnią, Granatami, Kościelcem oraz Skrajną Turnią). Wyniki badań Kotarby (1989, 1998) oraz Kędzi (materiały niepublikowane) świadczą, że najważniejszym parametrem hydrometeorologicznym decydującym o wystąpieniu spływów gruzowych jest opad o natężeniu

zbliżonym do 1 mm/min, trwający co najmniej 20–30 min. Przy natężeniu opadów wynoszącym około 1,5 mm/min i więcej oraz dużym nasączeniu piargów wodą, wywołanym wcześniejszymi opadami, czas trwania intensywnego opadu wywołującego powstawanie spływów gruzowych, może być krótszy. Opady są jednak zjawiskiem bardzo lokalnym i ich natężenie w miejscu powstania spływów gruzowych może się różnić od wartości progowej ustalonej na podstawie danych meteorologicznych znajdującej się poza badanym stokiem. Dlatego też trudno o jednoznaczne korelacje wyników datowań lichenometrycznych z danymi opadowymi ze stacji, które nie znajdują się bezpośrednio na obszarze badań. Przy czym aktywność badanych stoków w pierwszej dekadzie oraz w latach 30-tych i 70-tych XX wieku odpowiada okresom, w których odnotowano wzrost opadów w całych Karpatach.

Wnioski

1. Wielkość badanych stoków gruzowych związana jest przede wszystkim z aktywnością procesów dostarczających materiał gruzowy.

2. Aktywność stoków gruzowych związana jest z impulsami hydrometeorologicznymi ale ich wrażliwość na te impulsy zależy od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego, z czym związana jest: a) ilość dostarczonej zwietrzliny oraz b) typ i dynamika procesów stokowych.

3. W ostatnich 200 latach aktywność badanych stoków gruzowych nie wykazywała żadnej tendencji.

Prace badawcze finansowano ze środków Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego (grant nr N306 2763 33). Autorzy składają podziękowania kolegom Michałowi Ciepłemu, Dariuszowi Ignatiukowi, Michałowi Lasce i Mirosławowi Szumnemu za pomoc w pracach terenowych oraz dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za zgodę na badania i pomoc logistyczną.

Internal structure and morphodynamics of selected debris slopes in the Tatra Mountains in the light of the results of georadar and lichenometric measurements

The paper shows the results of ground penetrating radar (GPR) and lichenometric measurements of two debris slopes: the Szeroki Piarg at Morskie Oko Lake (the High Tatras) and the Szeroki Piarg at Wołowiec (the Western Tatras), and a brief discussion on the susceptibility of debris slopes to precipitation. The results show that the size of the investigated slopes is most of all related to the activity of processes supplying with debris material.

This activity depended on hydrometeorological impulses and the size and topography of alimentation area, and it has not shown any trends for the last 200 years.

Literatura

- Ferber T., 2002. The age and origin of talus cones in the light of lichenometric research. The Skalnisty and Zielony talus cones, High Tatra Mountains, Poland. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 36, 77–89.
- Gądek B., Grabiec M., 2008. Glacial ice and permafrost distribution in the Medena kotlina (Slovak Tatras): mapped with application of GPR and GST measurements. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42, 5–22.
- Gądek B., Kotyrba A., 2003. Struktura wewnętrzna Łowczyka Mięgoszowieckiego (Tatry) w świetle wyników badań georadarowych. *Przegląd Geologiczny*, 51, 12, 1044–1047.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988. Postglacial modelling of glacial cirques in the Western Tatras. *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 71, 121–141.
- Klimaszewski M., 1988. *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, 1–668.
- Kotarba A., 1988. Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach, *Wszechświat* 89, 1, 13–15.
- Kotarba A., 1989. On the age of derbis slopes in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 23, 139–152.
- Kotarba A., 1995. Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains, *Questiones Geographicae, Spec. Issue*, 4, 177–183.
- Kotarba A., 1998. Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997. *Dokumentacja Geograficzna* 12, 9–23.
- Kotarba A., 2004. Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej, *Prace Geogr. IGiPZ PAN* 197, 9–55.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987. High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains, *Geogr. Studies IGiPZ PAN, Special issue* 3, 1–106.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995. Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 98, 155–170.
- Lamparski P., Kędzia S., 2007. Permafrost occurrence in Kozia Dolinka (High Tatra Mountains) in light of georadar investigations. *Geomorphologia Slovaca et Bohemica* 1, 82–88.
- Neal A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.

