

Uniwersytet Śląski w Katowicach

Wydział Nauk Przyrodniczych

Instytut Nauk o Ziemi

Rozprawa doktorska

Współczesna morfodynamika skalnych stoków Tatr Wysokich

Joanna Kajdas

Sosnowiec, 2024

Współczesna morfodynamika skalnych stoków Tatr Wysokich

Joanna Kajdas

Rozprawa doktorska wykonana w Instytucie Nauk o Ziemi na Wydziale Nauk
Przyrodniczych Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach

pod kierunkiem

promotora – dr hab. Bogdana Gądka, prof. UŚ

Sosnowiec, 2024

Podziękowania

Dziękuję

*Promotorowi Bogdanowi Gądkowi za poświęcony czas
i wszelką pomoc okazaną podczas realizacji tej pracy.*

*Dr hab. Bartłomiejowi Szypule, dr Małgorzacie Błaszczyk,
dr Michałowi Ciepłemu oraz dr Mirosławowi Szumnemu
za cenne wskazówki i komentarze.*

Rodzinie za bezgraniczne wsparcie.

Streszczenie

Stoki skalne wraz z towarzyszącymi im pokrywami usypiskowymi są integralną częścią każdego wysokogórskiego systemu denudacyjnego. Współczesne ocieplenie się klimatu, związana z tym deglacja i degradacja wieloletniej zmarzliny, w obszarach wysokogórskich skutkują wzrostem częstości obrywów skalnych. Odpadanie i obrywy skał stanowią poważne zagrożenie dla ludzi i infrastruktury. Są jednak trudne do przewidzenia. Głównym celem prezentowanej rozprawy było kompleksowe rozpoznanie współczesnej intensywności degradacji skalnych stoków w polskich Tatrach Wysokich wraz z ustaleniem jej uwarunkowań oraz wynikającego z nich potencjalnego zagrożenia obrywami skalnymi dla ruchu turystycznego, wspinaczkowego i infrastruktury. Na jej potrzeby rozpoczęto po raz pierwszy na tym obszarze monitoring dużych i stromych powierzchni skalnych z wykorzystaniem naziemnego skanera laserowego. Po raz pierwszy też udokumentowano ilościowo przebieg jednego z największych w ostatniej dekadzie skalnych obrywów w Tatrach wraz z jego geologicznymi i hydrometeorologicznymi uwarunkowaniami. Ponadto opracowano pierwszą regionalną mapę potencjalnych obrywów skalnych przedstawiającą nie tylko ich zasięg, ale także energię kinetyczną. Uzyskane wyniki świadczą, że tempo zmian granitoidowych stoków pod wpływem procesów wietrzenia i odpadania jest bardzo zmienne zarówno w czasie jak i w przestrzeni. W okresie monitoringu stoków Mięguszowieckiego Szczytu-Cubryny tempo ich cofania się wynosiło od $0,00013 \text{ ma}^{-1}$ do $0,004 \text{ ma}^{-1}$. Przestrzenne zróżnicowanie liczby i wielkości ubytków w obrębie badanych stoków związane było przede wszystkim z gęstością szczelin. Największe zagrożenie obrywami stwarzają ściany skalne położone w strefach uskokowych/mylonitowych w piętrze potencjalnego występowania wieloletniej zmarzliny sporadycznej. Przy czym w ostatniej dekadzie obrywy skalne nie były związane z degradacją wieloletniej zmarzliny, lecz z zamrozem poprzedzonym opadami deszczu lub roztopami. Obszary współcześnie zagrożone obrywami skalnymi, uwalnianymi w peryglacialnej strefie polskich Tatr Wysokich, pokrywają się z zasięgiem stoków skalnych i istniejących powierzchni usypiskowych. Potencjalna energia rzeźby tego terenu oraz inicjalne rozmiary i kształt uwalnianych okruchów skalnych nie zmieniły się zasadniczo od czasu całkowitego zaniku lodowców. Przy czym stopień zasypania glacialnych i peryglacialnych form terenu zależy nie tylko od ich lokalizacji, oraz intensywności degradacji, położenia, liczby i rozmiarów

obszarów uwalniania, ale także od energii kinetycznej obrywów skalnych. Najbardziej niebezpiecznym obszarem jest rejon Morskiego Oka i Czarnego Stawu pod Rysami, gdzie liczba odwiedzających przekracza czasem tzw. pojemność turystyczną, a obrywy skalne, mogące być uwolnione w wyjątkowo wielu miejscach, cechuje największa energia kinetyczna.

Abstract

Rock slopes and associated talus covers are integral to any high-mountain denudation system. Present-day climate warming, the associated deglaciation and permafrost degradation in high mountain regions are increasing rockfall frequency. Rockfalls pose a severe hazard to people and infrastructure. However, they are difficult to predict. The dissertation's main objective was to comprehensively recognise the contemporary intensity of rock slope degradation in the Polish High Tatras by determining its triggers and the resulting hazards of rockfalls for touristic and climbing traffic and infrastructure. For its purposes, monitoring of large and steep rock surfaces using a terrestrial laser scanner was started in this region for the first time. It was also the first time that the course of one of the largest rockfalls in the Tatras in the last decade was quantitatively documented, together with its geological and hydrometeorological conditions. In addition, the first regional map of potential rockfalls was prepared, showing their extent and kinetic energy. The results show that the rate of changes of granitoid slopes under the influence of weathering and rockfall processes is highly variable both in time and space. During the period of the Mięguszowiecki Szczyt-Cubryna slopes monitoring, the retreat index ranged from 0.00013 ma⁻¹ to 0.004 ma⁻¹. The spatial diversity of the number and size of rockfalls within the studied slopes was mainly related to the crack density. The greatest hazard is rock walls in fault/mylonite areas in the zone of potential sporadic permafrost. In the last decade, however, rockfalls have not been linked to permafrost degradation but to frost preceded by rainfall or snowmelt. The areas contemporarily hazarded by rockfalls, released in the periglacial zone of the Polish High Tatras, coincide with the extent of rock and talus slopes. The potential relief energy of the area and the initial size and shape of the released rock boulders have not fundamentally changed since the complete disappearance of the glaciers. At the same time, the degree of burial of glacial and periglacial landforms depends on their location, the degradation intensity, location, number and size of release areas, and the kinetic energy of the rockfalls. The most dangerous area is the region of the Morskie Oko and the Czarny Staw pod Rysami lakes, where the number of visitors sometimes exceeds the so-called tourism carrying capacity (TCC), and rockfalls, which can be released in exceptionally many places, are characterised by the highest kinetic energy.

Spis treści

1. Wprowadzenie	15
1.1. Zarys stanu badań.....	17
1.2. Cele pracy	18
2. Obszar badań	20
3. Dane i metody badań.....	22
3.1. Dane kartograficzne i teledetekcyjne.....	22
3.2. Materiały video.....	22
3.3. Dane meteorologiczne.....	22
3.4. Pomiar TLS i przetwarzanie danych skaningowych	23
3.5. Pomiar gęstości szczelin.....	24
3.6. Modelowanie numeryczne	25
3.7. Metody GIS	25
4. Wyniki i interpretacja.....	27
4.1. Współczesna degradacja skalnych stoków Tatr Wysokich [Załącznik 1].....	27
4.1.1. Morfometria badanych stoków skalnych.....	27
4.1.2. Zmiany powierzchni stoków skalnych	28
4.1.3. Znaczenie ekspozycji, nachylenia i wysokość stoku.....	28
4.1.4. Znaczenie gęstości szczelin.....	29
4.2. Przyczyny współczesnych obrywów skalnych w strefie występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich: studium przypadku Turni Kurczaba [Załącznik 2]	30
4.2.1. Morfometria systemu stokowego.....	30
4.2.2. Geologiczne uwarunkowania obrywu	31
4.2.3. Meteorologiczne uwarunkowania obrywu	32
4.2.4. Geometrię, wielkość i prędkość obrywu	32
4.3. Zasięg i kinematyka potencjalnych obrywów skalnych w peryglacialnej strefie polskich Tatr Wysokich [Załącznik 3]	35
4.3.1. Scenariusz obrywu skalnego Turni Kurczaba	35
4.3.2. Scenariusz obrywu skalnego Niebieskiej Turni	37
4.3.3. Potencjalne obszary obrywów skalnych	38
5. Wnioski.....	41
6. Literatura.....	43
7. Oświadczenie współautorów	51

8.	Załączniki	60
8.1.	Załącznik 1	60
8.2.	Załącznik 2	76
8.3.	Załącznik 3	91

Spis Rycin

Ryc.1. Położenie obszaru badań, stanowisk pomiarowych, powierzchni testowych i dokumentowanych obrywów skalnych. Strefa podświetlona żółtym kolorem: polska część Tatr Wysokich;GC – Wielka Galeria Cubryńska, NT – Niebieska Turnia,KW – Kasprowy Wierch.....	20
Ryc.2. Północne stoki skalne Mięguszowieckiego Szczytu Wielkiego i Cubryny (chmura punktów) oraz poligony testowe 1-4 (numeryczne modele terenu); wykresy kołowe: ekspozycja badanych powierzchni.	27
Ryc.3. Modele różnicowe poligonów testowych 1 – 4 (widok w płaszczyźnie równoległej do stoku). Kolory niebieski-zielony wskazują na ubytki skalne, które powstały w okresie październik 2016 r. – czerwiec 2019 r.	28
Ryc.4. Relacje pomiędzy tempem cofania i (a) gęstością powierzchniową szczelin oraz b) udziałem ścian skalnych o nachyleniu $>80^\circ$ w całkowitej powierzchni poligonów testowych 1-4.	30
Ryc.5. Elementy system stokowego Turnia Kurczaba-Morskie Oko.....	31
Ryc.6. Litologia obszaru badań (A) z lokalizacją miejsca uwolnienia skał (B) i gęstością spękań (C). Zmodyfikowany fragment mapy geologicznej (Piotrowska i in. 2015b): $\delta\zeta$ – granitoidy i tonality, yK – granitoidy z kryształami różowego skalenia, ypi – granity z pegmatytami i aplitami, kfy – kataklazyty, brekcje tektoniczne, filonity i mylonity, Qp – materiał usypiskowy; Ds – gęstość powierzchniowa pęknięć	32
Ryc.7. Miejsce oberwania (uwolnienia skał) Turni Kurczaba: A) numeryczny model ściany skalnej przed obrywem; B) numeryczny model ściany skalnej po obrywie; C) model różnicowy (cofnięcie się ściany skalnej).....	33
Ryc.8. Numeryczny model różnicowy stoku usypiskowego przed i po obrywie Turni Kurczaba: A) górny stożek usypiskowy; B) dolny stożek usypiskowy (Szeroki Piarg).34	
Ryc.9. Symulacja numeryczna trajektorii ruchu, wysokości odbicia, prędkości i energii kinetycznej obrywu Turnia Kurczaba. MO: jezioro Morskie Oko.	36
Ryc.10. Obliczone i obserwowane miejsca depozycji 8-tonowych bloków skalnych uwolnionych z Turni Kurczaba w dniu 22 października 2021 r.; a) czerwone kropki: prawdopodobne miejsca zatrzymania bloków skalnych (ortofotomapa 2009: Główny Urząd Geodezji i Kartografii); b) system stokowy Turni Kurczaba: w obrębie żlebu i	

w rynnach spływu gruzowego w środkowej części dolnego stożka usypiskowego widoczny świeży materiał skalny (zdjęcie wykonane 28.10.2021 r.: Z. Rączkowska); c) kształt i wielkość bloków skalnych zdeponowanych w najwyższej części Szerokiego Piargu (zdjęcie wykonane 28 października 2021 r.: Z. Rączkowska).	36
Ryc.11. Symulacja numeryczna trajektorii ruchu, wysokości odbicia, prędkości i energii kinetycznej obrywu Niebieskiej Turni. ZS: jezioro Zadni Staw.	37
Ryc.12. Obliczone i obserwowane miejsca depozycji 8-tonowych bloków skalnych uwolnionych z Niebieskiej Turni w dniu 21 maja 2018 r.; a) czerwone kropki: prawdopodobne miejsca zatrzymania bloków skalnych (ortofotomapa 2009: Główny Urząd Geodezji i Kartografii); b) system stokowy Niebieskiej Turni: w górnej części stożka usypiskowego widoczny świeży materiał skalny, w środkowej części i niżej widoczne są także pojedyncze duże bloki skalne (zdjęcie wykonane 22.05.2018 r.: M. Szumny).	38
Ryc.13. Potencjalne obrywy skalne w polskich Tatrach Wysokich: rozmieszczenie, zasięg i energia kinetyczna. Obrysy stoków usypiskowych na podstawie mapy geologicznej Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska i in., 2015). Skrótów nazw topograficznych: DZ – Dziadula, ZK – Zadnie Koło, MO – Morskie Oko, CS – Czarny Staw, ZS – Zadni Staw, WS – Wielki Staw, PS – Przedni Staw. Podkład: numeryczny model terenu zintegrowany z ortofotomapą (Główny Urząd Geodezji i Kartografii). Współrzędne geograficzne: WGS84.	40

Spis Tabel

Tabela 1. Charakterystyka morfometryczna badanych stoków skalnych.	27
Tabela 2. Zestawienie powierzchni badanych stoków i sum powierzchni ubytków skalnych w założonych klasach ekspozycji, wysokości i nachylenia.	29
Tabela 3. Morfometria systemu stokowego Turnia Kurczaba (obszar uwolnienia) – jezioro Morskie Oko.....	33

1. Wprowadzenie

Stoki skalne wraz z towarzyszącymi im pokrywami usypiskowymi są integralną częścią każdego wysokogórskiego systemu denudacyjnego. Ich morfodynamika zależy od budowy geologicznej, topografii, warunków klimatycznych, zasięgu lodowców, grubości warstwy czynnej i aktywności sejsmicznej (Fischer i in., 2012; Romeo i in., 2017; Mair i in., 2020; Knoflach i in., 2021). W piętrze peryglacjalnym stoki skalne degradowane są przede wszystkim przez wietrzenie mechaniczne (Eppes i Keanini, 2017), które często wspomagane wietrzeniem chemicznym (Dixon i Thorn, 2005) skutkuje propagacją pęknięć (Draebing i Krautblatter, 2019), odspajaniem okruchów skalnych i ich swobodnym spadaniem, odbijaniem, toceniem i ślizganiem (Luckman, 2013). Zdeponowany u podnóża stoków skalnych materiał usypiskowy tworzy koluwia modelowane przez procesy paraglacjalne, peryglacjalne i aluwialne (Kotarba, 1997; Senderak i in., 2019; Senderak i in., 2021; Rączkowska i Cebulski 2022).

Współczesne ocieplanie się klimatu, związana z tym deglacjacja i degradacja wieloletniej zmarzliny (Zemp i in., 2015; Oliva i Fritz, 2018), w obszarach wysokogórskich skutkują wzrostem częstości obrywów skalnych (Gruber i Haeberli, 2007; Fisher i in., 2012; Knoflach i in., 2021). Zmiany klimatu implikują, także kinematykę skał i pęknięć i tym samym „dystrybucję” obrywów skalnych zarówno na dużych jak i niskich wysokościach (Draebing, 2021). Wydajność tych procesów jest kontrolowana przez właściwości skał budujących stok, tj.: skład mineralny, porowatość, teksturę, wytrzymałość na rozciąganie, gęstość spękań i innych powierzchni nieciągłości (Matsuoka, 2008; Bland i Rolls, 1998; Hall i Thorn, 2011; Lubera, 2014).

Opadanie i obrywy skał stanowią poważne zagrożenie dla ludzi i infrastruktury. Są jednak trudne do przewidzenia. Znaczący postęp w ilościowej ocenie zmian powierzchni skalnych umożliwiło zastosowanie naziemnego skaningu laserowego (TLS – terrestrial laser scanning) (Jaboyedoff i in., 2012). Uzyskane na podstawie danych TLS różnicowe modele terenu umożliwiają określenie rozmiarów miejsc oderwania i objętości uruchomionego materiału skalnego oraz wielkości jego depozytów (Abellán et al. 2014; Rączkowska i Cebulski 2022). Naziemny skaningu laserowy wraz z matematycznymi modelami opisującymi ruch okruchów skalnych stosowany jest do identyfikacji niestabilnych stoków i cyfrowych symulacji trajektorii i kinematyki odpadającego materiału skalnego w określonych warunkach topograficznych (Leine i in., 2014; Zhang, 2022).

Prezentowana rozprawa zawiera wyniki próby rozpoznania współczesnych zmian stoków skalnych, ich uwarunkowań i skali zagrożenia obrywami skalnymi w polskich Tatrach Wysokich. Na jej potrzeby rozpoczęto po raz pierwszy na tym obszarze monitoring TLS dużych i stromych powierzchni skalnych. Po raz pierwszy też udokumentowano ilościowo przebieg jednego z największych w ostatniej dekadzie skalnych obrywów w Tatrach wraz z jego geologicznymi i hydrometeorologicznymi uwarunkowaniami. Ponadto opracowano pierwszą regionalną mapę potencjalnych obrywów skalnych przedstawiającą nie tylko ich zasięg, ale także energię kinetyczną. Motywacją do podjęcia prac badawczych były: 1) współczesne zmiany klimatu i związane z nimi ewidentny wzrost częstości obrywów skalnych w wysokogórskich obszarach zlodowaconych, 2) brak lub dyskusyjność analogicznych obserwacji w obszarach wysokogórskich już od wielu tysięcy lat niezlodowaconych, 3) coraz częstsze uszkodzenia popularnych szlaków turystycznych w polskich Tatrach, w tym o ekstremalnie wysokiej frekwencji (Morskie Oko), spowodowane obrywami skalnymi, 4) nie zweryfikowana hipoteza, że w piętrze subniwalnym Tatr współczesne duże obrywy skalne mogą być inicjowane degradacją wieloletniej zmarzliny (Gądek i in., 2013a; Šilhán i Tichavský, 2016).

Rozprawa doktorska składa się z trzech artykułów naukowych tworzących spójny tematycznie cykl. Dwie z tych prac opublikowano, a trzecia jest w druku. Czasopisma naukowe, które przyjęły te artykuły są indeksowane w międzynarodowych bazach (m.in. Journal Citation Reports, SCOPUS, GeoRef) i posiadają współczynnik wpływu (IF):

- I. Gądek B. **Kajdas J.**, Krawiec K., 2023. Contemporary degradation of steep rock slopes in the periglacial zone of the Tatra Mts., Poland. *Geographia Polonica*, 96(1), 53–68. DOI: 10.7163/GPol.0245.

udział: 45%; IF: 0,9;MEiN: 100 pkt (2023)

- II. **Kajdas J.**, Gądek B., Rączkowska Z., Cebulski J., 2024. Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of Turnia Kurczaba (the Tatra Mts., Poland). *Geology, Geophysics and Environment*, 50(1),23-38. DOI: 10.7494/geol.2024.50.1.23

udział: 35%; IF: 0,9;MEiN: 100 pkt (2024)

- III. **Kajdas J.,** Gądek B., 2024. Potential rockfalls in the periglacial zone of the Polish High Tatras: extent and kinematics. *Geographia Polonica*, 97(2).

udział: 70%; IF: 0,9; MEiN: 100 pkt (2024)

1.1. Zarys stanu badań

Powszechność i skutki procesów odpadania drobnych okruchów i obrywy większych mas skalnych były wskazywane już w pierwszych publikacjach dotyczących abiotycznego środowiska przyrodniczego Tatr (Staszic, 1815). Stoki usypiskowe zostały skartowane w ramach regionalnych zdjęć geomorfologicznych w drugiej połowie XX wieku (Klimaszewski, 1988). Na podstawie wyników kartowania oraz założenia, że średnia grubość usypisk wynosi 10 m, oszacowano objętość materiału usypiskowego i obniżenie grzbietów Tatr Wysokich w okresie postglacjalnym uzyskując odpowiednio wartości: 351 490 tys. m³ i 5. W świetle wyników kosmogenicznych datowań największe koluwia obrywowe powstawały w trakcie deglacjacji oraz kilka tysięcy lat później, podczas cieplejszych i bardziej wilgotnych okresów na przełomie plejstocenu i holocenu (Páneki in., 2016). Dane geofizyczne wskazują, że maksymalna grubość pokryw usypiskowych w Tatrach zwykle wynosi kilkadziesiąt metrów (Gądek i Grabiec, 2008; Gądek i in., 2013b; Gądek i in., 2016; Senderak i in., 2019). Zależy ona przede wszystkim od aktywności procesów dostarczających materiał skalny oraz od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego. Położenie wysokościowe i ekspozycja stoku nie mają takiego znaczenia. Nie stwierdzono też związku pomiędzy grubością usypiska, a jego rozciągłością pionową (Gądek i in., 2016).

Badania współczesnych procesów morfogenetycznych w Tatrach, w tym wietrzenia fizycznego i odpadania, rozpoczęto w połowie XX wieku (Kotarba i Krzemień, 1996). Stwierdzono, że w Tatrach Wysokich procesy te najintensywniej przebiegają w piętrze klimatycznym zimnym, na ścianach skalnych o ekspozycji zachodniej (Kotarba, 1976). Tempo cofania się ścian skalnych w wyniku tych procesów jest zróżnicowane w czasie i w przestrzeni, wynosi od 0,0004 do 3,0 mm/rok w Tatrach Zachodnich (Kotarba, 1972; Koszyk, 1977; Midriak, 1983; Lubera, 2016) oraz od 0,028 do 0,26 mm/rok w Tatrach Wysokich (Rączkowski, 1981). Wyniki dotychczasowych badań morfodynamiki stoków i datowań lichenometrycznych materiału usypiskowego nie ujawniły żadnego trendu w aktywności obrywów skalnych w Tatrach w okresie

ostatnich 300 lat (Kotarba i in., 1987; Gądek i in., 2016; Rączkowska i in., 2018). Procesy te generalnie miały małą intensywność i ciągły charakter, chociaż zdarzały się obrywy średniej wielkości (Rączkowska i Cebulski, 2022). Największa intensywność degradacji ścian skalnych miała miejsce w XIX wieku i na początku XX wieku, a zwłaszcza w latach 1840-1890 (Kotarba i Pech, 2002). Dane denchronologiczne ujawniły też wzrost częstości obrywów skalnych w ostatnich 5 dekadach (Zielonka i Wrońska-Wałach, 2019). Jednocześnie od początku lat 80-tych w Wysokich Tatrach obserwuje się postępującą aluwiację stoków usypiskowych polegającą na redepozycji materiału gruzowego przez spływy gruzowe (Kotarba i in., 1983; Kotarba 1997; Kotarba i in., 2013; ŠilháníTichavský, 2016; Rączkowska i Cebulski, 2022).

Dotychczasowe dane o morfodynamice ścian skalnych pochodzą przede wszystkim z pomiarów zmian depozytów i datowań materiału usypiskowego. Brakuje systematycznych zobrazowań powierzchni skalnych dostarczających bezpośrednich i precyzyjnych danych ilościowych o zmianach tych powierzchni (degradacji) oraz ich geologiczno-topograficznych uwarunkowaniach. Dotąd nie udało się także kompleksowo i precyzyjnie udokumentować przyczyn, uwarunkowań, rozmiarów i szczegółowego przebiegu jakiegokolwiek obrywu skalnego w Tatrach. Ponadto w kontekście współczesnych zmian klimatu i kolejnych doniesień o dużych obrywach skalnych oraz o rekordowych liczbach osób odwiedzających Tatry, istnieje potrzeba identyfikacji i kartograficznego przedstawienia stref szczególnie zagrożonych obrywami skalnymi.

1.2. Cele pracy

Głównym celem pracy doktorskiej było kompleksowe rozpoznanie współczesnej intensywności degradacji skalnych stoków polskich Tatr Wysokich, wraz z ustaleniem jej uwarunkowań oraz wynikającego z nich potencjalnego zagrożenia obrywami skalnymi dla ruchu turystycznego, wspinaczkowego i infrastruktury turystycznej.

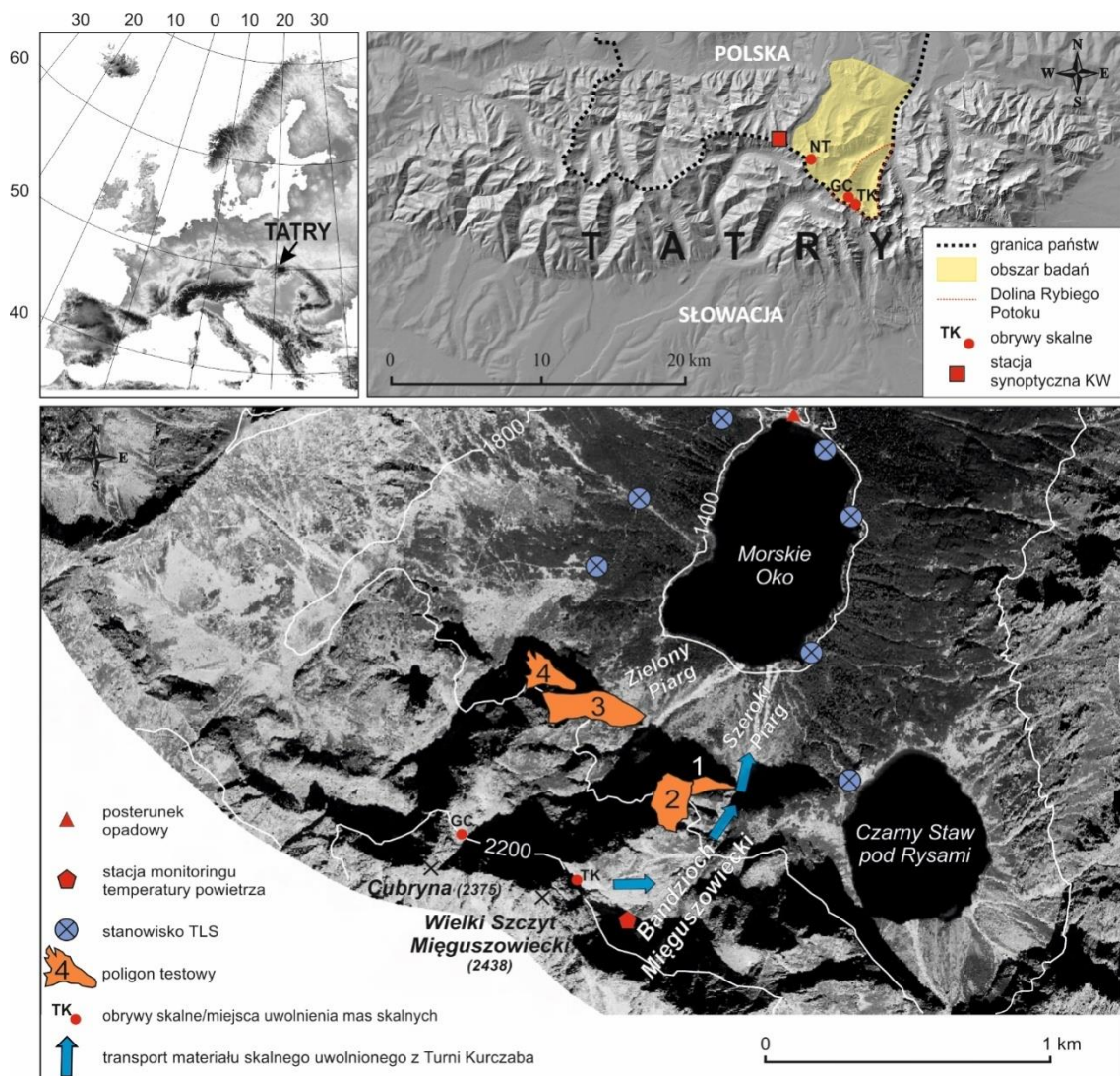
Cele cząstkowe obejmowały:

- 1) Ilościowe określenie intensywności i przestrzennego rozkładu współczesnych procesów odpadania oraz ich litologicznych i topograficznych uwarunkowań.
- 2) Rozpoznanie przyczyn współczesnych obrywów skalnych.

- 3) Identyfikację stoków skalnych najbardziej predysponowanych do rozpadu oraz oszacowanie maksymalnego potencjalnego rozprzestrzenienia się materiału skalnego, który z tych miejsc mógłby odpaść.

2. Obszar badań

Pracami badawczymi objęto polską część Tatr Wysokich o powierzchni ok. 63 km². Zasięg tego obszaru wyznaczają współrzędne WGS84: N49.17956°/E20.088° oraz N49.28503°/E20.03425°. Pomiary terenowe wykonano w górnych partiach Doliny Rybiego Potoku, tj. w kotłach polodowcowych Morskiego Oka i Czarnego Stawu pod Rysami. Monitorowano stoki skalne Cubryny (2375 m n.p.m.) oraz Wielkiego Szczytu Mięguszwieckiego (2438 m n.p.m.), gdzie miały miejsce największe w ostatniej dekadzie obrywy skalne (Ryc.1).



Ryc.1. Położenie obszaru badań, stanowisk pomiarowych, powierzchni testowych i dokumentowanych obrywów skalnych. Strefa podświetlona żółtym kolorem: polska część Tatr Wysokich; GC – Wielka Galeria Cubryńska, NT – Niebieska Turnia, KW – Kasprowy Wierch.

Obszar wybrany do badań budują głównie karbońskie granitoidy rozpadające się wzdłuż powierzchni ciosowych o kierunkach NW-SE i NE-SW. W strefach uskokowych

występują kataklazyty, brekcje tektoniczne i mylonity (Piotrowska, 1997; Piotrowska i in., 2015). Wysokogórska rzeźba tego terenu jest efektem plejstocenijskich zlodowaceń (np. Klimaszewski, 1988; Zasadni i Kłapyta, 2014). W okresie polodowcowym u wylotu żlebów rozwinęły się rozległe stożki usypiskowe o grubości przekraczającej 30 m (Gądek i in., 2016; Senderaki in., 2019). Współcześnie modelowane są one głównie przez spływy gruzowe (Kotarba i in., 1987; Kotarba i in., 2013; Rączkowskai in., 2018; Rączkowskai Cebulski, 2022). W ostatnich latach wszystkie największe obrywy skalne powstały w piętrze klimatycznym umiarkowanie zimnym: pod Wielką Galerią Cubryńską (23 września 2012 r.) oraz w obrębie Niebieskiej Turni (21 maja i 28 września 2018 r.) i Turni Kurczaba (22 października 2021 r.). Chociaż procesy odpadania mas skalnych zwykle wywoływane są wodą opadową i roztopową oraz zamrozem (Lubera, 2016) to w przypadku dużych zdarzeń nie wyklucza się wpływu degradacji wieloletniej zmarzliny (np. Šilhání Tichavský, 2016).

Umiarkowany klimat Tatr kształtują przede wszystkim masy powietrza polarnomorskiego i polarno-kontynentalnego (Niedźwiedź, 1992). Średnia temperatura powietrza zmienia się od ok. 6°C u podnóża gór do ok. -2°C w ich najwyższych piętrach (Łupikasza i Szypuła, 2019). Powyżej wysokości 1900 m n.p.m. sporadycznie może występować wieloletnia zmarzlina (Dobiński, 1998; Mościcki i Kędzia, 2001; Gądek i in., 2009; Gądek i Szypuła, 2015). Największa liczba cykli zamarzania-rozmarzania cechuje strefę wysokościową 1700-2050 m n.p.m. (Kotarba i Krzemień, 1996; Rączkowska, 2007). Średnie roczne sumy opadów w polskich Tatrach Wysokich rosną wraz z wysokością od 1200 mm do 2000 mm (Ustrnul i in. 2015), a liczba dni z sezonową pokrywą śnieżną zmienia się od ok. 150 do ponad 210 (Gądek i Szypuła, 2015). W zacienionych i wklęsłych formach terenu będących miejscem częstej depozycji śniegu lawinowego istnieją permanentne płyty firnowo-lodowe (Gądek, 2008). W warunkach ocieplającego się klimatu Tatr (Żmudzka i in., 2015) oraz zmniejszania się grubości i trwałości pokrywy śnieżnej, liczba i wielkość tych płyt w ostatnich dekadach wyraźnie się zmniejszyły (Gądek, 2014).

Polskie Tatry Wysokie wchodzi w skład Tatrzańskiego Parku Narodowego (TPN) i Rezerwatu Biosfery UNESCO. Ze względu na dużą atrakcyjność przyrodniczą liczba odwiedzających ten obszar lokalnie przekracza czasem tzw. pojemność turystyczną (<https://tpn.pl/zwiedzaj/turystyka/statystyka>). Jest to też najważniejszy obszar wspinaczkowy w Polsce (<https://wspinanie.pl/topo/polska/tatry/>).

3. Dane i metody badań

3.1. Dane kartograficzne i teledetekcyjne

We wszystkich pracach (załączniki 1-3) wykorzystano cyfrową mapę geologiczną zakrytą Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska et al. 2015) dostępną pod adresem: <https://geolog.pgi.gov.pl/>. W pomiarach gęstości szczelin w obrębie badanych powierzchni skalnych wykorzystano naziemne oraz niskopułapowe zdjęcia lotnicze badanych stoków (sekcja 3.5; załączniki 1 i 2) wykonane przez zespół Tatrzańskiego Parku Narodowego przy konsultacji z dr hab. Bogdanem Gądkiem. Ponadto na potrzeby opracowania mapy potencjalnych obrywów skalnych, oprócz wymienionych wyżej materiałów, pozyskano z Głównego Urzędu Geodezji i Kartografii rektyfikowane ortofotomapy lotnicze o rozdzielczości 0,25 m i numeryczny model terenu o rozdzielczości 1 m utworzony na podstawie danych LiDAR (załącznik 3).

3.2. Materiały video

Moment największego w ostatniej dekadzie w Tatrach obrywu Turni Kurczaba i późniejsze przemieszczanie się okruchów skalnych w dniu 22 października 2021r. zarejestrowało dwoje przypadkowych świadków zdarzenia za pomocą kamer telefonów komórkowych. Oba filmy nakręcono z miejsc znajdujących się w pobliżu stanowisk pomiarów TLS – czyli odpowiednio znad Czarnego Stawu pod Rysami i znad Morskiego Oka. Film przedstawiający początkowy etap obrywu został udostępniony przez jego autorkę (Agnieszka Brożyna), natomiast drugi film znajduje się pod adresem: <https://www.youtube.com/watch?v=xhL-XL2oIjU> [dostępny 23 kwietnia 2024]. Materiał wideo był pomocny w ocenie czasu trwania, dynamiki i trajektorii przemieszczających się okruchów skalnych. Przybliżoną prędkość ich ruchu oszacowano na podstawie odczytów z licznika czasu wideo-rejestracji oraz orientacyjnej długości drogi zmierzonej w programie ArcGIS na podstawie identyfikacji sfilmowanych miejsc na wysokorozdzielczej ortofotomapie zintegrowanej z numerycznym modelem terenu (załącznik 2).

3.3. Dane meteorologiczne

Na potrzeby rozpoznania meteorologicznych uwarunkowań obrywu Turni Kurczaba wykorzystano własne wyniki monitoringu temperatury powietrza oraz dane

opadowe i śniegowe Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW PIB) z okresu od 15 września do 22 października 2022 roku (załącznik 2).

Pomiary temperatury powietrza prowadzono w Wielkim Kotle Mięguszowieckim, w miejscu położonym na wysokości 1975 m n.p.m., w odległości 300 m na ESE od miejsca obrywu. Próbkowanie i zapis temperatury odbywały się co godzinę za pomocą rejestratora danych HOBO U23 Pro v2 firmy ONSET. Czujnik temperatury umieszczony był w osłonce radiacyjnej na wysokości 2 m nad gruntem. Ustalona fabrycznie rozdzielczość i dokładność pomiarów wynosiły odpowiednio 0.02 °C i 0.2 °C (powyżej i poniżej 0°). Dane o dobowych sumach i rodzaju opadów były zbierane na posterunku opadowym IMGW przy schronisku turystycznym nad Morskim Okiem, położonym na wysokości 1408 m n.p.m., w odległości 1700 m na NNE od miejsca obrywu. Z kolei dobowe dane o grubości pokrywy śnieżnej pozyskano ze stacji synoptycznej na Kasprowym Wierchu położonej na wysokości 1991 m n.p.m., w odległości 7500 m na NW od miejsca obrywu. Ponadto bieżące dane meteorologiczne (temperatura i wilgotność względna powietrza oraz ciśnienie atmosferyczne) z posterunku IMGW nad Morskim Okiem uwzględniano w ustawieniach skanera laserowego podczas każdej sesji pomiarowej (sekcja 3.4).

3.4. Pomiary TLS i przetwarzanie danych skaningowych

Do monitoringu zmian powierzchni skalnych stoków grani Wielki Mięguszowiecki Szczyt – Cubryna wraz z ich usypiskowym podnóżem wykorzystano skaner laserowy Riegl VZ-2000 wyposażony w aparat fotograficzny Nikon D810 i odbiornik GPS. Częstotliwość i zasięg światła laserowego wynosiły odpowiednio 50Hz i ok. 2 km. Rozmieszczenie założonych stanowisk pomiarowych przedstawia ryc. 1. Ze względu na przepisy Tatrzańskiego Parku Narodowego nie sygnalizowano w terenie stałych punktów odniesienia. W pomiarach uwzględniono lokalne warunki pogodowe (patrz sekcja 3.3.). Monitoring TLS prowadzono jesienią i latem od 27 października 2016 r., a do 28 października 2021 r. starając się od czerwca 2019 r. zachować miesięczny odstęp między kolejnymi sesjami pomiarowymi. Do rozpoznania zmian ścian skalnych wywołanych procesami odpadania wybrano dane skaningowe pozyskane w dniach 27.10.2016 r. i 26.06.2019 r.. Natomiast do określenia zmian ściany skalnej i stoku usypiskowego spowodowanych obrywem Turni Kurczaba wykorzystano wyniki pomiarów w dniach 28 września i 28 października 2021 roku (czyli odpowiednio 24 dni przed i 6 dni po obrywie).

Uzyskane dane TLS przetworzono na wysokorozdzielcze numeryczne modele terenu i model różnicowy korzystając z programu RiSCAN PRO v. 2.4. Zarejestrowanym chmurom punktów nadano naturalne barwy a następnie wzajemnie zorientowano i wpasowano z dokładnością +/- 2 cm. Płaszczyzny dostosowania były różnie zorientowane i równomiernie rozmieszczone na powierzchni stoków. Ich liczebność wynosiła od 670 do kilku tysięcy, a rozmiary mieściły się w zakresie od 0,25 m do 65 m. Fałszywe punkty wyeliminowano filtrami: *reflectancegate*, *deviationgate* oraz *octree*. W obrębie wybranych do badań stoków, tzw. „martwe pola” stanowiły nie więcej niż 10% powierzchni. Numeryczne modele badanych obszarów o rozdzielczości 0.1 m x 0.1 m utworzono metodą triangulacji. Na ich podstawie wygenerowano różnicowe modele terenu ujawniające zmiany powierzchni rzeźby terenu. Zostały one zwizualizowane w płaszczyznach równoległych do badanych części stoku. Wykorzystując fotografie wykonane w trakcie skanowania wyeliminowano z modelu różnicowego miejsca zajmowane przez kosodrzewinę.

3.5. Pomiary gęstości szczelin

Gęstość powierzchniową (D_s) szczelin w obrębie badanych stoków skalnych określano na podstawie wysokorozdzielczych fotografii naziemnych zgodnie z równaniem (Liszkowski i Stochlak, 1976):

$$D_s = \frac{\sum l}{F} \quad (1)$$

gdzie: $\sum l$ – suma długości szczelin, F – powierzchnia poligonu testowego.

Ponieważ zdjęcia powstają w rzucie środkowym, w którym zniekształcenia geometryczne rosną wraz z odległością od punktu głównego, kadrowano je tak, by badane ściany znajdowały się w ich centralnej części. Rozdzielczość terenowa wykorzystanych zdjęć (rozmiar piksela) wynosiła 0.1 m i 0.04 m. Przy czym jednorodne obiekty liniowe wpływając na barwę i jasność pikseli ujawniają się na fotografiach nawet wówczas, gdy ich szerokość jest mniejsza od rozmiaru piksela. Długość rozpoznanych szczelin określono na podstawie pomiarów wykonanych na zdjęciu i uśrednionej skali obliczonej na podstawie powierzchni badanych stoków na zdjęciu i na numerycznych modelach w programie RiSCAN PRO.

3.6. Modelowanie numeryczne

Do numerycznej symulacji potencjalnych obrywów skalnych w polskich Tatrach Wysokich zastosowano program RAMMS::Rockfall (WSL-SLF), w którym wykorzystano koncepcję bryły sztywnej (Leine i in., 2014; Zhang, 2022). Program oblicza trajektorie ruchu, wysokość odbicia, prędkość oraz energię kinetyczną uwolnionych okruchów skalnych. Danymi wejściowymi były: (i) numeryczny model terenu (LiDAR), (ii) wektorowe obrazy miejsc uwolnienia obrywów skalnych, (iii) twardość podłoża, (iv) zwartość lasu, (v) bariery środowiskowe (jezioro, zwarty las) oraz (vi) kształt, objętość i gęstość okruchów skalnych. W obliczeniach przyjęto, że gęstość skał budujących trzon krystaliczny Tatr Wysokich wynosi 2700 kg m^{-3} (Columbu i in., 2015).

Kalibracja numerycznych symulacji polegała na analizie wstecznej obrywów Turni Kurczaba i Niebieskiej Turni oraz dostrojeniu wyników obliczeń do danych pochodzących z obserwacji terenowych. W obu przypadkach najlepsze wyniki symulacji uzyskano przy 5-metrowej rozdzielczości numerycznego modelu terenu po uwzględnieniu rzeczywistego kształtu i wymiarów najniżej zdeponowanych okruchów skalnych (tj. po dopasowaniu do nich najbardziej zbliżonej formy okruchów skalnych zawartej w bibliotece oprogramowania). Parametry *random orientation* oraz *total simulations numbers* wynosiły odpowiednio 10 i 1000.

Ustalone parametry modelu wykorzystano do numerycznych symulacji potencjalnych obrywów najbardziej spękanych i stromych ścian skalnych położonych powyżej górnej granicy lasu w polskiej części Tatr Wysokich. Na podstawie analizy współczesnych obrywów w Tatrach Wysokich przyjęto założenie, że na badanym obszarze najbardziej narażone na oberwanie pod wpływem zamrozu lub degradacji wieloletniej zmarzliny są ściany skalne o nachyleniu $\geq 70^\circ$, położone jednocześnie w strefach peryglacjalnej (powyżej górnej granicy lasu) i uskokowej/mylonitowej. W ten sposób zidentyfikowano 52 obszary potencjalnego uwolnienia dużych mas skalnych. Od ich wielkości zależała sumaryczna liczba symulacji (*Total simulations numbers*) – zmieniała się ona od 400 do 1000.

3.7. Metody GIS

Na potrzeby rozpoznania intensywności procesów odpadania (załącznik 1), w środowisku programu ARC GIS 10.6, numeryczne modele terenu badanych ścian skalnych przetworzono na mapy ekspozycji, spadków i hipsometryczne. W pierwszym przypadku przyjęto 4 podstawowe klasy ekspozycji (N, E, S, i W), w drugim przypadku

4 klasy nachyleń ($<45^\circ$; $45^\circ - 65^\circ$, $>65^\circ - 80^\circ$ i $>80^\circ$), a w trzecim 4 klasy wysokości (<1600 m, $1600-1700$ m, $>1700-1800$ m i >1800 m n.p.m.). Na każdą z tych map oddzielnie nałożono uproszczony różnicowy model terenu złożony wyłącznie z komórek wskazujących miejsca ubytku materiału skalnego. W poszczególnych klasach ekspozycji, spadków i wysokości terenu określono procentowy udział powierzchni zarejestrowanych ubytków skalnych. Sprawdzono także rozkład pozyskanych danych i korelacje (Pearsona) pomiędzy cechami morfometrycznymi badanych stoków a zarejestrowanymi ubytkami. Istotność statystyczną korelacji określono testem t.

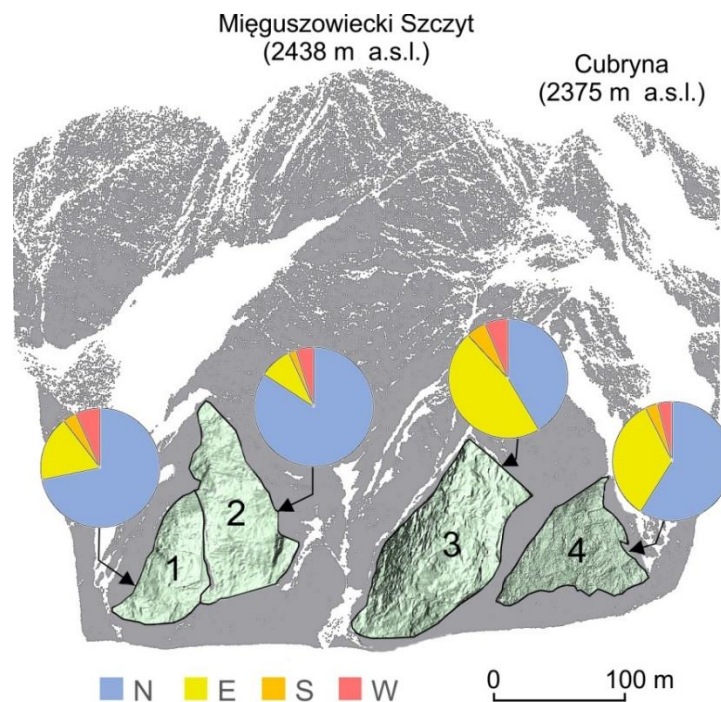
Z kolei na potrzeby opracowania mapy zasięgu i energii kinetycznej potencjalnych obrywów skalnych (załącznik 3) na rastrowej mapie geologicznej wyróżniono stoki położone w strefach uskokowych - w tym te, które zbudowane są z brekcji tektonicznych, kataklazytów i mylonitów. Ich położenie i zasięg (kształt i wymiary) zarejestrowano tworząc odrębną warstwę wektorową. W podobny sposób wydzielono z tej mapy stoki skalne oraz ich usypiskowe podnóża. Z kolei na podstawie analizy numerycznego modelu terenu i ortofotomapy (pokrycie terenu) polskich Tatr Wysokich oraz klucza fotointerpretacyjnego opracowanego w *WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF* (Bartelti in., 2022) wyznaczono: (i) stoki skalne o nachyleniu $\geq 70^\circ$ (ściany skalne), (ii) powierzchnie terenu: bardzo twarde, twarde, umiarkowanie twarde, umiarkowane, umiarkowanie miękkie, miękkie, bardzo miękkie, pokryte śniegiem oraz (iii) jeziora i las (zwarty, umiarkowanie zwarty i luźny). Położenie, obliczone zasięgi i parametry kinematyczne obliczonych obrywów skalnych przedstawiono na tle pozostałych stoków skalno-usypiskowych, pięter roślinnych (ortofotomapa zintegrowana z numerycznym modelem terenu) i infrastruktury turystycznej badanego obszaru (warstwy pobrane z Open Street Map).

4. Wyniki i interpretacja

4.1. Współczesna degradacja skalnych stoków Tatr Wysokich [Załącznik 1]

4.1.1. Morfometria badanych stoków skalnych

Wybrane cechy morfometryczne wszystkich badanych powierzchni skalnych przedstawiają Ryc.2 i Tabela 1. Wysokość tych stoków wynosi od 200 m do 317 m. Dominują stoki strome o ekspozycji N. Udział powierzchni eksponowanych w innych kierunkach wynosi 38%, z czego powierzchnie o ekspozycjach E i W stanowią odpowiednio 29% i 5%. Z kolei nachylenie badanych powierzchni mieści się najczęściej w przedziale 45°- 65° (38%). Około 15% powierzchni ma nachylenie <45°. Natomiast stoki o nachyleniu mieszczącym się w klasach >65°- 80° i powyżej 80° stanowią odpowiednio 27% i 20% badanych powierzchni.



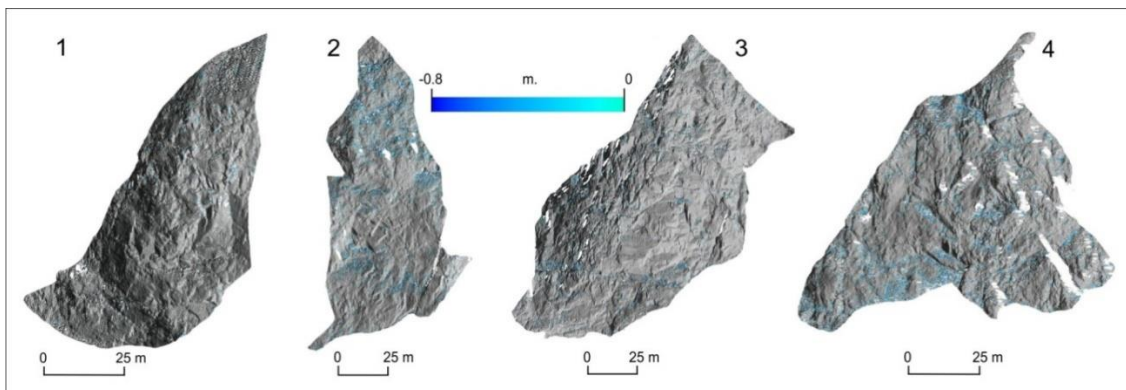
Ryc.2. Północne stoki skalne Mięguszwieckiego Szczytu Wielkiego i Cubryny (chmura punktów) oraz poligony testowe 1-4 (numeryczne modele terenu); wykresy kołowe: ekspozycja badanych powierzchni.

Tabela 1. Charakterystyka morfometryczna badanych stoków skalnych.

Numer poligonu testowego	Długość (m)	Szerokość (m)	Powierzchnia (tys. m ²)	Nachylenie (°)			Wysokość (m n.p.m.)	
				Min.	Średnie	Max.	Min.	Max.
1	235	106	19,6	0,2	89,6	65,4	1599	1808
2	310	140	36,7	0,2	89,6	61,3	1632	1949
3	320	180	49,3	0,6	89,9	66,2	1575	1878
4	207	170	29,6	0,1	89,4	49,9	1618	1818

4.1.2. Zmiany powierzchni stoków skalnych

Zarejestrowane zmiany stoków skalnych w okresie od października 2016 r. do czerwca 2019 r. przedstawia Ryc.3. W okresie trzech lat na stokach skalnych o powierzchni 135,2 tys. m² ubyło co najmniej 1003 m³ materiału skalnego. Średnie tempo cofania się ścian skalnych było zatem zbliżone do 0,0025 ma⁻¹. W obrębie poszczególnych poligonów testowych zmiany były zróżnicowane. Najmniej ubytków zarejestrowano na poligonie 1 a najwięcej na poligonie 4. Sumy objętości ubytków na tych stokach były zbliżone odpowiednio do 8 m³ i 365 m³, a tempo cofania się ścian wynosiło 0,00014 ma⁻¹ i 0,004 ma⁻¹. Natomiast na poligonach 2 i 3 sumaryczna objętość ubytków była zbliżona odpowiednio 282 m³ i 348 m³, a tempo cofania się powierzchni skalnych wynosiło 0,0025 ma⁻¹ i 0,0023 ma⁻¹. Głębokość zarejestrowanych w okresie badań pojedynczych ubytków skalnych zwykle nie przekraczała 0,4 m (Ryc.3).



Ryc.3. Modele różnicowe poligonów testowych 1 – 4 (widok w płaszczyźnie równoległej do stoku). Kolory niebieski-zielony wskazują na ubytki skalne, które powstały w okresie październik 2016 r. – czerwiec 2019 r.

4.1.3. Znaczenie ekspozycji, nachylenia i wysokość stoku

Rozkład przestrzenny zarejestrowanych ubytków skalnych przedstawia Tabela 2. Najwięcej ubytków stwierdzono w miejscach o ekspozycji N (63%), a najmniej w miejscach o ekspozycji W (3%). Tylko na poligonie testowym 3 większość ubytków mieściło się w jego E sektorze. Przy czym generalnie na każdym z tych czterech poligonów sumy powierzchni ubytków i powierzchnie stoku w poszczególnych klasach ekspozycji, były względem siebie proporcjonalne. Wyjątek stanowiły powierzchnie skalne o ekspozycji W, gdzie ubytków było mniej niż to wynikało z wielkości tego sektora.

W przyjętych przedziałach wysokości najwięcej ubytków skalnych zarejestrowano w strefie >1700-1800 m n.p.m. (42%), a najmniej poniżej

1600 m n.p.m. (1,5%). W każdym przypadku sumy powierzchni ubytków były proporcjonalne do powierzchni strefy wysokościowej.

Z kolei w przyjętych klasach nachylenia stoku najczęściej ubytków skalnych zarejestrowano w miejscach o nachyleniu 45-65° (42%), a najmniej w miejscach o nachyleniu <45° (13%). Także w tym przypadku sumy powierzchni ubytków i powierzchni stoku w poszczególnych klasach nachylenia generalnie były względem siebie proporcjonalne. Przy czym na ścianach skalnych o nachyleniu >80° ubytków było nieco mniej niż to wynikało z rozmiarów tych ścian.

Tabela 2. Zestawienie powierzchni badanych stoków i sum powierzchni ubytków skalnych w założonych klasach ekspozycji, wysokości i nachylenia.

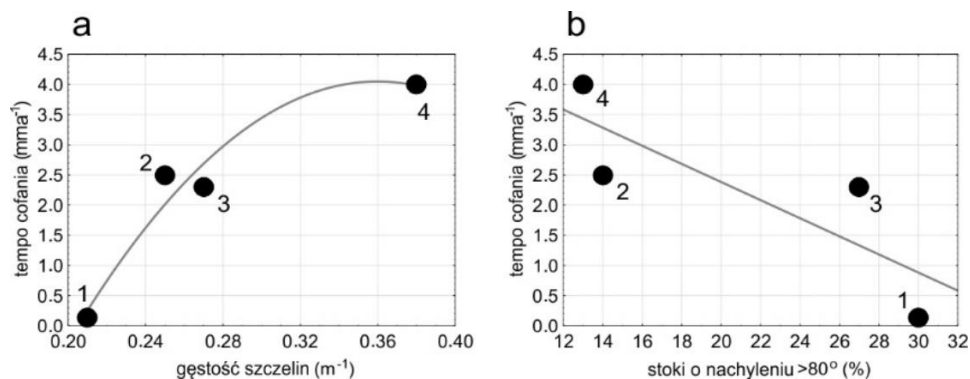
Właściwości stoku		Obszar 1		Obszar 2		Obszar 3		Obszar 4	
		Zbocze (%)	Ubytki (%)	Zbocze (%)	Ubytki (%)	Zbocze (%)	Ubytki (%)	Zbocze (%)	Ubytki (%)
Ekspozycja	N	71.8	73.7	84.2	87.4	41.4	39.1	58.9	55.2
	E	17.7	18.4	8.9	7.7	46.7	51.3	33.7	38.9
	S	3.7	4.8	2.0	3.6	5.5	4.9	3.4	2.9
	W	6.8	3.1	4.9	1.3	6.4	4.7	4.0	3.0
Wysokość	<1600	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	5.7	0.0	0.0
	1600-1700	46.6	42.1	17.3	16.9	47.1	47.1	55.5	54.7
	>1700-1800	52.5	56.5	38.8	38.4	39.2	39.0	43.2	44.0
	>1800	0.9	1.4	43.9	44.7	8.2	8.2	1.3	1.3
Nachylenie	<45	16.0	15.8	13.0	13.2	12.0	8.7	19.4	18.5
	45-65	30.3	34.6	47.3	50.6	32.8	37.5	38.4	39.9
	>65-80	24.0	25.4	25.8	25.6	27.9	30.0	29.2	29.6
	>80	29.7	24.2	13.9	10.6	27.3	23.8	13.0	12.0

W świetle pozyskanych danych ekspozycja, wysokość i nachylenie stoku wydają się generalnie nie mieć wpływu na intensywność procesów odpadania. Wartości współczynników korelacji Pearsona (r) pomiędzy powierzchnią stoku a sumą powierzchni ubytków skalnych w przyjętych klasach morfometrycznych cech stoku wynosiły od 0,97 do 0,99. Relacje te były istotne ($p < 0,05$), ale liczebność próby statystycznej była mała, a rozkład badanych cech nie był normalny. Schodkowe profile podłużne badanych stoków sugerują jednak, że ich najbardziej strome fragmenty są bardziej odporne na degradację. Wyrażna jest zależność pomiędzy tempem cofania się badanych stoków a udziałem w ich całkowitej powierzchni ścian skalnych o nachyleniu >80°. Prawdopodobnie więc znaczenie czynników morfometrycznych nie zostało ujawnione ze względu na dominujący wpływ czynników geologicznych (sekcja 4.1.4.).

4.1.4. Znaczenie gęstości szczelin

Gęstość powierzchniowa szczelin (D_s) rozpoznanych na zdjęciach poligonów testowych nie wykazywała bardzo dużej zmienności. Jej wartości mieściły się w zakresie

od $0,21 \text{ m}^{-1}$ (poligon 1) do $0,38 \text{ m}^{-1}$ (poligon 4), a średnia ważona była równa $0,28 \text{ m}^{-1}$ (Ryc.4).



Ryc.4. Relacje pomiędzy tempem cofania i (a) gęstością powierzchniową szczelin oraz b) udziałem ścian skalnych o nachyleniu $>80^\circ$ w całkowitej powierzchni poligonów testowych 1-4.

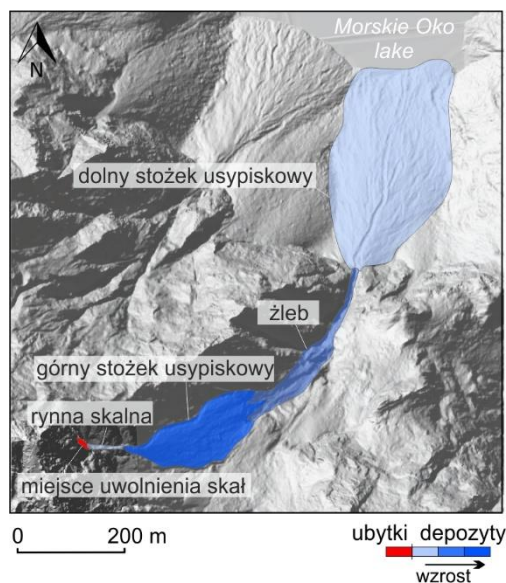
Stok skalny w obrębie poligonu 1 cechowały zarówno najmniejsza powierzchniowa gęstość szczelin jak i najwolniejsze cofanie, podczas gdy poligon 4 cechowały największa gęstość szczelin i najszybsze cofanie. Na dwu pozostałych poligonach testowych zarówno gęstość powierzchniowa szczelin jak i tempo cofania się stoków były zbliżone. Przy czym na poligonie 2, gdzie gęstość szczelin wynosiła $0,25 \text{ m}^{-1}$, tempo cofania się skalnej ściany było o $0,0002 \text{ ma}^{-1}$ większe niż na poligonie 3 (sekcja 4.1.2.), gdzie gęstość szczelin wynosiła $0,27 \text{ m}^{-1}$. Jednocześnie na poligonie 2 ściany skalne o nachyleniu $>80^\circ$ stanowiły mniejszą część powierzchni niż na poligonie 3 (Tabela 2; Ryc.4). Na wszystkich poligonach testowych zarejestrowane ubytki skalne były skoncentrowane wzdłuż najwyraźniejszych i jednocześnie najdłuższych pęknięć.

4.2. Przyczyny współczesnych obrywów skalnych w strefie występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich: studium przypadku Turni Kurczaba [Załącznik 2]

4.2.1. Morfometria systemu stokowego

System stokowy, w obrębie którego powstał badany obryw, składa się z kilku elementów o odmiennej morfogenezie i morfometrii co determinowało zarówno sposób przemieszczania się uruchomionego materiału skalnego jak i jego depozycję (ryc.5). Górną część systemu tworzy ściana skalna Wielkiego Szczytu Mięguszowieckiego (2439 m n.p.m.) o wysokości 389 m i nachyleniu przekraczającym 70° . Jego NE dolną granicę wyznacza rynna skalna odprowadzająca produkty wietrzenia do zawieszonoego kotła polodowcowego Bandzioch Mięguszowiecki. Długości nachylenie tej strefy usypiskowej wynoszą odpowiednio 245 m i 33° . Próg kotła jest dwustopniowy. Górny

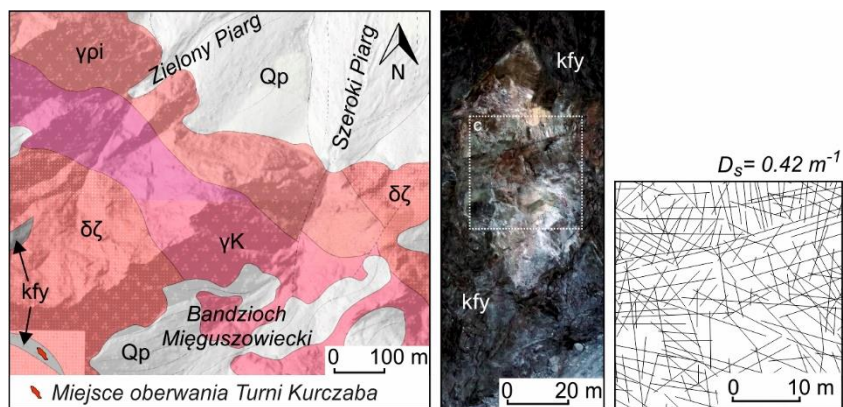
stopień ma wysokość 120 m, a jego maksymalne nachylenie wynosi 74° . Natomiast dolny stopień ma wysokość 205 m, a jego maksymalne nachylenie osiąga 90° . Oba stopnie rozcina stromy i głęboki żleb. Znajdujący się u jego wylotu Szeroki Piarg wkracza do jeziora Morskie Oko (1395 m n.p.m.). Jego długość i średnie nachylenie wynoszą odpowiednio 420 m i 22° . Powierzchnia tego złożonego systemu stokowego eksponowana jest w kierunkach E, NE i N. Natomiast całkowita jego długość wynosi 1190 m (Tabela 3), a średnie nachylenie 41° .



Ryc.5. Elementy system stokowego Turnia Kurczaba-Morskie Oko

4.2.2. Geologiczne uwarunkowania obrywu

Obryw powstał w obrębie mocno spękanej strefy uskokowej zbudowanej z kataklazytów i mylonitów (Ryc.6). Strefa ta przebiega wśród granitoidów z SW na NE. Zidentyfikowane powierzchnie nieciągłości, prawdopodobnie różnego wieku, są różnie zorientowane i mają zarówno przebieg pionowy jak i zbliżony do horyzontalnego oraz ukośny. Główne pionowe pęknięcia mają przebieg SW-NE oraz SE-NW. Powierzchniowa gęstość spękań powierzchni oderwania wynosi $0,42 \text{ m}^{-1}$. W dniu obserwacji terenowych strefa ta nie była stabilna. Znaczne jej fragmenty były oddzielone od reszty stoku pionowymi i mocno rozwartymi szczelinami.



Ryc.6. Litologia obszaru badań (A) z lokalizacją miejsca uwolnienia skał (B) i gęstością spękań (C). Zmodyfikowany fragment mapy geologicznej (Piotrowska i in. 2015b): $\delta\zeta$ – granitoidy i tonalidy, γK – granitoidy z kryształami różowego skalenia, $y\pi$ – granity z pegmatytami i aplitami, kfy – kataklazyty, brekcie tektoniczne, filonity i mylonity, Qp – materiał usypiskowy; D_s – gęstość powierzchniowa pęknięć

4.2.3. Meteorologiczne uwarunkowania obrywu

Dane meteorologiczne świadczą, że powstanie obrywu poprzedziły znaczne wahania temperatury powietrza poniżej i powyżej 0 °C, opady deszczu, śniegu, roztopy i zamarzanie. Od drugiej połowy września na badanym obszarze spadło ponad 100 mm deszczu, a w chłodnych dniach 20–23 września oraz 12–14 października, powyżej wysokości 1900 m n.p.m., odnotowano, także opady śniegu, który na płaskich powierzchniach tworzył pokrywę o grubości od kilku do kilkunastu centymetrów. Temperatura powietrza zmieniała się w tym okresie od 10,2 °C do -6,2 °C. Jej największe dobowe zmiany zarejestrowano w przeddzień obrywu. Temperatura powietrza obniżyła się wtedy z 9 °C do 1 °C. Następnego dnia oscylowała wokół 0 °C, przy czym obryw nastąpił gdy obniżyła się do -1 °C.

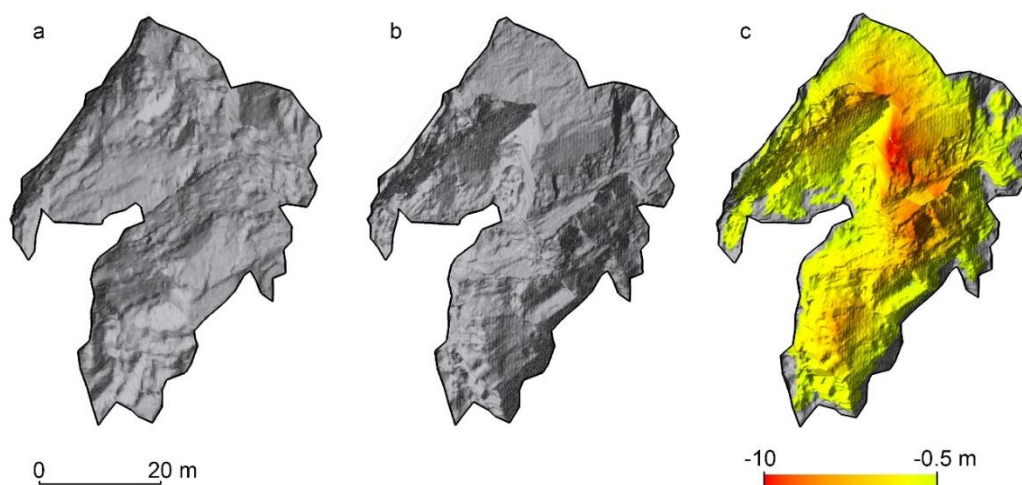
W podobnych warunkach meteorologicznych powstały wszystkie większe obrywy odnotowane w Tatrach Wysokich w okresie ostatnich 10 lat, chociaż wszystkie powstały na obszarze potencjalnego występowania wieloletniej zmarzliny (załączniki 1–3).

4.2.4. Geometria, wielkość i prędkość obrywu

Miejsce uwolnienia skał

Turnia Kurczaba znajdowała się w obrębie E ściany Wielkiego Mięguszowieckiego Szczytu. Powstała w wyniku jej obrywu nisza skalna znajduje się w strefie wysokościowej 2130–2210 m n.p.m., tj. 80 m nad dnem kotła Bandzioch Mięguszowiecki. Wysokość i maksymalna szerokość tej niszy wynoszą odpowiednio 80 m i 40 m. Wyniki skaningu laserowego świadczą, że w miejscu oberwania ściana skalna

cofnęła się o 1-10 m (Ryc.7), a średnio o 3,1 m. Świadczą też, że z tej powierzchni ubyło 7200 m³ materiału skalnego (Tabela 3).



Ryc.7. Miejsce oberwania (uwolnienia skał) Turni Kurczaba: A) numeryczny model ściany skalnej przed obrywem; B) numeryczny model ściany skalnej po obrywie; C) model różnicowy (cofnięcie się ściany skalnej).

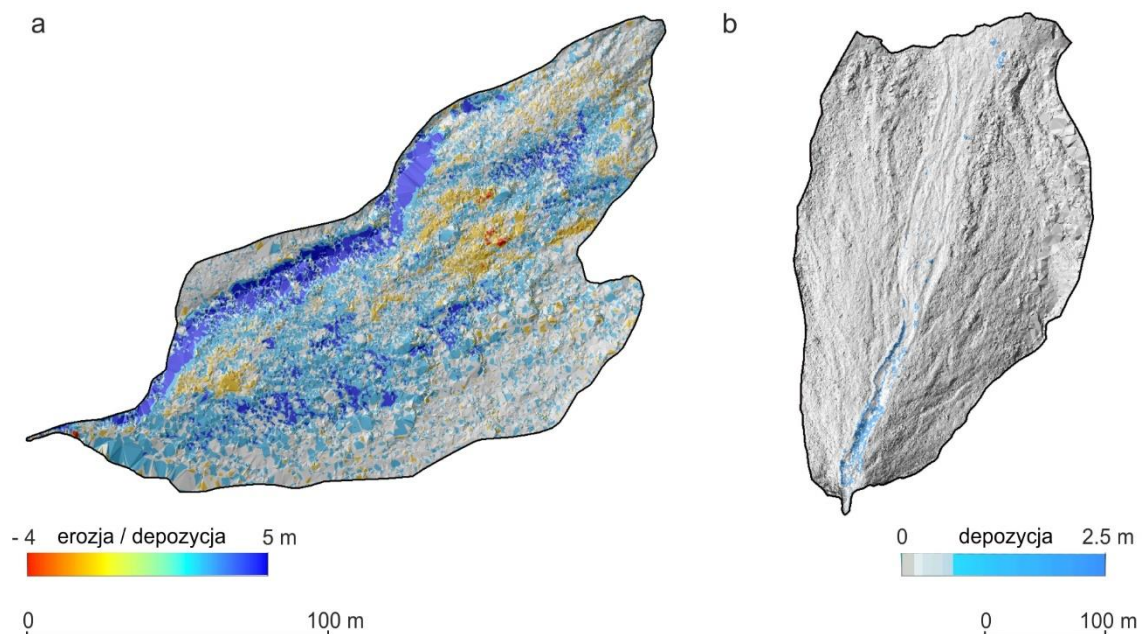
Tabela 3. Morfometria systemu stokowego Turnia Kurczaba (obszar uwolnienia) – jezioro Morskie Oko.

Elementy stoku	Długość (m)	Nachylenie (°)	Wysokość (m n.p.m.)		Rozciągłość pionowa (m)	Objętość ubytków i depozytów (m ³)
			Max.	Min.		
Miejsce uwolnienia	80	75-90	2210	2130	80	7200
Rynna skalna	75	40-80	2105	2050	55	ok. 150
Stožek usypiskowy (górny)	245	33	2050	1860	160	4200
Żleb (górną część)	161	36-74	1890	1770	120	≤2590
Żleb (dolną część)	219	43-90	1770	1565	205	
Stožek usypiskowy (dolny)	420	22	1565	1395	170	260

Rodzaj, trajektorie i prędkość ruchu materiału skalnego

Wyniki analizy materiału wideo świadczą, że zasadniczy rozpad Turni Kurczaba trwał ok. 10 minut i postępował wieloetapowo od jej dolnej części. Odspojone pakiety skalnego klifu rozdzielały się wzdłuż powierzchni nieciągłości spadając swobodnie zwykle przez ok. 3 sekundy z prędkością dochodzącą do 30 ms⁻¹. Po zetknięciu z podłożem okruchy skalne przemieszczały się odbijając, tocząc i ślizgając lub zatrzymywały się na chropowatym podłożu. Towarzyszyło temu wyruszanie starszego

materiału usypiskowego, powstawanie kraterów uderzeniowych, rozpadanie zderzających się okruchów skalnych i wzbijanie pyłu, który utworzył gęstą chmurę początkowo przemieszczającą się w dół kotła a następnie wznoszącą się na całej jego szerokości na wysokość znacznie przekraczającą 100 m. Strefy tranzytu i depozycji nakładały się na siebie już od nasady górnego stożka usypiskowego. Najwięcej materiału zatrzymało w obrębie kotła Bandzioch Miękuszwiecki (Ryc.8a). Prędkość toczących się w tej strefie okruchów skalnych często przekraczała 10 ms^{-1} (grubsza frakcja). Na stożek usypiskowy nad jeziorem Morskie Oko docierał tylko zawieszony w powietrzu pył i pojedyncze bloki skalne, które toczyły się i odbijały po powierzchni progu (często z prędkością $>20 \text{ ms}^{-1}$) lub wysypywały się z rozcinającego go żlebu.



Ryc.8. Numeryczny model różnicowy stoku usypiskowego przed i po obrywie Turni Kurczaba: A) górny stożek usypiskowy; B) dolny stożek usypiskowy (Szeroki Piarg).

Rozmieszczenie depozytów skalnych

Zmiany ilościowe i przestrzenne związane z przemieszczaniem się i depozycją materiału pochodzącego z obrywu Turni Kurczaba przedstawia Ryc.8. Ilustracja ta nie obejmuje jednak rynny skalnej u podstawy oberwanego stoku oraz progu kotła Bandzioch Miękuszwiecki, do którego rynna ta uchodzi, ponieważ strefy te nie były widoczne ze stanowisk pomiarowych (skaniny laserowe). W terenie stwierdzono jednak, że wąska rynna skalna przyjmująca w pierwszej kolejności spadające fragmenty skalnej ściany była strefą tranzytową (Ryc.5). Objętość zatrzymanego w niej materiału (wyłącznie w dolnej części), głównie drobnego gruzu, prawdopodobnie nie przekraczała 200 m^3 .

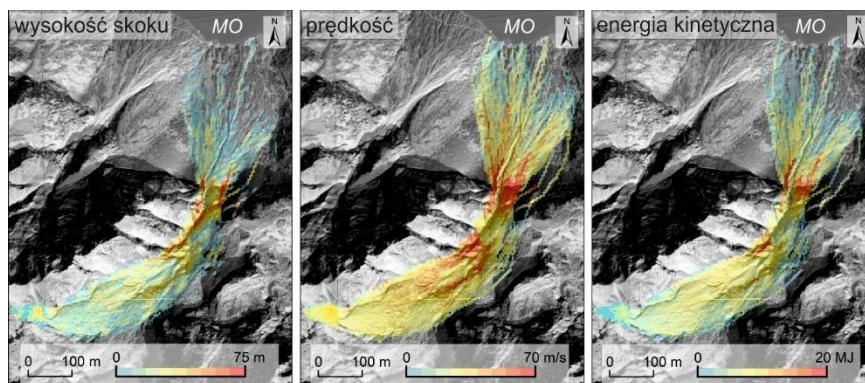
Największa depozycja miała miejsce na stożku usypiskowym poniżej skalnej rynny, w dnie kotła. Świeże koluwium pokryło 62% powierzchni tego stoku. Wypełnione i lokalnie nadbudowane zostały przede wszystkim rynny spływów gruzowych wzdłuż północnej (marginalnej) i centralnej części stożka usypiskowego. Miąższość zdeponowanego na tym stoku materiału obrywowego osiągała maksymalnie 5 m, ale najczęściej mieściła się w przedziale 1-2 m. Sumaryczna objętość wszystkich świeżych depozytów wynosiła 4200 m³. W centralnej części tej strefy zarejestrowano także ubytki materiału usypiskowego. Obejmowały one 5 % powierzchni stoku. Największe miały charakter punktowy i osiągały 4 m (Ryc.8a). Powstały w miejscach, z których wyruszone zostały duże bloki skalne. Najmniej zmieniona została SE część stożka usypiskowego

W obrębie progu kotła Bandzioch Mięguszowiecki (nie objęty modelami różnicowymi) obecność świeżego materiału usypiskowego stwierdzono wyłącznie w obrębie skalistej niszy i żlebu będącym jej przedłużeniem. Depozyty te pokrywały powierzchnię 2073 m². Pomiar ich sumarycznej objętości nie był jednak możliwy. Świeży materiał usypiskowy znajdował się także poniżej żlebu, głównie w górnej części stożka usypiskowego Szeroki Piarg, gdzie tworzył luźne skupienia gruzu, głazów i bloków rozmieszczonych w rynnie spływu gruzowego i w jej bliskim sąsiedztwie. Średnia maksymalna średnica 25 największych okruchów wynosiła 1,32 m. Największy z bloków miał średnicę 2,6 m. Do powierzchni grubych okruchów przylegał materiał piaszczysto-ilasty (efekt odbijania się od miękkiego podłoża). W niższej części stożka znajdowały się tylko pojedyncze bloki skalne o średnicy od 1,6 m do 2,5 m. Sumaryczna objętość osadów zdeponowanych na Szerokim Piargu wynosiła 260 m³.

4.3. Zasięg i kinematyka potencjalnych obrywów skalnych w peryglacialnej strefie polskich Tatr Wysokich [Załącznik 3]

4.3.1. Scenariusz obrywu skalnego Turni Kurczaba

Wyniki analizy wstecznej obrywu Turni Kurczaba (TK) przedstawiają Ryc.9 i Ryc.10. Całkowita powierzchnia rzutowana strefy obrywu (stref oderwania, tranzytu i depozycji materiału skalnego) nieznacznie przekraczała 17 ha (patrz sekcja 4.2).



Ryc.9. Symulacja numeryczna trajektorii ruchu, wysokości odbicia, prędkości i energii kinetycznej obrywu Turni Kurczaba. MO: jezioro Morskie Oko.

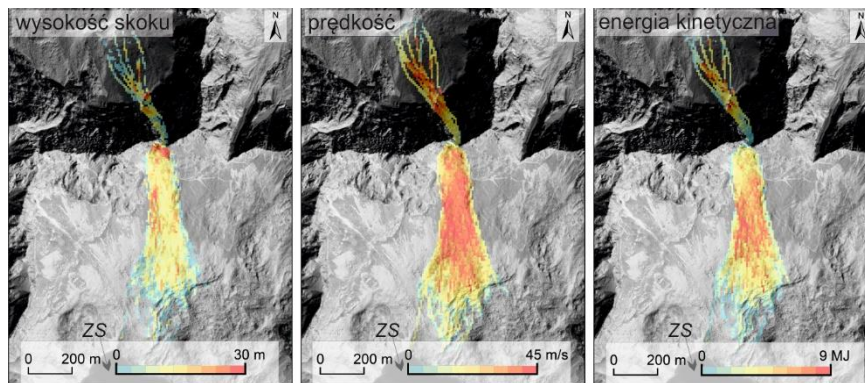
Średnia skalibrowana prędkość największych i jednocześnie najdalej przemieszczonych okruchów skalnych, wysokość ich odbicia i energia kinetyczna wynosiły odpowiednio 20 ms^{-1} , 5,5 m i 2,4 MJ. Maksymalne wartości tych trzech parametrów zostały osiągnięte w strefie przejściowej pomiędzy skalnym progiem zawieszono kotła polodowcowego a najniższym położonym stożkiem usypiskowym (Ryc.9). Wysokość tego progu jest zbliżona do 200 m. Wyniki symulacji i obserwacji trajektorii bloków skalnych cechowała duża zgodność. Wskazują, że najgrubszy materiał skalny (8- tonowe bloki) został zdeponowany głównie w obrębie dolnego skalistego żlebu, u jego wylotu i w górnej części stożka usypiskowego Szeroki Piarg – wzdłuż rynny spływu gruzowego. Do dolnej krawędzi tego usypiska dotarły tylko pojedyncze bloki skalne (Ryc.10).



Ryc.10. Obliczone i obserwowane miejsca depozycji 8-tonowych bloków skalnych uwolnionych z Turni Kurczaba w dniu 22 października 2021 r.; a) czerwone kropki: prawdopodobne miejsca zatrzymania bloków skalnych (ortofotomapa 2009: Główny Urząd Geodezji i Kartografii); b) system stokowy Turni Kurczaba: w obrębie żlebu i w rynnie spływu gruzowego w środkowej części dolnego stożka usypiskowego widoczny świeży materiał skalny (zdjęcie wykonane 28.10.2021 r.: Z. Rączkowska); c) kształt i wielkość bloków skalnych zdeponowanych w najwyższej części Szerokiego Piargu (zdjęcie wykonane 28 października 2021 r.: Z. Rączkowska).

4.3.2. Scenariusz obrywu skalnego Niebieskiej Turni

Wyniki analizy wstecznej obrywu Niebieskiej Turni (NT) przedstawiają Ryc.11 i Ryc.12. Obryw ten powstał w strefie uskokowej, w obrębie granitoidowej ściany o nachyleniu $>70^\circ$. Powierzchnia oderwania była zbliżona do 1000 m^2 . Około 90% materiału skalnego spadło na stronę południową grani - do polodowcowego kotła Dolinka pod Kołem. Depozyty skalne zostały złożone na całej długości znajdującego się tam stożka usypiskowego, który wkracza na reliktowy lodowiec gruzowy sięgający jeziora Zadni Staw (Zasadni i in., 2023a). Rozpiętość pionowa tego systemu stokowego jest zbliżona do 400 m, a długość horyzontalna wynosi 450 m. Pozostała część odspojonego materiału spadła do kotła Zadnie Koło położonego po północnej stronie grani i została zdeponowana na stoku usypiskowym zamkniętym morenowym wałem z końca ostatniego zlodowacenia (Zasadni i in., 2023b). Rozpiętość pionowa i długość horyzontalna tego systemu stokowego wynoszą odpowiednio 300 m i 340 m, a powierzchnia, po której rozprzestrzenił się materiał obrywowy była zbliżona do 2 ha (Ryc.11).



Ryc.11. Symulacja numeryczna trajektorii ruchu, wysokości odbicia, prędkości i energii kinetycznej obrywu Niebieskiej Turni. ZS: jezioro Zadni Staw.

Średnia prędkość 8-tonowych okruszków skalnych, wysokość odbicia i energia kinetyczna wynosiły odpowiednio 21 ms^{-1} , 4,0 m i 2,48 MJ. Maksymalne wartości tych trzech parametrów zostały osiągnięte w najwyższych partiach stromego stoku skalno-pokrywowego i w środkowej partii usypiska (Ryc.11). Obserwowane i obliczone trajektorie ruchu oraz miejsca depozycji bloków skalnych nie wykazały istotnych rozbieżności (Ryc.12).



Ryc.12. Obliczone i obserwowane miejsca depozycji 8-tonowych bloków skalnych uwolnionych z Niebieskiej Turni w dniu 21 maja 2018 r.; a) czerwone kropki: prawdopodobne miejsca zatrzymania bloków skalnych (ortofotomapa 2009: Główny Urząd Geodezji i Kartografii); b) system stokowy Niebieskiej Turni: w górnej części stożka usypiskowego widoczny świeży materiał skalny, w środkowej części i niżej widoczne są także pojedyncze duże bloki skalne (zdjęcie wykonane 22.05.2018 r.: M. Szumny).

Podobieństwo rozmiaru i kształtu bloków skalnych wchodzących w skład obrywów TK i NT świadczy, że w tatrzańskich skałach mylonitowych zachowały się płaszczyzny nieciągłości typowe dla granitoidów, wśród których występują (Piotrowska, 1997). Płaszczyzny te implikują inicjalny kształt i wymiary odpadających okruchów skalnych. Biorąc pod uwagę, że ostatni etap wzmożonej aktywności tektonicznej w Tatrach miał miejsce 29,5–10,11 tys. lat temu można uznać, że przebieg i gęstość tych nieciągłości od tamtego czasu nie zmieniły się zasadniczo. Przy czym ich gęstość i tym samym rozmiary okruchów odpadających od ścian skalnych wykazują zmienność przestrzenną (sekcja 4.1.). Zdarza się także, że siła uderzenia spadających okruchów skalnych jest większa od ich wytrzymałości na ściskanie i uderzając o twarde podłoże ulegają rozkruszeniu. W Tatrach wyjątkowym przykładem tego zjawiska był obryw mylonitowej ściany Cubryny w dniu 23 września 2012, kiedy wszystkie spadające pakiety skalne podczas kolizji z granitoidowym podłożem rozpadały się do frakcji gruzowej i mniejszej (obserwacje własne; Rączkowska i Cebulski, 2022). W takich sytuacjach poprawna numeryczna symulacja obrywu skalnego, bazująca na stałych wymiarach i kształcie przemieszczających się okruchów skalnych, nie jest możliwa – jej wyniki są zawyżone.

4.3.3. Potencjalne obszary obrywów skalnych

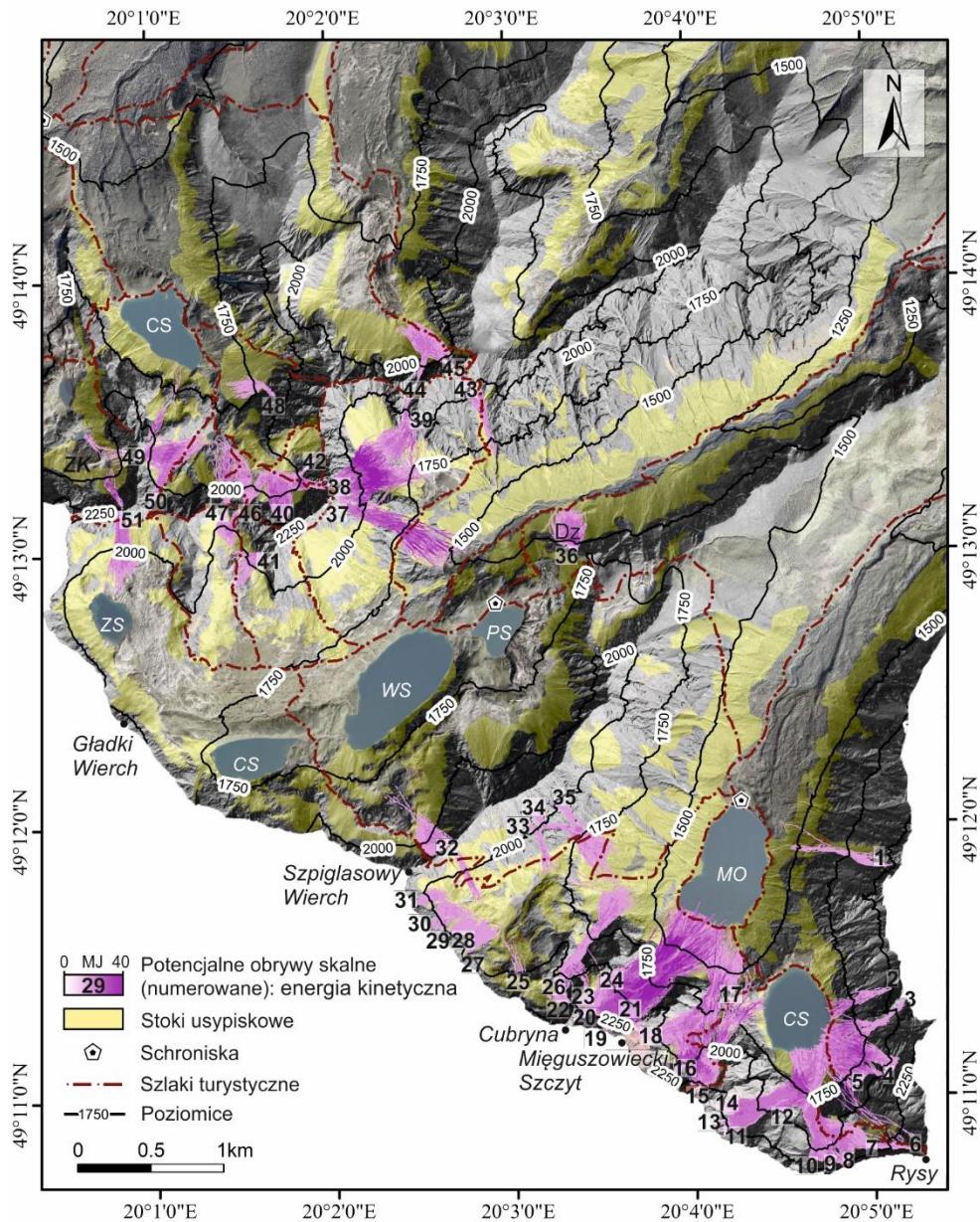
Stoki skalne i usypiskowe stanowią odpowiednio ok. 28% i 19% powierzchni polskich Tatr Wysokich. Miejsca uwolnienia symulowanych obrywów skalnych znajdują się pomiędzy 1690 m n.p.m. a 2361 m n.p.m. (średnia: 2140 m n.p.m.). Prawie wszystkie (96%) znajdują się w strefie potencjalnego występowania wieloletniej zmarzliny

(Dobiński, 2005). Przy czym wieloletnia zmarzlina na tym obszarze może występować tylko sporadycznie (Gruber, 2012).

Rozciągłość pionowa systemów stokowych, w obrębie których zidentyfikowano warunki szczególnie sprzyjające obrywom skalnym, wynosi od 184 m do 967 m, a ich długość horyzontalna mieści się w zakresie od 200 m do 1274 m. Średnia prędkość materiału obrywowego na tych stokach może wynosić od 12 ms^{-1} do 37 ms^{-1} . Natomiast średnie wartości wysokości odbicia bloków skalnych powinny mieścić się w zakresie od 2 m do 21 m, a energii kinetycznej od 0,95 MJ do 8,1 MJ (załącznik 3). Maksymalne wartości tych parametrów mogą zostać osiągnięte w obrębie systemów stokowych o największych deniwelacjach, gdzie wysokość ścian skalnych przekracza 400 m a u ich podnóża znajdują się także wysoko zawieszane kotły polodowcowe. Z tych powodów szczególnie duża energia kinetyczna, osiągająca nawet 40 MJ, może cechować obrywy skalne na stokach kotłów Morskiego Oka i Czarnego Stawu pod Rysami (Ryc.13).

Wyniki numerycznych symulacji potencjalnych obrywów skalnych świadczą, że stopień zasypania plejstocęńskich form terenu w peryglacjalnym piętrze polskich Tatr Wysokich zależy nie tylko od intensywności degradacji skalnych stoków, położenia, liczby i rozmiarów obszarów uwalniania, ale także od energii kinetycznej obrywów skalnych. Biorąc pod uwagę rozmieszczenie i wiek utworów glacialnych i peryglacjalnych oraz rozmiary stoków usypiskowych można uznać, że od czasu zaniknięcia lodowców potencjalna energia rzeźby Tatr nie zmieniła się zasadniczo (załącznik 3). Tłumaczy to zgodność zasięgu współczesnych i symulowanych, potencjalnych obrywów skalnych z zasięgiem pokryw usypiskowych.

W zależności od rzeźby i pokrycia poszczególnych stoków, powierzchnie obszarów zagrożonych symulowanymi obrywami wynoszą od 1,1 ha do 25 ha (średnia: 7,6 ha). Suma tych powierzchni stanowi ok. 6% badanego obszaru. W zasięgu symulowanych obrywów skalnych znajduje się ok. 10 km szlaków turystycznych, tj. 15% sumarycznej długości wszystkich szlaków turystycznych w tej części Tatr. Najbardziej zagrożone obrywami skalnymi są szlaki turystyczne prowadzące na Rysy, Przełęcz pod Chłopkiem, Szpiglasową Przełęcz, Zawrat, Krzyżne, do Pustej Dolinki, Koziej Dolinki oraz wzdłuż południowego brzegu jeziora Morskie Oko. Wszystkie schroniska turystyczne znajdują się w miejscach bezpiecznych, przy czym ścieżka prowadząca Doliną Roztoki do schroniska w Dolinie Pięciu Stawów Polskich, w miejscu nazywanym Dziadula, trawersuje leśną strefę potencjalnego obrywu skalnego (Ryc.13).



Ryc.13. Potencjalne obrywy skalne w polskich Tatrach Wysokich: rozmieszczenie, zasięg i energia kinetyczna. Obrysy stoków usypiskowych na podstawie mapy geologicznej Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska i in., 2015). Skróty nazw topograficznych: DZ – Dziadula, ZK – Zadnie Koło, MO – Morskie Oko, CS – Czarny Staw, ZS – Zadni Staw, WS – Wielki Staw, PS – Przedni Staw. Podkład: numeryczny model terenu zintegrowany z ortofotomapą (Główny Urząd Geodezji i Kartografii). Współrzędne geograficzne: WGS84.

5. Wnioski

1. W obszarach wysokogórskich tempo zmian granitoidowych stoków pod wpływem procesów wietrzenia i odpadania jest bardzo zmienne zarówno w czasie jak i w przestrzeni. Nawet na powierzchniach sąsiadujących ze sobą stoków skalnych może się różnić o rząd wielkości i więcej. W 3-letnim okresie monitoringu stoków Mięguszowieckich Szczytów-Cubryny tempo ich cofania się w obrębie 4 dużych poligonów testowych wynosiło od $0,00013 \text{ ma}^{-1}$ do $0,004 \text{ ma}^{-1}$.
2. Przestrzenne zróżnicowanie liczby i wielkości ubytków w obrębie granitoidowych stoków rozwijających się w takich samych warunkach klimatycznych związane jest przede wszystkim z gęstością szczelin. Nachylenie, ekspozycja i wysokość powierzchni skalnych nie są tak istotne. Dane o szczelinowatości stoków skalnych powinny być zatem uwzględniane w studiach nad ewolucją systemów stokowych (w tym stoków usypiskowych).
3. Regionalne i lokalne zróżnicowanie morfodynamiki stoków usypiskowych zależy nie tylko od cech geologicznych i morfologicznych oraz rozmiarów stref alimentacyjnych ale także od kształtu i rozmiarów stref tranzytowo-depozycyjnych.
4. W granitoidowej części Tatr największe zagrożenie stwarzają ściany skalne położone w strefie występowania wieloletniej zmarzliny sporadycznej, które ze względu na litologię i gęstość spękań mają największe predyspozycje do rozpadu. Należą do nich stoki znajdujące się w strefach uskokowych/mylonitowych, w piętrach klimatycznych umiarkowanie zimnym i zimnym. Przy czym w ostatniej dekadzie obrywy skalne nie były związane z degradacją wieloletniej zmarzliny lecz z czynnikami pogodowymi: zamrozem poprzedzonym opadami deszczu lub roztopami (typowe dla okresów wiosennych i jesiennych).
5. Obszary wspólnie zagrożone obrywami skalnymi, uwalnianymi w peryglacialnej strefie polskich Tatr Wysokich, pokrywają się z zasięgiem stoków skalnych i istniejących powierzchni usypiskowych – także tych położonych poniżej górnej granicy lasu.

6. Potencjalna energia rzeźby polskich Tatr Wysokich oraz inicjalne rozmiary i kształt uwalnianych okruchów skalnych nie zmieniły się zasadniczo od czasu całkowitego zaniku lodowców. Przy czym stopień zasypania glacialnych i peryglacialnych form terenu zależy nie tylko od ich lokalizacji oraz intensywności degradacji, położenia, liczby rozmiarów obszarów uwalniania ale także od energii kinetycznej obrywów skalnych. Przestrzenna zmienność potencjalnej energii rzeźby terenu może więc znajdować odzwierciedlenie w zasięgu usypisk i w stopniu pogrzebania ich plejstocénskiego podłoża.
7. Ze względu na intensywny ruch turystyczny w polskich Tatrach Wysokich zasadne jest rozpoczęcie prac nad zintegrowanym systemem monitoringu skalno-pogodowego i wczesnego ostrzegania o zagrożeniach obrywami skalnymi ze wskazaniem ich potencjalnego zasięgu. Najbardziej niebezpiecznym obszarem jest rejon Morskiego Oka i Czarnego Stawu pod Rysami, gdzie liczba odwiedzających przekracza czasem tzw. pojemność turystyczną, a obrywy skalne, mogące być uwolnione w wyjątkowo wielu miejscach, cechuje największa energia kinetyczna.

6. Literatura

1. Abellán, A., Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Rosser, N. J., Lim M., & Lato M. J. (2014.) Terrestrial laser scanning of rock slope instabilities. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39(1), 80–97. <https://doi.org/10.1002/esp.3493>
2. Bartelt, P., Buehler, Y., Christen, M., Dreier, L., Gerber, W., Glover, J., Schneider, M., Glocker, C., Leine, R., & Schweizer, A. (2022). A numerical model for rockfall in research and practice User Manual v. 1.7 - Rockfall, SLF, W. I. f. S. a. A. R., ed., p. 108.
3. Bland, W. J., & Rolls, D. (1998). Weathering: An introduction to the scientific principles. *Oxford University Press*. <https://doi.org/10.4324/9781315824918>
4. Columbu, S., Cruciani, G., Fancello, D., Franceschelli, M., & Musumeci, G. (2015). Petrophysical properties of a granite-protomylonite-ultramylonite sequence: insight from the Monte Grighini shear zone, central Sardinia, Italy. *European Journal of Mineralogy*, 27 (4), 471–486. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2447>
5. Dixon, J. C., Thorn, C. E. (2005). Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology*, 67(1-2), 127-145. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.07.009>
6. Dobiński, W. (2005). Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, eastern and southeastern Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4), 395–398. <https://doi.org/10.1002/ppp.524>.
7. Dobiński W. (1998). Permafrost occurrence in the alpine zone of the Tatra Mountains, Poland. In A. G Lewkowicz & M. Allard. (Eds.), Permafrost: Seventh International Conference, June 23–27, 1998: Proceedings, Yellowknife, Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, 231–237.
8. Draebing, D. (2021). Identification of rock and fracture kinematics in high Alpine rockwalls under the influence of altitude. *Earth Surface Dynamics*, 9, 977-994. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-977-2021>.
9. Draebing, D., & Krautblatter, M. (2019). The Efficacy of Frost Weathering Processes in Alpine Rockwalls. *Geophysical Research Letters*, 46(12), 6516–6524. <https://doi.org/10.1029/2019gl081981>.

10. Eppes, M. C., & Keanini, R. (2017). Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependent subcritical cracking. *Reviews of Geophysics*, 55(2), 470–508. <https://doi.org/10.1002/2017RG000557>.
11. Fityus, S. G., Giacomini, A., & Buzzi, O. (2013). The significance of geology for the morphology of potentially unstable rocks. *Engineering Geology*, 162, 43-52. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.05.007>
12. Fischer, L., Purves, R.S., Huggel, C., Noetzli, J. & Haerberli, W. (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(1), 241–254. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012>.
13. Gądek, B. (2008). The problem of firn-ice patches in the Polish Tatras as an indicator of climatic fluctuations. *Geogr. Pol.* 81 (1), 41–52.
14. Gądek, B. (2014). Climatic sensitivity of the non-glaciated mountains cryosphere (Tatra Mts., Poland and Slovakia). *Global and Planetary Change*, 121, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.07.001>
15. Gądek, B., Grabiec, M., Kędzia, S., 2013b: Rzeźba i wybrane elementy klimatu najwyższych położonych cyrków polodowcowych na przykładzie Koziej Dolinki. *Prace Geograficzne*, 239, 49-66.
16. Gądek, B., & Grabiec, M., 2008: Glacial ice and permafrost distribution in the Medenakotlina (Slovak Tatras): mapped with application of GPR and GST measurements. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 42, 5-22.
17. Gądek, B., Grabiec, M., Kędzia, S. & Rączkowska, Z. (2016). Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology*, 263, 39–49.
18. Gądek, B., Kaczka, R. & Król M. (2013a). Tatry w rozsypce. *Tatry*, wyd. spec., 8, 74-77.
19. Gądek, B., Rączkowska, Z. & Żogała, B. (2009). Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in zone of sporadic permafrost, High Tatras, Slovakia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53(suppl. 2), 79–100. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2009/0053S3-0079>.
20. Gądek, B., & Szypuła, B. (2015). Contemporary cryosphere. In K. Dąbrowska, & M. Guzik (Eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature* [sheet V.1, map 3, scale 1: 250 000], Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.

21. Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6, 221-233. <https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012>
22. Gruber, S., & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2). <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>
23. Hall, K., & Thorn, C. (2011). The historical legacy of spatial scales in freeze-thaw weathering: Misrepresentation and resulting misdirection. *Geomorphology*, 130(1-2), 83-90. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.003>
24. Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abbelan, A., Derron, M.H., Loye, A., Metzger, R., & Pedrazzini, A. (2012) Use of LIDAR in landslide investigations: a review. *Natural Hazards*, 61, 5-28. <http://dx.doi.org/10.1007/s11069-010-9634-2>
25. Klimaszewski M. (1988). Rzeźba Tatr Polskich. *Państwowe Wydawnictwo Naukowe*, Warszawa.
26. Koszyk, H. (1977). Zróżnicowanie procesów grawitacyjnych we współczesnym modelowaniu rzeźby krystalicznej części Tatr Zachodnich. Manuskrypt pracy magisterskiej Archiwum IGiGP UJ, Kraków.
27. Kotarba, A. (1972). Comparison of physical weathering and chemical denudation in the Polish Tatra Mts. *Process uspéri glaciaire études sur le terrain, Symposium International de Géomorphologie*, Liège, 67.
28. Kotarba, A. (1976). Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich. *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 120.
29. Kotarba, A. (1997), Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flow activity in the High-Tatra Mountains, *Permafrost Periglacial Process.*, 8, s. 191-204. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1099-1530\(199732\)8:2<191::aid-ppp250>3.0.co;2-h](https://doi.org/10.1002/(sici)1099-1530(199732)8:2<191::aid-ppp250>3.0.co;2-h)
30. Kotarba, A., Kaszowski, L. & Krzemien, K. (1987). High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies – Polish Academy of Sciences. Institute of Geography & Spatial Organization, Special Issue*, 3, Ossolineum, Wrocław.

31. Kotarba, A., Kłapa, M., & Rączkowska, Z. (1983). Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich. *Dokumentacja Geograficzna* 1. Wrocław: IGiPZ PAN; Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
32. Kotarba A., & Krzemień K., (1996). Rzeźba Tatr oraz jej postglacialna ewolucja – stan i perspektywy badań geomorfologicznych. *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, 1, 45-56.
33. Kotarba, A. & Pech, P. (2002). The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, 69–76.
34. Kotarba, A., Rączkowska, Z., Długosz, M., & Blotiziar, M. (2013). Recent debris flow in the Tatra Mountains. In D. Loczy (Ed.), *Geomorphological impacts of extreme weather* (pp. 221-236). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6301-2_14
35. Knoflach, B., Tussetschläger, H., Sailer, R., Meißl, G., Stötter, J. (2021). High mountain rockfall dynamics: rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 103(1), 83–102. <https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1864947>
36. Leine, R. I., Schweizer, A., Christen, M., Glover, J., Bartelt, P. & Gerber, W. (2014). Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape. *Multibody System Dynamics* 32, 2, 241 - 271.
37. Liszkowski, J., & Stochlak, J. (1976). *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wydawnictwo Geologiczne.
38. Lubera, E. (2014). Frost weathering of selected rocks from the Tatra Mountains. *Quaestiones Geographicae*, 33(1), 75-88. <https://doi.org/10.2478/quageo-2014-0003>
39. Luckman, B. H. (2013). Processes, transport, deposition, and landforms: Rockfall. In F. J. Shroder (Ed.), *Treatise on Geomorphology* (pp. 174-182). San Diego: Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00162-7>
40. Lubera, E. (2016). Wietrzenie mrozowe i odpadanie ze ścian skalnych w obszarze wysokogórskim, na przykładzie Tatr Zachodnich. *Manuskrypt pracy doktorskiej*, Archiwum IGiP UJ, Kraków.
41. Lukniš, M. (1973). *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie vied.

42. Łupikasza, E., & Szypuła, B. (2019). Vertical climatic belts in the Tatra Mountains in the light of current climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1-2), 249-264. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2489-2>
43. Mair, D., Lechmann, A., Delunel, R., Yeşilyurt, S., Tikhomirov, D., Vockenhuber, Ch., Christl, M., Akçar, N., & Schlunegger, F. (2020) The role of frost cracking in local denudation of steep Alpine headwalls over millennia (Mt. Eiger, Switzerland). *Earth Surface Dynamics*, 8(3), 637-659. <https://doi.org/10.5194/esurf-2019-56>.
44. Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology*, 99(1-4), 353-368. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.11.013>
45. Midriak, R. (1983). Morfogenéza povrchu vysokých pohorí. VEDA, Bratislava.
46. Mościcki, J., & Kędzia S. (2001). Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland, *Norsk Geogr. Tidsskr.*, 55, s. 235-240.
47. Niedźwiedź T. (1992). Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research & Development*, 12(2), 131–146. <https://doi.org/10.2307/3673787>
48. Oliva, M., & Fritz, M. (2018). Permafrost degradation on a warmer Earth: Challenges and perspectives. *Current Opinion in Environmental Science & Health*, 5, 14-18. <https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.03.007>
49. Pánek, T., Engel, Z., Mentlík, P., Braucher, R., Břežný, M., Škarpich, V., & Zondervan A. (2016). Cosmogenic age constraint on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Catena*, 138, 52–67. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.005>.
50. Piotrowska, K. (1997) Cios, spękania ciosowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Przeгляд Geologiczny*, 45(9), 904–907.
51. Piotrowska, K., Danel, W., Michalik, M., Rączkowski, W., Borecka, A. (2015). Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000, ark. Mięguszowiecki Szczyt. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa. <https://geolog.pgi.gov.pl/> [access: 05.01.2024]

52. Rączkowska Z., 2007, Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy, Prace Geograficzne, 212, PAN IGiPZ, Warszawa.
53. Rączkowska, Z., Cebulski, J. (2022). Quantitative assessment of the complexity of talus slope morphodynamics using multi-temporal data from terrestrial laser scanning (Tatra Mts., Poland). *Catena*, 209(1), 105792. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105792>
54. Rączkowska Z., Cebulski, J., Rączkowski, W., Wojciechowski, T. & Perski, Z. (2018). Using TLS for monitoring talus slope morphodynamics in the Tatra Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 51–52, 179–198.
55. Rączkowski, W. (1981). Zróżnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie). *Biul. Inst. Geol.*, 332, 139-152.
56. Romeo, S., Di Matteo, L., Melelli, L., Cencetti, C., Dragoni, W., Fredduzzi, A. (2017). Seismic-induced rockfalls and landslide dam following the October 30, 2016 earthquake in Central Italy. *Landslides*, 14 (4), 1457-1465. [10.1007/s10346-017-0841-8](https://doi.org/10.1007/s10346-017-0841-8).
57. Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2019). Postglacial talus slope development imaged by the ERT method: comparison of slopes from SW Spitsbergen, Norway and Tatra Mountains, Poland. *Open Geosciences*, 11(1), 1084–1097. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0084>
58. Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2021). Processes controlling the development of talus slopes in SW Spitsbergen: the role of deglaciation and periglacial conditions. *Land and Degradation and Development*, 32(1), 208–223. <https://doi.org/10.1002/ldr.3716>
59. Šilhán, K., & Tichavský, R. (2016). Recent increase in debris flow activity in the Tatras Mountains: results of a regional dendrogeomorphic reconstruction. *Catena*, 143, 221-231. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.04.015>
60. Staszic, S. (1815). O Ziemioródtwie Karpatów i innych gór i równin Polski, Drukarnia Rządowa. Warszawa.
61. Szczygieł, J., Gradziński, M., Grasemann, B., Hercman, H., Wróblewski, W., Bella, P., ... & Sala, P. (2024). Tectonics or rebound: Pleistocene fault reactivation in the highest mountains of the Carpathians. *Tectonophysics*, 871, 230171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230171>

62. Ustrnul, Z., Walawender, E., Czekierda, D., P, Lapin, M., & Mikulova, K. (2015). Precipitation and snow cover. Sheet II.3, Maps 1 and 5, 1: 250,000. In K. Dąbrowska, M. Guzik, (Eds.), Atlas of the Tatra Mountains, Abiotic Nature. Tatrzński Park Narodowy.
63. Zasadni, J., Kłapyta, P., & Makos, M. (2023a). The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the deglaciation. In D., Palacios, P.D., Hughes, M., Jose, J.M., García Ruiz, N., de Andrés N. (Eds), European Glacial Landscapes, Vol 2, The Last Deglaciation, Chapter 17. Elsevier, 157-164. doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00009-7
64. Zasadni, J., Kłapyta, P., Tołoczko-Pasek, A., & Makos, M. (2023b). The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the Younger Dryas. In D., Palacios, P.D., Hughes, M., Jose, J.M., García Ruiz, N., & de Andrés (Eds), European Glacial Landscapes, Vol 2, The Last Deglaciation, Chapter 53. Elsevier, 509-515. doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00009-7
65. Zasadni, J., & Kłapyta, P. (2014). The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. *Journal of Maps* 10, 3, 440-456. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.885854>.
66. Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E., Casassa, G., Cobos, G., ... & Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228), 745-762. <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J017>
67. Zhang, W., Zhao, X., Pan, X., Wei, M., Yan, J., & Chen, J. (202). Characterization of high and steep slopes and 3D rockfall statistical kinematic analysis for Kangyuqu area, China. *Eng. Geol.*, 308, 106807. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106807>
68. Zielonka, A., & Wrońska-Wałach, D. (2019). Can we distinguish meteorological conditions associated with rockfall activity using dendrochronological analysis? – An example from the Tatra Mountains (Southern Poland). *Science of Total Environment* ,662, 422-433.
69. Żmudzka, E., Nejedlik, P. & Mikulova, K. (2015). Temperature, thermal indices. In K., Dąbrowska, & M., Guzik M., Atlas of the Tatra Mountains:

Abiotic Nature [sheet II.2, map 1, scale 1: 250 000]. Wydawnictwa
Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.

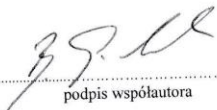
7. Oświadczenie współautorów

dr hab. Bogdan Gądek, prof. UŚ
Uniwersytet Śląski w Katowicach
Instytut Nauk o Ziemi UŚ
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Sosnowiec, 29.04.2024 r.

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Gądek, B. Kajdas, J., & Krawiec, K. (2023). Contemporary degradation of steep rock slopes in the periglacial zone of the Tatra Mts., Poland. *Geographia Polonica*, 96(1), 53–68. <https://doi.org/10.7163/GPol.0245>] mój udział wynosił 50 % i polegał na współtworzeniu koncepcji badań i artykułu, udziale w pomiarach terenowych, współpracy przy analizie i interpretacji danych oraz przy tworzeniu tekstu, rycin i poprawie manuskryptu.


.....
podpis współautora

Sosnowiec, 29.04.2024r.

mgr. Joanna Kajdas
Uniwersytet Śląski w Katowicach
Instytut Nauk o Ziemi UŚ
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Gądek, B. Kajdas, J., & Krawiec, K. (2023). Contemporary degradation of steep rock slopes in the periglacial zone of the Tatra Mts., Poland. *Geographia Polonica*, 96(1), 53–68. <https://doi.org/10.7163/GPol.0245>] mój udział wynosił 45 % i polegał na opracowaniu danych skaningowych, udziale w pracach terenowych, opracowaniu części rycin oraz współpracy przy analizie i interpretacji danych oraz tworzeniu tekstu manuskryptu.

Z poważaniem


.....
podpis współautora

Kraków, 18.04.2024 r.

Klaudia Krawiec
firma: Laser-3D Jacek Krawiec
ul. Królowej Jadwigi 194 D lok.2
30-212 Kraków

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Gądek, B. Kajdas, J., & Krawiec, K. (2023). Contemporary degradation of steep rock slopes in the periglacial zone of the Tatra Mts., Poland. *Geographia Polonica*, 96(1), 53–68. <https://doi.org/10.7163/GPol.0245>] mój udział wynosił 5 % i polegał na pomocy w opracowaniu danych skaningowych oraz konsultacji otrzymanych wyników skaningowych.

Z poważaniem


.....
podpis współautora

Sosnowiec, 29.04.2024r.

mgr. Joanna Kajdas
Uniwersytet Śląski w Katowicach
Instytut Nauk o Ziemi UŚ
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Kajdas, J., Gądek, B., Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (2024). Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of Turnia Kurczaba (the Tatra Mts., Poland). *Geology, Geophysics and Environment*, 50(1), 23-38. <https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.1.23>] mój udział wynosił 35 % i polegał na udziale w badaniach terenowych, opracowaniu części danych skaningowych, współpracy przy analizie i interpretacji danych, współtworzeniu rycin oraz tworzeniu tekstu manuskryptu.

Z poważaniem

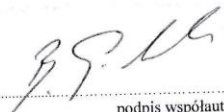

.....
podpis współautora

dr hab. Bogdan Gądek, prof. UŚ
Uniwersytet Śląski w Katowicach
Instytut Nauk o Ziemi UŚ
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Sosnowiec, 29.04.2024 r.

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Kajdas, J., Gądek, B., Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (2024). Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of Turnia Kurczaba (the Tatra Mts., Poland). *Geology, Geophysics and Environment*, 50(1), 23-38. <https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.1.23>] mój udział wynosił **25 %** i polegał na współtworzeniu koncepcji badań i artykułu, udziale w pomiarach terenowych, współpracy przy analizie i interpretacji danych oraz przy tworzeniu tekstu, rycin i poprawie manuskryptu.


.....
podpis współautora

Kraków, 02.04.2024r.

Prof.dr hab. Zofia Rączkowska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Zakład Badań Geośrodowiska
Ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Kajdas, J., Gądek, B., Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (2024). Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of Turnia Kurczaba (the Tatra Mts., Poland). *Geology, Geophysics and Environment*, 50(1), 23-38. <https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.1.23>] mój udział wynosił **25 %** i polegał na [udziale w badaniach terenowych, opracowaniu treści artykułu, części rycin, formułowaniu wniosków, poprawie manuskryptu].

Z poważaniem



.....
podpis współautora

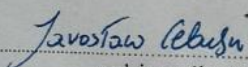
Kraków, 25. 04. 2024.

Dr Jarosław Cebulski
Zakład Badań Geośrodowiska
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polska Akademia Nauk
ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Kajdas, J., Gądek, B., Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (2024). Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of Turnia Kurczaba (the Tatra Mts., Poland). *Geology, Geophysics and Environment*, 50(1), 23-38. <https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.1.23>] mój udział wynosił 15 % i polegał na pracy nad częścią wyników i dyskusji w artykule. Szczegółowo opracowano dane geoprzestrzenne w tym analizie depozycji materiału z obrywu Turni Kurczaba.

Z poważaniem


.....
podpis współautora

Sosnowiec, 29.04.2024r.

mgr. Joanna Kajdas
Uniwersytet Śląski w Katowicach
Instytut Nauk o Ziemi UŚ
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Kajdas, J., & Gądek, B. (2024). Potential rockfalls in periglacial zone of the Polish High Tatras: Extent and kinematics, *Geographia Polonica*, 97(2), wynosił 70 % i polegał na opracowaniu wszystkich danych geoprzestrzennych, udziale w pracach terenowych, współtworzeniu w opracowaniu treści artykułu, formułowaniu wniosków oraz współtworzeniu w opracowaniu rycin.

Z poważaniem

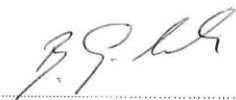

.....
podpis współautora

dr hab. Bogdan Gądek, prof. UŚ
Uniwersytet Śląski w Katowicach
Instytut Nauk o Ziemi UŚ
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

Sosnowiec, 29.04.2024 r.

Oświadczenie o współautorstwie

Niniejszym oświadczam, że w pracy [Kajdas, J., & Gądek, B. (2024). Potential rockfalls in periglacial zone of the Polish High Tatras: Extent and kinematics, *Geographia Polonica*, 97(2), wynosił 30 % i polegał na współtworzeniu koncepcji badań i artykułu, współpracy przy analizie i interpretacji danych oraz przy tworzeniu tekstu, rycin, składaniu i poprawie manuskryptu.



.....
podpis współautora

8. Załączniki

8.1. Załącznik 1

Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of Turnia Kurczaba (the Tatra Mts., Poland)

Joanna Kajdas¹, Bogdan Gądek², Zofia Rączkowska³, Jarosław Cebulski⁴

¹ University of Silesia in Katowice, Institute of Earth Sciences, Sosnowiec, Poland, ORCID ID: 0009-0006-6878-4296

² University of Silesia in Katowice, Institute of Earth Sciences, Sosnowiec, Poland,

e-mail: bogdan.gadek@us.edu.pl (corresponding author), ORCID ID: 0000-0002-8755-9119

³ Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, Department of Geoenvironmental Research, Krakow, Poland, ORCID ID: 0000-0001-8778-3164

⁴ Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, Department of Geoenvironmental Research, Krakow, Poland, ORCID ID: 0000-0001-7936-3733

© 2024 Author(s). This is an open access publication, which can be used, distributed and re-produced in any medium according to the Creative Commons CC-BY 4.0 License requiring that the original work has been properly cited.

Received: 31 March 2023; accepted: 27 October 2023; first published online: 23 January 2024

Abstract: In recent decades there has been growing evidence of the impact of ongoing climate warming on the frequency of rockfalls. However, these are not adequately documented, especially in non-glaciated, high mountain regions of middle latitude. This study comprehensively documents the Turnia Kurczaba rockfall, one of the most significant rockfalls recorded in recent decades in the Tatra Mountains. The precise projections of the volumes and distribution of rock losses and deposits, the determination of the trajectories, modes and speeds of movement of rock material, as well as information on the geological, morphological, and meteorological conditions behind the Turnia Kurczaba rockfall form a unique dataset. The data documents a spectacular episode in the contemporary development of a complex slope system in the Tatras in an all-encompassing way and can be used to validate and calibrate existing models and improve numerical simulations of other rockfalls, both for hazard and risk assessment and slope evolution studies. Moreover, in the context of archival data, they demonstrate that in the Tatra sporadic permafrost zone, only relatively small rockfalls have been recorded in recent decades. Their cause was not the degradation of permafrost but freeze-thaw processes with the co-participation of rainwater and meltwater. The largest of these occur within densely fractured cataclysites, mylonites, and fault breccias. The impact of rockfalls on the morphodynamics of talus slopes is uneven in the storied arranged rock-talus slope systems. Even colluviums belonging to the same slope system can differ in their development rate and regime, and different thermal and wetness drivers can control their evolution.

Keywords: rockfall, natural hazards, high mountains, impact of climate change, Tatra Mts.

INTRODUCTION

Rockfalls and rock avalanches are common in high mountain areas. The term rockfall comprises the fall of a rock mass after it breaks away from a very steep rock slope, its disintegration, and

subsequent motion, which may involve downslope bouncing, rolling, or sliding (Evans et al. 2006). Large rockfalls that generate the extremely fast displacement of dry debris are referred to as rock avalanches (Cruden & Varnes 1996). Typically, rock avalanches involve flow-like rapid movement

of large-volume fragmented rocks, which can travel up to several kilometres and reach the opposite slope of the valley (Hermanns 2013, Hungr et al. 2013).

Literature on the subject abounds in descriptions of large rockfalls and rock avalanches with volumes exceeding 10^6 m^3 that have taken place in the European Alps (Deline 2001, Noetzli et al. 2003, Crosta et al. 2004, Fischer 2006, Oppikofer et al. 2008, Walter et al. 2020), and in the Yosemite Valley (Wieczorek et al. 1992), the Pyrenees (Corominas et al. 2005), the Caucasus (Haberli et al. 2004) British Columbia (Geertsema et al. 2006), and the Southern Alps of New Zealand (Allen et al. 2011). Smaller rockfalls have been described less frequently, although they are more common, as exemplified by events observed in the European Alps during the hot summer of 2003 (Gruber et al. 2004, Ravelin et al. 2017).

The environmental conditions behind the loss of stability of high-mountain rock slopes can be very complex (Ballantyne 2002, Gunzburger et al. 2005, Evans et al. 2006, Fischer et al. 2012). A key role is played by the rock mass quality/bedrock fabric, especially the density, direction, gradient, and size of structural discontinuities (Fischer et al. 2012, McColl 2012, Luethi et al. 2015, Mair et al. 2020, Sala et al. 2020). The importance of the thermal dynamics and moisture content of rocks has been highlighted by Allen & Huggel (2013) and Mair et al. (2020). Topographic conditions such as the height, gradient, shape, and roughness of the slope determine the likelihood, mode, direction, and velocity of motion of the released material and the runout distance (Evans & Hungr 1993, Azzoni et al. 1995, Crosta & Agliardi 2004, Frattini et al. 2008).

There are many potential rockfall triggers (McColl 2012). The key ones, sometimes acting simultaneously, include: (a) seismic activity (Kobayashi et al. 1990, Deparis et al. 2008, Kargel et al. 2016), (b) exposure and debulking of rockwalls as a result of glacier retreat (Ballantyne 2002, Fischer et al. 2006, Oppikofer et al. 2008, Ravelin et al. 2017, Knoflach et al. 2021), and (c) degradation of permafrost (Gruber & Haeberli 2007, Harris et al. 2009, Ravelin et al. 2010, 2017, Fischer et al. 2012, 2013, Sala et al. 2020, Savi et al. 2020, Knoflach et al. 2021). Major rockfall triggers also include

heavy precipitation events, rapid snow melt, and thermal anomalies (Eberhardt 2006, Allen & Huggel 2013, Luethi et al. 2015, Paranunzio et al. 2016, 2019, Sala et al. 2020). Thermal and precipitation anomalies have been identified as the cause of contemporary rockfalls in non-glaciated areas of the Italian Alps (Paranunzio et al. 2016, 2019).

In order to improve the risk management associated with rapid mass movements, there is a need to both enhance our knowledge about the conditions and course of the detachment, the transport and deposition of the released rock masses, as well as developing an improved regional and local understanding of the susceptibility of slopes to instability. It can be expected that ongoing climate change, which is manifested by the intensification of thermal and precipitation anomalies, will be increasingly conducive to rapid mass movements in the future (Schlögel et al. 2020). Increased rockfall hazards are observable in both glaciated and non-glaciated high mountains with permafrost, whereas in other high mountain areas the impact of present-day climate change on rock slope dynamics is questionable (Kenner 2019, Hendrickx et al. 2020, Mainieri et al. 2023).

Rockfalls are one of the key processes that shape the relief of the Tatra Mountains today (Rączkowska 2006, Rączkowska & Cebulski 2022), although their activity was much greater at the time of the Pleistocene deglaciations (Pánek et al. 2016) or during the Little Ice Age (Kotarba & Pech 2002, Kotarba 2004, Rączkowska 2006). However, as a consequence of ongoing climate change, increasing temperatures and the frequency of heavy precipitation (Niedźwiedz et al. 2015, Łupikasza & Małarzewski 2023), the activity of rockfall may increase. In the last decade, tourist routes within a small area in the Polish High Tatras have been repeatedly closed due to damage caused by rockfalls and the subsequent instability of rockwalls. This is one of the reasons why the monitoring of the talus and rock slopes (Rączkowska & Cebulski 2022, Gądek et al. 2023) and continuous meteorological measurements have been carried out for many years in the cirques of the Morskie Oko and Czarny Staw pod Rysami lakes (Fig. 1), where the tourism carrying capacity (TCC) is sometimes exceeded (Choiński & Pociask-Karteczka 2014). Thanks to this, the course, causes and geomorphological

impacts of the most recent dangerous rockfall, which occurred around 4:40 pm on 22 October 2021 on the Turnia Kurczaba peak, were precisely recorded. Further insights into the event were provided by two video records of people who witnessed it. The materials have been used to: (i) determine accurately the location, geometry, and size of the rockfall starting zone and the volume of the rock mass released, identify (ii) its topographic, (iii) geological, and (iv) hydrometeorological controls, (v) determine the velocity and trajectory of the transport of debris, and (vi) determine the distribution of rock deposits within the complex slope system.

The main goal of this paper is to identify the causes of the Turnia Kurczaba rockfall in the context of contemporary climate warming and

permafrost degradation in non-glaciated mountains and to collect data for the validation and calibration of numerical models that can be implemented in the next stages of the research for hazard and risk assessment and slope evolution studies.

STUDY AREA

The rockfall in question occurred in the upper part of the Rybi Potok Valley in the Polish High Tatras (Fig. 1). The area is built up of Carboniferous granitoids that disintegrate along joints running in the NW-SE and NE-SW directions, and in the fault zones there are also cataclites, mylonites, and tectonic breccias (Piotrowska 1997, Piotrowska et al. 2015a, 2015b).

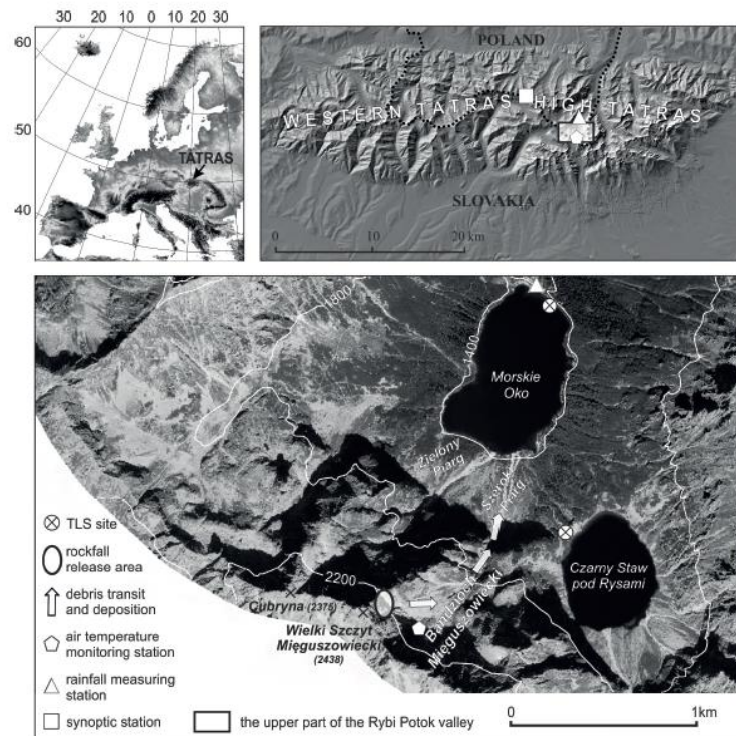


Fig. 1. Location of the study area and measuring sites

The high-mountain relief of this area dates back to a series of Pleistocene glaciations (Klimaszewski 1988, Rączkowski et al. 2015, Zasadni et al. 2022). In the post-glacial period, extensive talus cones with a thickness exceeding 40 m developed at the mouths of gullies (Gądek et al. 2016). Today, they are mainly modelled by debris flows (Rączkowska et al. 2018, Rączkowska & Cebulski 2022). The research comprised the complex slope system of the Wielki Szczyt Mięgoszowiecki peak (2,438 m a.s.l.) – the Morskie Oko lake (1,375 m a.s.l.), on which the Turnia Kurczaba peak fell on 22 October 2021, leading to the formation of an extensive area of colluvium. The most frequented tourist trail in the Tatra Mountains (Choiński & Pociask-Karteczka 2014), used by as many as several thousand people a day in the summer season, runs to the Morskie Oko lake (Tatrzański Park Narodowy 2023). In addition, there are many popular climbing routes on the adjacent rockwalls, one of which used to run across the Turnia Kurczaba peak (Sobiecki 2015).

The moderate climate of this area is mainly shaped by Polar maritime and Polar continental air masses (Niedźwiedz 1992). The mean annual air temperature varies from approx. 3°C at the Morskie Oko lake (1,395 m a.s.l.) to approx. –2°C on the highest peaks (Żmudzka et al. 2015, Łupikasza & Szypuła 2019). Permafrost may occur sporadically above 1,900 m a.s.l. (Dobiński 1998, Gądek et al. 2009, Gądek & Szypuła 2015). The annual mean rainfall totals increase with altitude from 1,400 mm to 2,000 mm (Ustrnul et al. 2015), and the number of days with seasonal snow cover ranges from about 150 to over 210 (Gądek & Szypuła 2015).

METHODS

Terrestrial laser scanning and complementary measurements

The terrestrial laser scanning (TLS) of the rockfall release, transit, and deposit zones was performed using a Riegl VZ-2000 laser scanner fitted with a Nikon D810 camera and a GPS receiver. The measurements were carried out on 28 September and 28 October 2021 (i.e. 24 days before and 6 days after the rockfall, respectively) from the same two spots. The first spot was located on the shore of the Czarny Staw pod Rysami lake (49°11'24"N; 20°04'25"E), at an altitude of 1,600 m a.s.l., 970 m NE of the

rockfall release area (RRA), while the second was on the shore of the Morskie Oko lake (49°12'02"N; 20°04'19"E), at an altitude of 1,395 m a.s.l., 1,000 m NNE from the lower boundary of the run-out zone (Fig. 1). The frequency and range of the laser light were 50 Hz and approx. 2,000 m, respectively.

The so-called 'false points' were removed from the point cloud using the 'reflectance gate,' 'deviation gate' and 'octree' filters, which are available in the RiSCAN PRO v. 2.12.1 software. The point clouds were given natural colours and were mutually oriented and fitted with an accuracy of ±2 cm. The planes of adjustment were differently oriented and evenly distributed over the surface of the area studied. Their number was 670, and their sizes ranged from 0.25 m to 65 m. The density of both point clouds varied from 5 to 25 points·m⁻². The resulting spatial dataset was used for delimiting three polygons that marked (i) the release area, (ii) the run-out area within the Bandzioch Mięgoszowiecki cirque, and (iii) the run-out area within the Szeroki Piarg talus cone at the Morskie Oko lake. The blind spots within these polygons represented from about 5% to about 10%. The digital elevation models (DEM) of the individual areas, produced through triangulation, had a resolution of 0.1 m × 0.1 m. On their basis, differential digital models of the changes in relief (in planes parallel to the slope surface) caused by the Turnia Kurczaba rockfall were generated. The heights, lengths, gradient, and exposures of the solid and talus components of the slope system within which the rockfall occurred were measured, along with the surface areas and volumes of the rock loss and rock deposits.

In addition, photographic documentation was made of the entire slope system, especially of the areas invisible from the TLS spots. The pictures were then used to map the spots with freshly deposited debris material on a high-resolution digital orthophotomap. Based on this, in turn, their approximate surface areas were measured using GIS tools. In addition, in the lowest part of the slope system, on the Szeroki Piarg talus cone, in situ mapping of fresh deposits was carried out and the maximum diameters of the boulders and rock blocks comprising it were measured.

Video footage analysis

The moment of the Turnia Kurczaba fall and the subsequent descent of the debris was filmed by

two accidental witnesses using cameras on their mobile phones. Both videos were made from locations near the TLS sites on the shores of the Czarny Staw pod Rysami and Morskie Oko lakes. The video footage posted by the authors on YouTube was helpful in assessing the duration, dynamics, and trajectory of motion of the rock fragments. Their approximate velocity was estimated on the basis of readings from the video-recording time counter and the approximate length of the trajectory measured in the ArcGIS software on the basis of the identification of the filmed spot locations on a high-resolution orthophotomap integrated with a digital elevation model. The first video was shared with us by its author Agnieszka Brożyna, while the second video is available at: <https://www.youtube.com/watch?v=xhL-XL2oJjU> (accessed 30 March 2023).

Geological surveys

The geology of the RRA was derived from the digital geological map 1:10,000 (Piotrowska et al. 2015b) using ArcGIS software and a shapefile with the contour of the RRA. Moreover, the rock cracks were identified, and their length was measured on the RRA photograph provided by the Tatra National Park. This photograph was taken from a distance of approx. 100 m from the rockwall by means of an unmanned aerial vehicle (UAV), with the picture framed in such a way as to position the RRA in the centre of the photo, where the distortions linked to the central projection are the smallest. The average scale of the photograph used was calculated based on the RRA area as measured on the digital model of the terrain surface changes. The spatial resolution of this photograph (pixel size) was 0.04 m. However, by influencing the colour and brightness of pixels, homogeneous linear features are visible in the images even when their width is smaller than the pixel size. The surface density of the cracks (D_c) identified in the photograph was determined with Equation (1) (Liszowski & Stochlak 1976):

$$D_c = \frac{\sum l}{P} \quad (1)$$

where:

- $\sum l$ – the sum of the crack lengths,
- P – the RRA area.

Meteorological monitoring

In order to identify the meteorological conditions of the rockfall, air temperature monitoring data from the University of Silesia and rainfall and snowfall data from the Institute of Meteorology and Water Management (IM&WM) were used, spanning the period from 15 September to 22 October 2022.

Air temperature monitoring was carried out in the Bandzioch Mięguszwiecki cirque at an altitude of 1,975 m a.s.l., at a distance of 300 m ESE from the RRA. The temperature was sampled and recorded every hour using a HOBO U23 Pro v2 data logger by ONSET. The temperature sensor was placed in a radiation shield at a height of 2 m above the ground. The factory-set resolution and accuracy of the measurements were 0.02°C and 0.2°C (at and above 0°C), respectively.

Daily data on the amounts and type of precipitation were collected at the IM&WM precipitation station adjacent to the tourist shelter on the shore of the Morskie Oko lake, which is situated at an altitude of 1,408 m a.s.l. at a distance of 1.7 km NNE from the RRA. The daily data on the depth of snow cover were taken from the synoptic station on Kasprowy Wierch, which lies at 1,991 m a.s.l. at a distance of 7.5 km NW from the RRA.

RESULTS

Morphometry of the slope system

The slope system within which the study rockfall occurred consists of several elements with different morphogenesis and morphometry, which determined both the way in which the released rock material moved, and how it was deposited (Fig. 2). The upper reach of the system is formed by the rockwall of the Wielki Szczyt Mięguszwiecki peak (2,439 m a.s.l.) with a height of 389 m and a gradient exceeding 70°. Its lower NE boundary is marked by a rocky chute that transports the products of weathering to a hanging glacial cirque known as Bandzioch Mięguszwiecki. The length and gradient of this talus area are 245 m and 33°, respectively. The threshold of the cirque has two steps. The upper step has a height of 120 m and a maximum gradient of 74°, whereas the lower step has a height of 205 m and its maximum gradient is 90°.

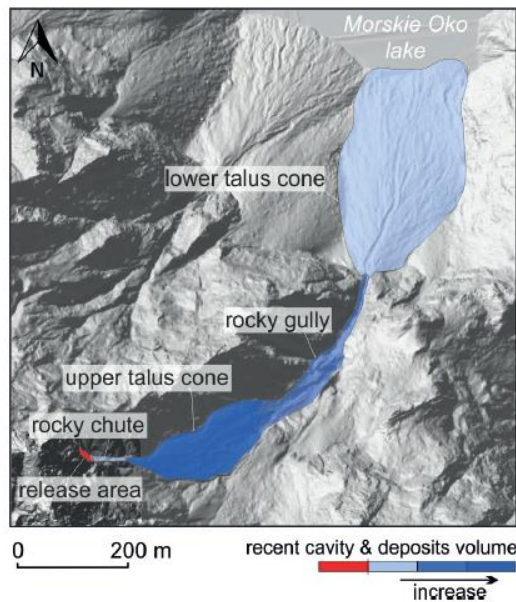


Fig. 2. Components of the studied slope system: Turnia Kurczaba peak (release area) – Morskie Oko lake (see also Fig. 7)

Both steps are incised by a steep and deep rocky gully. The Szeroki Piarg talus cone located at its mouth enters the Morskie Oko lake (1,395 m a.s.l.). Its length and average gradient are 420 m and 22°, respectively. The surface of this complex slope system is exposed in the E, NE and N directions (Fig. 1), the total length is 955 m, and the average gradient is 41° (Table 1).

Internal structure of the release area

The rockfall originated within a strongly fractured fault zone built of cataclites and mylonites (Fig. 3). This zone runs among granitoids from SW to NE. The discontinuity areas identified in the photograph, which probably vary in age, have different orientations, i.e. both vertical and near-horizontal or oblique. The main vertical cracks run SW-NE and SE-NW. The vertical and horizontal cracks account for 22% and 19% of all discontinuities, respectively, and their maximum lengths exceed 20 m. The surface density of the cracks in the rockfall release area is 0.42 m^{-1} . On the day of the

observations made in situ, this zone was not stable, with large fragments separated from the rest of the slope by vertical crevices.

Meteorological triggers

The meteorological data show that the rockfall was preceded by considerable fluctuations in air temperature above and below 0°C, rainfall and snowfall (Fig. 4). Since mid-September, more than 100 mm of rain had fallen in the study area. On the cool days of 20–23 September and 12–14 October, snow layers from several centimetres to more than ten centimetres thick covered flat surfaces at altitudes above 1900 m a.s.l. The air temperature over that period fluctuated between 10.2°C and –6.2°C. The rapid increase in air temperature in the days preceding the fall resulted in the rapid and complete melting of the snowpack, leading to the saturation of the ground with meltwater. One day before the Turnia Kurczaba rockfall, the air temperature dropped from 9°C to 1°C, oscillated around 0°C the next day and dropped to –1°C at the time of the rockfall.

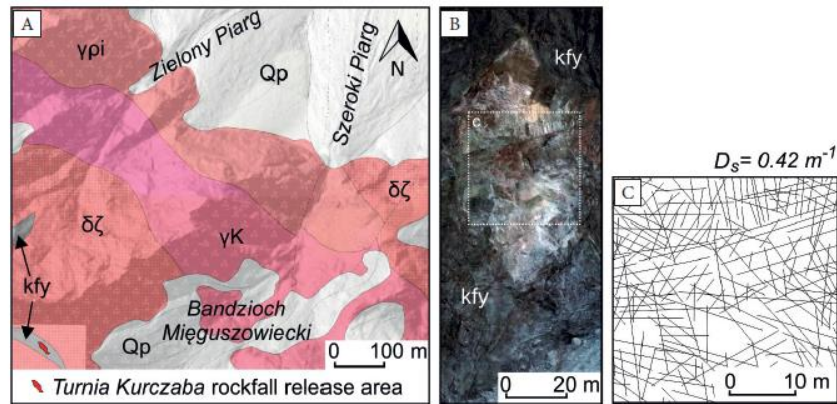


Fig. 3. Lithology of the study area (A) with the location of the rockfall release area (B) and its crack density (C). The modified fragment of the geological map (Piotrowska et al. 2015b): $\delta\zeta$ – granitoids and tonalites, γK – granitoids with pink feldspar crystals, y_{pi} – granites with pegmatites and aplites, k_{fy} – cataclites, tectonic breaches, phyllonites and mylonites, Q_p – talus material; D_s – surface density of the cracks

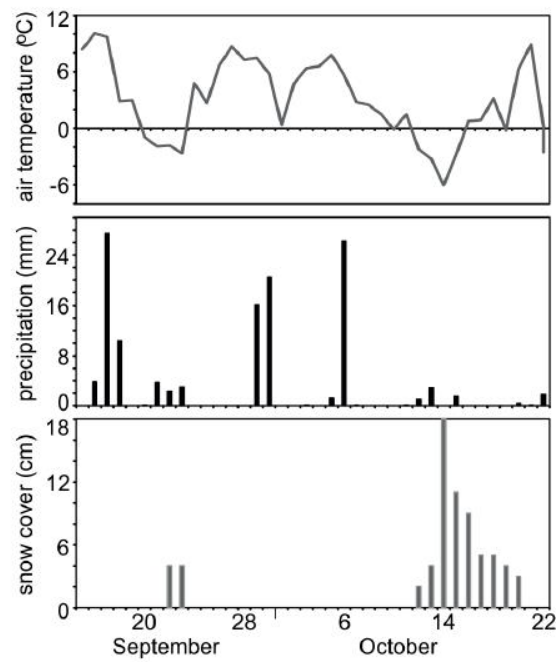


Fig. 4. Weather conditions during the days preceding the Turnia Kurczaba rockfall (15.09.2021–22.10.2021)

Geometry, size and velocity of the rockfall

The rockfall release area

The Turnia Kurczaba peak was part of the E rock-wall of the Wielki Mięguszwiecki Szczyt peak. The rock niche formed as a result of the Turnia Kurczaba rockfall traverses the altitude zone

2,130–2,210 m a.s.l., i.e. 80 m above the bottom of the Bandzioch Mięguszwiecki cirque. The height and maximum width of this niche are 80 m and 40 m, respectively. As shown by the results of the TLS measurements, the rockwall retreated by 1–10 m within the RRA (Fig. 5), and by 3.1 m on average. The TLS also demonstrates that 7,200 m³ of rock material was lost (Table 1).

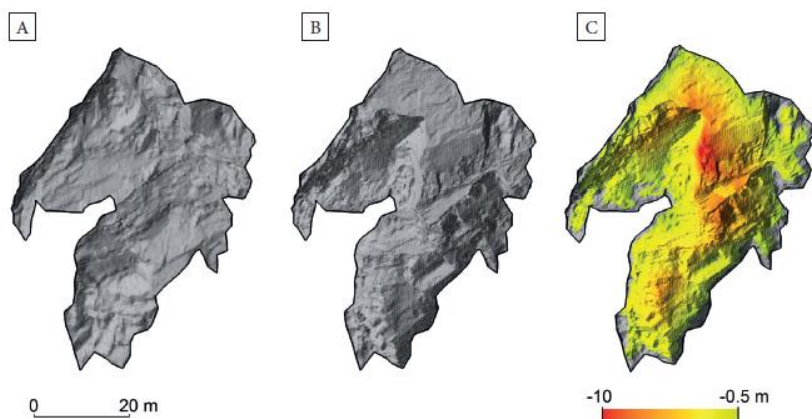


Fig. 5. The release area: A) DEM before the rockfall; B) DEM after the rockfall; C) DEM of Difference (rock wall retreat)

Table 1

Morphometry of the Turnia Kurczaba slope system (release area) – Morskie Oko lake (see Fig. 2)

Slope component	Length [m]	Gradient [°]	Altitude [m a.s.l.]		Vertical extent [m]	Volume of cavity and deposits [m ³]
			max.	min.		
Release area	80	75–90	2,210	2,130	80	7,200
Rocky chute	75	40–80	2,105	2,050	55	ca. 150
Talus cone (upper)	245	33	2,050	1,860	160	4,200
Rocky gully (upper part)	161	36–74	1,890	1,770	120	≤2,590
Rocky gully (lower part)	219	43–90	1,770	1,565	205	
Talus cone (lower)	420	22	1,565	1,395	170	260

Mode, trajectories and velocity of movement of rock material

As the video footage shows, the disintegration of the Turnia Kurczaba lasted about 10 min and was propagated in several stages from its lower

reaches. The detached fragments of the rock wall separated along the surface of the discontinuities, falling freely, usually for about 3 s, at a velocity of up to 30 m·s⁻¹. After impact, the rocks travelled on, bouncing, rolling, and sliding, or stopped on rough surfaces. This went hand in hand with the

displacement of older talus material, the formation of impact craters, the disintegration of colliding rock fragments and the uplift of dust, which formed a dense cloud that initially moved down the cirque and then rose across its width to a height of well over 100 m. The zones of transit and deposition overlapped each other as early as from the base of the upper talus cone. The largest volume of the material was deposited within the Bandzioch Mięgoszowiecki cirque (Fig. 6A). The velocity of the coarse rock fragments that were mainly rolling in this zone often exceeded $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Only dust suspended in the air and individual rock blocks reached the talus cone on the shore of the Morskie Oko lake, mainly rolling and bouncing over the surface of the threshold, often at a velocity of $>20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ or pouring out of the gully that incised it.

Distribution of rock deposits

The quantitative and spatial changes related to the displacement and deposition of the material from the Turnia Kurczaba rockfall are shown in Figure 6. However, the illustrations do not show the rocky chute at the base of the rockfall slope

or the threshold of the Bandzioch Mięgoszowiecki cirque, which the rocky chute leads into, because these zones were not visible from the TLS sites. Nevertheless, field surveys indicated that the narrow rocky chute that first received the falling fragments of the rock wall was a transit zone (Fig. 2). Most probably, the volume of material that stopped there (only in its lower parts), which mainly consisted of fine debris, did not exceed 150 m^3 (Fig. 7). The largest deposit was in the talus cone below the chute at the bottom of the cirque. The fresh colluvium covered 62% of the slope area. First of all, the debris flow channels along the northern (marginal) and central parts of the talus cone were filled and locally overlain. The depth of the material deposited on this slope was up to 5 m, but typically was in the range of 1–2 m. The overall volume of all fresh deposits was $4,200 \text{ m}^3$. It was also noted that a certain amount of the talus material was missing from the central part of this zone. The losses covered 5% of the slope area. The largest ones were point-like and reached 4 m (Fig. 6A). They originated in the spots where large rock blocks were knocked out. The SE part of the talus cone changed the least.

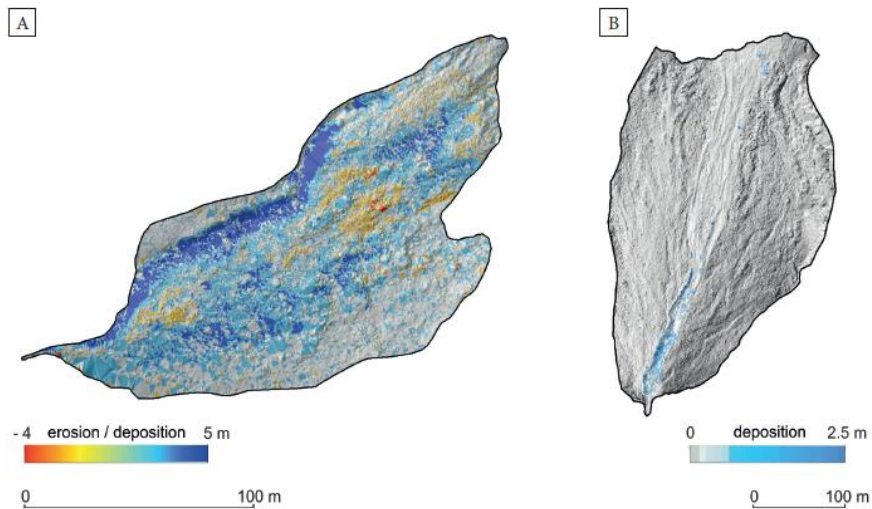


Fig. 6. The DEM of differences before and after the Turnia Kurczaba rockfall: A) upper talus cone; B) lower talus cone (Szeroki Piarg)

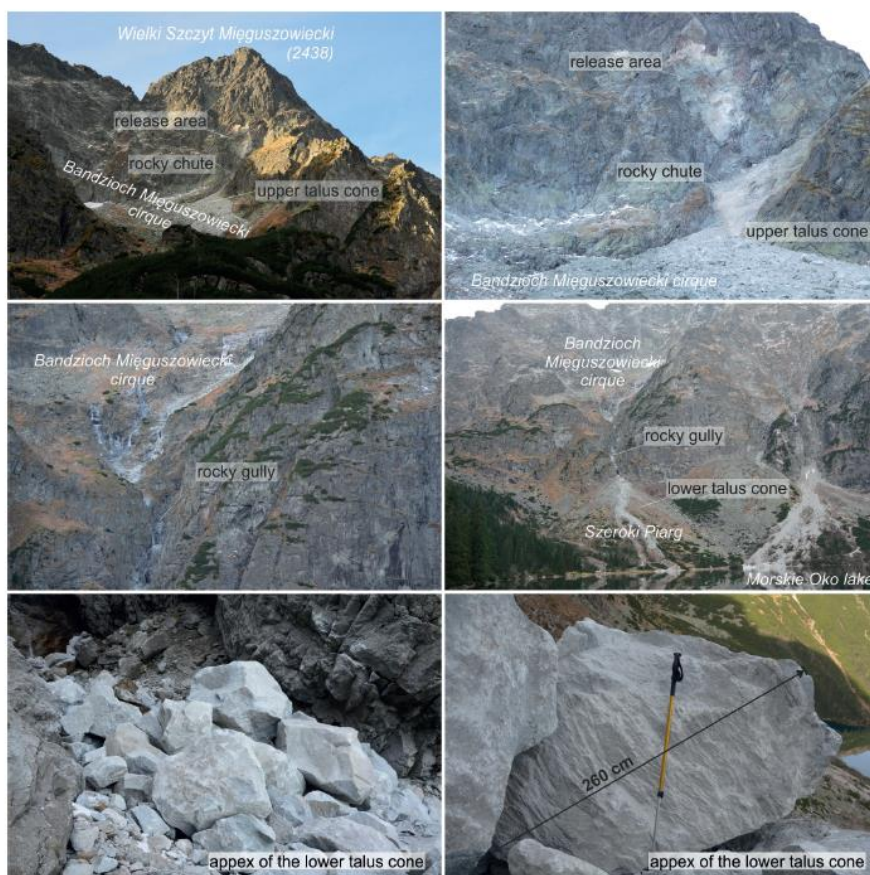


Fig. 7. The Turnia Kurczaba rockfall: release and rock deposits area (see also Figs. 2, 5, 6)

Within the threshold of the Bandzioch Mięguszwiecki cirque (not covered by the differential models), the presence of fresh talus material was only found in the rocky niche and the rocky gully forming its extension (Fig. 5). These deposits covered an area of 2,073 m². However, it was not possible to measure their total volume. Fresh talus material was also found below the rocky gully – mostly in the upper part of the Szeroki Piarg talus cone (Fig. 5), where it formed loose clusters of debris, boulders, and blocks (Fig. 7)

in the debris flow channel and in areas adjacent to it (Fig. 6B). The mean maximum diameter of the 25 largest rock fragments was 1.32 m, with the largest block measuring 2.6 m in diameter (Fig. 7). Sand-silt material adhered to the surface of the coarse rock fragments as a result of them having hit soft ground during the bouncing movement. On the lower part of the cone, there were only single rock blocks with a diameter of 1.6 m to 2.5 m. The total volume of the deposits on the Szeroki Piarg talus cone was 260 m³.

DISCUSSION

In general, the frequency of rockfalls is inversely proportional to their size – the larger they are, the less often they occur (Gądek et al. 2023). Rochet (1987) divided rockfalls into four groups: single block falls (10^2 – 10^3 m³), mass falls (10^2 – 10^5 m³), very large mass falls (10^5 – 10^7 m³) and mass displacement ($>10^7$ m³). The first two types are characterised by little or no interaction between the descending rock fragments. In the light of the above, the Turnia Kurczaba rockfall represents the mass fall category. While the falling of single rock fragments in the periglacial zone of the Tatra Mountains is common (Kotarba et al. 1987, Kotarba & Pech 2002), larger rockfalls in the area of the Morskie Oko lake have usually been recorded at multiple-year intervals in the last 150 years. Based on the perfunctory information available (Nyka 1956) and approximations (Rączkowska et al. 2018), it can be concluded that most of them belonged to the same category as the Turnia Kurczaba rockfall, and their geological conditions and causes were similar.

The surface density of the cataclysite-mylonite fractures in the RRA that were identified is 50% higher than the mean surface density of the fractures in the granitoid walls towering over the shores of the Morskie Oko lake (Gądek et al. 2023). Although lithology does not necessarily determine the location where a rockfall will occur (Barth 2013), cataclysites and mylonites are characterised by greater amounts of cracks and loosening than the granitoids in which they occur in the High Tatras. This means that rockwalls made of them may be particularly susceptible to gravitational mass movements (Korup 2004, Braathen et al. 2004, Cox et al. 2012, Barth 2013). In the Polish High Tatras, all major rockfalls in the last decade occurred within the cataclysites, mylonites, and fault breccias (Rączkowska & Cybulski 2022, Gądek et al. 2023), where numerous climbing routes (Wspinanie.pl n.d., Sobiecki 2015) and hiking trails (Tatrzański Park Narodowy 2022) used by about one million people a year are to be found (Niezgoda & Nowacki 2020). Therefore, determining the stability of the slopes in these areas should be considered a priority.

In many high mountain areas, rockfalls are most frequently caused by the degradation of permafrost as a result of climate warming (Allen & Huggel 2013, Fischer et al. 2016, Knoflach et al. 2021), with such events typically occurring in summer (Fischer et al. 2012, Sass & Oberlechner 2012) – often at times of extremely high air temperatures (Allen & Huggel 2013). In the Tatra Mountains, in addition to the Turnia Kurczaba rockfall studied here, fragments of the rockwalls of Cubryna (23–25 September 2012), Zadny Gerlach (17–19 September 2018), Niebieska Turnia (21 May and 28 September 2018) and Mały Keżmarský štít (18 June 2022) peaks have also fallen in the last decade. The elevations of the release areas ranged from 1841 to 2,637 m a.s.l. in moderately cold and cold climate belts (Łupikasza & Szypuła 2019), where permafrost may sporadically occur (Dobiński 2005, Mościcki & Kędzia 2001, Gądek & Leszkiewicz 2012, Gądek et al. 2016). Most of these rockfalls occurred in autumn, except for the Niebieska Turnia (first event) and Mały Keżmarský štít rockfalls, which took place under spring conditions. Notably, all of them were preceded by snowfall or rainfall and a sharp change in air temperature which passed through 0°C (Rączkowska et al. 2018, Rączkowska & Cybulski 2022). Thus, present-day rockfalls in the highest parts of the Tatra Mountains are primarily caused by freezing and thawing of heavily cracked and steep rock slopes saturated with rainwater or meltwater, and not the decay of permafrost. In addition, thermal and humidity factors often trigger rockfalls on non-permafrost slopes in other high mountain areas (Gunzburger et al. 2005, Lueth et al. 2015, Paranunzio et al. 2016, 2019, Sala et al. 2020). It is suggested that information on current and forecast weather conditions in the Tatra Mountains, especially in autumn and spring, be communicated to tourists to warn them of an increased risk of rockfalls, with an indication of areas which are particularly vulnerable in terms of morphology and geology.

The spatial distribution of the material from the disintegration of the Turnia Kurczaba and the videos of the rockfall demonstrate that factors like the trajectories, velocity, and modes of motion, as well as the deposition of rock fragments,

all depended on their geometry (size/shape) and were controlled by the local gradient and roughness of the slope. Rock free falling was limited to the upper section, which had the form of a rock cliff. On the remaining slopes, the rock material bounced, rolled, and slid, except that rolling predominated on the talus slopes and bouncing prevailed on the two-stepped steep threshold. Fine debris stopped as early as in the chute above the upper talus cone, while rock blocks reached as far as the lower cone. The regularities described above are confirmed by the results of experimental studies (Azzoni et al. 1995) and should be taken into account in research based on mathematical modelling (Giani et al. 2004, Crosta & Agliardi 2004, Dorren et al. 2013).

The data on the distribution of the deposits of the Turnia Kurczaba rockfall material are not complete because the laser scanning did not cover the gullies above and below the upper and lower talus cones, respectively. However, the volumes of released material and rock deposits are in balance, assuming that the volume of the colluvium in the upper chute was close to 150 m³, and the depth of the colluvium in the lower rocky gully was close to 1 m. However, the volumes of released material and rock deposits are in balance, assuming that the volume of the colluvium in the upper chute was close to 150 m³, and the depth of the colluvium in the lower rocky gully was close to 1 m. This assumption seems realistic. The greatest amount of rock material was deposited on the talus cone within the hanging cirque, and the greatest change in the morphology consisted of filling the debris flow gullies in the northern and central parts of the cone. By contrast, the Turnia Kurczaba rockfall did not cause any significant changes within the lower talus cone, namely Szeroki Piarg. The presence of a glacial cirque in the supply zone of this talus cone significantly influenced the transfer of sediment. Almost all the rockfall material stopped higher up, within the hanging cirque and the rocky gully that incised its threshold. However, in the future these deposits can be expected to be set into motion by debris flows and are bound to influence the evolution of the Szeroki Piarg cone situated below. Thus, local/regional variations in the morphodynamics of talus slopes are influenced by factors other than

differences in the geological setting, size, and shape of the source area (Gądek et al. 2016). An important role is also played by the shape and size of the transit zone, since the latter is usually also a rock deposition zone and may, over time, transform into a supply zone for downhill slopes. Examples of adjacent talus cones that differ in morphodynamics, size, morphology, and functions of the higher-lying part of the slope system are Szeroki Piarg and Zielony Piarg at the Morskie Oko lake, which has already been pointed out (Rączkowska & Cebulski 2022).

Numerical simulations of the rockfall trajectories and run-out zones (Bartelt et al. 2016) may not only be helpful in hazard and risk assessment for rockfall mapping (Jaboyedoff et al. 2005) and protection (Crosta et al. 2015) but also in studies on the evolution of high-mountain slope systems. Rockfall modelling is preceded by the collection of historical inputs that include information on the date, location, and size of rockfalls as well as on the geology, topography, roughness and surface material, although precise and complete data are not usually available (Dorren et al. 2012). The results of comprehensive monitoring of the rockfall in the Tatras and its underlying conditions presented in this paper are unique, since they can be employed in back-analysis/calibration of existing models which, in turn, can improve the results of simulations for other rockfalls, especially within complex slope systems.

CONCLUSIONS

1. The Turnia Kurczaba rockfall was one of the most significant rockfalls recorded in recent decades in the Tatra Mountains. Its height, maximum width, and volume were, respectively, 80 m, 40 m and 7,200 m³. This rockfall took place in the fault zone of the granitoid massif within densely fractured cataclasites, mylonites, and fault breccias, and at altitude of sporadic permafrost occurrence. Although all of these rockfalls happened during a period of climate warming, their cause was not the degradation of permafrost but freeze-thaw processes with the co-participation of rainwater and meltwater. Thus, information on current and forecast weather conditions in the Tatra

Mountains, especially in autumn and spring, should be communicated to tourists to warn them of an increased risk of rockfall, indicating areas particularly vulnerable in terms of morphology and lithology.

- The highest-located talus part of the stepped slope system of Turnia Kurczaba is fed directly by rockfalls. In contrast, the development of the lowermost talus cone may be primarily influenced by the redeposition of clastic material from the upper parts of the slope, mainly related to heavy rainfall episodes. Regional and local variations in the morphodynamics of talus slopes thus depend on the geological and morphological features of the supply areas and the shape and size of the transit-deposition zones, which may transform into supply areas for lower slopes over time. So, even adjacent colluviums can differ in their development rate and regime, and different thermal and wetness drivers can control their evolution.
- The precise projections of the volumes and distribution of rock losses and deposits, the determination of the trajectories, modes, and speeds of movement of rock material, as well as the information on the geological, morphological, and meteorological conditions behind the Turnia Kurczaba rockfall form a unique dataset. The data documents a spectacular episode in the contemporary development of a complex slope system in the Tatras in an all-encompassing way and can be used to validate and calibrate existing models and improve numerical simulations of other rockfalls.

We would like to thank the two reviewers who provided very thoughtful and constructive feedback that helped improve the paper.

This study was financed by the Institute of Earth Sciences of the University of Silesia in Katowice (subsidy for the Cryosphere and Geoinformation Team) and the Institute of Geography and Spatial Organisation of the Polish Academy of Sciences (subsidy for the Department of Geoenvironmental Research). The field work was carried out with the use of equipment (terrestrial laser scanner) of the Polar Laboratory of the University of Silesia in Katowice.

REFERENCES

- Allen S.K., Cox S.C. & Owens I.F., 2011. Rock avalanches and other landslides in the central Southern Alps of New Zealand: A regional study considering possible climate change impacts. *Landslides*, 8(1), 33–48. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0222-z>.
- Allen S. & Huggel Ch., 2013. Extremely warm temperatures as a potential cause of recent high mountain rockfall. *Global and Planetary Change*, 107, 59–69. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.04.007>.
- Azzoni A., La Barbera G. & Zaninetti A., 1995. Analysis and prediction of rockfalls using a mathematical model. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 32(7), 709–724. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(95\)00018-C](https://doi.org/10.1016/0148-9062(95)00018-C).
- Ballantyne C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18–19), 1935–2017. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00005-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00005-7).
- Bartelt P., Bieler C., Buehler Y., Christen M., Christen M., Dreier L., Gerber W., Glover J., Schneider M., Glocker C., Leine R. & Schweizer A., 2016. *RAMMS User Manual v1.6 Rockfall*. https://ramms.slf.ch/ramms/downloads/RAMMS_ROCK_Manual.pdf [access: 30.03.2023].
- Barth N.C., 2013. The Cascade rock avalanche: Implications of a very large Alpine Fault-triggered failure, New Zealand. *Landslides*, 11(3), 327–341. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0389-1>.
- Braathen A., Blikra L.H., Berg S.S. & Karlsen F., 2004. Rock-slope failures in Norway: type, geometry and deformation mechanisms and stability. *Norwegian Journal of Geology/Norsk Geologisk Forening*, 84(1), 67–88.
- Choiński A. & Pociask-Karteczka J. (red.), 2014. *Morskie Oko: przyroda i człowiek*. Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.
- Corominas J., Copons R., Moyá J., Vilaplana J.M., Altimir J. & Amigo J., 2005. Quantitative assessment of the residual risk in a rockfall protected area. *Landslides*, 2(4), 343–357. <https://doi.org/10.1007/s10346-005-0022-z>.
- Cox S.C., Stirling M.W., Herman F., Gerstenberger M. & Ristau J., 2012. Potentially active faults in the rapidly eroding landscape adjacent to the Alpine Fault, central Southern Alps, New Zealand. *Tectonics*, 31(2), TC2011. <https://doi.org/10.1029/2011TC003038>.
- Crosta G.B. & Agliardi F., 2004. Parametric evaluation of 3D dispersion of rockfall trajectories. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4(4), 583–598. <https://doi.org/10.5194/nhess-4-583-2004>.
- Crosta G.B., Chen H. & Lee C.F., 2004. Replay of the 1987 Val Pola Landslide, Italian Alps. *Geomorphology*, 60(1–2), 127–146. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2003.07.015>.
- Crosta G.B., Agliardi F., Frattini P. & Lari S., 2015. Key issues in rock fall modelling, hazard and risk assessment for rockfall protection. [in:] Lollino G., Giordan D., Crosta G.B., Corominas J., Azzam R., Wasowski J. & Sciarra N. (eds.), *Engineering Geology for Society and Territory. Volume 2: Landslide Processes*, Springer, Cham, 43–58. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_4.
- Cruden D.M. & Varnes D.J., 1996. Landslide types and processes. [in:] Turner A.K. & Schuster R.L. (eds.), *Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board Special Report 247 National Academy Press, Washington, 36–75.

- Deline P., 2001. Recent Brenva rock avalanches (Valley of Aosta): New chapter in an old story? *Supplemento Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 5, 55–63.
- Deparis J., Jongmans D., Cotton F., Baillet L., Thouvenot F. & Hantz D., 2008. Analysis of rock-fall and rock-fall avalanche seismograms in the French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 98(4), 1781–1796. <https://doi.org/10.1785/0120070082>.
- Dobiński W., 1998. Permafrost occurrences in the alpine zone of the Tatra Mountains, Poland. [in:] Lewkowicz A.G. & Allard M. (eds.), *Permafrost: Seventh International Conference, June 23–27, 1998: Proceedings, Yellowknife*, Centre d'études nordiques, Université Laval, Québec, 231–237.
- Dobiński W., 2005. Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, eastern and southeastern Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4), 395–398. <https://doi.org/10.1002/ppp.524>.
- Dorren L.K.A., Domaas U., Kronholm K., & Labiouse V., 2013. Methods for predicting rockfall trajectories and run-out zones. [in:] Lambert S. & Nicot F. (eds.), *Rockfall Engineering*, John Wiley & Sons Inc., 143–173.
- Eberhardt E., 2006. From cause to effect: using numerical modelling to understand rock slope instability mechanisms. [in:] Evans S.G., Scarascia-Mugnozza G., Strom A.L. & Hermanns R.L. (eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, NATO Science Series, 49, Springer, Dordrecht, 85–101. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4037-5_4.
- Evans S.G. & Hungr O., 1993. The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 30(4), 620–636. <https://doi.org/10.1139/t93-054>.
- Evans S.G., Scarascia-Mugnozza G., Strom A.L., Hermanns R.L., Ischuk A. & Vinnichenko S., 2006. Landslides from massive rock slope failure and associated phenomena. [in:] Evans S.G., Scarascia-Mugnozza G., Strom A.L. & Hermanns R.L. (eds.), *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, NATO Science Series, 49, Springer, Dordrecht, 3–52. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4037-5_1.
- Fischer L., Käab A., Huggel C. & Noetzli J., 2006. Geology, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6(5), 761–772. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-761-2006>.
- Fischer L., Purves R.S., Huggel C., Noetzli J. & Haeblerli W., 2012. On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(1), 241–254. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012>.
- Fischer L., Huggel C., Käab A. & Haeblerli W., 2013. Slope failures and erosion rates on a glacierized high-mountain face under climatic changes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(8), 836–846. <https://doi.org/10.1002/esp.3355>.
- Fratini P., Crosta G., Carrara A. & Agliardi F., 2008. Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. *Geomorphology*, 94(3–4), 419–437. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.037>.
- Gądek B. & Leszkiewicz J., 2012. Impact of climate warming on the ground surface temperature in the sporadic permafrost zone of the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, 79–80, 75–83. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.03.006>.
- Gądek B. & Szypuła B., 2015. Contemporary cryosphere. [in:] Dąbrowska K. & Guzik M. (eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature* [sheet V.1, map 3, scale 1:250 000], Wydawnictwa Tatrzńskiego Parku Narodowego, Zakopane.
- Gądek B., Rączkowska Z. & Żogała B., 2009. Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in zone of sporadic permafrost, High Tatras, Slovakia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53(suppl. 2), 79–100. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2009/0053S3-0079>.
- Gądek B., Grabiec M., Kędzia S. & Rączkowska Z., 2016. Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology*, 263, 39–49.
- Gądek B., Kajdas J. & Krawiec K., 2023. Contemporary degradation of steep rock slopes in the periglacial zone of the Tatra Mts., Poland. *Geographia Polonica*, 96(1), 53–68. <https://doi.org/10.7163/GPol.0245>.
- Geertsema M., Clague J.J., Schwab J.W. & Evans S.G., 2006. An overview of recent large catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83(1–3), 120–143. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2005.06.028>.
- Giani G.P., Giacomini A., Migliazza M. & Segalini A., 2004. Experimental and theoretical studies to improve rock fall analysis and protection work design. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 37(5), 369–389. <https://doi.org/10.1007/s00603-004-0027-2>.
- Gruber S. & Haeblerli W., 2007. Permafrost in steep bedrock and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2), F02S18. <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>.
- Gruber S., Hoelzle M. & Haeblerli W., 2004. Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(13), L13504. <https://doi.org/10.1029/2004GL020051>.
- Gunzburger Y., Merrien-Soukatchoff V. & Guglielmi Y., 2005. Influence of daily surface temperature fluctuations on rock slope stability: case study of the Rochers de Valabres slope (France). *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 42(3), 331–349. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2004.11.003>.
- Haeblerli W., Huggel C., Käab A., Zraggen-Oswald S., Polkvoj A., Galushkin I. & Osokin N., 2004. The Kolkakarmadon rock/ice slide of 20 September 2002: An extraordinary event of historical dimensions in North Ossetia, Russian Caucasus. *Journal of Glaciology*, 50(171), 533–546. <https://doi.org/10.3189/172756504781829710>.
- Harris C., Arenson L.U., Christiansen H.H., Etzelmüller B., Frauenfelder R., Gruber S., Haeblerli W., Hauck C., Holzle M., Humlum O., Isaksen K., Käab A., Kern-Lutschg M.A., Lehning M., Matsuoka N., Murton J.B., Noetzli J., Phillips M., Ross N., ..., Vonder Mühll D., 2009. Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3–4), 117–171. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.12.002>.

- Hendrickx H., De Sloover L., Stal C., Delaloye R., Nysse J. & Frankl A., 2020. Talus slope geomorphology investigated at multiple time scales from high-resolution topographic surveys and historical aerial photographs (Sanetsch Pass, Switzerland). *Earth Surface Processes and Landforms*, 45, 3653–3669. <https://doi.org/10.1002/esp.4989>.
- Hermanns R.L., 2013. Rock Avalanche (Sturzstrom). [in:] *Encyclopedia of Natural Hazards*, Encyclopedia of Earth Sciences Series, Springer, Dordrecht, 875–899. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4399-4_301.
- Hung O., Leroueil S. & Picarelli L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>.
- Jaboyedoff M., Dutt J.P. & Labiouse V., 2005. An attempt to refine rockfall hazard zoning based on the kinetic energy, frequency and fragmentation degree. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(5), 621–632. <https://doi.org/10.5194/nhess-5-621-2005>.
- Kargel J.S., Leonard G.J., Shugar D.H., Haritashya U.K., Bevington A., Fielding E.J., Fujita K., Geertsema M., Miles E.S., Steiner J., Anderson E., Bajracharya S., Bawden G.W., Breashears D.F., Byers A., Collins B., Dhital M.R., Donnellan A., Evans T.L., ..., Young N., 2016. Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal's 2015 Gorkha earthquake. *Science*, 351(6269), aac8353. <https://doi.org/10.1126/science.aac8353>.
- Kenner R., 2019. Mass wasting processes affecting the surface of an alpine talus slope: Annual sediment budgets 2009–2018 at Flüelapass, eastern Swiss Alps. *Land Degradation & Development*, 31(4), 451–462. <https://doi.org/10.1002/ldr.3462>.
- Klimaszewski M., 1988. *Rzeźba Tatr Polskich*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Knoflach B., Tussertschlager H., Sailer R., Meißl G. & Stötter J., 2021. High mountain rockfall dynamics: rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 103(1), 83–102. <https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1864947>.
- Kobayashi Y., Harp E.L. & Kagawa T., 1990. Simulation of rock-falls triggered by earthquakes. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 23, 1–20. <https://doi.org/10.1007/BF01020418>.
- Korup O., 2004. Geomorphic implications of fault zone weakening: Slope instability along the Alpine Fault, South Westland to Fiordland. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47(2), 257–267. <https://doi.org/10.1080/00288306.2004.9515052>.
- Kotarba A., 2004. Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej. [in:] Kotarba A. (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, Prace Geograficzne – Polska Akademia Nauk. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyńskiego, 197, IGI PAN, Warszawa, 9–55.
- Kotarba A. & Pech P., 2002. The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, 69–76.
- Kotarba A., Kaszowski L. & Krzemien K., 1987. *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*. Geographical Studies – Polish Academy of Sciences. Institute of Geography & Spatial Organization, Special Issue, 3, Ossolineum, Wrocław.
- Liszkowski J. & Stochlak J. (red.), 1976. *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Luethi R., Gruber S. & Ravel L., 2015. Modelling transient ground surface temperatures of past rockfall events: Towards a better understanding of failure mechanisms in changing periglacial environments. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 97(4), 753–767. <https://doi.org/10.1111/geoa.12114>.
- Lupikasza E. & Małarzewski Ł., 2023. Trends in the indices of precipitation phases under current warming in Poland, 1966–2020. *Advances in Climate Change Research*, 14(1), 97–115. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2022.11.012>.
- Lupikasza E. & Szypuła B., 2019. Vertical climatic belts in the Tatra Mountains in the light of current climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1–2), 249–264. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2489-2>.
- Mainieri R., Eckert N., Corona C., Lopez-Saez J., Stoffel M. & Bourrier F., 2023. Limited impacts of global warming on rockfall activity at low elevations: Insights from two calcareous cliffs from the French Prealps. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 47(1), 50–73. <https://doi.org/10.1177/03091333221107624>.
- Mair D., Lechmann A., Delunel R., Yeşilyurt S., Tikhomirov D., Vockenhuber Ch., Christl M., Akçar N. & Schlunegger F., 2020. The role of frost cracking in local denudation of steep Alpine headwalls over millennia (Mt. Eiger, Switzerland). *Earth Surface Dynamics*, 8(3), 637–659. <https://doi.org/10.5194/esurf-2019-56>.
- McColl S.T., 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153–154, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.015>.
- Mościcki J.W. & Kędzia S., 2001. Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55(4), 235–240. <https://doi.org/10.1080/00291950152746586>.
- Niedźwiedz T., 1992. Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research & Development*, 12(2), 131–146. <https://doi.org/10.2307/3673787>.
- Niedźwiedz T., Lupikasza E., Pińskwar I., Kundzewicz Z.W., Stoffel M. & Małarzewski Ł., 2015. Variability of high rainfalls and related synoptic situations causing heavy floods at the northern foothills of the Tatra Mountains. *Theoretical Applied Climatology*, 119, 273–284. <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1108-0>.
- Niezgoda A. & Nowacki M., 2020. Experiencing nature: physical activity, beauty and tension in Tatra National Park – analysis of tripadvisor reviews. *Sustainability*, 12(2), 601. <https://doi.org/10.3390/su12020601>.
- Noetzi J., Hoelzle M. & Haerberli W., 2003. Mountain permafrost and recent Alpine rock-fall events: A GIS-based approach to determine critical factors. [in:] Phillips M., Springman S.M. & Lukas U. (eds.), *Permafrost: Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost, 21–25 July 2003, Zurich, Switzerland. Vol. 2*, A.A. Balkema, Lisse, The Netherlands, 827–832.
- Nyka J., 1956. *Dolina Rybiego Potoku (Morskiego Oka): Monografia krajoznawcza*. Sport i Turystyka, Warszawa.
- Oppikofer T., Jaboyedoff M. & Keusen H.R., 2008. Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geoscience*, 1(8), 531–535. <https://doi.org/10.1038/ngeo258>.

- Pánek T., Engel Z., Mentlik P., Braucher R., Břežný M., Škarpič V. & Zondervan A., 2016. Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Catena*, 138, 52–67. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.005>.
- Paranunzio R., Laio F., Chiarle M., Nigrelli G. & Guzzetti F., 2016. Climate anomalies associated with the occurrence of rock falls at high-elevation in the Italian Alps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(9), 2085–2106. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-2085-2016>.
- Paranunzio R., Chiarle M., Laio F., Nigrelli G., Turconi L. & Luino F., 2019. New insights in the relation between climate and slope failures at high-elevation sites. *Theoretical and Applied Climatology*, 137(3–4), 1765–1784. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2673-4>.
- Piotrowska K., 1997. Cios, spękania ciosowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny*, 45(9), 904–907.
- Piotrowska K., Danel W., Iwanow A., Gaździcka E., Rączkowski W., Bezák V., Maglay J., Polak M., Kohút M. & Gross P., 2015a. Geological map. [in:] Dąbrowska K. & Guzik M. (eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature* [sheet IV.1, map 1, scale 1:100 000], Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.
- Piotrowska K., Danel W., Michalik M., Rączkowski W. & Borecka A., 2015b. Szczegółowa mapa geologiczna Tatr w skali 1:100 000: arkusz Mięguszwiecki Szczyt: M-34-101-A-c-3 Mięguszwiecki Szczyt. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- Rączkowska Z., 2006. Recent geomorphic hazards in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, 45–60.
- Rączkowska Z. & Cebulski J., 2022. Quantitative assessment of the complexity of talus slope morphodynamics using multi-temporal data from terrestrial laser scanning (Tatra Mts., Poland). *Catena*, 209 (part 1), 105792. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105792>.
- Rączkowska Z., Cebulski J., Rączkowski W., Wojciechowski T. & Perski Z., 2018. Using TLS for monitoring talus slope morphodynamics in the Tatra Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 51–52, 179–198.
- Rączkowski W., Boltiżiar M. & Rączkowska Z., 2015. Relief. [in:] Dąbrowska K. & Guzik M. (eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature* [sheet V.1, map 1, scale 1:100 000], Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.
- Ravanel L., Allignol F., Deline P., Gruber S. & Ravello M., 2010. Rock falls in the Mont Blanc Massif in 2007 and 2008. *Landslides*, 7(4), 493–501. <https://doi.org/10.1007/s10346-010-0206-z>.
- Ravanel L., Magnin F. & Deline P., 2017. Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of The Total Environment*, 609, 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>.
- Rochet L., 1987. Application des modèles numériques de propagation à l'étude des éboulements rocheux. *Bulletin des Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 150/151, 84–95.
- Sala G., Lanfranchi C., Valagussa A., Frattini P. & Crosta G.B., 2020. The role of climate factors on rock fall occurrence in the Central Italian Alps. [in:] *SCG-XIII International Symposium on Landslides, Cartagena, Colombia – June 15th–19th 2020*. <https://www.issmge.org/uploads/publications/105/106/ISL2020-12.pdf> [access: 30.03.2023].
- Sass O. & Oberlechner M., 2012. Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria? *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(11), 3209–3216. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-3209-2012>.
- Savi S., Comiti F. & Strecker M.R., 2020. Pronounced increase in slope instability linked to global warming: A case study from the eastern European Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(7), 1328–1347. <https://doi.org/10.1002/esp.5100>.
- Schlögel R., Kofler C., Gariano S.L., Van Campenhout J. & Plummer S., 2020. Changes in climate patterns and their association to natural hazard distribution in South Tyrol (Eastern Italian Alps). *Scientific Reports*, 10(1), 1–14. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-61615-w>.
- Sobiecki K., 2015. „Jedna ściana – trzy drogi” – Mięguszwiecki Szczyt Wielki, ściana wschodnia. Szlaki i Drogi, 24 June 2015. <http://szlakiidrogi.pl/mieguszwiecki-szczyt-wielki-ściana-wschodnia-jedna-ściana-trzy-drogi/> [access: 25.10.2023].
- Tatrzański Park Narodowy, 2022. *Geoportal*. 1 August 2022. <https://tpn.pl/zwiedzaj/wirtualne-tatry> [access: 25.10.2023].
- Tatrzański Park Narodowy, 2023. *Statystyka*. 14 March 2023. <https://tpn.pl/zwiedzaj/turystyka/statystyka> [access: 25.10.2023].
- Ustrnul Z., Walawender E., Czekierda D., Lapin M. & Mikulova K., 2015. Precipitation and snow cover. [in:] Dąbrowska K. & Guzik M. (eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature* [sheet II.3, maps 1 and 5, scale 1: 250 000], Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.
- Walter F., Amann F., Kos A., Kenner R., Phillips M., de Preux A., Huss M., Tognacca C., Clinton J., Diehl T. & Bonanomi Y., 2020. Direct observations of a three million cubic meter rock-slope collapse with almost immediate initiation of ensuing debris flows. *Geomorphology*, 351, 106933. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106933>.
- Wieczorek G.F., Snyder J.B., Alger C.S. & Isaacson K.A., 1992. *Rock falls in Yosemite Valley, California*. Open-File Report, 92-387, U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. <https://doi.org/10.3133/ofr92387>.
- Wspina.pl, n.d. *Tatry*. <https://wspina.pl/topo/polska/tatry> [access: 25.10.2023].
- Zasadni J., Kłapyta P., Kaluża P., Makos M., 2022. The Tatra Mountains: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum. [in:] Palacios D., Hughes Ph.D., García-Ruiz J.M. & Andrés N. (eds.), *European Glacial Landscapes*, Elsevier, 271–275. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00059-5>.
- Żmudzka E., Nejedlik P. & Mikulova K., 2015. Temperature, thermal indices. [in:] Dąbrowska K. & Guzik M. (eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature* [sheet II.2, map 1, scale 1: 250 000]. Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane.

8.2. Załącznik 2





Geographia Polonica
2023, Volume 96, Issue 1, pp. 53-67
<https://doi.org/10.7163/GPol.0245>



INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION
POLISH ACADEMY OF SCIENCES
www.igipz.pan.pl

www.geographiapolonica.pl

CONTEMPORARY DEGRADATION OF STEEP ROCK SLOPES IN THE PERIGLACIAL ZONE OF THE TATRA MTS., POLAND

Bogdan Gądek¹  • Joanna Kajdas¹  • Klaudia Krawiec²

¹Institute of Earth Sciences
University of Silesia in Katowice
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec: Poland
e-mails: bogdan.gadek@us.edu.pl (corresponding author) • kajdasj@gmail.com

²Laser-3D
al. Sosnowa 4, 30-224 Kraków: Poland
e-mail: klaudia.gergont@laser-3d.pl

Abstract

This study presents the results of the first large-area monitoring of steep slopes in the Tatra Mountains. In the research, we used terrestrial laser scanning methods and GIS tools. We also performed crack density measurements. The results obtained demonstrate that the rate of change of slopes under the influence of weathering and rockfall processes is very variable both in time and space. The rate of retreat of 4 steep adjacent granitoid slopes over the same period ranged from 0.00013 m^a-1 to 0.004 m^a-1. The spatial variation in the number and size of cavities was related primarily to the cracks density.

Key words

granitoid slopes • rockfall • climate change impact • terrestrial laser scanning • Tatra Mts.

Introduction

In the periglacial zone of high-mountain areas, the most common processes of decay of steep rock slopes include mechanical weathering (e.g. Eppes & Keanini, 2017), often fostered by chemical weathering (Dixon & Thorn, 2005), resulting in crack propagation (Draebing & Krautblatter, 2019), loosening of rock fragments and their gravitational

displacement – free fall, bouncing and rolling (Luckman, 2013). The talus material deposited at the foot of rock slopes forms debris covers modelled not only by paraglacial and periglacial processes, but also by debris flows, runoff and snow avalanches (Kotarba, 1998; Rączkowska, 2006; Rączkowska et al., 2017/2018; Senderak et al., 2019; Rączkowska et al., 2017/2018; Rączkowska & Cebulski, 2022).

Rock slopes differ in their rate of weathering and erosion. These processes depend on both climatic and geological conditions. The thermal (Collins & Stock, 2016) and humidity regimes, freeze-thaw (Matsuoka, 2008) and changes in the thickness of the active layer (Draebing et al., 2017) induce critical and subcritical stresses inside slopes (Eppes et al., 2018). Contemporary climate warming, related deglaciation (Zemp et al., 2015) and the degradation of permafrost (Oliva & Fritz, 2018) in high mountain areas give rise to an increase in rockfall frequency and magnitude (Knoflach et al., 2021). Ongoing climate change also impacts the rock and crack kinematics and, as a result, rockfall patterns at both high and low altitudes (Draebing, 2021). The efficiency of these processes is controlled by the properties of the rock that forms the slope, i.e.: mineral composition, porosity, texture, tensile strength, density of cracks/other discontinuities (André, 1996; Bland & Rolls, 1998; Hall & Thorn, 2010; Lubera, 2014). Thus, the cracking and rockfall processes show great temporal and spatial variability.

In non-glaciated and non-permafrost zones of high mountains, the increase in the risk of rockfall as a result of climate change may be debatable (Sass & Oberlechner, 2012). The results of cosmogenic dating of the colluvia at the foot of rock faces reveal that the greatest rockfalls in the currently non-glaciated Tatra Mountains date back to their deglaciation and, several thousand years later, during the warmer and more humid periods in the Late glacial/early Holocene (e.g. Pánek et al., 2016). Meanwhile, the results of research on modern morphodynamics of slopes and lichenometric dating of the talus deposits have not revealed any trend in rockfall activity in the Tatras over the last 300 years. The processes have generally been of low magnitude, although there have been medium-sized rockfalls (Kotarba et al., 1987; Rączkowska et al., 2017/2018; Rączkowska & Cebulski, 2022). The rockfalls demonstrated the greatest frequency and magnitude in the years 1810-1910, with a peak between

1840 and 1890 (Kotarba & Pech, 2002). Their initiation is currently primarily associated with intense rainfall and snow melting (Lubera, 2014). At the same time, since the beginning of the 1980s, the High Tatras have seen gradual alluviation of talus slopes, which consists of the mobilization of debris as a result of debris flows (Kotarba et al., 1987; Kotarba, 1998; Kotarba et al., 2013; Šilhán & Tichavský, 2016). By contrast, no such tendencies have been found in the Western Tatras (Gorczyca et al., 2014). It cannot be ruled out that the increase in the frequency of debris flows in the High Tatras, especially at the foot of rock faces exposed to the S, may also be associated with an increased supply of talus material as a result of the degradation of the permafrost (Šilhán & Tichavský, 2016).

Therefore, bearing in mind global climate change and the related evident increase in rockfall/rock avalanche activity in currently glaciated high-mountain areas as well as the lack or disputability of analogous observations in high-mountain areas which have been unglaciated for thousands of years, we started to monitor large and steep rock faces as the first such exercise in the Tatra Mountains. Our purpose was to quantify the magnitude and spatial distribution of contemporary rockfall processes, as well as their lithological and topographic determinants. We used terrestrial laser scanning (TLS) methods and a GIS tool. We also completed rock slope crack density surveys. The surveys covered the granitoid slopes of Mięszowiecki Szczyt-Cubryna by Morskie Oko lake. It is the most popular attraction in the Polish mountains, visited by over 700,000 tourists a year and is also an area intensively explored by climbers (Choiński & Pociask-Karteczka, 2014).

Study area

The rock faces and slopes of Mięszowiecki Szczyt (2438 m a.s.l.) and Cubryna (2375 m a.s.l.) are located on Morskie Oko lake (1395 m a.s.l.) in the upper part of the Rybi Potok Valley in the Polish High Tatras (Fig. 1).

They are mainly composed of Carboniferous granitoids that come apart along joints running in the NW-SE and NE-SW directions. Cataclasites, tectonic breccia and mylonites also occur locally (PGI-NRI, 2021). The alpine relief dates back to several Pleistocene glaciations (e.g. Zasadni & Kłapyta, 2020). In the post-glacial period, sprawling talus fans more than 30-m thick developed at the mouth of gullies formed on SW-NE-oriented faults (Gądek et al., 2016). They are currently mainly modelled by debris flows (Kotarba et al., 2013; Rączkowska et al., 2017/2018; Rączkowska & Cebulski, 2022). Slopes lying above 1900 m a.s.l., that is in moderately cold and cold climatic belts (Łupikasza & Szypuła, 2019), may sporadically be covered

by contemporary permafrost (e.g. Dobiński, 2005; Mościcki & Kędzia, 2001; Gądek et al., 2009; Gruber, 2012).

The annual mean air temperature varies from ca. 3°C at Morskie Oko to ca. -2°C on the highest peaks (Łupikasza & Szypuła, 2019). Above 1500 m a.s.l., frosts may occur at any time of year. The annual mean rainfall totals in the study area increase with altitude from 1400 mm to 2000 mm, and the number of days with seasonal snow cover varies from about 150 to over 210 (Ustrnul et al., 2015). There are permanent firn-ice patches in shady and concave landforms where avalanche snow tends to deposit. With the warming climate of the Tatra Mountains and the decrease in the thickness and durability

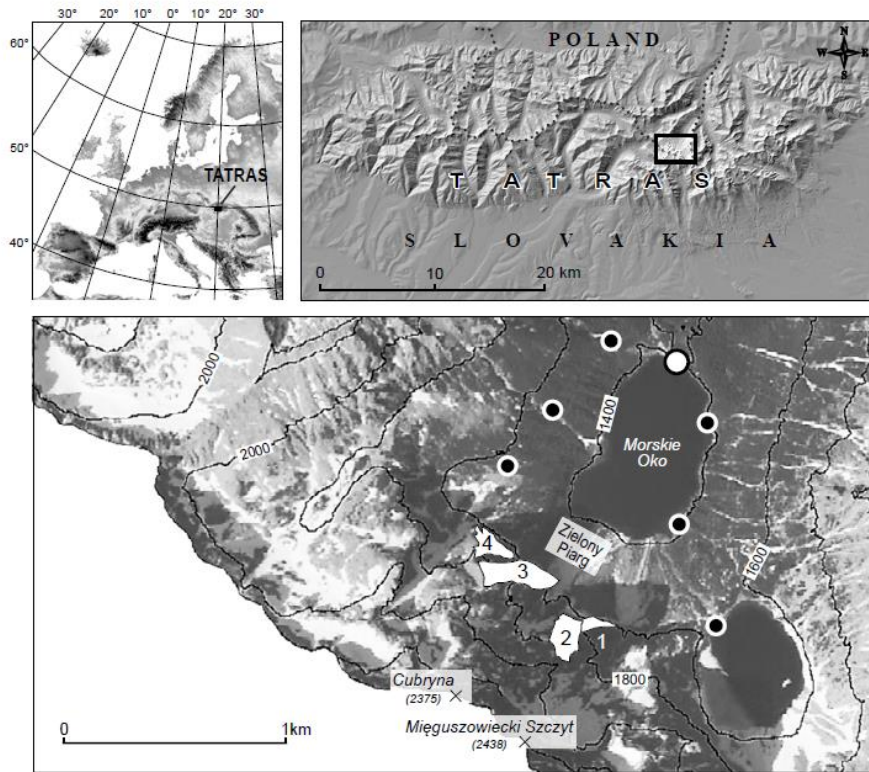


Figure 1. Study area. White dot - location of the main measurement site, black dots - locations of additional spots, polygons 1-4 - rock slopes studied (test surfaces)

of snow cover, the number and size of these patches have decreased noticeably in recent decades (Gądek, 2014).

Methods

TLS Surveys

A Riegl VZ-2000 laser scanner fitted with a Nikon D810 camera and a GPS receiver was used to measure the changes on the study slopes. The surveys were carried out on 27 October 2016 and 26 June 2019. On the first date, measurements were taken at 7 spots around Morskie Oko (Fig. 1). Based on the results of an analysis of the distribution and area of the so-called 'blind spots' (covered areas), we established the optimal position for the surveying site from which the maximum amount of spatial data could be obtained. On the second date, measurements were only made from that spot. It lies on the northern end of Morskie Oko ($\phi = 49^{\circ}12'02''\text{N}$; $\lambda = 20^{\circ}04'19''\text{E}$), 1 km from the slopes surveyed (Fig. 1). The frequency and range of the laser light were 50 kHz and approx. 2 km, respectively.

The measurements took into account the prevailing weather conditions (air temperature and relative humidity, as well as atmospheric pressure) based on data obtained from the Institute of Meteorology and Water Management which was recorded at Morskie Oko by means of an automatic weather station.

Processing of scanning data

The scanning data obtained was processed into high-resolution numerical terrain models and a differential elevation model using the RiSCAN PRO v. 2.4 software. The point clouds registered during both measurement sessions were given natural colours, and subsequently were mutually oriented and fitted with an accuracy of ± 1 cm. The planes of adjustment were differently oriented and evenly distributed over the surface of the rock slopes. The dimensions of these planes ranged from 0.25 m to 65 m, and their number exceeded 4000. False points were eliminated

with the 'reflectance gate', 'deviation gate' and 'octree' filters. On the basis of the dataset thus acquired, four test polygons with areas ranging from 19.6 thousand m^2 to 49.3 thousand m^2 were drawn (Figs. 1, 2). 'Blind spots' represented no more than 10% of the areas surveyed. Numerical models of these areas with a resolution of 0.1 m x 0.1 m were created by the triangulation method. The differential elevation models generated on their basis revealed changes in the surface of the slopes over the 3-year inter-measurement period. They were visualised in planes parallel to the sections of the slope examined. During the first session of measurements (October 2016), the *Pinus mugo* were burdened with remnants of snow from the period preceding the laser scanning (snow no longer lay on the rock slopes). This made it easier to identify spots overgrown with dwarf mountain pine on the differential elevation model, because during the second round of measurements (June 2019) the straightened shrubs were usually a dozen or so centimetres higher. The places overgrown with *Pinus mugo* were eliminated from the differential elevation model.

GIS methods

In the ARC GIS 10.6 software environment, the previously created numerical terrain models were processed into exposure, inclination and hypsometric maps as well as a differential elevation model showing changes in the test rock surfaces in the horizontal plane. In the first case, 4 basic exposure classes were adopted (N, E, S, and W), in the second, 4 classes of inclinations ($< 45^{\circ}$, 45° - 65° , $> 65^{\circ}$ - 80° and $> 80^{\circ}$), and in the third 4 altitude classes (< 1600 m, 1600-1700 m, > 1700 -1800 m and > 1800 m a.s.l.). A simplified differential elevation model which consisted exclusively of pixels indicating places of loss of rock material was superimposed on these maps. In the various classes of exposure, inclination and altitude, the percentage share of the area of registered rock cavities was determined. The distribution of the data

obtained and the (Pearson) correlation between the morphometric features of the slopes examined and the cavities were also checked. The statistical significance of the correlation was determined using the t-test.

Crack density measurements

The surface density (D_s) of the cracks within the test slopes was determined on the basis of photographs using to the following equation (Liszkowski & Stochlak, 1976):

$$D_s = \frac{\sum l}{P}$$

where:

$\sum l$ - sum of crack lengths,
 P - area of test polygon.

Since the photographs were taken using central projection, in which the geometric distortions increase with distance from the main point, they were framed so that the walls examined were in their central area. The terrain resolution of the photographs used (pixel size) was 0.1 m. However, homogeneous linear features, by influencing the colour and brightness of pixels, become visible in the images even if their width is smaller than the pixel size. The length of the cracks identified was determined on the basis of measurements taken on the photograph and an averaged scale calculated based on the area of the polygons in the pictures and their actual area. The latter was measured on numerical models of the rock walls in the RiSCAN PRO software.

Results

Morphometry of rock slopes

Selected morphometric features of all the rock surfaces tested are presented in Fig. 2 and Table 1. The height of the slopes examined ranges from 207 m to 320 m. Steep slopes with N exposure prevail. The share of areas exposed in other directions is 38%, of which areas with E and W exposures account for 29% and 5%, respectively. Typically, the inclination of the test surfaces ranges from 45° to 65° (38%). About 15% of the surfaces have a slope of < 45°. Slopes in the classes > 65°-80° and above 80° account for 27% and 20% of the test surfaces respectively.

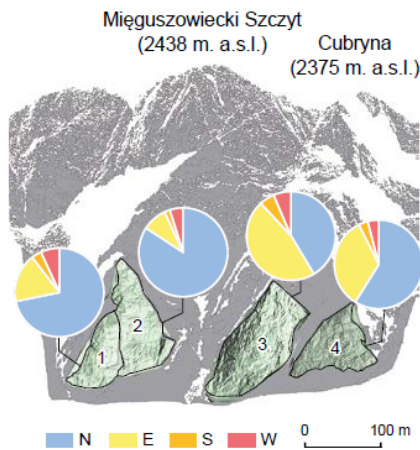


Figure 2. Northern slope of the Mięguszwiecki Szczyt and Cubryna peaks (point cloud) and test polygons 1-4 (DEMs), pie charts: aspect of test surfaces

Table 1. Morphometric characteristics of the rock slopes studied

Test polygon No	Length [m]	Width [m]	Area [thousands of m ²]	Inclination [°]			Altitude [m a.s.l.]	
				Min.	Max.	Mean	Min.	Max.
1	235	106	19.6	0.2	89.6	65.4	1599	1808
2	310	140	36.7	0.2	89.6	61.3	1632	1949
3	320	180	49.3	0.6	89.9	66.2	1575	1878
4	207	170	29.6	0.1	89.4	49.9	1618	1818

Changes in the surface of rock slopes

The changes in the rock slopes in the period from October 2016 to June 2019 are presented in Figure 3. Over the three-year period, rock slopes with an area of 135.2 thousand m² lost at least 1003 m³ of rock material. Therefore, the average rock face recession rate could be close to 0.0025 ma⁻¹. These changes varied from one test polygon to another. The smallest number of cavities was recorded on test polygon 1, while the greatest was on test polygon 4. The cumulative volumes of cavities on these slopes were close to 8 m³ and 365 m³, and their retreat rates were 0.00014 ma⁻¹ and 0.004 ma⁻¹, respectively. On test polygons 2 and 3, the cumulative loss volumes were close to 282 m³ and 348 m³, and the rock face recession rate was 0.0025 ma⁻¹ and 0.0023 ma⁻¹, respectively. Usually, the depth of individual rock recesses registered during the research did not exceed 0.4 m.

Importance of exposure, inclination and altitude

The spatial distribution of the rock cavities identified is presented in Table 2. The greatest number of cavities was found on locations with N exposure (63%), and the least on those with W exposure (3%). Only on test polygon 3, were most of the cavities found in its E sector. In general, on each of the 4 polygons, the sums of the loss surfaces and the slope areas

in the individual exposure classes were proportional to each other, with the exception of rock surfaces with W exposure, where the cavities were less significant than would be expected given the size of the sector.

Among the altitude ranges adopted in the study, the greatest number of rock cavities was registered in the > 1700-1800 m a.s.l. zone (42%), and the lowest below 1600 m a.s.l. (1.5%). In each case, the sums of loss areas were proportional to the surface area of the altitude zone.

Among the slope inclination categories, the greatest number of rock cavities were identified in areas with a slope of 45-65° (42%), while the smallest were found in areas with an inclination of < 45° (13%). Also in this case, the aggregate loss areas and the slope areas within the various inclination categories were generally proportional to each other, save that there were slightly fewer cavities on rock faces with an inclination > 80° than should be the case given the size of these walls.

In light of the data obtained, exposure, altitude and slope do not, in general, appear to influence the intensity of the rockfall processes. The values of Pearson correlation (*r*) between the slope area and the sum of the areas of rock loss in the individual classes of morphometric features of the slope ranged from 0.97 to 0.99. The correlations were significant (*p* < 0.05), but the size of the statistical sample was small, and the distribution of the features investigated was not normal. The step-like longitudinal profiles of the slopes

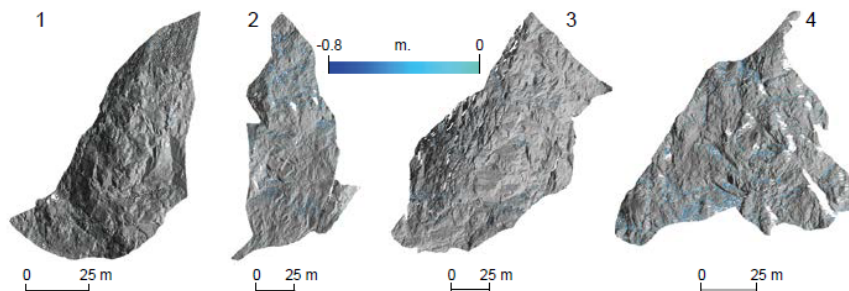


Figure 3. Differential elevation models for polygons 1-4 (view in a plane parallel to the slope). The blue-green colors indicate rock cavities, which originated in the period between October 2016 and June 2019

Table 2. Surface area of test slopes v. cumulative rock loss area in the various classes of exposure, altitude and inclination

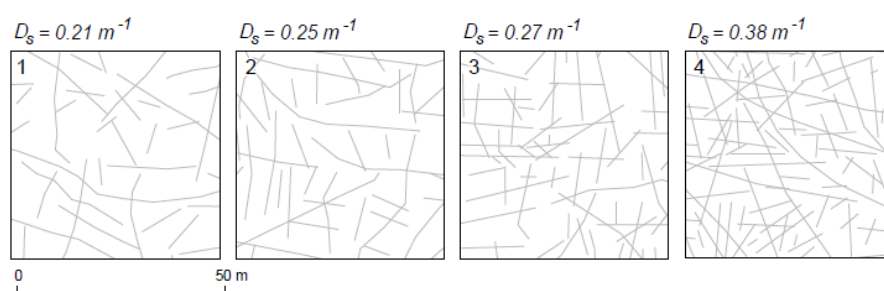
Slope properties		Polygon no 1		Polygon no 2		Polygon no 3		Polygon no 4	
		slope [%]	cavities [%]	slope [%]	cavities [%]	slope [%]	cavities [%]	slope [%]	cavities [%]
Aspect	N	71.8	73.7	84.2	87.4	41.4	39.1	58.9	55.2
	E	17.7	18.4	8.9	7.7	46.7	51.3	33.7	38.9
	S	3.7	4.8	2.0	3.6	5.5	4.9	3.4	2.9
	W	6.8	3.1	4.9	1.3	6.4	4.7	4.0	3.0
Altitude [m a.s.l.]	< 1600	0.0	0.0	0.0	0.0	5.5	5.7	0.0	0.0
	1600-1700	46.6	42.1	17.3	16.9	47.1	47.1	55.5	54.7
	> 1700-1800	52.5	56.5	38.8	38.4	39.2	39.0	43.2	44.0
	> 1800	0.9	1.4	43.9	44.7	8.2	8.2	1.3	1.3
Inclination [°]	< 45	16.0	15.8	13.0	13.2	12.0	8.7	19.4	18.5
	45-65	30.3	34.6	47.3	50.6	32.8	37.5	38.4	39.9
	> 65-80	24.0	25.4	25.8	25.6	27.9	30.0	29.2	29.6
	> 80	29.7	24.2	13.9	10.6	27.3	23.8	13.0	12.0

under study imply, however, that the steepest fragments of the slopes are more resistant to decay. There is a clear relationship between the slope retreat rate and the share of rock faces with an inclination $> 80^\circ$ in their total surface area (see section 4.4.).

Importance of crack density

The crack density (D_s) identified within the test polygons in the images of rock slopes did not show very high variability. The values ranged from 0.21 m^{-1} (polygon 1) to 0.38 m^{-1} (polygon 4), and the weighted average was 0.28 m^{-1} (Fig. 4).

The rock slope within polygon 1 was characterised by both the lowest crack density and the slowest retreat, while polygon 4 was characterised by the highest crack density and the fastest recession. In the other two test polygons, both the crack density and the rate of slope retreat were similar. On test polygon 2, where the crack density was 0.25 m^{-1} , the rock face retreat rate was 0.0002 m^{-1} higher than on test polygon 3 (see section 4.2), where the crack density was 0.27 m^{-1} (Fig. 5A). At the same time, on polygon 2, rock faces with an inclination of $> 80^\circ$ constituted a smaller proportion of the surface area than on test polygon 3 (Tab. 2, Fig. 5B).

**Figure 4.** Crack density (D_s) identified in the imagery – example sections of test polygons 1-4

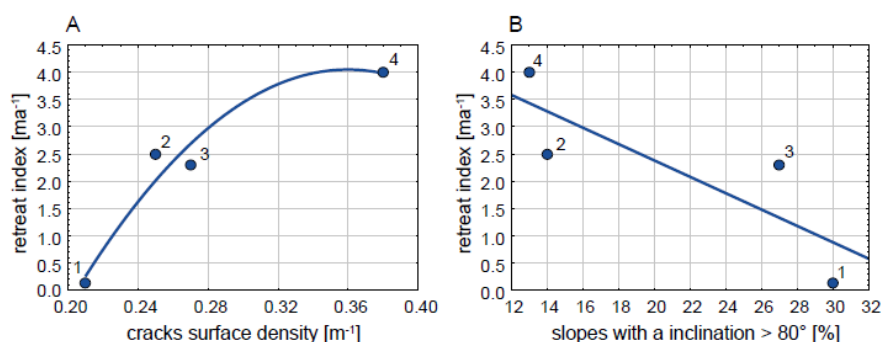


Figure 5. Relationship between the retreat rate and (a) crack density and (b) the proportion of rock faces with an inclination > 80° in the total area of test polygons 1-4

On all test polygons, the rock cavities recorded were concentrated along the most distinct and longest cracks.

Discussion

The degradation of the slopes progressed as a result of weathering and the detachment of small rock fragments (*single block falls*). However, the rate of rock face recession that we recorded within the test polygons was at least an order of magnitude greater than the values established previously by other authors who had studied contemporary decay of granitoid slopes in the Tatra Mountains (Rączkowski, 1981; Kotarba et al., 1983, 1987). The published data also demonstrate that in other high-mountain areas the rate at which granitoid slopes recede often does not reach 0.001 ma⁻¹ (Galibert, 1965; Coutard & Francou, 1989; Strunden et al., 2015), but it can also be close to or higher than 0.002 ma⁻¹ (Francou, 1988; Haeberli et al., 1999). However, these results are not comparable because they have been produced by different methods, at different places and at different time periods. All of them provide evidence for a large variability in time and space in the intensity of degradation of rock slopes (including granitoid ones). It is notable that, in classical studies, calculations of the contemporary rate of slope retreat are primarily based on the volume of rock material deposited over

several years on measuring nets distributed at points (e.g. Becht, 1995) or cavities on painted rock surfaces (e.g. Matsuoka et al., 1998). In such situations, the representativeness of the sample is particularly important. To a large extent, this may be related to the correct registration of the supply of thick rock fragments as it is these that may have a decisive impact on the growth in the volume of the talus slope (Rapp, 1960; Luckman, 2008).

It follows from the latest results of TLS monitoring of the Zielony Piarg talus fan (Rączkowska et al., 2017/2018; Rączkowska & Cebulski, 2022), which is partially fed with material falling off test field 3, that its volume increased by 2576 m³ in 2017-2019. Thus, the average rate of retreat of the feeding slope, which has an area of 271,000 m², could have been close to 0.0047 ma⁻¹ over the period. In the same period, the average retreat rate of test slope 3 was 50% slower, except that in the upper section of the Zielony Piarg slope system, in addition to granitoids, there are also cracked and weathered mylonites.

The large spatial variation of the decay rate among the rock slopes studied was mainly associated with local crack densities, lithology and inclination. The largest number and magnitude of cavities registered over the study period on test polygon 4 correspond to the close proximity of a large fault and the presence of xenoliths (Gawęda & Szopa, 2011; A. Gawęda, personal communication,

4 February 2021). The role of lithology and rock fracture in weathering and rockfall processes is obvious (Matsuoka & Sakai, 1999; Matsuoka, 2008). However, the results of our measurements did not confirm the significance of exposure, as had been previously noted, *inter alia*, by Matsuoka et al. (2003). We also found no relationship between the elevation of the terrain and the rock slope decomposition rate (e.g. Kotarba et al., 1987). Probably, the importance of these factors has not been revealed due to the predominant influence of geological factors. The lower susceptibility to weathering of the rock faces with a slope $> 80^\circ$ that were monitored may be related to (a) lower crack density, (b) rapid surface runoff of rainwater and meltwater, which are, apart from rock temperature (gelation cycles), the key factor behind weathering processes (e.g. Matsuoka & Murton, 2008) and (c) the solely primary nature of rock detachment (Rapp, 1960; Luckman, 1976). Vertical or nearly vertical granitoid walls may be more prone to disintegration during periods of rock mass expansion, including deglaciation (e.g. Ballantyne & Benn, 1996; Senderak et al., 2020) and as a result of tectonic shocks (Reznichenko et al., 2017), degradation of permafrost (Haeblerli, 2013) and reduced friction on internal high-dip discontinuities.

In recent years, there have been growing efforts to identify past climate change and the evolution of talus slopes on the basis of their internal structure imaged by electro-resistivity and GPR methods (Sass, 2006; Onaca et al., 2016; Senderak et al., 2020). In the light of the results of the monitoring of rock slopes in the Tatra Mountains, it seems advisable that in interpreting the geophysical data, account should be taken of the density of cracks in rock slopes and not just the size, relief and lithology of the feeding areas (Gądek et al., 2016).

Contemporary global climate change, which is manifested by an increase in air temperature and in many high-mountain and polar areas also by a rise in the frequency of rainfall and thaw (e.g. Łupikasza et al., 2019), may contribute to large rock avalanches and

acceleration of rockfall processes (e.g. Deline et al., 2011; Ravelin & Deline, 2011). In connection with the observed climate change in the Tatra Mountains, which gives rise, *inter alia*, to an increase in ground temperature and the degradation of sporadic permafrost (Gądek & Leszkiewicz, 2012; Gądek, 2014), this region is also likely to experience an increase in the magnitude of rock face decay, especially in fault zones where cataclasites, fault breccias and mylonites are additionally present, and where the density of rock mass fractures is significant. The series of *mass falls* (10^2 - 10^5 m³) observed in the last decade over a small area of the Polish part of the High Tatras (Fig. 6), and the damage to tourist routes caused by them, seem to confirm the above view. However, these events occurred only in the autumn and spring seasons, and the trigger was gelivation. Moreover, they were formed in fault, cataclastic-mylonite zones (Kajdas et al., submitted). Therefore, in places where the geological structure, fractures and morphology of slopes contribute to the formation of rockfalls, it is reasonable to combine regional records of meteorological conditions with local monitoring of changes in the surface of rock slopes and their stability. The classification of slopes and the development of regional warning systems for such hazards would facilitate risk management in high mountain areas.

The advantages of the TLS method which we use in monitoring changes in rock slopes include, above all, the ease, speed and precision of acquiring a large number of pieces of spatial data from a single location, which is particularly important in high-mountain environments where the working conditions are difficult and change rapidly. Moreover, TLS data are not burdened with errors resulting from the randomness of measurement, uncertainty of the time interval, or a small random sample. However, using the TLS method to study rockfall processes entails the problem that it does not provide data on small rock cavities and the inevitable occurrence of blind spots in mountainous terrain (Błaszczuk et al., 2022). Notwithstanding the above, the fact that we were able to capture

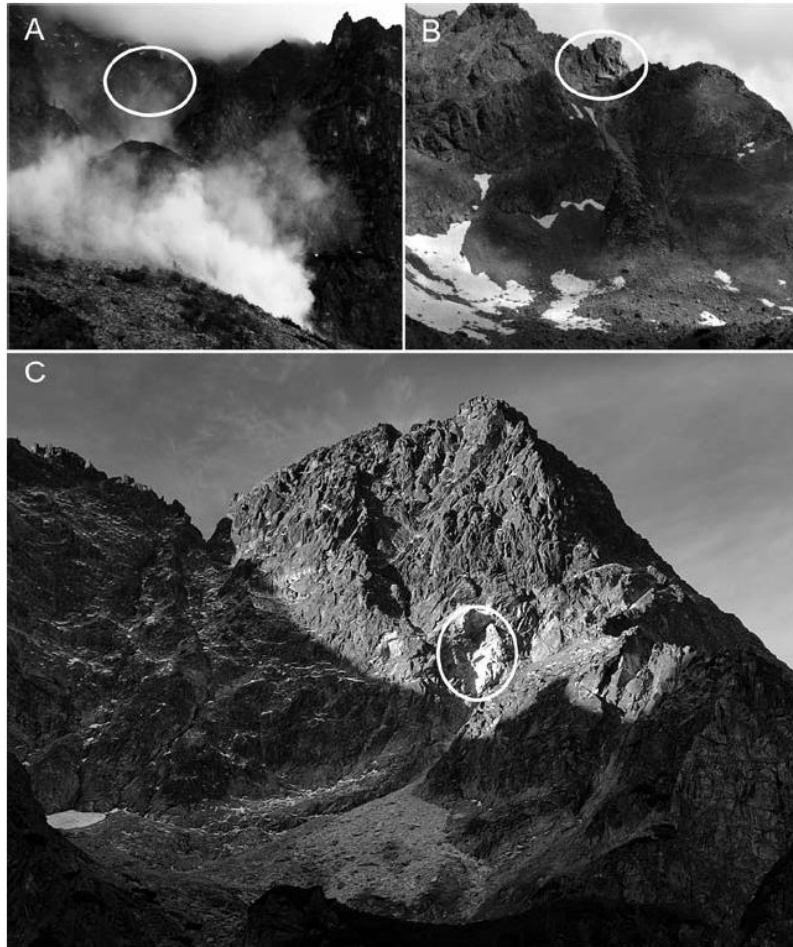


Figure 6. Mass falls (10^2 - 10^5 m³) in the Polish part of the High Tatras: (A) Cubryna slope on 23 September 2012 (photo by R. Kaczka), B) Niebieska Turnia on 21 May 2018 (photo by M. Szumny), C) Turnia Kurczaba on 22 October 2022 (photo by B. Gądek). The ellipse indicates the rockfall release area

the following: (a) changes in dwarf mountain pine related to it being burdened by snow remnants, (b) high correlation of the rock cavities registered with crack density, and (c) realistic values of measurements of the rate of rock face retreat verified by an independent team with measurements of the mass balance of the talus fan (Rączkowska & Cebulski, 2022), provides evidence of the usefulness of the methodology deployed.

Geographia Polonica 2023, 96, 1, pp. 53-67

Conclusions

In high-mountain areas, the rate of changes in granitoid slopes under the influence of weathering and detachment processes is very variable, both in time and space. It can vary by an order of magnitude and even more on the surfaces of adjacent rock slopes. Over the 3 years when the slopes of Mięguszowiecki Szczyt – Cubryna were monitored, the pace

of their retreat within the 4 large polygons surveyed ranged from 0.00013 ma^{-1} to 0.004 ma^{-1} .

The spatial variations in the number and size of cavities within granitoid slopes developing under the same climate conditions was related primarily to the density of the cracks. The influence of morphometric features such as inclination, exposure and altitude of rock faces may not be noticeable. Data on the cracking of rock slopes should therefore also be taken into account when studying the evolution of slope systems (including talus slopes).

In the Tatra Mts., which have not been glaciated for thousands of years, the greatest threat may currently be posed by rock faces in the periglacial zone, which, at the same time, on account of the lithology and density of cracks, show the greatest tendency to disintegrate under gelivation conditions. In the granitoid part of the Tatra Mountains, these include slopes located in the fault/

mylonite zones in the moderately cold and cold climatic belts. At the same time, due to the progressive climate warming, the possibility of medium- or large-sized rockfalls caused by the degradation of permafrost cannot be ruled out. However, the events should not be frequent due to the sporadic occurrence of permafrost in the Tatras.

Acknowledgments

The studies were carried out as part of the scientific activity of the Centre for Polar Studies (University of Silesia in Katowice) with the use of research and logistic equipment of the Polar Laboratory of the University of Silesia in Katowice.

Editors' note:

Unless otherwise stated, the sources of tables and figures are the authors', on the basis of their own research.

References

- André, M. F. (1996). Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts., Swedish Lapland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40(4), 499-517. <https://doi.org/10.1127/zfg/40/1996/499>
- Ballantyne, C. K., & Benn, D. I. (1996). Paraglacial slope adjustment during recent deglaciation and its implications for slope evolution in formerly glaciated environments. In M. G. Anderson, S. M. Brooks (Eds.), *Advances in hillslope processes*, 2 (pp. 1173-1195). New York: John Wiley & Sons.
- Becht, M. (1995). Slope erosion processes in the Alps. In O. Slaymaker (Ed.), *Steepland Geomorphology* (pp. 45-61). Chichester: John Wiley & Sons.
- Bland, W. J., & Rolls, D. (1998). *Weathering: An introduction to the scientific principles*. Oxford University Press. <https://doi.org/10.4324/9781315824918>
- Błaszczak, M., Laska, M., Sivertsen, A., & Jawak, S. D. (2022). Combined use of aerial photogrammetry and terrestrial laser scanning for detecting geomorphological changes in Hornsund, Svalbard. *Remote Sensing*, 14(3), 601. <https://doi.org/10.3390/rs14030601>
- Choiński, A., & Pociąg-Karteczka, J. (2014). *Morskie Oko - przyroda i człowiek*. Zakopane: Wydawnictwo Tatrzańskiego Parku Narodowego.
- Collins, B. D., & Stock, G. M. (2016). Rockfall triggering by cyclic thermal stressing of exfoliation fractures. *Nature Geoscience*, 9, 395-400. <https://doi.org/10.1038/ngeo2686>
- Coutard, J. P., & Francou, B. (1989). Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. *Arctic and Alpine Research*, 21(4), 399-416. <https://doi.org/10.2307/1551649>
- Deline, P., Chiarle, M., Curtaz, M., Kellerer-Pirklbauer, A., Lieb, G. K., Mayr, V., Mortara, G., & Ravanel, L. (2011). Rockfalls. In P. Schoeneich, M. Dall'Amico, P. Deline, & A. Zischg (Eds.), *Hazards related*

- to permafrost and to permafrost degradation (pp. 67-105). PermaNET project, state-of-the-art report 6.2. http://www.permanet-alpinespace.eu/archive/pdf/WP6_2_rockfalls.pdf
- Dixon, J. C., & Thorn, C. E. (2005). Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology*, 67(1-2), 127-145. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.07.009>
- Dobiński, W. (2005). Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, eastern and southeastern Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4), 395-398. <https://doi.org/10.1002/ppp.524>
- Draebing, D. (2021). Identification of rock and fracture kinematics in high Alpine rockwalls under the influence of altitude. *Earth Surface Dynamics*, 9, 977-994. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-977-2021>
- Draebing, D., Haberkorn, A., Krautblatter, M., Kenner, R., & Phillips, M. (2017). Thermal and mechanical responses resulting from spatial and temporal snow cover variability in permafrost rock slopes, Steintaelli, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28(1), 140-157. <https://doi.org/10.1002/ppp.1921>
- Draebing, D., & Krautblatter, M. (2019). The efficacy of frost weathering processes in Alpine Rockwalls. *Geophysical Research Letters*, 46(12), 6516-6524. <https://doi.org/10.1029/2019gl081981>
- Eppes, M. C., Hancock, G. S., Chen, X., Arey, J., Dewers, T., Huettenmoser, J., Kiessling, S., Moser, F., Tannu, N., Weiserbs, B., & Whitten, J. (2018). Rates of subcritical cracking and long-term rock erosion. *Geology*, 46(11), 951-954. <https://doi.org/10.1130/G45256.1>
- Eppes, M. C., & Keanini, R. (2017). Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependent subcritical cracking. *Reviews of Geophysics*, 55(2), 470-508. <https://doi.org/10.1002/2017RG000557>
- Francou, B. (1988). *L'ébolisation Haute Montagne (Alpes, Andes)*. Contribution à l'étude du système corniche-éboulisen milieu périglaciaire. Thèse (de doctorat), C.N.R.S., Centre de géomorphologie, Paris.
- Galibert, G. (1965). *La haute montagne alpine: l'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison, à l'exclusion des montagnes désertiques*. Toulouse: Impimerie Boisseau.
- Gawęda, A., & Szopa, K. (2011). The origin of magmatic layering in the High Tatra granite, Central Western Carpathians - Implications for the formation of granitoid plutons. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 102(2), 129-144. <https://doi.org/10.1017/S1755691012010146>
- Gądek, B. (2014). Climatic sensitivity of the non-glaciated mountains cryosphere (Tatra Mts., Poland and Slovakia). *Global and Planetary Change*, 121, 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.07.001>
- Gądek, B., Grabiec, M., Kędzia, S., & Rączkowska, Z. (2016). Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology*, 263, 39-49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.024>
- Gądek, B., & Leszkiewicz, J. (2012). Impact of climate warming on the ground surface temperature in the sporadic permafrost zone of the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, 79-80, 75-83. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.03.006>
- Gądek, B., Rączkowska, Z., & Żogała, B. (2009). Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in zone of sporadic permafrost, high Tatras, Slovakia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53(Supplementary Issue 2), 79-100. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2009/0053s3-0079>
- Gorczyca, E., Krzemień, K., Wrońska-Wałach, D., & Boniecki, M. (2014). Significance of extreme hydro-geomorphological events in the transformation of mountain valleys (Northern Slopes of the Western Tatra Range, Carpathian Mountains, Poland). *Catena*, 121, 127-141. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.05.004>
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *The Cryosphere*, 6, 221-233. <https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012>
- Haerberli, W. (2013). Mountain permafrost - research frontiers and a special long-term challenge. *Cold Regions Science and Technology*, 96, 71-76. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2013.02.004>

- Haeblerli, W., Käab, A., Wagner, S., Vonder Mühl, D., Geissler, P., Haas, J. N., Glatzel-Mattheier, H., & Wagenbach, D. (1999). Pollen analysis and 14C - age of moss remains recovered from a permafrost core of the active rock glacier Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps: Geomorphological and glaciological implications. *Journal of Glaciology*, 45(149), 1-8. <https://doi.org/10.3189/S0022143000002975>
- Hall, K., & Thorn, C. (2011). The historical legacy of spatial scales in freeze-thaw weathering: Misrepresentation and resulting misdirection. *Geomorphology*, 130(1-2), 83-90. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.10.003>
- Kajdas, J., Gądek, B., Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (submitted). Topographical, geological and climatic controls of the rockfall in the Tatra Mts.: the monitoring results of the event of 22 October 2021. *Landslides*.
- Knoflach, B., Tussetschläger, H., Sailer, R., Meißl, G., & Stötter, S. (2021). High mountain rockfall dynamics: Rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 103(1), 83-102. <https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1864947>
- Kotarba, A. (1998). Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8(2), 191-204. [https://doi.org/10.1002/\(sici\)1099-1530\(199732\)8:2<191::aid-ppp250>3.0.co;2-h](https://doi.org/10.1002/(sici)1099-1530(199732)8:2<191::aid-ppp250>3.0.co;2-h)
- Kotarba, A., Kaszowski, L., & Krzemień, K. (1987). *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*. Geographical Studies, 3 (Special Issue), Wrocław: Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization.
- Kotarba, A., Kłapa, M., & Rączkowska, Z. (1983). *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*. Dokumentacja Geograficzna 1. Wrocław: IGI PAN; Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- Kotarba, A., & Pech, P. (2002). The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczycza Valley as example). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, 69-76.
- Kotarba, A., Rączkowska, Z., Długosz, M., & Blotiziar, M. (2013). Recent debris flow in the Tatra Mountains. In D. Loczy (Ed.), *Geomorphological impacts of extreme weather* (pp. 221-236). Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-007-6301-2_14
- Liszkowski, J., & Stochlak, J. (1976). *Szczelinowatość masywów skalnych*. Wydawnictwo Geologiczne.
- Lubera, E. (2014). Frost weathering of selected rocks from the Tatra Mountains. *Quaestiones Geographicae*, 33(1), 75-88. <https://doi.org/10.2478/quageo-2014-0003>
- Luckman, B. H. (1976). Rockfalls and rockfall inventory data: some observations from Surprise Valley, Canada, Jasper National Park. *Earth Surface Processes*, 1(3), 287-298. <https://doi.org/10.1002/esp.3290010309>
- Luckman, B. H. (2008). Forty years of rockfall accumulation at the Mount Wilcox Site, Jasper National Park, Alberta, Canada. *Geographia Polonica*, 81(1), 79-91.
- Luckman, B. H. (2013). Processes, transport, deposition, and landforms: Rockfall. In F. J. Shroder (Ed.), *Treatise on Geomorphology* (pp. 174-182). San Diego: Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00162-7>
- Łupikasza, E. B., Ignatiuk, D., Grabiec, M., Cielecka-Nowak, K., Laska, M., Jania, J., Luks, B., Uszczyk, A., & Budzik, T. (2019). The role of winter rain in the glacial system on Svalbard. *Water*, 11(2). <https://doi.org/10.3390/w11020334>
- Łupikasza, E., & Szypuła, B. (2019). Vertical climatic belts in the Tatra Mountains in the light of current climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1-2), 249-264. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2489-2>
- Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology*, 99(1-4), 353-368. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.11.013>
- Matsuoka, N., Hirakawa, K., Watanabe, T., & Moriwaki, K. (1998). Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep. *Permafrost*

- and Periglacial Processes, 8(2), 158-177.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1530\(199732\)8:2<155::AID-PPP248>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1530(199732)8:2<155::AID-PPP248>3.0.CO;2-N)
- Matsuoka, N., Ikeda, A., Hirakawa, A., & Watanabe, T. (2003). Contemporary periglacial processes in the Swiss Alps: Seasonal, inter-annual and long-term variation. *Permafrost – Eighth International Conference Proceedings*, 2, 735-740.
- Matsuoka, N., & Murton, J. (2008). Frost weathering: Recent advances and future directions. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(2), 195-210. <https://doi.org/10.1002/ppp.620>
- Matsuoka, N., & Sakai, H. (1999). Rockfall activity from an alpine cliff during thawing periods. *Geomorphology*, 28(3-4), 309-328. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(98\)00116-0](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(98)00116-0)
- Mościcki, J. W., & Kędzia, S. (2001). Investigation of mountain permafrost in the Kozią Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55(4), 235-240.
<https://doi.org/10.1080/00291950152746586>
- Oliva, M., & Fritz, M. (2018). Permafrost degradation on a warmer Earth: Challenges and perspectives. *Current Opinion in Environmental Science & Health*, 5, 14-18.
<https://doi.org/10.1016/j.coesh.2018.03.007>
- Onaca, A., Ardelean, A. C., Urdea, P., Ardelean, F., & Sărășan, A. (2016). Genetic typologies of talus deposits derived from gps measurements in the alpine environment of the Făgăraș Mountains. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 11(2), 609-616.
- Pánek, T., Engel, Z., Mentlík, P., Braucher, R., Břežný, M., Škarpicha, V., & Zonderva, A. (2016). Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Catena*, 138, 52-67. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.005>
- PIG-PIB (2021). *The detailed geological map of the Tatra Mts.*, 1:10,000. <https://geolog.pgi.gov.pl/>
- Rapp, A. (1960). Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42(2-3), 65-200. <https://doi.org/10.1080/20014422.1960.11880942>
- Ravel, L., & Deline, P. (2011). Climate influence on rockfalls in high-Alpine steep rockwalls: The north side of the Aiguilles de Chamonix (Mont Blanc massif) since the end of the 'Little Ice Age'. *The Holocene*, 21(2), 357-365. <https://doi.org/10.1177/0959683610374887>
- Rączkowska, Z. (2006). Recent geomorphic hazards in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, 45-60.
- Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (2022). Quantitative assessment of the complexity of talus slope morphodynamics using multi-temporal data from terrestrial laser scanning (Tatra Mts., Poland). *Catena*, 209(1), 105792. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105792>
- Rączkowska, Z., Cebulski, J., Rączkowski, W., Wojciechowski, T., & Perski, Z. (2017/2018). Using TLS for monitoring talus slope morphodynamics in the Tatra Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 51/52, 179-198.
- Rączkowski, W. (1981). Zróżnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie). *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 332, 139-152.
- Reznichenko, N. V., Andrews, G. R., Geater, R. E., & Strom, A. (2017). Multiple origins of large hummock deposits in Alai Valley, Northern Pamir: implications for palaeoclimate reconstructions. *Geomorphology*, 285, 347-362. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.02.019>
- Sass, O. (2006). Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, 80(1-2), 45-58.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.006>
- Sass, O., & Oberlechner, M. (2012). Is climate change causing increased rockfall frequency in Austria. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(11), 3209-3216.
<https://doi.org/10.5194/nhess-12-3209-2012>

- Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2019). Postglacial talus slope development imaged by the ERT method: comparison of slopes from SW Spitsbergen, Norway and Tatra Mountains, Poland. *Open Geosciences*, 11(1), 1084-1097. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0084>
- Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2021). Processes controlling the development of talus slopes in SW Spitsbergen: the role of deglaciation and periglacial conditions. *Land and Degradation and Development*, 32(1), 208-223. <https://doi.org/10.1002/ldr.3716>
- Strunden, J., Ehlers, T. A., Brehm, D., & Nettesheim, M. (2015). Spatial and temporal variations in rockfall determined from TLS measurements in a deglaciated valley, Switzerland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(7), 1251-1273. <https://doi.org/10.1002/2014JF003274>
- Šilhán, K., & Tichavský, R. (2016). Recent increase in debris flow activity in the Tatras Mountains: results of a regional dendrogeomorphic reconstruction. *Catena*, 143, 221-231. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.04.015>
- Ustrnul, Z., Walawender, E., Czekierda, D., P. Lapin, M., & Mikulova, K. (2015). Precipitation and snow cover. Sheet II.3, Maps 1 and 5, 1: 250,000. In K. Dąbrowska, M. Guzik, (Eds.), *Atlas of the Tatra Mountains, Abiotic Nature*. Tatrzński Park Narodowy.
- Zasadni, J., Kłapyta, P., Broś, E., Ivy-Ochs, S., Świąder, A., Christl, M., & Balážovičová, L. (2020). Latest Pleistocene glacier advances and post-Younger Dryas rock glacier stabilization in the Mt. Kriváň group, High Tatra Mountains, Slovakia. *Geomorphology*, 358(5). <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107093>
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A. P., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L. N., Cáceres, B. E., Casassa, G., Cobos, G., ... & Vincent, C. (2015). Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology*, 61(228), 745-762. <https://doi.org/10.3189/2015JoG15J017>

8.3. Załącznik 3

6.05.2024, 12:50

Gmail - Przyjęcie artykułu do druku GP-709 Geographia Polonica



Joanna Kajdas <kajdasj@gmail.com>

Przyjęcie artykułu do druku GP-709 Geographia Polonica

1 wiadomość

Geographia Polonica <geographia.polonica@twarda.pan.pl>
Do: Bogdan Gądek <bogdan.gadek@gmail.com>, kajdasj@gmail.com

6 maja 2024 10:15


Szanowny Pan dr hab. Bogdan Gądek, Prof. UŚ,

Redakcja Geographia Polonica pragnie poinformować o przyjęciu do druku artykułu pt. POTENTIAL ROCKFALLS IN THE PERIGLACIAL ZONE OF THE POLISH HIGH TATRAS: EXTENT AND KINEMATICS. Autorami tego artykułu są: Joanna Kajdas i Bogdan Gądek. Ukaże się on w bieżącym roku na przełomie czerwca i lipca w zeszycie 2., w tomie 97 (Geographia Polonica, vol. 97, iss. 2, 2024).

Z poważaniem

--

Tomasz Paczuski
secretary, Geographia Polonica
tel. +48 22 6978858
<https://geographiapolonica.pl>

 **geographia_polonica.vcf**
1K

POTENTIAL ROCKFALLS IN THE PERIGLACIAL ZONE OF THE POLISH HIGH TATRAS: EXTENT AND KINEMATICS

Joanna Kajdas¹ • Bogdan Gądek¹

¹ Institute of Earth Sciences, University of Silesia in Katowice, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec: Poland

e-mails: kajdasj@gmail.com • bogdan.gadek@us.edu.pl (corresponding author)

Abstract

The study offers the first attempt to combine the identification of rock cliffs particularly prone to rockfall with estimates of the potential trajectories and kinetic energies of the material released in this way in the Tatra Mountains. The results obtained suggest that the potential energy of the relief and the initial size and shape of the rock fragments released have not fundamentally changed since the complete disappearance of the glaciers. It was also found that the degree to which glacial and periglacial landforms are buried by such material depends not just on the location, number and size of the release areas or rockfall frequency but also on the kinetic energy of the rock material released. The rockfalls observed in recent years and those perceived as potential ones are linked not so much to permafrost degradation as to the relief, geology and weather conditions.

Key words

rockfalls • granitoid slopes • natural hazards cartography • RAMMS::Rockfall software • Tatra Mts.

Introduction

Rocky cliffs and talus covers are integral parts of any high-mountain denudation system. Their morphodynamics depends on the geology, topography, climate, glacial extent, the thickness of the active layer and seismic activity (Fischer et al., 2012; Romeo et al., 2017; Mair et al., 2020; Knoflach et al., 2021). Within the periglacial zone, mechanical weathering is the primary process responsible for degrading rock slopes (e.g. Eppes & Keanini, 2017). This process, often with the assistance of chemical weathering (Dixon & Thorn, 2005), leads to the propagation of cracking (Draebing & Krautblatter, 2019) and the consequent release of rocky

fragments that fall, bounce, roll and slide downhill (Luckman, 2013). Deposited at the foot of rocky cliffs, the talus material forms colluvium that is subject to further shaping by paraglacial, periglacial and alluvial processes (Senderak et al., 2019; Senderak et al., 2021).

Climate warming and especially deglaciation and permafrost degradation have been leading to an increasing magnitude and frequency of rockfall in high-mountain areas (Gruber & Haerberli, 2007; Fisher et al., 2012; Knoflach et al., 2021). Also, climate change has led to higher rates of rock and fracture kinematics (Draebing, 2021) at lower altitudes, which is controlled by the properties of the slope geology (Matsuoka, 1990; André, 1996; Lubera, 2016). The cracking and release processes display significant variability in time and space. The results of cosmogenic isotope dating of talus material in the Tatras suggest that the largest rockfalls in the area occurred approximately 20 kaBP as a result of the deglaciation processes and during the warmer and more humid periods at the transition between the Pleistocene and the Holocene (Pánek et al., 2016). Lichenometric dating covering the last several hundred years, on the other hand, points to the low magnitude and continuous nature of these processes (Kotarba et al., 1987; Gądek et al., 2016), even if medium-scale rockfalls have occurred (Rączkowska & Cebulski, 2022; Kajdas et al., 2024). A considerable intensity of rockfall events was observed in the 19th and at the beginning of the 20th century (Kotarba & Pech, 2002). Dendrochronological data revealed increased rockfall over the last five decades (Zielonka & Wrońska-Walach, 2019). At present, rockfalls are predominantly activated by rainfall, thawing and frost weathering (Kajdas et al., 2024), but in addition, it is impossible to exclude delivery of talus material from the degradation of permafrost (Šilhán & Tichavský, 2016), mainly since the biggest rockfalls of the last decade occurred in an area within which permafrost could potentially occur (Gądek et al., 2023).

Due to the growing hazard of rockfalls (Zielonka & Wrońska-Walach, 2019), cliffs in areas in the Polish High Tatras where there is very intensive tourist and climbing activity (<https://tpn.pl/zwiedzaj/turystyka/statystyka>) are now being monitored using terrestrial laser scanning (TLS) (Gądek et al., 2023; Kajdas et al., 2024). However, comprehensive research into the rockfall hazard at the scale of the entire region is still lacking. This study offers the first such attempt. The idea is to identify areas particularly prone to rockfall and to estimate the trajectories and kinetic energy of the material potentially released from these areas. In this way, it has been possible to i) find the extent of potential rockfalls vis-à-vis the extent of the current talus slopes, ii) determine the relationships between potential rock material release zones and the current occurrence of permafrost, and iii) identify areas

dangerous to tourist and climbing activity. The study employs the results of direct field observation, large-scale geological maps, high-resolution digital elevation models (DEMs), aerial orthophotomaps, numerical rockfall simulation methods (Bartelt et al., 2022) and geographical information systems (GIS).

Study area

The Polish part of the High Tatra Mountains (Fig. 1) covers an area of approximately 63 km², bounded by the WGS84 coordinates: N49.17956°/E20.088° and N49.28503°/E20.03425°. The area reaches an altitude of 2499 m a.s.l. (Mt. Rysy).

The local geology is dominated by Carboniferous granitoids marked by joint planes along the NW-SE and NE-SW axes, with cataclasites, tectonic breccias and mylonites being found in fault zones (Piotrowska, 1997; Piotrowska et al., 2015). The high-mountain relief is a result of Pleistocene glaciation (Klimaszewski, 1988; Zasadni&Klapyta, 2014) and during the post-glacial period, vast talus cones exceeding 30 m in thickness formed at rocky gully mouths (Gądek et al., 2016; Senderak et al., 2019). The rate of rock wall retreat ranged from nearly 0 to 0.004 m a⁻¹ (Kotarba et al., 1987; Lubera, 2016; Gądek et al., 2023).

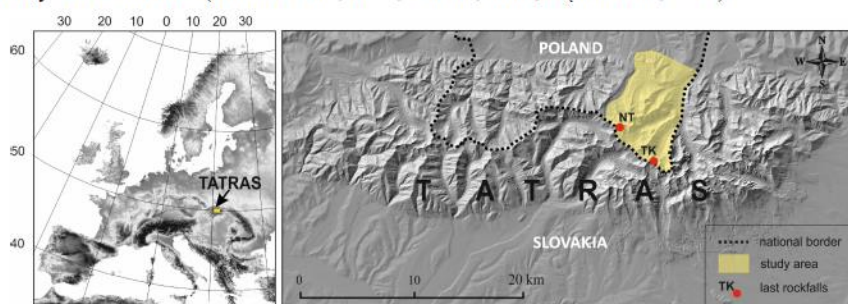


Figure 1. Study area. Yellow polygon: the Polish part of the High Tatra Mountains. Red dots: release areas of the Turnia Kurczaba (TK) and Niebieska Turnia (NT) rockfalls.

The moderate climate of the Tatra is mainly determined by polar maritime and polar continental air masses (Niedźwiedz, 1992). The average air temperature ranges from approx. 6°C at the mountain foot to approx. -2°C in its highest zones (Łupikasa&Szypuła, 2019). Permafrost may sporadically occur above 1900 m a.s.l. (Dobiński, 2005; Gądek et al., 2009; Gądek & Szypuła, 2015). The most significant frequency of the freeze-thaw cycle is observed within the zone of 1700-2050 m a.s.l. (Rączkowska, 2007). Annual precipitation increases with altitude from approx. 1400 mm to approx. 2000 mm (Ustrnul et al., 2015), while the number of days with seasonal snow cover varies from approx. 150 to above 210 (Gądek & Szypuła, 2015).

The Polish High Tatras are part of the Tatra National Park (TPN) and a UNESCO Biosphere Reserve. The outstanding quality of the area's natural environment attracts general tourist traffic that sometimes exceeds what is referred to as the tourism carrying capacity (TCC) (<https://tpn.pl/zwiedzaj/turystyka/statystyka>), while it also constitutes the most important climbing area in Poland (<https://wspinanie.pl/topo/polska/tatry/>).

Data and methods

The potential rockfall extent and kinematics were determined by numerically simulating their development using archival rockfall data and cartographic and remote sensing data.

Archival rockfall data

The historical data used to calibrate the numerical simulations of potential rockfalls came from the latest two rockfalls recorded in the study area: Niebieska Turnia (21 May 2018) and Turnia Kurczaba (22 October 2021). Specifically, the data included (a) terrestrial photos of the release and deposition zones taken immediately after each of the events, (b) video footage, (c) terrestrial laser scanning (TLS) data (Kajdas et al., 2024) and (d) drone image dataset of Turnia Kurczaba (made available by the TPN).

Cartographic and remote sensing data

The study employed a 1:10,000 digital geological map of the Tatra Mountains (Piotrowska et al., 2015) from the website <https://geolog.pgi.gov.pl/>. Additionally, 0.25m resolution rectified aerial orthophotomaps with a 1m resolution LiDAR-based digital elevation model (DEM) were obtained from the Head Office of Geodesy and Cartography.

Digitalisation and cartometric measurements

The QGIS package was used to identify slopes located in fault zones on the geological map, including those with tectonic breccia, cataclasites and mylonites. Their location and extent (shape and size) were extracted as a separate vector layer, as were the rocky slopes and their talus foot areas. DEM and orthophotomap analyses were used to define (i) rocky slopes with an inclination greater or equal to 70° (cliffs), (ii) terrain surface types divided into extra hard, hard, medium hard, medium, medium soft, soft, extra soft, and snow (Bartelt et al., 2022), and (iii) lake and forest (dense, medium, open) (Bartelt et al., 2022).

Rockfall modelling and map composition

The RAMMS::Rockfall (WSL-SLF) package was used to simulate potential rockfalls. It follows a rigid-body approach to simulate rockfall trajectories in 3D terrain, taking into

account the influence of rock shape on rock-terrain interaction. The software provided the runout distance, jump height, velocity and kinetic energy of the released rocks and their deposition locations/reach probabilities (Leine et al., 2014; Zhang, 2022). The inputs included: (i) the DEM, (ii) the release area, (iii) ground hardness, (iv) forest density, (v) environmental barriers (lake, dense forest), and (vi) rock form, volume and density. The density of granitoid rocks was assumed to be 2700 kg m^{-3} (Columbu et al., 2015).

The 3D rockfall model calibration involved the back-analysis of the rockfalls at TurniaKurczaba and Niebieska Turnia. This required tuning simulation results to the observational data by applying the earlier derived input data, defining the shape and size of the boulders and an optimum DEM resolution. In both cases, the best simulation results were obtained at 5m DEM resolution after considering the real shape and size of the lowermost of the deposited boulders (rock form: Real_flat_1.8 and 3.04 m^3). The random orientation and total simulation numbers were, respectively, 10 and 1000.

The thus-derived parameters of the model were then used to simulate potential rockfalls released from the most-fractured and steepest rocky cliffs above the timberline in the Polish High Tatras. A simple assumption was made that the cliffs most prone to releasing a rockfall under the influence of frost weathering or the degradation of permafrost are those that combined an inclination equal to or greater than 70° with a location in the periglacial zone (above the timberline) and in the fault/mylonite zone (Kajdas et al., 2024). Fifty-two such potential release areas were identified, and the total number of rockfall simulations, ranging from 400 to 1000, depended on their size. The simulated rockfall locations, reaches and kinematic parameters were presented together with the surrounding rocky and talus slopes, the vegetation zones (orthophotomap integrated with DEM) and the tourist infrastructure in the area (layers downloaded from OpenStreetMap) using the World Geodetic System 1984 (WGS84/EPSSG: 4326).

Results

TurniaKurczaba rockfall scenario

Figures 2 and 3a illustrate the back-calculations of the TurniaKurczaba (TK) rockfall. It originated on a $>70^\circ$ cataclastic-mylonite cliff. The release area of around 2500 m^2 produced 7200 m^3 of rock material (Kajdas et al., 2024). The overall top-view surface area of the rockfall zone (including release, transit and deposition zones) was just over 17 ha. The rock material was displaced along a distance of approx. 1120 m within a stepped slope system spanning a vertical range of 815 m. After its free-fall phase, the released material continued

along the rocky chute towards E and then down the talus coverat the bottom of a hanging post-glacial cirque known as BandziochMiękusowiecki. Downslope from there, within a high rocky threshold dissectedby a deep rocky gully, the relief deflected the travelling material towards the NE and N into the SzerokiPiargtalus cone above the MorskieOkolake (Figs. 2 and 3).

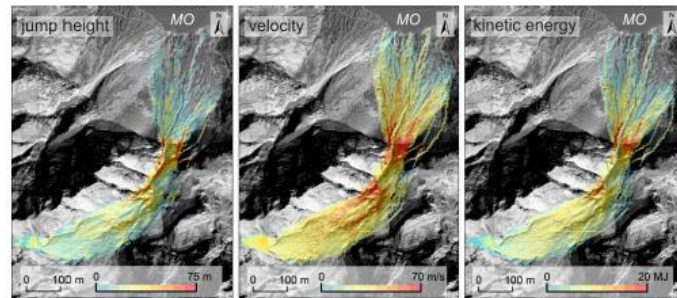


Figure 2. Numerical simulation of the motion trajectory, jump height, velocity and kinetic energy of the TurniaKurczaba rockfall. MO: MorskieOko lake.

The average calibrated velocity of the largest boulders, which also travelled the farthest, was 20 ms^{-1} , their jump height was 5.5 m, and their kinetic energy reached 2.4 MJ. The maximum values of the three parameters were achieved in the transition zone between the rocky threshold of the hanging cirque and the lowest talus cone. The threshold height is close to 200 m, and its inclination ranges from 50° to 90° . The results of the simulations and the observed trajectories closely matched each other. This would suggest that the largest boulders (8 t) were mainly deposited within the lower rocky gully, at its mouth and on the top of the SzerokiPiargtalus cone, along the debris flow channel (Fig. 3). Only isolated boulders made it all the way to the lower edge of that talus cone.

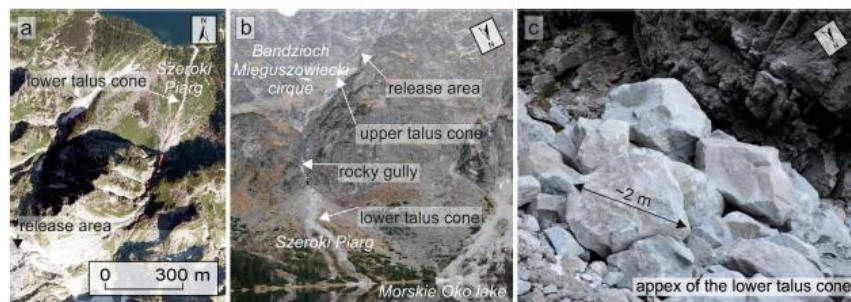


Figure 3. Simulated and observed deposition locations of 8-ton boulders released from the cliff on TurniaKurczaba on 22 October 2021; a) red dots: probable deposition locations of the boulders (2009 orthophotomap: Head Office of Geodesy and Cartography); b) TurniaKurczaba slope system: fresh talus material stands out within the rocky gully and in the debris flow channel in the central part of the lower talus cone (photo

taken on 28 October 2021: Z. Rączkowska); c) shape and size of the boulders deposited at the transition between the rocky gully and the lower talus cone (photo taken on 28 October 2021: Z. Rączkowska).

NiebieskaTurnia rockfall scenario

The NiebieskaTurnia (NT) back-calculation results are illustrated in Figs. 4 and 5a. The rockfall originated in a fault zone on a $>70^\circ$ granitoid cliff. Its release area covered approximately 1000 m². Roughly 90% of the rocky material fell on the southern side of the ridge into the Dolinka pod Kolem postglacial cirque. The rocky deposits came to their resting points along the entire length of a talus cone that encroaches onto a fossil rock glacier stretching all the way to the Zadni Staw lake (Zasadni et al., 2023a). This slope system spans about 400 m vertically and 450 m horizontally. The remaining 10% of the rock mass fell into the Zadnie Kolo cirque on the northern side of the ridge and was deposited on a talus slope closed by a moraine ridge from the period of the last glaciation (Zasadni et al., 2023b). This slope system extends 300 m vertically and 340 m horizontally, and the surface area onto which the falling rock spread was approximately 2 ha (Fig. 4).

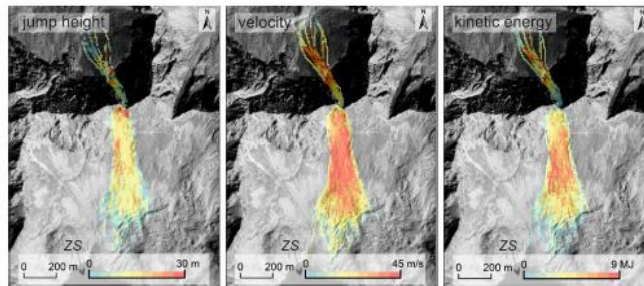


Figure 4. Numerical simulation of the motion trajectory, jump height, velocity and kinetic energy of the NiebieskaTurnia rockfall. ZS: Zadni Staw lake.

The average velocity of the 8-tonne rock boulders, its jump height and kinetic energy were 21 ms⁻¹, 4.0 m and 2.48 MJ, respectively. These three parameters reached their highest values on the top sections of the steep rocky-debris slope and midway down the talus slope (Fig. 4). There were no significant differences between the observed and the simulated trajectories and deposition positions of the boulders (Fig. 5).

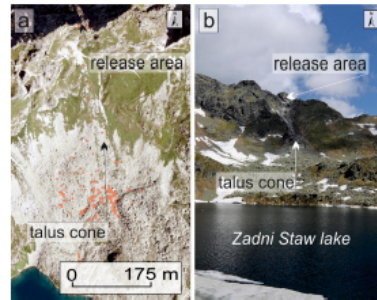


Figure 5. Simulated and observed deposition locations of 8-ton boulders released from the cliff on Niebieska Turnia on 21 May 2018; a) red dots: probable deposition locations of the boulders (2009 orthophotomap: Head Office of Geodesy and Cartography); b) Niebieska Turnia slope system: fresh talus material stands out in the top section of the talus cone with some isolated large blocks also visible in the middle section and lower down (photo taken on 22 May 2018: M. Szumny).

Potential rockfalls

Rocky and talus slopes represent approx. 28% and 19%, respectively, of the surface area of the Polish High Tatras. In the light of the numerical simulations, the rocky material released from the 52 rockfall-prone cliffs, inclined at 70° or more and located in fault-mylonite zones, should come to rest within the existing colluvia (Fig. 6).

The simulations placed the potential release areas between 1690 m a.s.l. and 2361 m a.s.l. (on average: 2140 m a.s.l.). The relevant slope systems span between 184 m and 967 m vertically and 200 m to 1274 m horizontally. The average velocities of the material released may vary from 12 ms^{-1} to 37 ms^{-1} . The travelling boulders are expected to jump between 2 m and 21 m and to carry from 0.95 MJ to 8.1 MJ of kinetic energy (Fig. 7). These maximum values can be reached on slope systems with the most significant vertical drops where rocky cliffs exceed 400 m in height and are footed by postglacial cirques that are also suspended high above the valley bottoms. For these reasons, exceptionally high levels of kinetic energy, reaching up to 40 MJ, may be expected in rockfalls released from the slopes of the cirques of Morskie Oko and Czarny Staw pod Rysami (Fig. 6).

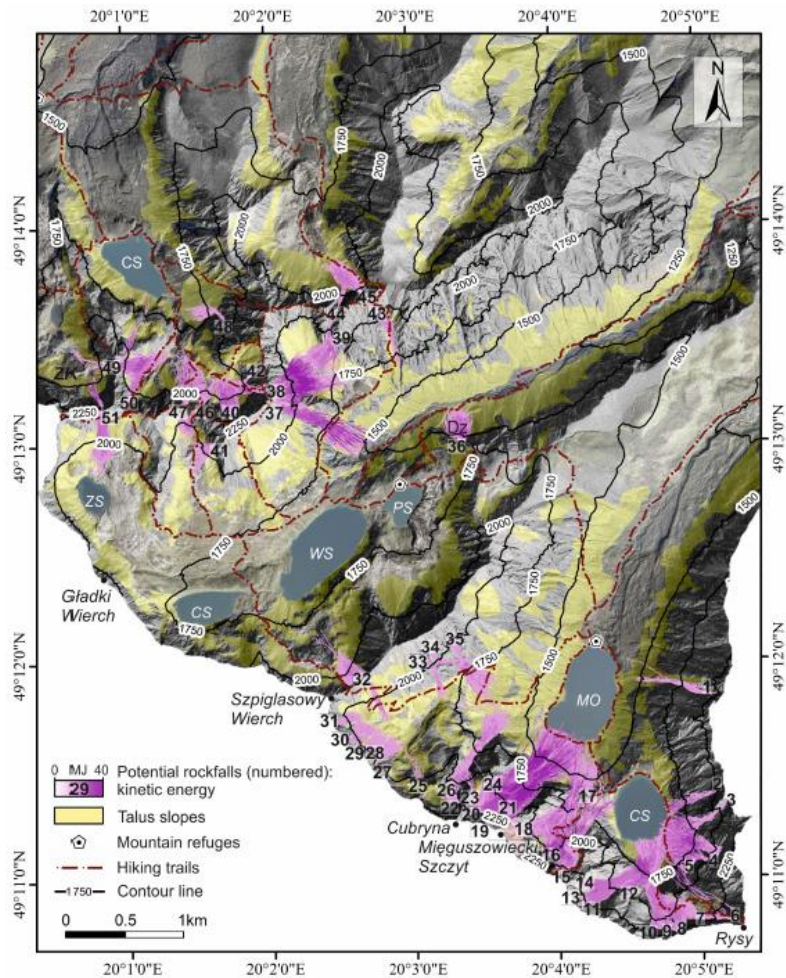


Figure 6. Potential rockfalls in the Polish High Tatra Mountains, their distribution, extent and kinetic energy. Outlines of talus slopes based on the 1:10 000 geological map of the Tatra Mountains (Piotrowska et al. 2015). Abbreviations of topographical names: DZ – Dziadula, ZK – Zadnie Koło, MO – Morskie Oko, CS – Czarny Staw, ZS – Zadni Staw, WS – Wielki Staw, PS – Przedni Staw. Base map: digital elevation model integrated with an orthophotomap (Head Office of Geodesy and Cartography). Geographic coordinates: World Geodetic System 1984.

Depending on the slope relief and coverage, the areas exposed to simulated rockfalls ranged from 1.1 ha to 25 ha (on average: 7.6 ha). The total of these areas accounted for approx. 6% of the study area, but also covered approx. 10 km of tourist trails, or 15% of the overall length of all tourist trails in this part of the Tatras. Approximately 35 km of the tourist trails run on top of talus and rock slopes. The trails most exposed to rockfalls are those leading to Mt. Rysy, Mt. Zawrat, the Przełęcz pod Chłopkiem pass, Szpiglasowa Przełęcz pass, Krzyżne pass, Pusta Dolinka valley, Koza Dolinka valley and also the trail along the

southern shore of the MorskieOko lake. All mountain refuges have been found to be located in a ‘rockfall-safe’ area, but the path up the DolinaRoztokivalley to the refuge in the DolinaPięciuStawówPolskich valley traverses a forested zone, known as Dziadula, that is exposed to a potential rockfall (Fig. 6).

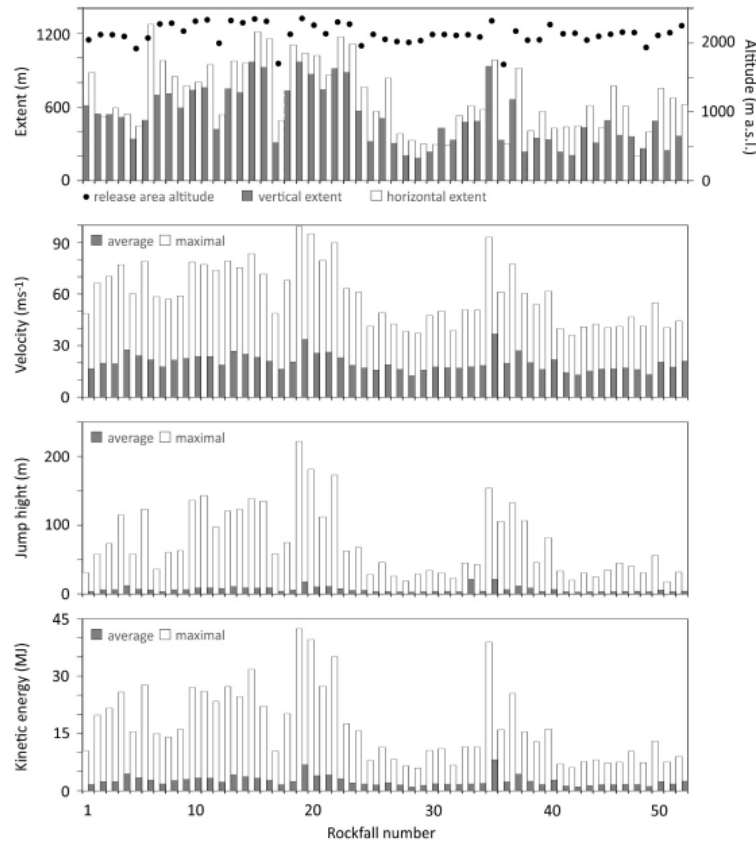


Figure 7. Extent and kinematics of potential rockfalls in the Polish High Tatra Mountains. The numbering of rockfalls as in Fig. 6.

Discussion

While the TK and NT rockfalls occurred in very different geological and topographical conditions, their best numerical simulations (extent of the colluvium) were obtained after adopting the assumption that the travelling rock fragments had the Real_flatshape (Bartelt et al., 2022) and were 3 m^3 in volume. The dimensions along the X/Y/Z axis assigned to the rock shape class were 1.94 m, 2.37 m and 1.33 m, respectively (Rock Library of the RAMMS::Rockfall software). These assumptions stand out as particularly closely matching

the field observations (Kajdas et al., 2024). It also confirms that it is the heaviest boulders and, consequently, the ones with the highest kinetic energy that tend to travel the furthest from their release area (Evans & Hungr, 1993; Caviezel et al., 2021). Also, the similarity of the size and shape of the rocky boulders found in the TK and NT rockfalls would suggest that the Tatra mylonite rocks have preserved discontinuity planes typical for the granitoids, among which they occur (Piotrowska, 1997). These planes predetermine the initial size and shape of the released rock fragments (Fityus et al., 2013). Considering that the most recent phase of increased tectonic activity in the Tatra Mountains occurred between 29.5 and 10.11 ka ago (Szczygiel et al., 2024), it can be inferred that the patterns of these discontinuities have remained relatively stable since that time. The actual density of these discontinuities, and consequently the size of fragments falling from the rocky cliffs, exhibit spatial variability (Gądek et al., 2023). It does happen, however, that the force of impact is greater than the compressive strength of the falling rock, and it disintegrates against a hard landing surface. A particular case in point in the Tatras was the rockfall of a mylonite cliff on Mt. Cubryna on 23 September 2012, where all of the falling rock packets disintegrated into debris or finer fractions on impact against the granitoid surface (own observations; Rączkowska & Cebulski, 2022). In such cases, a correct numerical rockfall simulation based on the moving rocky fragments' constant size and shape is impossible, and its results would be overestimated.

The calibrated kinematic parameters of potential rockfalls can be extremely high (Fig. 7). Such values reflect the properties of the relief and the substratum in the upper zones of the High Tatras (Klimaszewski, 1988; Buczek & Górnik, 2020) and in particular: (i) the great vertical extent and steepness of rocky slopes, (ii) the stepped long-profile of slope systems which also involve small postglacial cirques suspended hundreds of meters above the talus slopes, (iii) hard granitoid surfaces beneath, and (iv) the large mass of the rock fragments that travelled the farthest. This is the basis for the calculation of the rock boulder "jump height", i.e. the plumb vertical distance (Bartelt et al., 2022), which exceeded 200 m with a velocity of fall nearing 90 ms^{-1} (Figs. 7 and 8) on several of the simulations presented.

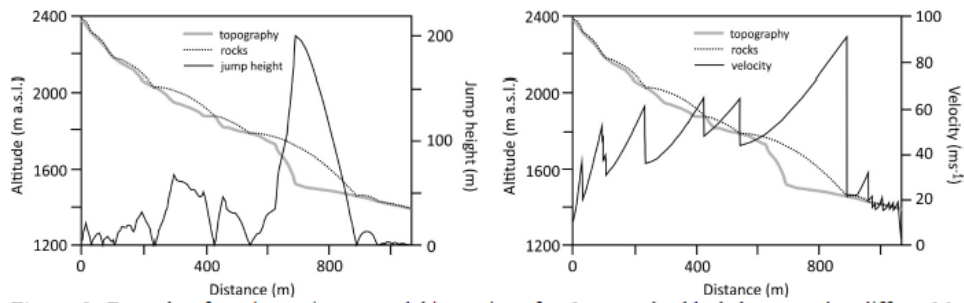


Figure 8. Example of motion trajectory and kinematics of a 8-ton rocky block between the cliff on Mt. MięszowieckiSzczyt (2400 m a.s.l.) and MorskieOko lake (1395 m a.s.l.) (see text above).

The largest number of potential release areas and the greatest kinetic energy levels are found on the slopes of two post-glacial cirque-holding lakes, CzarnyStaw pod Rysami and MorskieOko. Talus material there forms expansive debris covers reaching and shaping the shorelines of the lakes at the bottom of the cirques (Rączkowska et al., 2017/2018; Choiński&Zieliński, 2023). These landforms are also reflected in the bathymetry of both lakes (Służba Topograficzna Wojska Polskiego, 1992; Choiński&Strzelczak, 2011). The maximum thickness of the talus slopes above MorskieOko reaches 55 m (Gądek et al., 2016; Senderak et al., 2019). The only depositional landforms that predate the talus slopes are the deglaciation moraines, which are several thousand years old and are preserved on top of the rocky lips of the two lakes (Zasadni et al., 2023a). Elsewhere within the Polish High Tatras, where rockfall kinetic energy levels are lower, glacial and periglacial formations are common - also above and adjacent to lakes (Rączkowski et al., 2015; Zasadni, 2015). Among the periglacial terrain features are relict rock glaciers (Kłapyta et al., 2024), of which the youngest are dated to the Younger Dryas (Zasadni et al., 2023b). Talus cones do not exceed 35 m in thickness near these landforms (Gądek et al., 2013; Gądek et al., 2016). In the light of the numerical simulations of potential rockfalls, the degree to which Pleistocene-age landforms are buried with colluvium in the periglacial zone of the Polish High Tatras depends not just on the intensity of the slope degradation and the location, number and size of the release zones (Gądek et al., 2016), but also on the boulder dimensions (rockfall kinetic energy).

Considering the distribution and the age of the glacial and periglacial formations (Lukniš, 1973; Klimaszewski, 1988; Rączkowski et al., 2015; Zasadni, 2015), as well as the size of the talus slopes (Lukniš, 1973; Gądek et al., 2016), it could be concluded that the potential energy of the Tatra relief has not fundamentally changed since the complete disappearance of the glaciers (Zasadni et al., 2023b). This would explain the consistency of the extent of the observed and simulated rockfalls with the extent of the talus covers. It could,

therefore, be expected that the reach of the rockfalls in this area will likely not exceed the limit of the existing taluses in the coming decades. What could change, just as in the past, are the causes and/or intensity of rockfalls (Kotarba & Pech, 2002; Pánek et al., 2016; Zielonka & Wrońska-Walach, 2019; Rączkowska & Cebulski, 2022; Gądek et al., 2023).

As climate warming continues, high mountain areas commonly experience permafrost degradation and an increased incidence of rockfall (Gruber & Haeberli, 2007; Fischer et al., 2012; Raveland et al., 2017; Savi et al., 2020; Knoflach et al., 2021). Also, large-scale rockfalls in the Tatras are typically released in areas where permafrost can occur. However, each rockfall case during the last decade was found to have been caused by frost weathering after the delivery of runoff and/or thaw water (Kajdas et al., 2024). However, it so happens that 96% of spots exposed to rockfall due to slope steepness and a fault-zone location in the Polish part of the High Tatras are also located within the area of potential permafrost. This coincidence of the two rockfall-favouring conditions with the harsh climatic conditions means that climate warming and the resulting increase in the thickness of the active ground layer cannot be entirely ruled out as a cause of rockfall in the Tatras (Gądek & Leszkiewicz, 2012). This factor would be mitigated by the only sporadic occurrence of permafrost, which is limited to very favourable conditions in this area (Mościcki & Kędzia, 2001; Gądek & Kędzia, 2008; Gruber, 2012).

In the Polish part of the High Tatras, nearly all the tourist paths traverse areas exposed to the hazard of rockfalls (section 4.3). Considering that each year, millions of people walk along these paths (<https://tpn.pl/zwiedzaj/turystyka/statystyka>) and that the frequency of rockfall has increased over the last 50 years (Zielonka & Wrońska-Walach, 2019), it might be useful to start work on a preventive system. Currently, rockfall risk management within the Tatra National Park is reduced to the temporary closing-off of paths in areas of active release, transport and deposition of rocky material, which is communicated on the TPN website (<https://tpn.pl/zwiedzaj>). Measures that could be added would include: (i) detailed identification and monitoring of unstable/instability-prone locations using comprehensive field monitoring, including with a UAV and motion photogrammetry, airborne/terrestrial laser scanning systems, interferometric synthetic aperture radar in addition to the currently used geological map and DEM analysis (Fanos & Pradhan, 2018; Carlà et al., 2019; Sun et al., 2023), (ii) maps of the degree of rockfall risk (Blahút et al., 2013), and (iii) weather warnings during high-risk periods (D'Amato et al., 2016). Numerical simulation of potential rockfall would also greatly benefit from measurements of the shape and size of talus material

considering each slope system's geology (Fityus et al., 2013; Glover, 2015; Bartelt et al., 2022).

Conclusions

Areas currently exposed to rockfall released in the Polish High Tatras' periglacial zone coincide with the extent of rocky slopes and existing talus covers - including those below the timberline.

The potential energy of the relief of the Polish High Tatras and the initial size and shape of the rocky fragments released have not fundamentally changed since the complete disappearance of glaciers. The degree to which the glacial and periglacial landforms are buried depends not just on the location of these forms, the intensity of rock slope degradation and the location, number and size of the release areas but also on the rockfall kinetic energy. Therefore, the spatial variability of the potential energy of the relief may be reflected in the extent of the talus slopes and in the degree to which the Pleistocene-age substratum is buried.

Above the timberline, the steepest and most fractured cliffs are in a sporadic permafrost zone. On the other hand, both the rockfalls observed in recent years and simulated potential rockfalls are caused by the geology and weather conditions (rainfall/thaw and frost weathering) rather than by permafrost degradation.

Due to the extreme intensity of the tourist traffic within potential rockfall hazard areas, initiating work on an integrated rock-and-weather monitoring and rockfall early warning system for the Polish High Tatras would be useful. The most dangerous area is around the Morskie Oko and Czarny Staw pod Rysami lakes, where the number of visitors sometimes exceeds the tourism carrying capacity. At the same time, the particularly numerous potential rockfall release areas identified there are also characterised by the greatest values of kinetic energy and extent.

Acknowledgments

We express our gratitude to Maria Król (TPN) for providing us with photographic material and valuable consultation focused on recent rockfalls in the Tatra Mountains. We also appreciate Marc Christen's (SLF) support in evaluating the results of rockfall simulations using RAMMS::Rockfall software. Additionally, we acknowledge Krzysztof Gaidzik (University of Silesia) for his consultation regarding the tectonics of the Tatra Mountains.

This study was funded by the Institute of Earth Sciences at the University of Silesia in Katowice. Fieldwork was conducted using equipment from the Polar Laboratory at the University of Silesia in Katowice.

References

- André, M. F. (1996). Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts., Swedish Lapland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 40(4), 499-517. <https://doi.org/10.1127/zfg/40/1996/499>
- Bartelt, P., Buehler, Y., Christen, M., Dreier, L., Gerber, W., Glover, J., ... & Schweizer, A. (2022). *A numerical model for rockfall in research and practice User Manual v. 1.7 – Rockfall*. Zurich: Swiss Federal Institute of Technology.
- Blahůt, J., Klimeš, J., & Vařilová, Z. (2013). Quantitative rockfall hazard and risk analysis in selected municipalities of the ČeskéŠvýcarsko National Park, Northwestern Czechia. *Geografie-Sbornik CGS*, 118(3), 205-220. <https://doi.org/10.37040/geografie2013118030205>
- Buczek, K., & Górník, M. (2020). Evaluation of tectonic activity using morphometric indices: case study of the Tatra Mts. (Western Carpathians, Poland). *Environmental Earth Sciences*, 79(8), 176. <https://doi.org/10.1007/s12665-020-08912-9>
- Carlà, T., Nolesini, T., Solari, L., Rivolta, C., Dei Cas, L., & Casagli, N. (2019). Rockfall forecasting and risk management along a major transportation corridor in the Alps through ground-based radar interferometry. *Landslides*, 16(8), 1425-1435. <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01190-y>
- Caviezel, A., Ringenbach, A., Demmel, S. E., Dinneen, C. E., Krebs, N., Bühler, Y., ... & Bartelt, P. (2021). The relevance of rock shape over mass – implications for rockfall hazard assessments. *Nature Communications*, 12(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-021-25794-y>
- Choiński, A., & Strzelczak, A., (2011). Bathymetric measurements of MorskieOko Lake. *Limnological Review*, 11(2), 89-93. <https://doi.org/10.2478/v10194-011-0030-4>
- Choiński, A., & Zieliński, A., (2023). Changes of the surface area of MorskieOko and WielkiStaw in the Tatra Mountains. *Quaestiones Geographicae*, 42(1), 15-24. <https://doi.org/10.14746/quageo-2023-0002>
- Columbu, S., Cruciani, G., Fancello, D., Franceschelli, M., Musumeci, G., (2015). Petrophysical properties of a granite-protomylonite-ultramylonite sequence: Insight from

- the Monte Grighini shear zone, central Sardinia, Italy. *European Journal of Mineralogy*, 27(4), 471-486. <https://doi.org/10.1127/ejm/2015/0027-2447>
- D'Amato, J., Hantz, D., Guerin, A., Jaboyedoff, M., Baillet, L., & Mariscal, A. (2016). Influence of meteorological factors on rockfall occurrence in a middle mountain limestone cliff. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16(3), 719-735. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-719-2016>
- Dixon, J. C., & Thorn, C. E. (2005). Chemical weathering and landscape development in mid-latitude alpine environments. *Geomorphology*, 67(1-2), 127-145. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.07.009>
- Dobiński, W. (2005). Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, eastern and southeastern Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4), 395-398. <https://doi.org/10.1002/ppp.524>
- Draebing, D. (2021). Identification of rock and fracture kinematics in high Alpine rockwalls under the influence of altitude. *Earth Surface Dynamics*, 9(4), 977-994. <https://doi.org/10.5194/esurf-9-977-2021>
- Draebing, D., & Krautblatter, M. (2019). The efficacy of frost weathering processes in alpine rockwalls. *Geophysical Research Letters*, 46(12), 6516-6524. <https://doi.org/10.1029/2019gl081981>
- Eppes, M. C., & Keanini, R. (2017). Mechanical weathering and rock erosion by climate-dependent subcritical cracking. *Reviews of Geophysics*, 55(2), 470-508. <https://doi.org/10.1002/2017RG000557>
- Evans, S. G., & Hungr, O. (1993) The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes. *Canadian Geotechnical Journal*, 30(4), 620-636. <https://doi.org/10.1139/t93-054>
- Fanos, A. M., & Pradhan, B. (2018). Laser scanning systems and techniques in rockfall source identification and risk assessment: A critical review. *Earth Systems and Environment*, 2(2), 163-182. <https://doi.org/10.1007/s41748-018-0046-x>
- Fischer, L., Purves, R. S., Huggel, C., Noetzi, J., & Haeblerli, W. (2012). On the influence of topographic, geological and cryospheric factors on rock avalanches and rockfalls in high-mountain areas. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(1), 241-254. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-241-2012>
- Fityus, S. G., Giacomini, A., & Buzzi, O. (2013). The significance of geology for the morphology of potentially unstable rocks. *Engineering Geology*, 162, 43-52. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.05.007>

- Gądek, B., Grabiec, M., & Kędzia, S. (2013), Rzeźba i wybrane elementy klimatu najwyższej położonych cyrków polodowcowych na przykładzie Koziej Dolinki. In Z., Rączkowska, A., & Kotarba (Eds.), *Dolina Suchej Wody w Tatrach. Środowisko i jego współczesne przemiany, Prace Geograficzne*, 239, 49-66. Warszawa: Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN.
- Gądek, B., Grabiec, M., Kędzia, S., & Rączkowska, Z. (2016). Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology*, 263, 39-49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.024>
- Gądek, B., Kajdas, J., Krawiec, K., (2023). Contemporary degradation of steep rock slopes in the periglacial zone of the Tatra Mts., Poland. *Geographia Polonica*, 96(1), 53-68. <https://doi.org/10.7163/GPol.0245>
- Gądek, B., & Kędzia, S., (2008). Winter ground surface temperature regimes in the zone of sporadic discontinuous permafrost, Tatra Mountains (Poland and Slovakia), *Permafrost and Periglacial Process*, 19(3), 315-321. <https://doi.org/10.1002/ppp.623>
- Gądek, B., & Leszkiewicz, J. (2012). Impact of climate warming on the ground surface temperature in the sporadic permafrost zone of the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, 79-80, 75-83. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2012.03.006>
- Gądek, B., Rączkowska, Z., & Żogała, B. (2009). Debris slope morphodynamics as a permafrost indicator in zone of sporadic permafrost, High Tatras, Slovakia. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues*, 53(2), 79-100. <https://doi.org/10.1127/0372-8854/2009/0053S3-0079>
- Gądek, B., & Szypuła, B. (2015). Contemporary cryosphere. Sheet V.1, Map 3, 1: 250,000. In K., Dąbrowska, & M., Guzik (Eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature*, Zakopane: Wydawnictwa Tatrzńskiego Parku Narodowego.
- Glover, J. (2015). *Rock-shape and its role in rockfall dynamics*. Doctoral thesis, Durham University.
- Gruber, S. (2012). Derivation and analysis of a high-resolution estimate of global permafrost zonation. *Cryosphere*, 6(1), 221-233. <https://doi.org/10.5194/tc-6-221-2012>
- Gruber, S., & Haeberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(2). <https://doi.org/10.1029/2006JF000547>
- Kajdas, J., Gądek, B., Rączkowska, Z., & Cebulski J. (2024). Triggers of present-day rockfalls in the zone of sporadic permafrost in non-glaciated mountain region: the case study of

- TurniaKurzaba (the Tatra Mts., Poland). *Geology, Geophysics and Environment*, 50(1), 23-38. <https://doi.org/10.7494/geol.2024.50.1.23>
- Klimaszewski, M. (1988). *Rzeźba Tatr Polskich*. Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe.
- Klapyta, P., Zasadni, J., & Gądek, B. (2024). Glacial landscape evolution during the Holocene in the Tatra Mountains. In D., Palacios, P. D., Hughes, V., Jomelli, & L. M., Tanarro (Eds.), *European Glacial Landscapes: The Holocene*(pp. 315-330), Elsevier. doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00013-1
- Knoflach, B., Tussetschläger, H., Sailer, R., Meißl, G., & Stötter, J. (2021). High mountain rockfall dynamics: rockfall activity and runout assessment under the aspect of a changing cryosphere. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography*, 103(1), 83-102. <https://doi.org/10.1080/04353676.2020.1864947>
- Kotarba, A., Kaszowski, L., & Krzemień, K. (1987). High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies*, 3 (Special Issue), Wrocław: Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization
- Kotarba, A., & Pech, P. (2002). The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca Valley as example). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, 69-76.
- Mair, D., Lechmann, A., Delunel, R., Yeşilyurt, S., Tikhomirov, D., Vockenhuber, Ch., ...& Schlunegger, F. (2020). The role of frost cracking in local denudation of steep Alpine headwalls over millennia (Mt. Eiger, Switzerland). *Earth Surface Dynamics*, 8(3), 637-659. <https://doi.org/10.5194/esurf-2019-56>
- Matsuoka, N. (2008). Frost weathering and rockwall erosion in the southeastern Swiss Alps: Long-term (1994-2006) observations. *Geomorphology*, 99(1-4), 353-368. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.11.013>
- Mościcki, J. W., & Kedzia, S. (2001). Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55(4), 235-240. <https://doi.org/10.1080/00291950152746586>
- Leine, R. I., Schweizer, A., Christen, M., Glover, J., Bartelt, P., & Gerber, W. (2014). Simulation of rockfall trajectories with consideration of rock shape. *Multibody System Dynamics*, 32(2), 241-271. <https://doi.org/10.1007/s11044-013-9393-4>
- Lubera, E., (2016). *Wietrzeń mrozowe i odpadanie ze ścian skalnych w obszarze wysokogórskim, na przykładzie Tatr Zachodnich*. Manuscript of the PhD thesis, Archive of IGiGP UJ, Cracow.

- Luckman, B. H. (2013). Processes, Transport, Deposition, and Landforms: Rockfall. In F. J. Shroder (Ed.), *Treatise on Geomorphology* (pp. 174-182). San Diego: Academic Press. <https://doi:10.1016/B978-0-12-374739-6.00162-7>
- Lukniš, M. (1973). *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. Bratislava: Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie vied.
- Lupikasza, E., & Szypuła, B. (2019). Vertical climatic belts in the Tatra Mountains in the light of current climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 136(1-2), 249-264. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2489-2>
- Niedźwiedź, T. (1992). Climate of the Tatra Mountains. *Mountain Research & Development*, 12(2), 131-146. <https://doi.org/10.2307/3673787>
- Pánek, T., Engel, Z., Mentlík, P., Braucher, R., Břežný, M., Škarpicha, V., Zonderva, A. (2016). Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). *Catena*, 138, 52-67. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.005>
- Piotrowska, K. (1997). Cios, spękania ciosowe i uskoki w trzonie granitoidowym polskich Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny*, 45(9), 904-907.
- Piotrowska, K., Danel, W., Michalik, M., Rączkowski, W., & Borecka, A. (2015). Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10,000, arkusz Mięguszwiecki Szczyt: M-34-101-A-c-3. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.
- Ravanel, L., Magnin, F. & Deline, P. (2017). Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on permafrost-affected rock-walls in the Mont Blanc massif. *Science of The Total Environment*, 609, 132-143. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>
- Rączkowska Z. (2007). *Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy*. Prace Geograficzne, 212, Warszawa: IGiPZ PAN.
- Rączkowska, Z., & Cebulski, J. (2022). Quantitative assessment of the complexity of talus slope morphodynamics using multi-temporal data from terrestrial laser scanning (Tatra Mts., Poland). *Catena*, 209(1), 105792. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105792>
- Rączkowska, Z., Cebulski, J., Rączkowski, W., Wojciechowski, T., & Perski, Z. (2017/2018). Using TLS for monitoring talus slope morphodynamics in the Tatra Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 51-52, 179-198.
- Rączkowski, W., Boltziar, M., & Rączkowska, Z. (2015). Relief. Sheet v.1, Map 1, 1:100 000. In K., Dąbrowska, & M., Guzik (Eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature*. Zakopane: Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego.

- Romeo, S., Di Matteo, L., Melelli, L., Cencetti, C., Dragoni, W., & Fredduzzi, A. (2017). Seismic-induced rockfalls and landslide dam following the October 30, 2016 earthquake in Central Italy. *Landslides*, *14*(4), 1457-1465. <https://doi.org/10.1007/s10346-017-0841-8>
- Savi, S., Comiti, F., & Strecker, M. R. (2020). Pronounced increase in slope instability linked to global warming: A case study from the eastern European Alps. *Earth Surface Processes and Landforms*, *46*(7), 1328-1347. <https://doi.org/10.1002/esp.5100>
- Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2019). Postglacial talus slope development imaged by the ERT method: comparison of slopes from SW Spitsbergen, Norway and Tatra Mountains, Poland. *Open Geosciences*, *11*(1), 1084-1097. <https://doi.org/10.1515/geo-2019-0084>
- Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2020). Processes controlling the development of talus slopes in SW Spitsbergen: The role of deglaciation and periglacial conditions. *Land Degradation and Development*, *32*(1), 208-223. <https://doi.org/10.1002/ldr.3716>
- Śłużba Topograficzna Wojska Polskiego. (1992). Tatry Polskie. Mapa topograficzna, 1:10,000, Sheet 14 (Morskie Oko). Warszawa: Wydawnictwo Czasopisma Wojskowe.
- Sun, J., Wang, X., Guo, S., Liu, H., Zou, Y., Yao, X., ...& Qi, S. (2023). Potential rockfall source identification and hazard assessment in high mountains (Maoyaba Basin) of the Tibetan Plateau. *Remote Sens*, *15*(13), 3273. <https://doi.org/10.3390/rs15133273>
- Szczygiel, J., Gradziński, M., Grasmann, B., Hercman, H., Wróblewski, W., Bella, P., ...& Sala, P. (2024). Tectonics or rebound: Pleistocene fault reactivation in the highest mountains of the Carpathians. *Tectonophysics*, *871*, 230171. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230171>
- Šilhán, K., & Tichavský, R. (2016). Recent increase in debris flow activity in the Tatras Mountains: Results of a regional dendrogeomorphic reconstruction. *Catena*, *143*, 221-231. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.04.015>
- Ustrnul, Z., Walawender, E., Czekierda, D., Lapin, M., & Mikulova, K. (2015). Precipitation and snow cover. Sheet II.3, Maps 1 and 5, 1:250,000. In K., Dąbrowska, & M., Guzik, (Eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature*. Zakopane: Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego.
- Zasadni, J. (2015). Dolina Suchej Wody Valley. Sheet V.6, Map 2, 1:20 000. In K., Dąbrowska, & M., Guzik (Eds.), *Atlas of the Tatra Mountains: Abiotic Nature, Wydawnictwa Tatrzańskiego Parku Narodowego, Zakopane*.
- Zasadni, J., & Kłapyta, P. (2014). The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. *Journal of Maps*, *10*(3), 440-456. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.885854>

- Zasadni J., Kłapyta P., & Makos M. (2023a). The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the deglaciation. In D., Palacios, P. D., Hughes, M., Jose, J. M., García Ruiz, N., & de Andrés. (Eds), *European Glacial Landscapes: The Last Deglaciation* (pp. 157-164). Chapter 18. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00042-5>
- Zasadni, J., Kłapyta, P., Toloczko-Pasek, A., & Makos, M. (2023b). The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the Younger Dryas. In D. Palacios, P. D. Hughes, M. Jose, J. M. García Ruiz, & N. de Andrés, (Eds.), *European Glacial Landscapes: The Last Deglaciation*(509-515). Chapter 53, Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00009-7>
- Zhang, W., Zhao, X., Pan, X., Wei, M., Yan, J., & Chen, J. (2022). Characterization of high and steep slopes and 3D rockfall statistical kinematic analysis for Kangyuqu area, China. *Engineering. Geology*, 308. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106807>
- Zielonka, A., & Wrońska-Walach, D. (2019). Can we distinguish meteorological conditions associated with rockfall activity using dendrochronological analysis? – An example from the Tatra Mountains (Southern Poland). *Science of Total Environment*, 662, 422-433. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.243>