



Skład frakcyjny stożków gruzowych w kontekście zróżnicowanego klimatu peryglacjalnych stoków górskich (na przykładzie Spitsbergenu i środkowej Azji)

Grain-Size Composition on Talus Slopes in the context of disparate climatic conditions of periglacial mountain zones (exemplified by Spitsbergen and Central Asia)

Piotr Dolnicki  Paweł Kroh 

Uniwersytet Pedagogiczny

Instytut Geografii

ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków

piotr.dolnicki@up.krakow.pl • pawel.kroh@up.krakow.pl

Zarys treści. W publikacji zostały przedstawione wyniki badań frakcyjnych prowadzonych na stożkach gruzowych zlokalizowanych na zboczach górskich Spitsbergenu i w Azji Środkowej – w Tadżykistanie. Przeprowadzono komputerową analizę fotografii cyfrowych wykonanych w terenie. Uzyskane wyniki wskazują na zróżnicowanie składu frakcyjnego na powierzchni stożków gruzowych w obrębie szeroko rozumianej strefy peryglacjalnej. Wyniki wskazują również na zróżnicowany mechanizm przemieszczania się materiału gruzowego w odmiennych warunkach klimatycznych i orograficznych.

Słowa kluczowe: stożki gruzowe, frakcja skalna, Spitsbergen, góry Fann, strefa peryglacjalna.

Keywords: Talus Slopes, Grain Size, Spitsbergen, Fann Mountains, periglacial zone.

Wstęp

Wyodrębnione w literaturze rodzaje stożków gruzowych są konsekwencją występowania zróżnicowanych czynników geologicznych, geomorfologicznych i klimatycznych. Modyfikują one podręcznikową teorię ruchu masowego dla stożków usypiskowo-spywowych, definiowanego jako iloczyn masy i przyśpieszenia ziemskiego (French, 2006; Migoń, 2009). Proces tworzenia się pokryw zwietrzelinowych związany z osłabieniem zwięzłości skały jest bezpośrednio powiązany z jej transportem, którego siłą napędową jest ruch grawitacyjny. Tempo i sposób transportu zależne są od budowy geologicznej zbocza górskiego, od nachylenia powierzchni oraz od warunków klimatycznych, zwłaszcza od ilości dostarczanej wody (Ballantyne, 2018). Zmiana składu frakcyjnego powierzchni zwietrzelinowej stożka pozwala uzyskać informacje dotyczące sposobu transportu materiału skalnego oraz mechanizmu jego przemieszczania w pionie. Zmiany morfogenetyczne na stokach peryglacjalnych są zjawiskiem powszechnym i szeroko opisywanym m.in. przez Van Steijneta et al. (1988), Halesa i Roeringa (2005), Pisabarro et al. (2017) i Serrano (2019). Dla Spitsbergenu istotne wydają się prace: Akermmana (2005), Traczyka i Korbie-

lewskiego (2008), Senderaka et al. (2017), Dolnickiego i Grabca (2022), natomiast dla gór Fann – opracowanie Kroha et al. (2021).

Określenie „strefa peryglacialna” stosuje się w dwóch podstawowych znaczeniach. W pierwszym strefa peryglacialna jest ograniczona bezpośrednio do obszaru przyległego do lodowca, którego obecność powodowała określone zmiany klimatyczne. W drugim, szerszym znaczeniu, strefa peryglacialna jest odrębnym obszarem zawartym pomiędzy granicą lasów a granicą śnieżną, niekoniecznie związanym klimatycznie czy przestrzennie z obszarem glacialnym, np. ciągła zmarzlina Syberii (Ballantyne, 2018). W niniejszym artykule autorzy używają szerokiego określenia strefa peryglacialna, mając na uwadze obydwa znaczenia. Zaobserwowane podczas badań terenowych zróżnicowanie układu frakcjonalnego na stokach w rejonach Spitsbergenu oraz w rejonach wysokogórskich Azji Środkowej wskazuje na odmienny mechanizm osiadania i przemieszczania się materiału gruzowego na zboczach górskich w obrębie strefy peryglacialnej. Zwiększanie się wielkości okruchów skalnych wraz z wysokością na stożkach arktycznych oraz odwrotność tej zależności w górach Azji skłoniły autorów do określenia mechanizmu tego zjawiska.

Procesy stokowe strefy peryglacialnej są powiązane z zmianami klimatycznymi, niemniej jednak jest to stwierdzenie ogólnikowe i wymaga nie tylko badań tła klimatycznego, ale również samych form, ich struktury i dynamiki. Prezentowane poniżej wyniki odnoszą się do dwóch wybranych stożków gruzowych, które reprezentują zróżnicowaną klimatycznie, szeroko rozumianą strefę peryglacialną dla obszarów okołobiegunowych i obszarów wysokogórskich środkowej Azji.

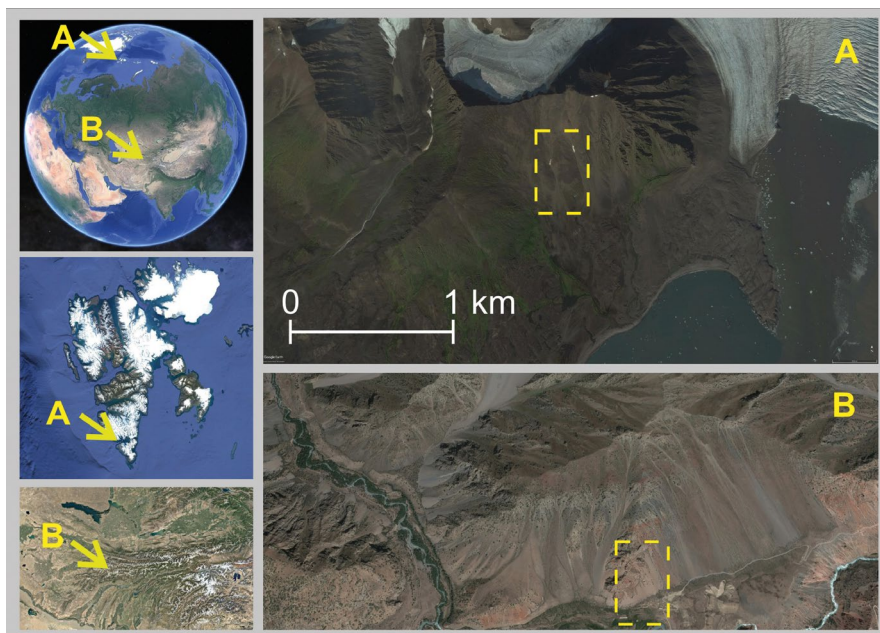
Celem pracy jest określenie zróżnicowania składu frakcjonalnego jako efektu odrębnych mechanizmów ruchu gruzu skalnego na powierzchni stożków w odmiennych warunkach klimatycznych i orograficznych strefy peryglacialnej.

Obszar badań

Pierwszy z obszarów badań zlokalizowany jest na Archipelagu Svalbard, na Ziemi Wedela Jarsberga, w południowo zachodniej części Spitsbergenu. Jest to obszar podlegający dynamicznej cyrkulacji atmosferycznej i oceanicznej (Niedźwiedź, 2002, 2003). Drugi poligon badawczy położony jest w Tadżykistanie, w Pamiro-Ałaju, w górach Fann (ryc. 1).

Wzniesienia Ariekammen (517 m n.p.m.) i Fugleberget (569 m n.p.m.) na Spitsbergenie są masywami górskimi należącymi do geologicznej serii Ariekammen, zbudowanymi z gnejsów i łupków krystalicznych z wtrąceniami marmurów. Seria ta należy do najniższego ogniwa formacji Hecla Hoek (Birkenmajer et al., 1991; Manecki et al., 1993). Obszar ten pokrywa się częściowo ze wschodnimi krańcami nadmorskiej równiny Fugle, która ograniczona jest od północy lodowcem Hans, a od południa ujściem rzeki Rev. Stoki stanowią fragment niezlodowaconej zlewni potoku Fugle. Wyższe partie stoków Ariekammen i Fugleberget charakteryzuje obecność żlebów. U ich wylotu uformowały się akumulacyjne stożki gruzowe, o zróżnicowanej odporności na procesy wietrzenia i denudacji (Pękała, 1980; Martini, 1986). W miejscu, gdzie prowadzono badania, stożki mają powierzchnię gruzową i gruzowo-gliniastą. Na zboczach żlebów dominują procesy odpadania i obrywania.

Do badań wyznaczono stożek gruzowy, który położony jest w południowo zachodniej części zbocza Ariekammen. Jego powierzchnia wynosi 0,03 ha, charakteryzuje się średnim nachyleniem 8°, przy czym w górnej części nachylenie wynosi 15°, natomiast w dolnej



Ryc. 1. Lokalizacja obszarów badań

A – na Ziemi Wedela Jarsberga, Spitsbergen, B – w górach Fann, środkowa Azja

Locations of the study areas

Opracowanie własne na podstawie [google.pl/maps](https://www.google.pl/maps).

osiąga zaledwie 4°. Stożek ten cechuje się dużą aktywnością morfologiczną i jednocześnie niewielkim stopniem sukcesji roślinnej. W dolnej części obserwuje się łagodne przejście utworów stokowych w osady terasy morskiej. Na tej powierzchni występuje tundra mszysta z dużym udziałem wody (Dolnicki, 2010; Dolnicki i Grabiec, 2022). Średnia roczna temperatura w latach 1990-2016 wyniosła $-3,2^{\circ}\text{C}$. Przebieg temperatur powietrza tego okresu charakteryzuje się wyraźną tendencją wzrostową. Najchłodniejszy był rok 1993 i 1995 ($-5,3^{\circ}\text{C}$), a najcieplejszy rok 2016, kiedy temperatura średnioroczna przekroczyła 0°C (Dolnicki, 2020). Obszary polarne odznaczają się stosunkowo niewielką ilością opadów atmosferycznych, co związane jest z występowaniem małej ilości pary wodnej w powietrzu. Niemniej jednak w Hornsundzie, który znajduje się pod silnym wpływem cyrkulacji atmosfery z nad Morza Norweskiego i Grenlandzkiego, opady są większe (Łupikasza, 2002; Niedźwiedz, 2002; Osuch i Wawrzyniak, 2020). Średnia roczna suma opadów na omawianym obszarze w okresie 1990-2016 wyniosła 494,6 mm. Najwyższy opad roczny (805,8 mm) zanotowano w roku 2016, a najniższy (322,7 mm) w roku 1998. Największa część opadów rocznych występuje jesienią, stanowiąc ok. 33% sumy rocznej (Dolnicki, 2020).

Drugi stożek znajduje się w centralnej części kontynentu azjatyckiego wraz z wszelkimi cechami kontynentalizmu klimatycznego. Pasma Zarafszarskie położone jest w górach Fann. Ich najwyższym szczytem jest Chimtarga Peak o wysokości 5489 m n.p.m. Dna dolin rozciągają się na wysokościach między 1900 a 3600 m n.p.m. Fragment doliny Sarytag, w którym znajduje się analizowana forma, położony jest na średniej wysokości 2400-2500 m n.p.m. (Kroh et al., 2021). Powierzchnia stożka wynosi 0,05 ha, charakteryzuje się średnim nachy-

leniem 15° i posiada południową ekspozycję. Stożek ten w niewielkim stopniu objęty jest sukcesją roślinną. Współczesny klimat tego obszaru cechuje się niskimi opadami. Średnia roczna wysokość opadów w dnach dolin to około 250-300 mm/rok, a na szczytach i stokach powyżej 3000 m n.p.m. wzrasta do około 400-500 mm/rok (Rahmonov et al., 2017b), przy czym większość opadów notowanych jest w miesiącach wiosennych (Niedźwiedź, 2019). Średnioroczne temperatury zmieniają się w zależności od wysokości nad poziom morza. Dla sąsiednich stacji wynoszą: 6,6°C dla jeziora Iskander na wysokości 2204 m n.p.m., -1,9°C dla stacji na przełęczy Anzob Pass na wysokości 3373 m n.p.m., 0,7°C na Shahristan Pass 3143 m n.p.m. (Williams i Konovalov, 2008; Opała et al., 2017). W najwyższej części gór, powyżej granicy lasu, warunki klimatyczne odpowiadają górskiej tundrze, natomiast w niższych częściach gór, czyli w piętrze wysokościowym obszaru badań, klimat jest umiarkowanie chłodny z wilgotną wiosną i suchym latem (Niedźwiedź, 2019). Zlodowacenie w tej dolinie w maksymalnej fazie sięgnęło wysokości 2780 m n.p.m. i jest datowane na 55 ka (4,9 km od miejsca prowadzonych badań). Wiek najmłodszych moren z tego glaciału wynosi między 19,6 a 21,6 ka, a formy te położone są na wysokości 3020 m n.p.m. (Zech et al., 2013). Najniżej występujące osady glacialne w postaci wału moreny czołowej w dolinie bocznej zostały skartowane na wysokości 2503 m n.p.m. w odległości 3,2 km od najwyższej położonych fragmentów analizowanych form.

Metody

Na badanych stożkach wyznaczono profile podłużne ze stanowiskami pomiarowymi. Profil oznaczony literą A to stożek położony na Spitsbergenie z czterema punktami pomiarowymi. Profil oznaczony literą B to stożek położony w środkowej Azji również z czterema stanowiskami pomiarowymi. Długość profilu A wyniosła 210 m, a profilu B – 230 m. Lokalizację tych punktów zamieszczono na rycinie 2. Współrzędne w układzie UTM na elipsoidzie WGS 84 poszczególnych stanowisk pomiarowych (ich punktu centralnego) to:

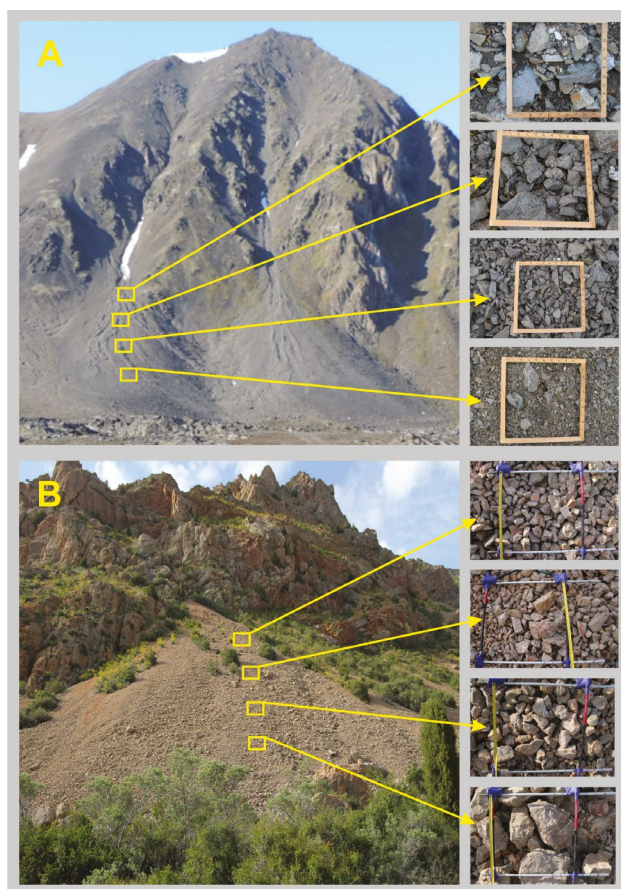
Profil A (Spitsbergen)

- I. 8548120,1; 513665,8
- II. 8547976,7; 513694,1
- III. 8547910,1; 513727,3
- IV. 8547807, 6; 513729,9

Profil B (środkowa Azja)

- I. 1832922,9; 4610498,8
- II. 1832925,5; 4610505,3
- III. 1832928,1; 4610511,8
- IV. 1832927,8; 4610534,5

Następnie na każdym ze stanowisk pomiarowych wyodrębniono powierzchnię w kształcie kwadratu 0,5 m na 0,5 m (0,25 m²). Kolejnym krokiem było sfotografowanie tej powierzchni aparatem Canon 1100 D o ogniskowej 28 mm. Zdjęcia wykonano bez skrótu perspektywicznego, prostopadle do podłoża z odległości 1,5 m. Skład frakcyjny pokrywy zwietrzelinowej na analizowanych stożka gruzowych wyznaczono z wykorzystaniem modelu komputerowego BaseGRAIN funkcjonującego w oparciu o oprogramowanie, które umożliwia szybką i dokładną analizę składu frakcyjnego rumowiska z fotografii cyfrowych. Metoda ta pozwala w szybki i bezinwazyjny sposób określić zmiany granulometrii. Model ten bazuje na algorytmie MATLABa. Program jest obsługiwany przez graficzny interfejs użytkownika (GUI), który umożliwia przygotowanie próbki do analizy oraz poprawę ewentualnych błędów powstałych w trakcie analizy. Quasi rozkład wielko-



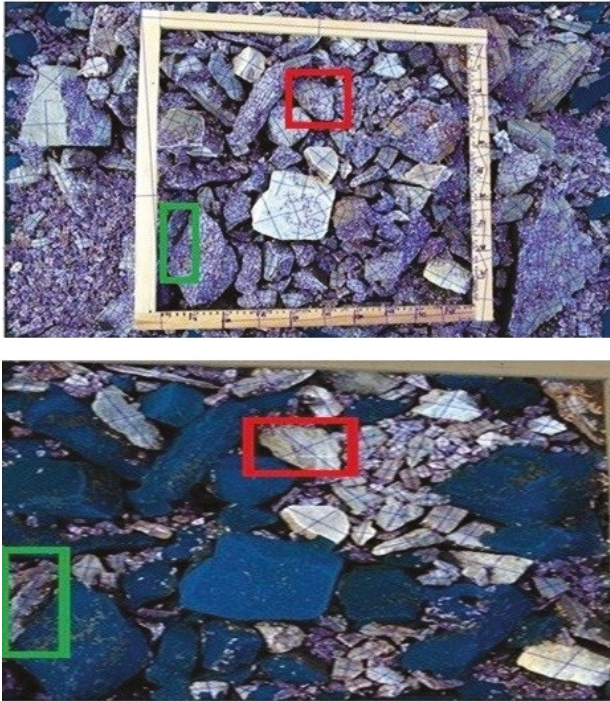
Ryc. 2. Lokalizacja punktów pomiarowych w terenie

A – na Ziemi Wedela Jarsberga, Spitsbergen, B – w górach Fann, środkowa Azja (fot. P. Dolnicki)

Field location of measurement points

ści ziaren może być obliczany przy zastosowaniu metody liniowej opisanej przez Fehera (1987). Alternatywnie program oblicza rozkład uziarnienia poprzez wykorzystanie informacji o długościach osi a (długość ziarna) i b (szerokość ziarna) z analizowanego obszaru zdjęcia (Plesiński et al., 2017).

Każdy obraz jest najpierw konwertowany na skalę szarości, a następnie korygowany pod kątem zniekształcenia promienistych soczewek. W dalszej kolejności zidentyfikowano i zmierzono poszczególne ziarna. Model został opracowany w Katedrze Hydrologii i Glacjologii (VAW) Szwajcarskiego Federalnego Instytutu Technologicznego (ETH) w Zurychu. Po zaimportowaniu zdjęcia do programu (ryc. 3) wyskalowano obraz ograniczony ramką pomiarową do okna robocznego, obliczając współczynnik skalowania w $\text{mm} \cdot \text{px}^{-1}$ (stosunek mm do pikseli). W pierwszej kolejności program automatycznie wyznacza wielkości okruchów skalnych, zwracając zdjęcie, na którym widnieją zaznaczone osie a i b. Następnie obraz jest korygowany manualnie poprzez rozdzielania lub scalenia błędnie skalowanych okruchów. Uzyskany wynik umożliwia analizę percentylową, czyli taką, która



Ryc. 3. Przykład korekty obrazu (objaśnienie w tekście)
An example of image correction (explication in the main text)

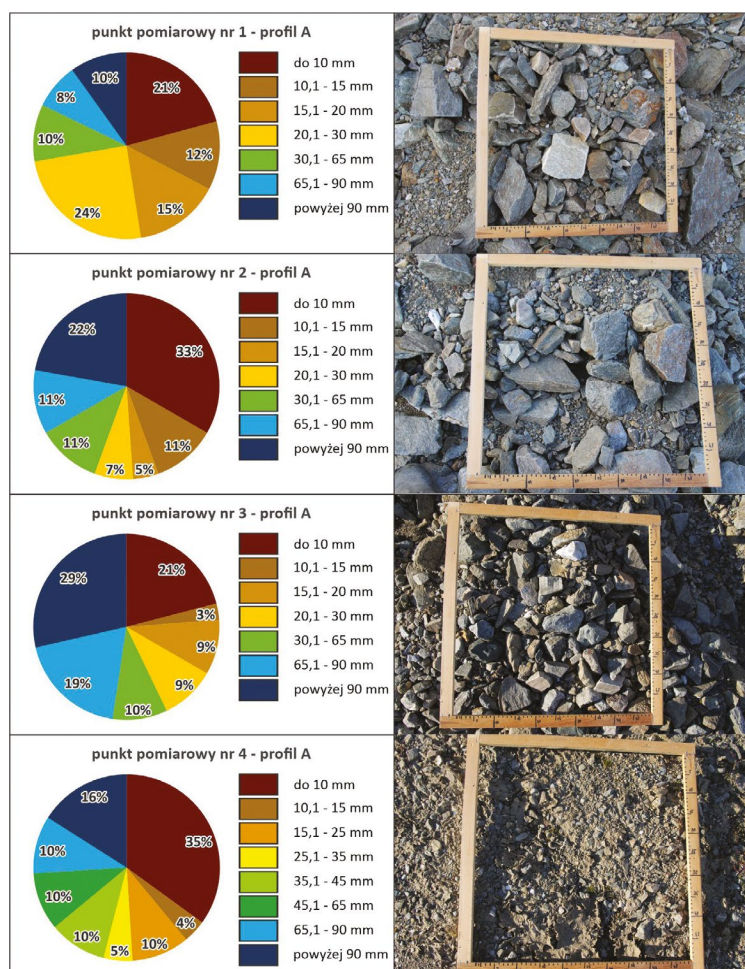
pozwała opisać położenie określonej wielkości ziarna względem całkowitej grupy wynikowej. Następnym krokiem było wykonanie automatycznej analizy wielkości skał. Przy profilu A zdefiniowano współczynnik skalowania na poziomie 0,3238 dla pierwszego zdjęcia i pozostawiono pozostałe parametry w domyślnych wartościach. Przy profilu B zdefiniowano współczynnik skalowania na poziomie 0,2085 dla pierwszego zdjęcia, 0,289 dla drugiego, 0,208 dla trzeciego. Pozostałe parametry ustawień pozostawiono domyślne, ponieważ są one sugerowane w literaturze do tego typu opracowań (Detert i Weitbrecht, 2012).

Kolejnym etapem była analiza manualna polegająca na scalaniu bądź rozdzielaniu skał błędnie zaznaczonych przez program. Przykładowy etap tej czynności przedstawia rycina 3. Czerwony znacznik przedstawia przykładowe powierzchnie zdjęcia, na których scalano obiekty, natomiast zielony znacznik wskazuje na miejsca, w których autor rozdzielił błędnie zaznaczone skały. Kolejne błędnie zaznaczone powierzchnie obrazu (np. ramka lub powierzchnie pokryte porostami) należało wyeliminować z analizy poprzez funkcję „pusty obiekt” – wówczas obraz zaznacza się kolorem brązowym. W efekcie na zdjęciu widoczne są skały zaznaczone kolorem niebieskim, który informuje o łączeniu obiektów metodą „scalanie obiektów” oraz takie, które przedstawiają wielkość skał za pomocą osi b. Te elementy były scalane metodą „zaznaczanie obiektów”. Tak przygotowany obraz stanowi podstawę do przeprowadzenia analizy końcowej i wygenerowaniu w programie krzywej uziarnienia. Na jej bazie sporządzono zestawienie ilościowe.

Wyniki badań

Uzyskane dane ilościowe dotyczące udziału poszczególnych frakcji w profilu A (Spitsbergen) wskazują wyraźnie na wzrost wielkości gruzu skalnego wraz z wysokością n.p.m. (ryc. 4).

Wygenerowane wykresy pozwalają interpretować uziarnienie materiału gruzowego na wiele sposobów. Umożliwiają analizę zróżnicowania wielkości poszczególnych agregatów. Przedstawiają ilości w odniesieniu do pola powierzchni i do masy materiału skalnego. Dla niniejszego opracowania autorzy wykorzystali informacje o procentowym udziale poszczególnych wielkości skał. Na rycinie 4 można zauważyć, że wielkość skał na rumowisku w tej części stożka jest zróżnicowana. Od drobnych (piaszczystych i mniejszych) frakcji, dominujących na dolnym stanowisku, do maksymalnych rozmiarów skał, które w osi podłużnej przekraczają 100 mm na górnym poziomie. Zaobserwowano zwiększanie się do-



Ryc. 4. Udziały procentowe skał według przedziałów ich wielkości na profilu A (Spitsbergen)
Percentage shares of different grain sizes at Profile A (Spitsbergen)

minacji większych frakcji wraz ze wzrostem wysokości na stoku. Pomiedzy dużymi skałami przestrzeń wypełniona jest materiałem drobniejszym.

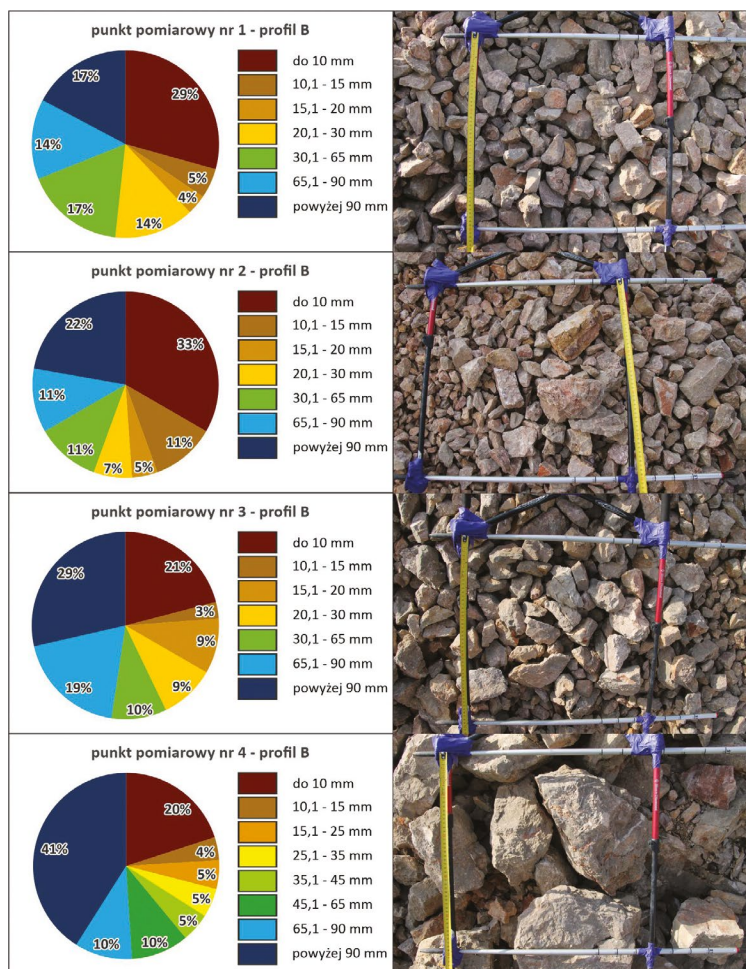
W powyższym układzie uziarnienia analizowanego profilu na stożku zlokalizowanym na Spitsbergenie uzyskano wyniki, które według Wentwortha, z modyfikacją Krumbeina (1934), z uzupełnieniem Urbaniak-Biernackiej (1975), klasyfikują I stanowisko pomiarowe, położone najwyżej, jako frakcję żwirową grubą i średnią; 20% powierzchni zalicza się do frakcji piaszczystej i drobniejszej, natomiast 10% rumoszu skalnego objętego analizą można określić jako frakcję kamienistą. Stanowisko II analizowanego profilu zlokalizowano 70 m poniżej stanowiska I. Powierzchnię tego punktu pomiarowego pokrywa głównie frakcja żwirowa gruba i średnia; 20% skał zaliczono do frakcji piaszczystej i drobniejszej, natomiast kolejne 20% – do kamienistej. Trzecie stanowisko pomiarowe analizowanego profilu zlokalizowano w dolnej partii stożka. Skład frakcyjny tego stanowiska pomiarowego to frakcja żwirowa gruba i średnia; 22% skał zaliczono do frakcji piaszczystej i drobniejszej, natomiast 5% – do żwirowej grubej. Czwarte stanowisko pomiarowe analizowanego profilu zlokalizowano w najniższej partii stożka. Analiza w tym miejscu wskazuje na obraz powierzchni stożka, w którym ilość dużych skał jest znikoma. Na podstawie uzyskanych wyników 20% skał zaliczono do frakcji piaszczystej i drobniejszej, natomiast 5% analizowanego materiału określono jako frakcję żwirową grubą. Pozostałą część materiału zaliczono do frakcji żwirowej.

Profil B – środkowa Azja

Skład frakcyjny skał w profilu B (środkowa Azja) przedstawione zostały na rycinie 5. Pierwsze stanowisko pomiarowe zlokalizowano w najwyższej partii stożka (ryc. 2). Można zauważyć, że wielkość skał na rumowisku w tej części stożka jest zbliżonych wymiarów. Uzyskane wyniki pozwalają zaklasyfikować badaną powierzchnię do żwirowych.

Drugie stanowisko pomiarowe zlokalizowano poniżej pierwszego stanowiska pomiarowego (ryc. 2). Można zauważyć, że rozkład frakcyjny materiału w rumowisku w tej części stożka jest zbliżony do rozkładu na stanowisku pierwszym. Zauważalną różnicą jest większy udział skał o rozmiarach powyżej 90 mm. W obrazie również dominuje frakcja żwirowa z domieszką frakcji kamienistej. Na trzecim stanowisku pomiarowym współczynnik skalowania wyniósł 0,208. Kolejne elementy analizy wykonano taką samą metodą, jaką autor opisał dla stanowiska nr 1, stosując takie same wartości kolejnych współczynników. Na fotografii oraz na wykresie uziarnienia można zauważyć, że na rumowisku w tej części stożka przeważają większe skały (ponad 20% ma wielkość ponad 100 mm). Analiza składu frakcyjnego na trzecim stanowisku pomiarowym profilu B pozwala zaliczyć tą część stożka do powierzchni o charakterze żwirowym grubym i kamienistym.

Czwarte stanowisko pomiarowe zlokalizowano w najniższej partii stożka. Współczynnik skalowania dla zdjęcia wyliczono na poziomie 0,298. Na podstawie wykresu uziarnienia stwierdzono, że wielkość skał na rumowisku w tej części stożka jest zdominowana przez duże (powyżej 100 mm) okruchy. Pomiedzy dużymi skałami przestrzeń wypełniona jest materiałem drobniejszym. W powyższym układzie uziarnienia według Wentwortha, z modyfikacją Krumbeina (1934), z uzupełnieniem Urbaniak-Biernackiej (1975), możemy przyjąć, że analizowaną powierzchnię pokrywa frakcja żwirowa gruba i średnia. Prawie niewidoczny na zdjęciu, ale stanowiący 20% całości drobny materiał, zaliczono do frakcji



Ryc. 5. Udziały procentowe skał według przedziałów ich wielkości na profilu B (środkowa Azja)
Percentage shares of different grain sizes at Profile B (Central Asia)

piaszczystej i mniejszej, natomiast ponad 50% rumoszu skalnego objętego analizą to frakcja kamienista.

Generalnie układ uziarnienia w profilu z środkowej Azji jest przeciwny do układu w profilu z Spitsbergenu. Skały o największych rozmiarach znajdują się w dolnej części stożka, a najdrobniejsze położone są w jego górnej części.

Dyskusja wyników

Proces przemieszczania się pokryw zwietrzelinowych, a w konsekwencji zróżnicowany skład frakcyjny na stokach, jest uwarunkowany wieloma czynnikami. Do najważniejszych z nich należą: nachylenie, rodzaj podłoża oraz warunki klimatyczne (Klimaszewski,

1968; French, 2007; Migoń, 2009; Ballantyne, 2018). Poznanie uziarnienia, inaczej składu frakcjonalnego, pozwala na ustalenie rodzaju badanej powierzchni gruntu. Stożki gruzowe są jedną z najpospolitszych form terenu w środowisku górskim. Zostały zdefiniowane jako nagromadzenie luźnych, grubych, zwykle ostrokrawędzistych odłamków skalnych (Luckman, 2013a, 2013b; za Serrano, 2019). Jednostajne nachylenie, takie jak obserwujemy na stożku położonym w górach Fann, jest cechą stożków grawitacyjnych o dużym nachyleniu, rozrastających się w obszarach o klimacie suchym (mała ilość opadów i krótki czas zalegania pokrywy śnieżnej). Na takich stożkach obserwujemy segregację grawitacyjną. Materiał gruby znajduje się bliżej podstawy stożka, natomiast materiał drobny w części wierzchołkowej. Takie stożki zbudowane są zazwyczaj z gruzu, czyli skał ostrokrawędzistych (French, 2007).

Mniejszy kąt nachylenia i jednocześnie większa dynamika charakteryzuje stożki zbudowane z domieszką skał ilastych, które są bardziej zaokrąglone, o mniej ostrych krawędziach, drobniejsze, przemywane wodą opadową i roztopową (French, 2007). Jako przykład takiego stoku przedstawiono ten zlokalizowany na Spitsbergenie. Pod wpływem wody zdecydowanie zmniejsza się kąt nachylenia stożka. Sprzyjają temu inne formy przemieszczania, takie jak osiadanie (kompakcja), spełzywanie, powstawanie zerw i drobnych języków osuwiskowych, rozpościeranie strumieni błotnych, a także przemieszczanie soli-flukcyjne (Rapp, 1968).

Większość badań wiąże dynamikę stożków gruzowych w klimatach peryglacjalnych z obecnością wieloletniej zmarzliny. Ważnym czynnikiem wpływającym na przemieszczanie się pokrywy zwietrzelinowej po stokach Spitsbergenu jest współczesny proces pogłębiania się warstwy czynnej (Dolnicki, 2010, 2020) lub sezonowe wymarzenie lodu (Matsuoka, 2001; Harris et al., 2009; Pisabarro et al., 2017), które powoduje ruchy pionowe, tj. osiadanie skał w okresie letnim i ich podnoszenie się w okresie zamarzania warstwy czynnej. Skutkuje to obecnością dużych skał w górnej części stożka i osiadanie drobnych frakcji w części dolnej. Zjawisko takie może być również efektem zespojenia przez lód gruntowy górnych części stoku (Traczyk i Korabiewski, 2008).

W niniejszym opracowaniu przedstawiono zróżnicowany skład frakcjonalny powierzchni stożków peryglacjalnych jako efekt odmiennego sposobu przemieszczania się rumoszu skalnego. Różnica ta jest spowodowana innymi warunkami klimatycznymi: różną ilością opadów, czasem zalegania pokrywy śnieżnej oraz występowaniem (lub brakiem) wieloletniej zmarzliny. Odmienny udział ilościowy różnej wielkości skał okrywy zwietrzelinowej na analizowanych powierzchniach jest również informacją o możliwości klasyfikowania stożka na podstawie kształtu w profilu podłużnym. Schemat budowy stożków gruzowych obserwowanych na Spitsbergenie zbliżony jest do kompilacji modeli, które w literaturze (French, 2007) nazywane są *convexo-concavo-mantled slopes* i *pedime-like form*. Dla stożków znajdujących się w wysokich górach, w klimacie kontynentalnym, charakterystyczne jest przemieszczanie grawitacyjne z niewielkim udziałem procesu niwalnego. Na ścianach skalnych dominuje wietrzenie mechaniczne, które przy udziale dużego nachylenia powoduje szybsze przemieszczanie dużych okruchów skalnych i ich akumulację w najniższej położonej strefie. Taki rodzaj stożków definiuje się jako *free-face slope* (model Kinga).

Niewątpliwie współczesne procesy peryglacjalne modelujące zbocza górskie różnią się regionalnie (Rączkowska, 2007, 2008), o czym pisała wspomniana autorka, porównując obszary górskie Europy. Procesy modelujące stożki w tak różnych warunkach klimatycznych nie tylko wpływają na kształt stożka, ale również na mechanizm jego tworzenia.

Wspólną cechą analizowanych stożków jest to, że po procesie obrywania się skał uzyskano powierzchnię stożka, po której przemieszcza się materiał zwietrzelinowy i gromadzi się na jego bokach i u jego podnóża (Klimaszewski, 1968; Ballantyne, 2018). Taki rodzaj ewolucji stożków prezentują również w swoich pracach Caine (1974), Luckman (1976, 1988), Kotarba et al. (1979, 1987).

Wnioski

Badane stożki usypiskowe są przykładem zróżnicowanych warunków geomorfologicznych odnoszących się do różnego nachylenia, w obrębie szeroko rozumianej strefy peryglacialnej, obejmującej strefę okołobiegunową i kontynentalne obszary gór środkowej Azji. Przytoczone różnice w składzie frakcyjnym stożków na Spitsbergenie i środkowozjatyckich wskazują na zróżnicowany mechanizm ich powstania.

1. W stożku reprezentującym strefę klimatu okołobiegunowego, w jego części górnej, okruchy skalne są największe, tworząc dominującą frakcję kamienistą, a ich wielkość maleje wraz z wysokością. W dolnej części dominuje frakcja piaszczysta i mniejsza. Taki układ skał możliwy jest dzięki grawitacyjnemu przemieszczaniu się zwietrzliny wraz z towarzyszącymi procesami wytapiania wieloletniej zmarzliny, z dużym udziałem spływającej wody opadowej i z wytapianiem się pokrywy śnieżnej.

2. W stożku reprezentującym strefę klimatu kontynentalnego strefy wysokogórskiej, w jego części górnej, okruchy skalne są najmniejsze, a ich wielkość wzrasta wraz z obniżeniem wysokości. Frakcja kamienista dominuje w części dolnej. Taki układ skał możliwy jest dzięki grawitacyjnemu przemieszczaniu się zwietrzliny. Ruch ten nie jest modyfikowany współczesnymi procesami niwalnymi.

Ryciny, pod którymi nie zamieszczono źródeł, są opracowaniami własnymi autorów artykułu.

Piśmiennictwo

- Akerman, J. (2005). Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972-2002, Kapp Linné, Svalbard. *Norsk Geografisk Tidsskrift, Norwegian Journal of Geography*, 59, 116-128. <https://doi.org/10.1080/00291950510038386>
- Ballantyne, C.K. (2018). *Periglacial Geomorphology*. Hoboken, NJ, USA: John Wiley & Sons.
- Birkenmajer, K., Jania, J., & Pulina, M. (1991). Hornsund, Spitsbergen, Geologia, 1: 75000 (mapa z objaśnieniem). Katowice: Uniwersytet Śląski.
- Caine, N. (1974). The geomorphic processes of the alpine environment. W: J.D. Ives, R.G. Barry (red.), *Arctic and Alpine Environments* (s. 721-748). London: Methuen.
- Detert, M., & Weitbrecht, V. (2012). Automatic object detection to analyze the geometry of gravel grains: A free stand-alone tool. W: R.E.M. Muñoz (red.), *River Flow* (s. 595-600). Leiden: CRC Press/Balkema.
- Dolnicki, P. (2010). Zmiany termiki gruntu w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w latach 1990-2009. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 20, 121-127.

- Dolnicki, P. (2020). *Charakterystyka warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny na Spitsbergenie, Svalbard (na przykładzie równiny nadmorskiej Fuglebergsletta, Hornsund)*. Kraków: Wydawnictwo Uniwersytetu Pedagogicznego. <https://doi.org/10.24917/9788380845763>
- Dolnicki, P., & Grabiec, M. (2022). The Thickness of Talus Deposits in the Periglacial Area on SW Spitsbergen (Fugleberget Mountainside) in the Light of Slope Development Theories. *Land*, 11(2). <https://doi.org/10.3390/land11020209>
- French, H.M. (2007). *The Periglacial Environment*. Harlow, Addison Wesley: Longman, <https://doi.org/10.1017/S0016756897488258>
- Halles, T.C., & Roering, J.J. (2005). Climate-controlled variations in scree production, Southern Alps, New Zealand. *Geology*, 33, 701-704. <https://doi.org/10.1130/G21528.1>
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzel-Müller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Holzle, M., Humlum, O., Isaken, K., Kääb, A., Kern-Lustschg, M.A., Lehning, M., Matsuoka, N., Murton, J.B., Notzli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppala, M., Springman, S.M., & Von der Mühll, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modeling thermal geomorphological and geotechnical responses, *Earth Science Reviews*, 92, s. 117-171.
- Klimaszewski, M. (1969). *Geomorfologia*. Warszawa: WSiP.
- Kotarba, A., Kaszowski, L., & Krzemień, K. (1987). *High Mountain Denudational System of the Polish Tatra Mountains*. Kraków: Polska Akademia Nauk.
- Kotarba, A., Klapa, M., Midriak, R., Petras, J., & Skroda, J. (1979). Field experiments on high mountain slopes of the Tatra Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 13, 132-148.
- Kroh, P., Dolnicki, P., & Łajczak, A. (2021). Subnival Processes and Subnival Sedimentation Mechanisms, the Pamir-Alay Mts., Tajikistan. *Land*, 10(2), 104. <https://doi.org/10.3390/land10020104>
- Luckman, B.H. (2013a). Processes, transport, deposition and landforms: rockfall. W: J. Shroder, R.A. Marston, M. Stoffel, (red.), *Treatise on Geomorphology*, 7, *Mountain and Hillslope Geomorphology* (s. 174-182). San Diego: Academic Press
- Luckman, B.H. (2013b). Talus slopes. W: SA Elias (red.), *The Encyclopedia of Quaternary Science* (s. 566-573). Amsterdam: Elsevier.
- Łupikasza, E. (2003). Zmienność występowania opadów deszczu i śniegu w Hornsundzie w okresie lipiec 1978 – grudzień 2002. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13, 93-105.
- Manecky, A., Czerny, J., Kieres, A., Manecky, M., & Rajchel, J. (1993). Geological map of the SW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Kraków: Wydawnictwo AGH.
- Martini, A. (1986). Contemporary periglacial weathering processes of the mountain massifs in the vicinity of Hornsund, SW Spitsbergen. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 966, 45-73.
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth Sciences Review*, 55(1-2), 107-134.
- Migoń, P. (2009). *Geomorfologia*. Warszawa: PWN, 108-142.
- Niedźwiedź, T. (2002). Wpływ cyrkulacji atmosfery na wysokie opady w Hornsundzie (Spitsbergen). *Problemy Klimatologii Polarnej*, 12, 65-75.
- Niedźwiedź, T. (2003). Współczesna zmienność cyrkulacji atmosfery, temperatury powietrza i opadów atmosferycznych na Spitsbergenie. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 13, 79-92.
- Pisabarro, A., Pellitero, R., Serrano, E., Gómez-Lende, M., & Gonzalez-Trueba, J.J. (2017). Ground temperatures, landforms and processes in an Atlantic mountain. Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Catena*, 149(2), 623-636.
- Plesiński, K., Marek, A., Skalicz, F., & Radecki-Pawlik, A. (2017). Wykorzystanie modelu komputerowego BaseGRAIN do analizy składu granulometrycznego rumowiska wlezonego potoku Po-

- nikiewka metodą fotograficzną. *Acta Scientiarum Polonorum Formatico Circumiectus*, 16(1), 107-126.
- Rapp, A., & Fairbridge, R.W. (1968). Talus fan or cone. W: R.W. Fairbridge, (red.), *Encyclopaedia of Geomorphology* (s. 1106-1109). New York: Van Nostrand Reinhold.
- Rahmonov, O., Szczypiek, T., Niedźwiedz, T., Myga-Piątek, U., Rahmonov, M., & Snytko, V.A. (2017). The human impact on the transformation of juniper forest landscape in the western part of the Pamir-Alay range (Tajikistan). *Environmental Earth Sciences*, 76(8), 324.
<https://doi.org/10.1007/s12665-017-6643-4>
- Rączkowska, Z. (2007). *Współczesna rzeźba peryglacjalna wysokich gór Europy*. Prace Geograficzne, 212. Warszawa: IGIPZ PAN.
- Rączkowska, Z. (2008). Zróżnicowanie współczesnej rzeźby peryglacjalnej w górach wysokich Europy. *Landform Analysis*, 9, 120-122.
- Senderak, K., Kondracka, M., & Gądek, B. (2017). Talus slope evolution under the influence of glaciers with the example of slopes near the Hans Glacier, SW Spitsbergen, Norway. *Geomorphology*, 285, 225-234.
- Serrano, E., Sanjose, J., Gomez-Gutierrez, A., & Gomez-Lende, M. (2019). Surface movement and cascade processes on debris cones in temperate high mountain (Picos de Europa, northern Spain). *Science of the Total Environment*, 649, 1323-1337. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.405>
- Van Steijn, H., de Ruig, J., & Hoozemans, F. (1988). Morphological and mechanical aspects of Debris flows in parts of the French Alps. *Zeitschrift Geomorphologie*, 32, 143-161.
- Traczyk, A., & Korabiewski, B. (2008). Pełnienie pokryw gruzowych na stokach Fugleberget w Hornsundzie (SW Spitsbergen). W: A. Kowalska, A. Latocha, H. Marszałek, J. Pereyma (red.), *Środowisko przyrodnicze obszarów polarnych* (s. 89-89). Wrocław: Uniwersytet Wrocławski.
<https://doi.org/10.13140/RG.2.2.15619.60963>
- Wawrzyniak, T., & Osuch, M.A. (2020). 40-year High Arctic climatological dataset of the Polish Polar Station Hornsund (SW Spitsbergen, Svalbard). *Earth System Science Data*, 12(2), 805-815.
<https://doi.org/10.5194/essd-12-805-2020>
- Zech, R., Röhringer, I., Sosin, P., Kabgov, H., Merchel, S., Akhmadaliev, S., & Zech, W. (2013). Late Pleistocene glaciations in the Gissar Range, Tajikistan, Based on ¹⁰Be surface exposure dating. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 369, 253-261.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.10.031>

Summary

The origins of talus slopes origin are connected with both weathering and the transport of rock grain. Slope formation in these landforms reflects many climatological, morphological and geological factors, with grain-size distributions characterising the surface of talus slopes able to offer some information on means of transport and deposition mechanisms. The main aim of the work detailed here has thus been to present disparate processes of talus-slope formation in two mountain locations – in zones of Arctic periglacial and semi-arid Continental periglacial climate.

Results for the two study sites are presented. The first is located on Spitsbergen, on its SW coast, near the Polish Polar Station. The climate there is Arctic and periglacial, the average annual temperature being -3.2°C and mean annual precipitation 494.6 mm. The slope here has a western exposure, with the rock face and talus slope built of gneiss and

crystalline shales with marble intrusions. There is permafrost as well as an active layer noted at this study site. The second study site is in the Fann Mountains, which form part of the Pamiro-Allay Massif in Tajikistan. Annual temperature there is of about 1-2°C (nearby Stations reporting 6.6°C at Iskanderkul at 2204 m a.s.l., and 0.7°C at the Shahrstan Pass at 3143 m a.s.l.), while annual precipitation is some 300 mm. The slope has a southerly exposure, while the rock material is a massive Devonian limestone. No permafrost is to be observed in this area.

Similar methods were used at both study sites, as Profiles featuring four measurement points were designated. At these points, 0.5 x 0.5 m squares were marked, and perpendicular photographs taken at a distance of 1.5 m. Composition as regards grain-size was analysed using *BaseGRAIN* software.

Structure as regards grain-size is seen to differ strongly between the two talus slopes. On Spitsbergen, grain-size is steadily greater at higher points up the slope. Close to the rock cliff it is boulders and large stones that dominate, while on the lowest parts it is grain-sizes classifiable as sand and silt that account for the greater part of the deposit. In the semi-arid climate of Asia, grain size proves to be sorted in the opposite way, with the largest debris fragments characterising the lowest parts of the talus slope. Close to the rock cliff, at the highest elevations, grains are of the smallest size, and are mostly assignable to the gravel and small stone categories. It is at the foot of the slope that rock sizes are the largest.

The most important factor underpinning the disparate formation of these two talus slopes is permafrost. Talus-slope structure in the Arctic reflects mutually-interrelated processes. Those concerning gravity related to the melting of permafrost with larger stones dislocated to the surface. Additionally, melting of the active layer and the presence of a roof of permafrost allows flowing water deriving from rain and snowmelt to bring about the intensive transport of particles of sand and silt sizes down to the lower part of the slope.

In the periglacial high-mountain conditions noted in Asia, the lack of permafrost combined with the low level of precipitation to minimise the factor of water here. The dominance of gravitational processes in the sorting material ensures that heaviest rock fragments are transported for longer, and end up being deposited in lower positions on the slope.