

145012

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

Zofia Rączkowska

**WSPÓŁCZESNA
RZEŹBA PERYGLACJALNA
WYSOKICH GÓR EUROPY**



Warszawa 2007

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

193. Gębica P., *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, 2004, s. 230, 39 il., 4 tab., 8 fot.
194. Lamparski P., *Formy i osady czwartorzędowe w świetle badań georadarowych*, 2004, s. 116, 62 il., 10 tab.
195. Więckowski M., *Przyrodnicze uwarunkowania kształtowania się polsko-słowackich więzi transgranicznych*, 2004, s. 232, 42 il., 39 tab.
196. Śleszyński P., *Kształtowanie się zachodniej części centrum Warszawy*, 2004, s. 332 +1 zał., 72 il., 63 tab.
197. Kotarba A. (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*, 2004, s. 116, 33 il., 3 tab., 9 fot.
198. Korcelli-Olejniczak E., *Funkcje metropolitalne Berlina i Warszawy w latach 1990–2002. Współzależność pozycji w systemie miast Europy Środkowej*, 2004, s. 226, 11 il., 28 tab.
199. Roo-Zielińska E., *Fitoindykacja jako narzędzie oceny środowiska fizyczno-geograficznego. Podstawy teoretyczne i analiza porównawcza stosowanych metod*, 2004, s. 258, 65 il., 67 tab.
200. Mirosław Błaszkiwicz, Piotr Gierszewski (red.), *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*, 2005, s. 395 + 6, 100 il., 21 tab., 32 fot.
201. Mirosław Błaszkiwicz, *Późnoglacialna i wczesnooloceniowa ewolucja obniżeń jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza)*, 2005, s. 192, 29 il., 2 tab., 18 fot.
202. Alina Potrykowska (red.), *Population and the environment*, 2005, s. 245, 23 il., 45 tab.
203. Wioletta Kamińska, *Pozarolnicza indywidualna działalność gospodarcza w Polsce w latach 1988–2003*, 2006, s. 236, 45 il., 43 tab.
204. Tomasz Kalicki, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holoceńskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, 2006, s. 348, 82 il., 10 fot.
205. Halina Grobelska, *Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, 2006, s. 122 + 23 wkl., 26 il., 12 tab., 33 fot.
206. Anna Maria Leonowicz, *Kartogram jako forma prezentacji zależności zjawisk geograficznych*, 2006, s. 212, 42 il., 16 tab.
207. Grzegorz Węclawowicz, Marek Degórski, Tomasz Komornicki, Janusz Korzeń, Jerzy Bański, Juliusz Korzeń, Roman Soja, Przemysław Śleszyński, Marek Więckowski, *Studia nad przestrzennym zagospodarowaniem obszaru wzdłuż granicy polsko-niemieckiej*, 2006, s. 226, 40 il., 20 tab.
208. Jan Wendt, *Wymiar przestrzenny struktur i aktywności społeczeństwa obywatelskiego w Polsce*, 2007, s. 236, 54 il., 58 tab.
209. Arkadiusz Bartczak, *Wieloletnia zmienność odpływu rzecznej z dorzecza Zgłowiączki*, 2007, s. 165, 36 il., 41 tab.
210. Paweł Prokop, *Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie*, 2007, s. 162, 41 il., 13 tab.
211. Przemysław Śleszyński, Jerzy Bański, Marek Degórski, Tomasz Komornicki, Marek Więckowski, *Stan zaawansowania planowania przestrzennego w gminach*, 2007, s. 284, 107 ryc., 61 tab., 3 zał.

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 212

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 212

PRESENT-DAY PERIGLACIAL RELIEF
IN HIGH MOUNTAINS OF EUROPE

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 212

Zofia Rączkowska

**WSPÓŁCZESNA RZEŻBA PERYGLACJALNA
WYSOKICH GÓR EUROPY**



WARSZAWA 2007

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU:

Mirosław Błaszkiwicz, Kazimierz Krzemień

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00 818 Warszawa
e-mail: e.janko@twarda.pan.pl

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska
Zdjęcie na okładce: Zofia Rączkowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2007

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-87954-96-9

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
Druk: Drukarnia KLIMIUK, ul. Foksal 11, 00-372 Warszawa; e-mail: drukarnia@klimiuk.com.pl

SPIS TREŚCI

1. WPROWADZENIE	11
2. CEL I ZAKRES PRACY	15
3. ŚRODOWISKO PERYGLACJALNE A RZEŻBA PERYGLACJALNA	21
3.1. Wprowadzenie pojęcie peryglacjał.....	21
3.2. Koncepcje badań peryglacjału	22
3.3. Środowisko peryglacjalne definicja	24
3.4. Typy środowisk peryglacjalnych	26
3.5. Górskie strefy peryglacjalne granice, podział	26
4. ELEMENTY WPŁYWAJĄCE NA ZRÓŻNICOWANIE RZEŻBY PERYGLACJALNEJ	33
4.1. Wieloletnia zmarzlina	33
4.1.1. Uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny	33
4.1.2. Piętrowość wieloletniej zmarzliny	38
4.1.3. Morfologiczne wskaźniki obecności wieloletniej zmarzliny w górach	39
4.2. Współczesne zlodowacenie	40
4.3. Piętrowość a strefowość środowiska przyrodniczego	42
4.3.1. Specyfika klimatu wysokich szerokości geograficznych	42
4.3.2. Specyfika klimatu wysokich gór	42
4.3.3. Piętrowość i strefowość roślinności	43
4.3.4. Piętrowość i strefowość rzeźby peryglacjalnej w górach	44
4.3.5. Piętrowość a strefowość środowiska peryglacjalnego	45
4.4. Wpływ kontynentalizmu klimatu na środowisko peryglacjalne	46
4.5. Asymetria stoków	47
5. WYBRANE CECHY KLIMATU OBSZARÓW WYSOKOGÓRSKICH EUROPY ISTOTNE DLA ROZWOJU RZEŻBY PERYGLACJALNEJ	49
5.1. Zróźnicowanie klimatu masywów w łuku Alp	50
5.2. Subarktyczny klimat gór północnej Skandynawii	52
5.3. Śródziemnomorski klimat Pirenejów	54
5.4. Morski reżim peryglacjalny masywu Cairngorms	55
5.5. Podstawowe cechy klimatu Karpat Południowych	56
5.6. Klimat Tatr	57
6. CHARAKTERYSTYKA WSPÓŁCZESNEJ RZEŻBY PERYGLACJALNEJ TATR I WYBRANYCH GRUP WYSOKOGÓRSKICH	59
6.1. Alpy	59
6.1.1. Wprowadzenie	59
6.1.2. Uwarunkowania i efekty wietrzenia mrozowego	66
6.1.3. Lodowce gruzowe i inne formy wskaźnikowe wieloletniej zmarzliny	70
6.1.4. Formy pochodzenia mrozowego	77
6.1.5. Rzeźba soliflukcyjna	85
6.1.6. Rzeźba niwalna	94
6.1.7. Podsumowanie	97

6.2. Współczesna rzeźba peryglacialna Gór Skandynawskich	98
6.2.1. Uwarunkowania rozwoju rzeźby peryglacialnej	98
6.2.2. Współczesne procesy i rzeźba peryglacialna	101
6.2.2.1. Rzeźba wskaźnikowa wieloletniej zmarzliny	103
6.2.2.2. Wietrzenie mrozowe i jego efekty	106
6.2.2.3. Formy mrozowe	108
6.2.2.4. Różnorodność form soliflukcyjnych	111
6.2.2.5. Formy niwalne	117
6.2.2.6. Formy deflacyjne	118
6.2.3. Podsumowanie	119
6.3. Pireneje	120
6.3.1. Uwarunkowania rozwoju rzeźby peryglacialnej	120
6.3.2. Procesy i formy peryglacialne	122
6.3.2.1. Wietrzenie peryglacialne i jego efekty	126
6.3.2.2. Procesy i formy mrozowe	128
6.3.2.3. Formy soliflukcyjne	131
6.3.2.4. Lodowce gruzowe	133
6.3.3.4. Rzeźba krioniwalna	136
6.3.4. Podsumowanie	137
6.4. Cairngorms	138
6.4.1. Wstęp	138
6.4.2. Wietrzenie mrozowe	140
6.4.3. Procesy i formy mrozowe	142
6.4.4. Procesy i formy soliflukcji	144
6.4.5. Procesy i formy eoliczne	146
6.4.6. Procesy i formy niwalne	147
6.4.7. Podsumowanie	148
6.5. Karpaty Południowe	149
6.5.1. Wprowadzenie	149
6.5.2. Współczesna rzeźba peryglacialna	150
6.5.2.1. Działalność mrozu	151
6.5.2.1. Formy soliflukcyjne	153
6.5.2.3. Formy wskaźnikowe wieloletniej zmarzliny	156
6.5.2.4. Formy niwalne	157
6.5.3. Podsumowanie	159
6.6. Współczesna rzeźba peryglacialna Tatr	159
6.6.1. Wprowadzenie	159
6.6.2. Wietrzenie i jego efektywność	160
6.6.3. Wieloletnia zmarzlina a formy peryglacialne w Tatrach	167
6.6.4. Grunty strukturalne	168
6.6.5. Gelideflacja i jej efekty	178
6.6.6. Procesy i formy soliflukcyjne	179
6.6.7. Formy niwalne	183
6.6.8. Podsumowanie	184
7. PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA I WYKSZTAŁCENIA WYBRANYCH FORM PERYGLACJALNYCH W WYSOKICH GÓRACH EUROPY	
187	
7.1. Formy uwarunkowane obecnością wieloletniej zmarzliny	189
7.2. Formy soliflukcyjne	190
7.3. Formy mrozowe	195

7.4. Wpływ strefowego i piętrowego zróżnicowania środowiska na rozmieszczenie form peryglacjalnych	196
7.5. Strefa supraglacjalna i proglacjalna	198
8. WPŁYW RZEŻBY ODZIEDZICZONEJ NA ROZWÓJ RZEŻBY PERYGLACJALNEJ	201
9. ROLA PROCESÓW PERYGLACJALNYCH WE WSPÓŁCZESNYM ROZWOJU RZEŻBY WYSOKOGÓRSKIEJ	203
10. WNIOSKI	207
LITERATURA	209
PRESENT-DAY PERIGLACIAL RELIEF IN HIGH MOUNTAINS OF EUROPE – Summary	249

*Moim Mistrzom i Współtowarzyszom drogi naukowej
pracę tę jako podziękowanie dedykuję*

Autorka

<http://rcin.org.pl>

I. WPROWADZENIE

Góry wysokie od dawna fascynują człowieka ze względu na piękno i zróżnicowanie ich krajobrazu. Równocześnie jest to obecnie obszar wznrastającej ekspansji człowieka i między innymi, dlatego stanowi przedmiot badań uczynnych z zakresu nauk o Ziemi.

Obszary wysokogórskie obejmują zaledwie 5% powierzchni Ziemi, ale ich środowisko i sposób jego funkcjonowania są tak odmienne, że w geomorfologii wprowadzono pojęcie systemu morfodynamicznego obszarów wysokogórskich (Barsch, Caine 1984).

W wysokich górach, morfogeneza peryglacjalna, jest oprócz morfogenezy glacialnej, najważniejszą częścią systemu morfogenetycznego. Dodatkowo obecność lodu w gruncie zmienia warunki działania i wpływa na przebieg wszystkich procesów geomorfologicznych.

Odmienność środowiska gór przyczyniła się także do wyróżnienia gór wysokich średnich i niskich szerokości geograficznych jako jednego z typów współczesnych środowisk peryglacjalnych (French 1996).

Poznanie działających w nim procesów peryglacjalnych i rozwijających się wskutek ich aktywności form rzeźby ma w tych górach, podobnie jak w wielu innych na świecie, prawie wiekową tradycję. Wyniki badań prowadzonych w pierwszej połowie XX wieku podsumowuje C. Troll (1944). Na przełomie lat 40. i 50. XX wieku nastąpiła ekspansja badań peryglacjalnych, także w górach wysokich, szczególnie w Europie. W tym okresie rozpoczęły się pierwsze terenowe, a potem laboratoryjne, badania ilościowe (m.in. Michaud 1950; Gerlach 1959; Tricart 1956; Rapp 1960; Czeppe 1961; Rudberg 1962; Pissart 1964, 1973; Corte 1966; Benedict 1970; Kotarba 1976; *Centre...*1980). Badania te zaowocowały ogromną liczbą opracowań naukowych i artykułów, a ponadto ich wyniki były ujęte w kolejnych monografiach prezentujących postęp w geomorfologii peryglacjalnej (m. in. Tricart 1970; Jahn 1970b, 1975; Washburn 1973; Embleton, King 1975; French 1976, 1996; Embleton, Thornes 1985; Clark (red.) 1988; Dixon, Abrahams (red.) 1992). W latach 70. XX w. badania peryglacjalne w górach wysokich poszerzono o rozpoznanie cech i parametrów wieloletniej zmarzliny, najważniejszej z postaci lodu gruntowego (m. in. Barsch 1969a, b, 1978; Corte 1976; Haerberli 1975, 1985; Jahn 1970b; Cheng Zhu i in. 1996; Ishikawa i in. 2001; Harris i in. 2001, 2003). Wyniki tych

ostatnich badań przyczyniły się do znacznego postępu w określeniu mechanizmu działania procesów w kontekście ich uwarunkowań środowiskowych.

Badania współczesnej rzeźby peryglacjalnej w górach wysokich na świecie zasadniczo obejmują trzy grupy zagadnień:

1. Przedmiotem bardzo wielu prac jest rozciągłość wysokościowa i cechy środowiska strefy, w której występuje rzeźba peryglacjalna, a także zróżnicowanie wysokościowe typów rzeźby peryglacjalnej w górach Europy, Azji, Afryki i obu Ameryk. Ich wyniki ujęte są w opracowaniach monograficznych (m.in. Rathjens 1982; Poser, Schunke 1983; Höllerman 1985; Höllerman, Poser 1977; Lautridou i in. 1992; Matsouka 2003).

2. Najwięcej badań dotyczy wykształcenia współczesnej rzeźby peryglacjalnej w górach wysokich. W tej grupie koncentrowano się na regionalnym rozpoznaniu współczesnej rzeźby peryglacjalnej w różnych górach na świecie (m.in. Jahn 1958, 1976; Rapp 1960; Klimaszewski 1960; Höllerman 1964, 1967; King 1968; Stingl 1969; Garleff 1970; Kelletat 1969, 1970a; Hastenrath 1973; Dumitraško i in. (red.) 1974; Graff 1973; Marnezy 1977a; Schunke 1979; Soutadé 1980; Pękala 1980; Ballantyne 1981, 1996; Chattopadhyay 1982; Gómez Ortiz 1987; Eršova i in. (red.) 1989; Francou 1988; André 1993; Cheng Zhu 1996; Jin i in. 2000, Krzemień, Sobiecki 2004), lub na wielostronnym, szczegółowym poznaniu poszczególnych form rzeźby np. lodowców gruzowych (m.in. Corte 1988, Giardino i in. (red.) 1987; Gorbunov i in. 1992; Barsch 1996; Cheng i in. 1996; Humlum 1998, 2000; Ishikawa i in. 2001; Haerberli i in. 2006; Ikeda, Matsouka 2006), pasów mrozowych w Andach (m.in. Hastenrath 1977; Francou 1988; Perez 1988, Francou i in. 2001), peryglacjalnych stoków piargowych w Górach Skalistych (Luckman 1988), w Alpach i Andach (Francou 1988), na Spitsbergenie (Jahn 1970b, 1975; André 1993), w Tatrach (Kotarba 1976), lobów i teras soliflukcyjnych (m.in. Benedict 1970, Smith 1992, Coutard i in. 1996; Hugenholtz, Lewkowicz 2002), strumieni gruzowych (*kurumów*) (Romanovskij, Tjurin 1986), osadów warstwowych na stokach gruzowych (*grèzes-litées*) (m.in. Francou 1988, Van Steijn i in. 1995). W badaniach form peryglacjalnych szczególna uwaga jest kierowana na te obszary, w których współczesny rozwój rzeźby jest ograniczony przez uwarunkowania środowiskowe np. góry w Afryce Południowej (Boelhouwers 1991a, b), gdyż umożliwia to określenie warunków granicznych rozwoju form.

3. Wielu badaczy dąży do poznania przebiegu i tempa poszczególnych procesów peryglacjalnych oraz wyjaśnienia mechanizmu ich działania, przy użyciu parametrów ilościowych. Stosunkowo szybki, w ostatnich latach, rozwój tych badań w górach omawiają m.in. J.P. Lautridou i in. (1992), N. Matsouka (2001b, c, 2003), K. Hall i in. (2002), Jin i in. (2000). Wyniki badań wskazują

między innymi na ważniejszą, niż uprzednio sądzono rolę, niektórych czynników, w rozwoju rzeźby np. wietrzenia chemicznego (m.in. Caine 1992; Hall i in. 2002; Thorn i in. 2006), czy wietrzenia biologicznego (Etienne 2002). Bardzo wiele ilościowych badań (podsumowanych m.in. przez Lautridou i in. 1992; Cheng Zhu 1996; Jin i in. 2000; Hall i in. 2002; Matsuoka 2001b, c,) dotyczy wilgotności i termiki gruntu, a ich wyniki świadczą o dominującej roli tych czynników w przebiegu procesów peryglacjalnych w górach, a także dokumentują to w sposób parametryczny (m.in. Coutard i in. 1996; Matsuoka i in. 1997; Matsumoto i in. 2001; Jaesche i in. 2003). Dla określenia wskaźników tempa procesów peryglacjalnych szczególne znaczenie mają długie serie pomiarów, które pozwalają eliminować fluktuacje okresowe w ich przebiegu. Takie serie uzyskano dla soliflukcji w Górach Skalistych w Kanadzie (Smith 1992), w Andach (Graff 1993), na Spitsbergenie (Åkerman 1996, 2005), w Górach Skandynawskich (Rapp, Åkerman 1993), w Alpach (Gamper 1987; Jaesche i in. 2003), a także rozwoju piargu i pasów gruzowych w Andach (Perez 1993). Podejmowane są również próby sprecyzowania mechanizmu działania niektórych procesów peryglacjalnych np. sortowania mrozowego w pasach sortowanych (Hastenrath 1977; Perez 1988; Francou 1988, Matsuoka i in. 2003), spełzywania wieloletniej zmarzliny w formie lodowców gruzowych (m.in. Haeberli 1985; Barsch 1996; Haeberli i in. 1998, 2006; Kääb, Reichmuth 2005), soliflukcji (Matsuoka i in. 2003). Jednak pomimo licznych badań ilościowych, także z zastosowaniem całorocznego, automatycznego monitoringu procesów (m.in. Matsuoka i in. 1997, 2003; Matsumoto i in. 2001), otwartym problemem jest ustalenie jednoznacznych relacji forma-proces. Należy dodać, że góry wysokie Europy były głównym obszarem badań współczesnej rzeźby peryglacjalnej, poza Górami Skalistymi i Andami.

Znajomość działania procesów peryglacjalnych i ich skutków oraz zmienności obu tych elementów w górach wysokich Europy w profilu południkowym i równoleżnikowym jest istotna z punktu widzenia wrażliwości środowiska wysokogórskiego na zmiany klimatu. Zmiany w przebiegu procesów, zanikanie aktywności pewnych procesów i rozwoju związanych z nimi form lub uaktywnienie się innych mogą być ich wskaźnikami.

2. CEL I ZAKRES PRACY

Zamierzeniem autorki jest próba spojrzenia na współczesną rzeźbę peryglacialną Tatr i innych obszarów wysokogórskich Europy poprzez analizę rozmieszczenia i wykształcenia współczesnych form peryglacialnych jako efektu działania procesów przy uwzględnieniu dostępnych danych ilościowych charakteryzujących tempo ich działania.

Celem nadrzędnym jest poszukiwanie prawidłowości w rozmieszczeniu i wykształceniu form peryglacialnych w górach, przy równoczesnej próbie określenia uwarunkowań lokalnych, regionalnych i ponadregionalnych, które w różnym stopniu mogą determinować rozwój rzeźby.

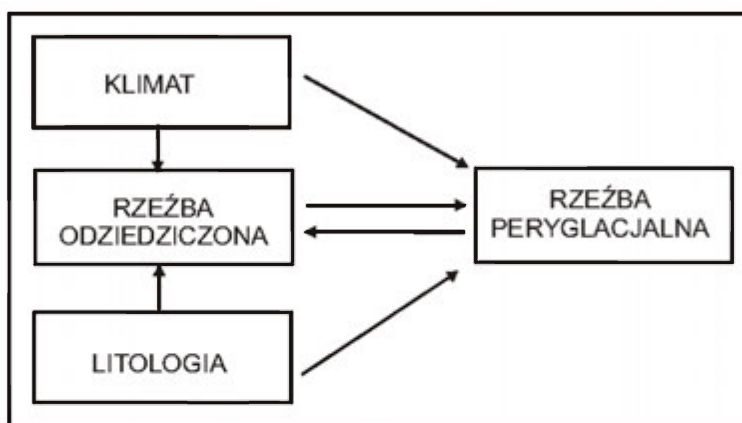
Procesy peryglacialne to ważna, ale nie jedyna grupa procesów przekształcających rzeźbę wysokogórską, dlatego istotne jest także określenie relacji procesów peryglacialnych do innych procesów morfogenetycznych. Pozwoli to na ocenę efektywności procesów peryglacialnych w stosunku do innych procesów działających w środowisku wysokogórskim.

Środowisko górskie jest mozaiką mikrośrodków, stąd w każdych górach wysokich są obszary, w których warunki środowiskowe sprzyjają rozwojowi form peryglacialnych, chociaż formy te nie występują w nich powszechnie. Zastosowanie kryterium powszechności występowania czynnych form peryglacialnych, kryterium występowania pełnego spectrum tych form oraz występowania form wskaźnikowych np. wieloletniej zmarzliny pozwoli różnicować obszary wysokogórskie Europy i wydzielić obszary z rzeźbą peryglacialną *sensu stricto* i *sensu lato*. Równocześnie możliwe będzie wskazanie, dla poszczególnych gór, charakterystycznych cech rzeźby peryglacialnej, układów przestrzennych form, form powszechnych i dominujących w powiązaniu z procesami, ich intensywnością i uwarunkowaniami środowiskowymi.

Analiza dostępnych danych terenowych z szerokiej grupy górskich środowisk peryglacialnych Europy i ilościowych relacji pomiędzy tempem procesów i formami rzeźby peryglacialnej a zmiennością parametrów środowiskowych pozwoli na określenie czynników wpływających na przestrzenną różnorodność procesów i form.

Szczególony nacisk jest położony na wzajemne relacje klimat – procesy peryglacialne, w tym określenie roli strefy klimatycznej lub odmiany klimatu, a także obecności lodowców, w rozmieszczeniu i wykształceniu form oraz w przebiegu procesów peryglacialnych.

Współczesny rozwój rzeźby peryglacjalnej jest wypadkową klimatu lokalnego oraz warunków podłoża, na którym wskutek działania procesów rozwijają się formy rzeźby peryglacjalnej (ryc. 1). Podłoże tworzą formy starszej rzeźby oraz pokrywy. Oba elementy są wykształcone bardzo różnie w zależności między innymi od litologii skał podłoża, która szczególnie wpływa na wykształcenie pokryw stokowych.



Ryc. 1. Schemat uwarunkowań rzeźby peryglacjalnej
Scheme of linkage between present-day periglacial relief and factors influencing its development

W każdych górach wysokich występuje strefa z klimatem odpowiednim dla działania procesów i powstawania form rzeźby peryglacjalnej. Jednak formy peryglacjalne rozwijają się jedynie w niektórych fragmentach tej strefy. Wyniki badań niemieckich na Grenlandii wskazują na to, że morfogeneza peryglacjalna w granicach klimatycznie określonej strefy peryglacjalnej jest uwarunkowana przez konfigurację terenu (rzeźbę odziedziczoną), allochtoniczne osady oraz przez lokalne i edaficzne czynniki (Schunke 1977, 1979; Stablein 1977). Podobnie w górach, przyczyną nierównomiernego rozkładu rzeźby peryglacjalnej w strefie z klimatem sprzyjającym jej rozwojowi, mogą być warunki stworzone przez odziedziczoną rzeźbę glacialną.

Formy rzeźby w systemie górskim są obiektami wzajemnie od siebie zależnymi w czasie i przestrzeni. Tworzą trwałe hierarchiczny system, zawierający w sobie zapis (palimpsest) uprzedniej morfogenezy (Chorley i in. 1984). Oznacza to, że mniejsze formy rzeźby są nałożone na większe i że starsze formy rzeźby są częściowo wymazane przez młodsze, utworzone przez procesy, dla których starsze formy określają warunki i granice działania. Podobnie w górach wysokich różny typ odziedziczonej rzeźby glacialnej może w odmienny sposób wpływać na rozwój współczesnej rzeźby peryglacjalnej.

Mianem gór wysokich zgodnie z definicją zaproponowaną przez C. Trolla (1973) można w Europie określić bardzo wiele obszarów górskich, od gór Spitsbergenu i Islandii na północy do Sierra Nevada i Kaukazu na południu, a także od wyżyn Szkocji na zachodzie do Uralu na wschodzie. Poszczególne obszary różnią się znacznie pod względem współczesnego rozwoju rzeźby, w tym rzeźby peryglacialnej, co jest związane między innymi z ich położeniem w różnych warunkach klimatycznych.

Do analizy wybrano obszary wysokogórskie leżące w różnych strefach klimatycznych (okołobiegunowa, umiarkowana, podzwrotnikowa – wg W. Okołowicza (1969)) i zróżnicowanych odmianach klimatu (morski, kontynentalny). Oprócz Tatr, są to Góry Skandynawskie, Alpy, Karpaty Południowe, Pireneje, Cairngorms (ryc. 2). Na mapie procesów geomorfologicznych na świecie są one włączone do strefy: „*Frostdynamische Prozesse, intensive Abspulung und fluviale Prozesseinschliesliez Thermoerosion*”, charakteryzującej się procesami mrozowymi, gelisoliflukcją, termokrasem, procesami odpadania i wietrzenia oraz intensywnym spłukiwaniem i procesami fluwialnymi (Hagedorn, Poser 1974). Obszary te różnią się także typem odziedziczonej rzeźby glacialnej.

Zagadnienia współczesnej peryglacialnej rzeźby gór wysokich będą omawiane w oparciu o wyniki analizy dotychczasowych danych o przebiegu procesów peryglacialnych i rozwoju form w wybranych obszarach wysokogórskich Europy. Wnioski z opracowań zostaną poddane krytycznej ocenie, której podstawą są własne materiały zebrane w czasie badań terenowych w tych obszarach. W analizie zostanie uwzględniony postęp w rozpoznaniu mechanizmu procesów. Równocześnie należy zauważyć, że dane dostępne w literaturze bywają niekompletne, zarówno w części dotyczącej form rzeźby jak i przebiegu procesów. Zwłaszcza w starszych pracach formy rzeźby są traktowane jako dowód aktywności procesów peryglacialnych, choć nie zawsze są one aktywne. Najczęściej brak jest podziału na formy aktywne i reliktowe (w sensie geomorfologicznym) lub fosylne (w sensie geologicznym), a przecież jedynie formy świeże, czynne są świadectwem aktywności procesów.

Korzystając z wyjazdów wymiennych PAN, stypendiów i środków własnych, autorka prowadziła badania rzeźby peryglacialnej w Alpach Włoskich – Dolina Martello, w masywie Ortles-Cevedale (1986, 1988, 1990, 1994, 1996), Alpach Francuskich – Dolina Venon w masyw Ecrins (2001, 2002), Górach Skandynawskich – Góry Abisko, Dolina Tarfala w masywie Kebnekaise oraz masywy Sanna i Malla w rejonie Kilpisjärvi (1988, 1990, 1991, 1996, 1998, 2000, 2003), Pirenejach – masywy Maladeta i Monte Perdido (1993, 2003, 2004), Wyżynach Szkocji – masyw Cairngorms w (2000, 2002), Karpatach Południowych – masywy Făgăraș i Retezat (1999, 2001, 2003).



Ryc. 2. Góry wysokie Europy na tle rozmieszczenia wieloletniej zmarzliny. Rozmieszczenie zmarzliny według J. Browna i in. (1998) oraz J. Warburtona (2007), zmienione. 1 – izolowane płyty, 2 – sporadyczna (10–50% pow.), 3 – nieciągła (50–90% pow.), 4 – ciągła (>90% pow.). Mapy lokalizacyjne poszczególnych obszarów wysokogórskich w rozdziale 6.

High-mountains of Europe against a background of mountain permafrost occurrence after J. Brown et al. (1998) and J. Warburton (2007) (modified). 1 isolated patches of permafrost, 2 sporadic permafrost (10–50%), 3 discontinuous permafrost (50–90%), 4 continuous permafrost (>90%). Location maps of particular high-mountains areas in chapter 6.

Badania w Tatrach były częściowo finansowane z grantu KBN 3P04044523: „*Abiotyczne i biotyczne wskaźniki współzrzednych zmian środowiska przyrodniczego Tatr powyżej górnej granicy lasu*”.

W badaniach rzeźby peryglacialnej, w wymienionych powyżej obszarach badawczych autorka stosowała kartowanie geomorfologiczne wybranych fragmentów terenu w skali szczegółowej, badania punktowe na stanowiskach, badania w katenach stokowych oraz dokumentację fotograficzną.

Zasadniczo w badaniach współczesnej rzeźby peryglacialnej w górach wysokich używany jest szeroki wachlarz metod. Wśród metod geomorfologicznych dominuje kartowanie geomorfologiczne w różnej skali, jednak często stosowane są badania punktowe lub w katenach stokowych. Metody sedymentologiczne, w tym badanie składu mechanicznego pokryw, litologiczne i mikromorfologiczne, a także pomiary termiki gruntu przy użyciu termometrów, termografów i termistorów, używane są do określenia warunków działania procesów peryglacialnych. W badaniach dynamiki procesów peryglacialnych stosuje się różne metody. Najczęściej są to proste techniki pomiarowe, takie jak np. linie kołków wkopywane w grunt na różną głębokość, linie znaczonego materiału gruzowego do mierzenia wielkości przemieszczania pokryw, siatki do łapania materiału odpadającego ze ścian skalnych, ruchomierze do pomiaru wielkości podnoszenia. Stanowiska badawcze sprawdzane są okresowo, bez stosowania ciągłego zapisu. Należy dodać, że zdecydowana większość, wykorzystanych w tej pracy, dotychczas publikowanych danych ilościowych dotyczących dynamiki procesów peryglacialnych w górach wysokich Europy, w tym także wyniki badań autorki w Tatrach, została uzyskana w wyniku stosowania wymienionych powyżej metod. W ostatnich latach zaczęto stosować równoczesną, ciągłą, automatyczną rejestrację warunków termiczno-wilgotnościowych gruntu i dynamiki procesów peryglacialnych, przy użyciu logerów, między innymi w badaniach klinów mrozowych i lodowych, mrozowych ruchów gruntu i soliflukcji (m.in. Matsouka i in. 1997; Kling 1996; Matsuoka, Humlum (red.) 2003; Humlum, Matsuoka 2004). W Tatrach zastosowano ją w badaniach termiki gruntu (Baranowski i in. 2004, 2005). Najwięcej różnorodnych metod i technik zaangażowano celem uzyskania ilościowych danych dotyczących wieloletniej zmarzliny i jej ruchu, którego przejawem są lodowce gruzowe. Należą do nich wiercenia, monitoring termiki gruntu w otworach wiertniczych, metody geofizyczne (m.in. elektrooporowe, sejsmiczne, magnetoteluryczne, georadar, kamera termowizyjna) szczegółowo omówione w pracach D. Vonder Mühl i in. (2002), L. Schrott i in. (red.) (2003), fotogrametria oraz metody geodezyjne (Haeberli i in. 2006). W celu weryfikacji i uzupełnienia badań terenowych stosuje się symulacje w laboratoriach, szczególnie w odniesieniu do procesów wolno działających, takich jak wietrzenie

fizyczne, soliflukcja, sortowanie mrozowe, powstawanie struktur mrozowych (Tricart 1956; Corte 1966; Coutard i in. 1988b; Lautridou i in. 1992; Harris i in. 1996; Harris i in. 2000).

Użycie w badaniach procesów peryglacjalnych, różnych metod i technik pomiarowych, wpływa na niejednorodność uzyskanych wyników i stwarza pewne trudności, w zastosowaniu wskaźników tempa tych procesów, do oceny ich aktywności i roli obszarach wysokogórskich.

3. ŚRODOWISKO PERYGLACJALNE A RZEŻBA PERYGLACJALNA

3.1. WPROWADZENIE – POJĘCIE PERYGLACJAŁ

Środowisko peryglacjalne zajmuje 20% powierzchni Ziemi, a równocześnie termin *peryglacjał* jest niejednoznacznym skrótem pojęciowym, chociaż wygodnym w użyciu i powszechnie używanym (m. in. Troll 1944; Peltier 1950; Sekyra 1954; Jahn 1958, 1975; Rapp 1960; Tricart 1970; Pewe 1969; Washburn 1973, 1980; Embleton, King 1975; French 1976, 1996; Höllerman Poser 1977 i inni).

Termin „peryglacjał” (niem. – *Periglazial*, ang. – *periglacial*) został wprowadzony w 1909 roku przez W. Łozińskiego dla opisu warunków wietrzeń mrozowego związanego z powstaniem pokryw blokowych w Karpatach. Równocześnie na 11 Kongresie Geologicznym w Sztokholmie wprowadził on pojęcie „strefy peryglacjalnej” do opisu klimatycznych i geologicznych warunków obszarów przylegających do plejstocenijskich lodowców i łądolodów (Łoziński 1909, 1912), stąd jego definicja jest traktowana jako geograficzna (Dylik 1964). W. Łoziński nie podał jednak żadnej klimatycznej ani geomorfologicznej interpretacji tego pojęcia (Jahn 1970b, 1975).

A. L. Washburn (1980) używa terminu „*periglacial*” zamiast „*geocrology*”, którym określa badanie gruntów zamrożonych, zarówno sezonowo jak i wieloletniej zmarzliny, ale z wykluczeniem lodowców. Jest on przez tego autora stosowany do opisu nieglacjalnych procesów i cech zimnych klimatów bez względu na wiek i bliskość lodowców. Krytyczne podejście do tego terminu w literaturze rosyjskiej spowodowało zastąpienie go określeniami akcentującymi genezę: procesy i formy kriogeniczne, kriosfera, geokriosfera, kładącymi nacisk na genezę (Popov 1967; Dostovalov, Kudrjasev 1967).

Znaczenie terminu peryglacjał, szczególnie w stosunku do przeszłości także kwestionowano (m.in. Troll 1944; Cappello 1962), a nawet proponowano, aby je porzucić (Linton 1969). Z kolei M. Klimaszewski (1978), konsekwentnie za W. Łozińskim, podważał używanie pojęcia „peryglacjał” w odniesieniu do zjawisk współczesnych, gdyż uważał, że to pojęcie obejmuje całość warunków klimatycznych i związanych z nimi zjawisk, w tym geomorfologicznych, jedynie w otoczeniu łądolodu i nie powinno być używane w stosunku do obszarów, w których łądolód nie występuje.

3.2. KONCEPCJE BADAŃ PERYGLACJAŁU

Termin „peryglacjał” odnosi się do całości zjawisk nazywanych peryglacjalnymi, a więc do warunków środowiska, szczególnie klimatu, jak również zespołu procesów i związanych z nimi form rzeźby, charakterystycznych dla obszarów o skrajnie zimnym klimacie. Niejednoznaczność pojęcia wynika między innymi z tego, że obszary występowania zjawisk peryglacjalnych są określane mianem – „środowisko peryglacjalne” (np. French 1976, 1996), „strefa peryglacjalna” (np. Jahn 1970b, 1975), „dziedzina peryglacjalna” (np. Jahn 1975) czy „system peryglacjalny” (Ritter i in. 2002), odzwierciedlającym zastosowany w badaniach sposób podejścia, który odpowiednio możemy nazwać ekologicznym, geograficznym, klimatycznym i geomorfologicznym. Podejście geologiczne prezentował B. Högbom (1914), który traktował lód jako czynnik geologiczny.

Wymienione powyżej określenia, stosowane do zjawisk peryglacjalnych, ujmują ich różne aspekty. W podejściu geograficznym przedmiotem zainteresowania jest przestrzeń, wewnątrz której na wszystkie procesy wpływa działanie mrozu i silnie zmrożonego gruntu, a jednym z ważnych zadań jest znalezienie metody i kryteriów do określenia granic takiej strefy morfoklimatycznej. Zasięg tej strefy nie musi być równoznaczny z zasięgiem wieloletniej zmarzliny. W takim znaczeniu, pojęć „*periglacial environments*” albo „*periglacial zone*” używają między innymi J. Tricart, A. Cailleux (1950), L.C. Peltier (1950), J. Tricart (1969), T.L. Pewe (1969), A. Washburn (1973), C. Embleton i C.A. King (1975), A. Jahn (1975), H. French (1976), J. Demek (1978), odnosząc je głównie do strefy peryglacjalnej obszarów nizinnych Syberii i Kanady. Za podstawę określania granic strefy przyjmowano rozmieszczenie diagnostycznych form peryglacjalnych, przy czym uwzględniano jedynie zespoły form lub pojedyncze wystąpienia form oraz klimatyczne progi ich geograficznych zasięgów (Karte, Liedtke 1981; Karte 1982).

W podejściu ekologicznym jako równoważne traktowane są wszelkie elementy środowiska naturalnego, a więc warunki klimatyczne, roślinne, glebowe w powiązaniu z procesami geomorfologicznymi i formami rzeźby. W tym ujęciu pojęcie peryglacjał odnosi się do szerokiego spektrum niezlodowaconych, zimnych środowisk, bez względu na bliskość lodowca w czasie i przestrzeni, które cechuje obecność wieloletniej zmarzliny i oscylacje temperatury wokół zera, skutkujące zamrażaniem i rozmarzaniem gruntu (Grahmann 1951; Dylík 1964; Jahn 1970b, 1975; French 1976; Washburn 1980; Karte, Liedtke 1981; Ritter i in. 2002). Najważniejszą ekologiczną granicą związaną ze środowiskiem peryglacjalnym jest *treeline*, czyli absolutna górna granica występowania drzew (Ballantyne, Harris 1994).

Warunki klimatyczne, w tym obecność niskich temperatur, oscylacji temperatury wokół zera i pokrywy śnieżnej, przyjęto jako podstawę do uznania danego obszaru jako dziedziny peryglacjalnej (*periglacial domain*, *periglaziale Raum*), co w różnym stopniu odpowiada pojawieniu się w nim poszczególnych zjawisk peryglacjalnych (Höllermann 1967; Jahn 1975; French 1976). Jednakże zakres cech, wskazywanych jako konieczne dla określenia środowiska danego obszaru mianem dziedziny peryglacjalnej jest różny i ze względu na dużą różnorodność przyrody, mało prawdopodobne, jest podanie ilościowych parametrów klimatu, a także innych elementów środowiska np. roślinności. Na przykład klimat peryglacjalny Spitsbergenu, Grenlandii, Islandii leżących na tej samej szerokości geograficznej ma zupełnie inne parametry (Okołowicz 1969; Embleton, King 1975; Dąbski 2003). C. Ballantyne i C. Harris (1994) w oparciu o prace C. Trolla (1944), J. Tricart'a 1970, J. Pewe (1974) i H. Frencha (1976, 1996) wyróżniają 5 typów klimatu peryglacjalnego – klimat pustyni polarnej, arktycznej tundry, kontynentalny, wysokogórski (*alpine*) i małych wahań temperatur. Pustynie polarne pojawiają się na szerokościach powyżej 70°N. Z kolei klimat tundry arktycznej obejmuje strefę pomiędzy granicą drzew a pustyniami polarnymi. Znaczenie klimatu podkreśla L. Starkel (2005), przyjmując, że cechy peryglacjalne rzeźby to te, które powstają w klimacie peryglacjalnym, gdzie występuje wieloletnia zmarzlina i brak jest zwartej pokrywy roślinnej.

Jako pierwszy czysto geomorfologiczne podejście do zjawisk peryglacjalnych zaprezentował R. Grahmann (1951), który pojęciem „*periglaziär*” objął głównie procesy rzeźbotwórcze, chociaż już C. Troll (1948), podobnie jak później J. Dylík (1964), przyjął że geomorfologiczna efektywność działania mrozu i przemarzniętych gruntów, stanowi podstawowe kryterium diagnostyczne, pozwalające określić dane środowisko jako peryglacjalne. Środowisko peryglacjalne jest rozumiane jako środowisko geomorfologiczne, w którym przemarznięcie gruntu, zarówno dzienne, sezonowe, jak i wieloletnie, jest tak intensywne, że powoduje wyraźne efekty geomorfologiczne (Troll 1944).

Z kolei J. Tricart (1970) podkreśla znaczenie zróżnicowania właściwości wody, która zmienia stan skupienia z ciekłego na stały i odwrotnie. Zjawiska z tym związane mogą uruchamiać szereg procesów geomorfologicznych (Embleton, King 1975; Embleton, Thornes 1985), a także wpływać na procesy glebowe (Cailleux, Taylor 1954). Właśnie ze względu na nadrzędność, takiego rozwoju rzeźby i przebiegu głównych procesów, który podkreśla wzmożony udział zamarzania i odmarzania oraz wietrzenia mrozowego, a także wpływ podpowierzchniowego lodu gruntowego, wyróżniono system peryglacjalny (Ritter i in. 2002).

W środowisku peryglacjalnym działa także wiele procesów geomorfologicznych, typowych dla obszarów niezlodowaconych o innym klimacie. Procesy te mogą działać w warunkach środowiska peryglacjalnego z inną częstotliwością lub intensywnością, a przede wszystkim mają inną efektywność rzeźbotwórczą. Główna różnica pomiędzy zjawiskami peryglacjalnymi a tymi ze strefy umiarkowanej, to przebieg i tempo procesów oraz sposób w jaki uczestniczą w systematycznym modelowaniu rzeźby (Ritter i in. 2002). Tylko w środowisku peryglacjalnym powstaje wieloletnia zmarzlina, szczeliny z kontrakcji, termokras, kliny mrozowe (French, Karte 1988). Wietrzenie mrozowe jak dotychczas jest słabo udokumentowane badaniami terenowymi (Washburn 1980; Ritter i in. 2002). Ze względu na częstotliwość ich występowania i wielkość, uwzględniamy segregację mrozową i sezonową działalność mrozu oraz gwałtowne ruchy masowe, czyli sploty gruzowe formowane w warstwie czynnej (Ritter i in. 2002).

Większość badaczy jest zgodnych, że zjawiska albo procesy peryglacjalne nie wymagają bliskości lodowca (Washburn 1980; Karte, Liedtke 1981; Harris i in. 1988; Ballantyne, Harris 1994; French 1996, 2000; Ritter i in. 2002;) oraz, że podstawowym czynnikiem ich rozwoju jest intensywna działalność mrozu i odsłonięcie powierzchni gruntu, pozbawionej pokrywy śnieżnej przez pewną część roku (Ritter i in. 2002).

Ostatnio w literaturze anglojęzycznej stosuje się pojęcia „*cold-climate processes*” i „*cold-climate landforms*” jako określenie dla procesów i form nazywanych uprzednio peryglacjalnymi. Są to z pewnością terminy bardziej adekwatne. W języku polskim powinny brzmieć *procesy zimnych klimatów* lub *rzeźba zimnych klimatów*. Są to jednak stosunkowo długie określenia, dlatego w niniejszej pracy zastosuję przymiotnik „peryglacjalny, -a” jako synonim tego pojęcia.

3.3. ŚRODOWISKO PERYGLACJALNE – DEFINICJA

Stosunkowo najlepiej pojęcie „**środowiska peryglacjalnego**” definiuje H. French (1996, 2000) odnosząc je do obszarów, w których procesy związane z mrozem i/lub występowanie wieloletniej zmarzliny są dominujące lub charakterystyczne. Podkreśla on jednak, że dotychczas nie ustalono wyraźnych parametrów dla poszczególnych elementów środowiska naturalnego, które można by uznać za jednoznaczne kryteria wyróżniające czy określające środowisko jako peryglacjalne.

H. French (1996) przyjmuje, że typowe procesy w tym środowisku to:

– rozwój wieloletnich gruntów mrozowych (*perennially cryotic ground*), tam gdzie działa segregacja mrozowa w połączeniu z termiczną kontrakcją w okresie zamrożenia,

- roztapianie gruntu i pełnienie bogatej w lód zmarzliny,
- wietrzenie mrozowe skał i pokryw zwietrzelinowych, w tym dezintegracja powierzchni skały przez kliny mrozowe i/lub kompleks procesów wietrzenia fizyczno-chemicznego.

Ponadto również:

- aktywność mrozu w sezonowo zamrożonej warstwie wyrażona poprzez podnoszenie mrozowe, wzruszanie i mieszanie gleby przy udziale wody (*soil churning*), splezywanie mrozowe, przechylanie głazów (*stone tilting*), podnoszenie w czasie zamarzania (*upfreezing*), przemieszczanie materiału, sortowanie okruchów,
- szybkie ruchy masowe, w tym także relatywnie powolne płynięcie nasączonej wodą gleby (soliflukcja) wspomagane przez splukiwanie, odpadanie, osiadanie (*slumps*) lub obrywy, które prowadzą do aktywnego rozwoju stoku,
- reżimy fluwialne, które cechuje sezonowy przepływ, pochodzący głównie z roztopów, z dużą ilością materiału transportowanego w zawieszynie i wleczonego,
- silne procesy związane z działalnością wiatru, obejmujące niwację lub efekty obecności płatów śnieżnych.

Równocześnie H. French (1996) rozróżnia środowisko peryglacjalne, w którym przeważają procesy mrozowe (średnia roczna temperatura powietrza $< -2^{\circ}\text{C}$) oraz takie gdzie procesy mrozowe nie muszą dominować (średnia roczna temperatura powietrza od -2°C do $+3^{\circ}\text{C}$).

Zasadniczo odmiennie środowisko peryglacjalne definiują C. Ballantyne i Ch. Harris (1994), przyjmując za S. Harris'em i in. (1988), że pojęcie to obejmuje całość warunków środowiska, procesów i form rzeźby związanych z zimnymi, niezlodowaconymi obszarami, w tym wszystkie, nie tylko mrozowe, formy i procesy. Według tych autorów środowisko peryglacjalne, obejmuje obszary, w których nieglacjalne procesy, związane z zimnym klimatem, tworzą wyraźne formy rzeźby i osady, często w wyniku przemarznięcia gruntu. Ta definicja środowiska peryglacjalnego ma zakres szerszy niż podana przez H. Frencha (1976, 2000).

Z kolei S. Harris (1988) wyróżnia aktywne środowiska peryglacjalne, dla których cechą niezbędną jest obecność wieloletniej zmarzliny. Według niektórych autorów wieloletnia zmarzlina uznawana jest za podstawową cechę środowiska peryglacjalnego (Tricart, Cailleux 1950; French 1976; Harris 1981; Jahn 1970b, 1975), a według innych jej obecność nie jest konieczna (Karte, Liedtke 1981; Harris i in. 1988; French 1996).

3.4. TYPY ŚRODOWISK PERYGLACJALNYCH

W oparciu o cechy klimatu, ale także rodzaj procesów i form rzeźby, współczesna strefa peryglacjalna, dzielona jest na dwa typy: polarną strefę peryglacjalną występującą w Arktyce, Antarktyce oraz subarktyce i alpejską albo wysokogórską strefę peryglacjalną. Każda z nich obejmuje kilka podtypów (Karte 1979; Karte, Liedtke 1981; Harris 1988; French, Karte 1988). Polarną strefę peryglacjalną wyróżnia przestrzenna rozciągłość horyzontalna, a górską – pionowa. Zasięg polarnej strefy peryglacjalnej na półkuli północnej wyznaczył J. Karte (1979), zaś J. Karte, H. Liedtke (1981) przypisali mikroformom współczesnej rzeźby w tej strefie progowe wartości cech klimatu, takich jak średnia roczna temperatura powietrza, średnia roczna suma opadów oraz temperatura najzimniejszego miesiąca.

W obrębie wysokogórskiej strefy peryglacjalnej można wyróżnić wysokogórską strefę środkowych i niskich szerokości geograficznych (French 2000).

Cechy diagnostyczne tej strefy to:

- zamarzanie i rozmarzanie gruntu często związane z wodą,
- obecność wieloletniego przemarznięcia gruntu lub wieloletniej zmarzliny.

Jako pierwsi próbę kompleksowego opisu górskiej strefy peryglacjalnej podjęli C. Troll (1944) i P. Höllerman (1964, 1967), uwzględniając przede wszystkim jej cechy geomorfologiczne, ale również zwracając uwagę na cechy klimatu.

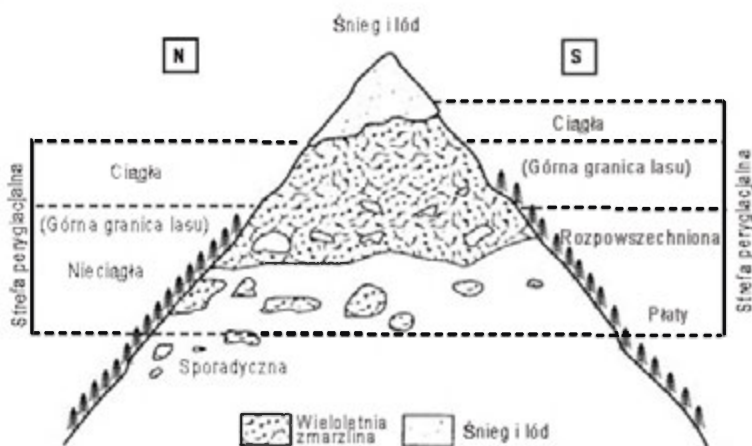
Charakter środowiska strefy peryglacjalnej w górach najlepiej określają następujące zmienne: położenie wysokościowe izotermy 0°C , wartość średniej rocznej temperatury na wysokości linii równowagi lodowców (ELA), różnica wysokości pomiędzy ELA i izotermą 0°C , amplituda pomiędzy najcieplejszym i najzimniejszym miesiącem roku, suma roczna opadów na wysokości izotermy 0°C , koncentracja opadów w roku (70% opadu pojawia się w ciągu „n” miesięcy), czy te 70% pojawia się w sezonie ciepłym, długość zalegania pokrywy śnieżnej na wysokości izotermy 0°C , długość okresu z występowaniem ujemnych temperatur na wysokości izotermy 0°C , obecność lub brak wieloletniej zmarzliny (Francou 1993).

3.5. GÓRSKA STREFA PERYGLACJALNA – GRANICE, PODZIAŁ

Górska strefa peryglacjalna jest strefą klimatyczną, której dolna granica jest utożsamiana z górną granicą lasu (Troll 1944, 1947; Kjaer 1957; Höllerman 1962; Kaiser 1963; Höllerman 1967, 1985; Rudberg 1972; Jahn 1975; Veit 1988; Lehmkuhl 1989). Jako kryterium klimatyczne wydzielenia dolnej granicy strefy peryglacjalnej wymienieni autorzy przyjmują położenie izoter-

my średniej rocznej temperatury powietrza. W strefie subpolarnej położenie dolnej granicy strefy peryglacjalnej odpowiada wysokości izotermy -2°C , a w górach średnich szerokości geograficznych od -1 do $+5^{\circ}\text{C}$.

Całkowicie odmiennie określa zasięg górskiej strefy peryglacjalnej S. Harris (1988), przyjmując, że obejmuje ona obszary leżące powyżej 500 m n.p.m., w których występuje wieloletnia zmarzlina. Rycina 3 przedstawia propozycję wydzielenia granic dziedziny peryglacjalnej, czyli klimatycznie uwarunkowanej strefy peryglacjalnej, w obszarach wysokogórskich, z uwzględnieniem różnego typu wieloletniej zmarzliny (French 1996).



Ryc. 3. Schemat granic strefy peryglacjalnej w górach według H. French'a (1996)
Scheme illustrating limits of the alpine periglacial domain after H. French (1996)

Dolna granica wysokogórskiej strefy peryglacjalnej zmienia swe położenie wysokościowe w zależności od szerokości geograficznej i stopnia kontynentalizmu klimatu. Określanie dolnej granicy górskiej strefy peryglacjalnej budziło wątpliwości, z punktu widzenia form rzeźby peryglacjalnej przyjmowanych jako podstawę dla określania tej granicy i roli form ekstrazonalnych w jej definiowaniu (Hollerman 1967). Kwestionowano także tezę, że dolna granica strefy peryglacjalnej w górach ma przebieg równoległy do zasadniczych linii klimatycznych, czyli górnej granicy lasu i dolnej granicy zasięgu lodowców (Troll 1944, 1947, 1948). Tabela 1 przedstawia wysokości bezwzględne linii wieloletniego śniegu i górnej granicy lasu, które ograniczają strefę peryglacjalną w wybranych obszarach wysokogórskich Europy. W zestawieniu tym bardzo charakterystyczny jest brak wyraźnych różnic w zasięgu strefy pomiędzy górami zlodowaconymi i pozbawionymi lodowców.

Tabela 1. Położenie granic określających zasięg klimatycznej strefy peryglacjalnej

Nazwa gór	Położenie granicy wieloletniego śniegu (m n.p.m.)	Położenie górnej granicy lasu (m n.p.m.)	Źródło	Rozpiętość pionowa strefy (m)
Storbreen, Grasubreen, Góry Skandynawskie	1900	800	Ødegard i in. (1992)	1100
Cairngorms		700	Ballantyne, Harris (1994)	550
Tatry	2600 (klimatyczna)	1550	Karrasch (1977)	1100
Fagaraș		1700–1750 N, 1750–1780 S	Voiculescu (2002)	650
Retezat		1730 N, 1850 S		650
Alpy Południowe Argentera	2800		Pappalardo (1999)	
Ubaye	3000	2400–2500	Francou (1988)	~600
Vanoise	3100 N, 3300 S		Marnezy (1977b)	
Alpy Bemeńskie	2500 N		Imhof (1996, 1998)	
	2900 S			
Gornergrat, Alpy Walijskie	3400	2300	King (1990)	900
Dolina Engadin (górna), Alpy Szwajcarskie	2600–3000	2000–2200	Haeberli i in. (1992)	600–800
Wysokie Taury Glockglockner	2800–2900	2000 N, 2100 S	Stingl (1969), Lehmkuhl (1989)	700–800
Alpy Włoskie, Ortles-Cevedale	2935 N, 2925 E, 3100 NE, 3050 NW	2350–2450	Pedrotti i in. (1970) Valentini (1985)	~600
Pireneje	2900 W	2400	Julian i in. (2001) Grove (2004)	500 W
	3100 N			700 N

Uwaga: N, S, E, W, NW ekspozycja stoków

Próby określenia zasięgów strefy peryglacjalnej były przedmiotem badań głównie geomorfologów niemieckich ze szkoły peryglacjalnej Uniwersytetu w Getyndze, skupionych wokół H. Posera (m.in. Poser 1954; Höllerman 1964, 1967, 1985; Stingl 1969; Garleff 1970; Kelettat 1970a; Hagedorn, Poser 1974; Höllerman, Poser 1977; Schunke 1977; Hagedorn 1980) i szkoły szwajcarskiej skupionej wokół G. Furrera (1965). Bezpośrednim rezultatem tych prac są schematy przedstawiające zasięgi wysokościowe strefy peryglacjalnej i form w większości masywów wysokogórskich Europy (m. in. Höllerman 1967; Stingl 1969; Kelletat 1969, 1970a; Garleff 1970) a także świata (Rathejns 1982, Hastenrath 1973, 1977), podobne do prezentowanego na rycinie 4.

Jako szczegółowe kryterium określania dolnej granicy strefy peryglacjalnej w górach przyjęto:

- dolną granicę gelisoliflukcji (Stingl 1969; Höllerman 1972a, b, 1985; Höllerman, Poser 1977; Karte 1982),

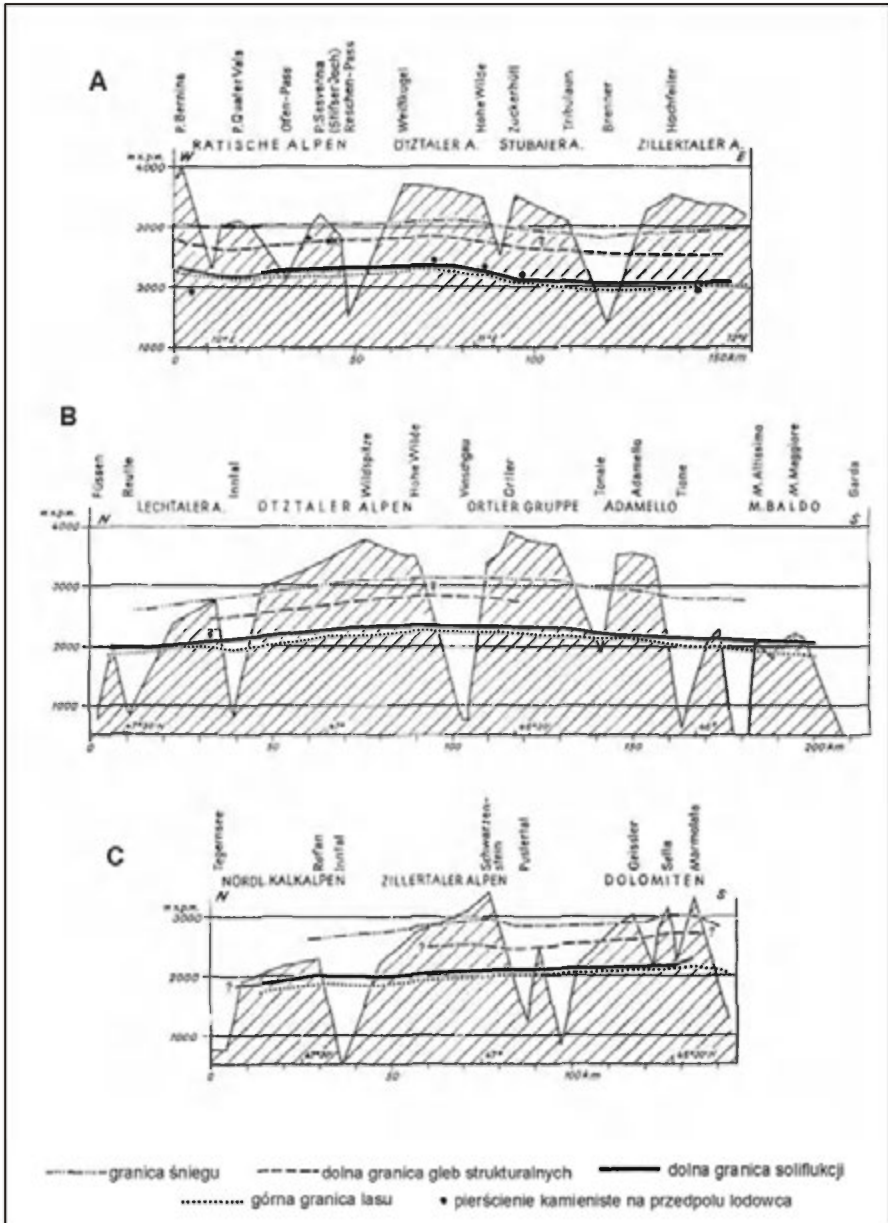
- dolną granicę regularnie występujących zjawisk peryglacjalnych (*solifluction limit*), traktowaną także jako dolna granica obszarów wysokogórskich (Troll 1955; Höllerman 1967; Kelletat 1969; Furrer, Dorigo 1972). Jednak, jak słusznie zauważa A. Jahn (1970a) dolna granica strefy peryglacjalnej nie jest linią, a raczej pasem o pewnej szerokości, który zazwyczaj leży wyżej w centralnej części gór (Höllerman 1967; Höllerman, Poser 1977).

Wydzielona w ten sposób strefa peryglacjalna obejmuje swym zasięgiem kilka pięter geoekologicznych, stąd stosowano w jej obrębie dalsze podziały np. C. Troll (1948) wyróżniał dwa piętra: niwalne i subniwalne.

W Alpach G. Furrer (1965), na podstawie typów procesów i mikroform, wydzielił strefę gruntów strukturalnych powyżej 2800 m n.p.m., soliflukcji swobodnej – ciągłej i związanej na wysokości 2800–2300 m n.p.m. oraz poniżej, aż do górnej granicy lasu, a nawet w obrębie lasu, piętro z łobami soliflukcyjnymi.

Grunty strukturalne i formy soliflukcyjne są także podstawą podziału piętra peryglacjalnego, zaproponowanego przez P. Höllermana (1967) dla Pirenejów i Alp Wschodnich. Dzieli on klimatyczną dziedzinę peryglacjalną (*Raum*) na piętra obejmujące następujące obszary: powyżej dolnej granicy soliflukcji, powyżej dolnej granicy gruntów strukturalnych i powyżej granicy wieloletniego śniegu (365 dni). Obszar pomiędzy granicą wieloletniego śniegu a dolną granicą gruntów strukturalnych nazywa piętrzem peryglacjalnym górnym, a obszar pomiędzy granicami gruntów strukturalnych i soliflukcji piętrzem peryglacjalnym dolnym (Höllerman, Poser 1977).

Z kolei H. Stingl (1969) w Alpach Wschodnich wyróżnia tylko dwie strefy, niższą zdominowaną przez geliflukcję i wyższą strefę form sortowanych.



Ryc. 4. Piętrowe zróżnicowanie rzeźby i środowiska peryglacjalnego w Alpach według P. Höllermana (1967)

Altitudinal zonation of periglacial environment and periglacial relief forms in the Alps after P. Höllerman (1967)

Nieco inaczej określa wysokościowe piętro peryglacialne w Alpach F. Lehmkuhl (1989). Poniżej piętra lodowców, którego dolna granica leży na różnej wysokości podobnie jak języki lodowców, wyróżnia kolejno piętro niwalne i peryglacialne. Podstawą wydzielenia pierwszego z nich jest obecność wyraźniejszych form niwalnych – nisz i rynien, podczas gdy stoki w piętrze peryglacialnym są wygładzone przez działanie soliflukcji. Dolna granica piętra niwalnego wiąże się ze średnią roczną temperaturą powietrza od $-0,9$ do $-2,2^{\circ}\text{C}$ i średnią roczną sumą opadu – 1509–2590 mm oraz okresem topnienia śniegu od maja do października, kiedy średnia temperatura powietrza wynosi $2,7-4,1^{\circ}\text{C}$, a opady miesięczne wahają się od 127–204 mm. Jej położenie jest zależne od suchości klimatu. Najbardziej zbliża się do lodowców we wschodnich, wewnętrznych masywach Alp, gdzie szerokość strefy waha się od 300 do 400 m (masyw Glockner, Ankogel). Z kolei w bardziej wilgotnych masywach zewnętrznych (masyw Pelvoux, Queyras) dochodzi do 500 metrów.

Do podziałów alpejskich nawiązuje D. Kellat (1970a), dzieląc strefę peryglacialną w górach subpolarnych i średnich szerokości geograficznych na:

- dolną, której cechą diagnostyczną jest obecność form gelisoliflukcji i kongeliturbacji pokrytych przez roślinność,
- środkową z łobami gelisoliflukcji, o czołach porośniętych murawą (*thurf-banked*) i z formami sortowania bez pokrywy roślinnej,
- górną z gelisoliflukcją swobodną i świeżymi formami sortowania.

W Tatrach, wydzielona przez A. Jahna (1975) strefa peryglacialna, czyli obszar powyżej górnej granicy lasu, obejmuje kilka pięter klimatycznych wyróżnionych przez M. Hessa (1965, 1974) i geoekologicznych przez A. Kotarbę (1976). A. Jahn (1975) dzieli tę strefę na piętra: tufurów 1500–1800 m n.p.m., soliflukcji 1800–2000 m n.p.m. oraz czynnych gruntów strukturalnych powyżej 2000 m n.p.m. Podział strefy peryglacialnej w Tatrach nawiązuje do podziału strefy peryglacialnej w Alpach.

S. Rudberg (1972) analizuje rozkład rzeźby peryglacialnej w obrębie strefy peryglacialnej w górach Skandynawii, która także utożsamiana jest z obszarem powyżej górnej granicy lasu. W wyniku tej analizy wprowadza podział tej strefy, kolejno powyżej granicy lasu, na strefy: soliflukcji związanej (*turf-banked lobes*) wraz z orającymi głazami (*ploughing blocks*), soliflukcji swobodnej (*stone-banked lobes*) wraz z pasami sortowanymi i nie sortowanymi, oraz wietrzenia mrozowego (*frost-shattered zone*).

Dla gór Europy w tzw. standardowym modelu piętrowego zróżnicowania w obrębie piętra peryglacialnego, ograniczonego od dołu górną granicą lasu, a od góry obecnością urwisk i stromych stoków lub lodu i śniegu, wyróżniono: dolne sub-piętro soliflukcji związanej i górne sub-piętro soliflukcji swo-

bodnej i gruntów strukturalnych. Granicą sub-pięter jest dolna granica czynnych gruntów strukturalnych (Höllerman 1985).

Podział strefy peryglacjalnej ze względu na wysokość jest dość ogólny i nie zawsze oddający rzeczywistość. Środowisko wysokogórskie jest mozaiką mikrośrodków, a zatem także strefa peryglacjalna jest zróżnicowana w obszarze określonym przez powszechnie przyjmowane granice: górną granicę lasu i lodowce. Ponadto w tych podziałach nie uwzględniono, nawet w górach zlodowaconych, najwyższego piętra, czyli wolnych od lodu fragmentów stoków i grani powyżej języków lodowców i pól firnowych. Ze względu na specyficzne warunki środowiska w bezpośrednim sąsiedztwie języków lodowców (dużą wilgotność, niskie temperatury, obecność wieloletniej zmarzliny, dostępność dużej ilości różnej frakcji luźnego materiału, brak pokrywy roślinnej), można próbować wydzielić ten obszar ze strefy peryglacjalnej.

Zasięg wysokościowy a także przestrzenny, czyli wielkość powierzchni gór zajmowanej przez strefę peryglacjalną, może być inny w poszczególnych górach wysokich, w związku z ich położeniem w odmiennej strefie klimatycznej oraz typie klimatu np. bardziej suchy kontynentalny, czy wilgotny morski.

Podsumowując można zaproponować następującą definicję strefy peryglacjalnej w górach: strefa peryglacjalna to piętro, które charakteryzuje się dziedziną peryglacjalną, czyli klimatem peryglacjalnym. Ma ona zasięg pionowy albo rozciągłość pionową i zasięg przestrzenny albo rozciągłość poziomą. To odróżnia ją od polarnej strefy peryglacjalnej. Cechuje się ona mozaikowym zróżnicowaniem warunków predysponujących działanie określonych procesów geomorfologicznych, które z kolei powodują powstawanie określonych form rzeźby.

4. ELEMENTY WPŁYWAJĄCE NA ZRÓŻNICOWANIE RZEŻBY PERYGLACJALNEJ

Środowiska peryglacjalne nie są jednorodne, gdyż nie ma jednoznacznie określonych parametrów jego poszczególnych składowych np. klimatu, które pozwoliłyby określić środowisko danego obszaru jako peryglacjalne, a ponadto w środowisku gór wysokich występują elementy, które je dodatkowo, poniekąd nadrzędnie różnicują. Wśród istotnych elementów wpływających na zróżnicowanie środowiska peryglacjalnego w poszczególnych obszarach górskich, a tym samym warunkujących rozwój rzeźby peryglacjalnej należy wymienić:

- wieloletnią zmarzlinę,
- zlodowacenie obszaru,
- piętrowość klimatu związaną z gradientem wysokości,
- strefowość klimatu wynikającą z szerokości geograficznej,
- zmienność środowiska ze względu na stopień kontynentalizmu klimatu,
- asymetrię stoków.

Znaczenie wymienionych elementów dla rozwoju rzeźby peryglacjalnej jest niejednakowe i dodatkowo zależy od wzajemnych powiązań. Wybrane do analizy grupy górskie są zróżnicowane pod tym względem.

4.1. WIELOLETNIA ZMARZLINA

4.1.1. UWARUNKOWANIA WYSTĘPOWANIA WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

Obecność wieloletniej zmarzliny nie stanowi koniecznego kryterium do uznania danego obszaru za obszar wysokogórski (Kotarba, Starkel 1972; Troll 1973a; French 1996, 2000;), ani nie jest elementem koniecznym, aby środowisko danego obszaru uznać za środowisko peryglacjalne (Karte, Liedtke 1981; Harris i in. 1988; Ballantyne, Harris 1994; French 1996). Jej obecność jest niezbędna dla powstania i rozwoju niektórych form rzeźby, np. lodowców gruzowych czy poligonów tundrowych. Dlatego obszary, w których występuje wieloletnia zmarzlina mają „pełne” środowisko peryglacjalne, które według S. Harris (1988) jest aktywnym środowiskiem peryglacjalnym.

Terminem „wieloletnia zmarzlina” (*permafrost*) określane jest grunt (gleba lub skała), który pozostaje zamrożony, czyli jego temperatura utrzymuje się poniżej 0°C, przez co najmniej dwa lata (Permafrost Subcommittee 1988).

Wcześniej stosowano określenia trwale zamarznięty grunt – „*permanently frozen ground*” (Müller 1947) lub grunt zamarznięty stale, przez długi okres czasu – „*perennially cryotic ground*” (Everdingen 1976).

Występowanie zmarzliny w górach jest przestrzennie bardzo zróżnicowane, co wpływa także na mozaikowość środowiska peryglacjalnego. Najdłużej i najbardziej wszechstronnie, górską wieloletnią zmarzliną w Europie jest badana w Alpach, gdzie po raz pierwszy o jej obecności wspomina H. Jäckli (1957), a pierwsze wyniki badań nad zmarzliną opublikował D. Barsch (1969b). Pierwsze praktyczne zasady rozpoznania jej obecności sformułował W. Haerberli, w oparciu o pomiary BTS (*bottom snow temperature* – temperatura spągu pokrywy śnieżnej) (Haerberli 1973) oraz badania geofizyczne i geomorfologiczne (Haerberli 1975). Został do nich włączony także empiryczny model topoklimatyczny, uwzględniający wysokość nad poziom morza, ekspozycję oraz redystrybucję śniegu przez lawiny (Haerberli 1975).

Rozmieszczenie wieloletniej zmarzliny bardzo zależy od klimatycznych i topograficznych uwarunkowań, takich jak temperatura powietrza, radiacja słoneczna i pokrywa śnieżna oraz ekspozycja, nachylenie stoku i wysokość nad poziom morza (m.in. Haerberli 1973, 1975, 1978; Keller, Gubler 1993; Hoelzle i in. 1993; Harris i in. 2003; Cannone i in. 2003). Jednak brak jest zgodności co do hierarchii ważności poszczególnych elementów.

W. Haerberli (1978) do głównych czynników wpływających na rozkład wieloletniej zmarzliny zalicza średnią roczną temperaturę powietrza, która zmienia się z wysokością nad poziom morza. Jako podstawę do określania dolnych granic występowania ciągłej wieloletniej zmarzliny przyjmuje się różne wartości średniej rocznej temperatury powietrza np. -2°C dla Alp (Haerberli 1975), czy -4°C dla Gór Skandynawskich (King 1984; Ødegård i in. 1996). Wyniki pomiarów temperatury powietrza i grubości pokrywy śnieżnej w miejscach, gdzie nawiercono wieloletnią zmarzlinę, zlokalizowanych w różnych górach Europy, od Sierra Nevada po Spitsbergen (program PACE), wskazują na to, że wieloletnia zmarzlina bardziej reaguje na grubość pokrywy śnieżnej w styczniu, niż na wielkość średniej rocznej temperatury powietrza (Harris i in. 2003).

Pokrywa śnieżna, ze względu na swoje termiczno-izolacyjne właściwości oraz duże albedo szczególnie w górach, jest uważana, za najważniejszy czynnik wpływający na rozkład wieloletniej zmarzliny. Izoluje ona podłoże od wpływu zimnego powietrza jesienią i zimą oraz ciepłego wiosną, w stopniu zależnym od jej grubości. Pełna izolacja podłoża następuje przy grubości pokrywy wynoszącej 0,6–0,8 m (m. in. Keller, Gubler 1993; Hanson, Hoelzle 2005). Według wyników badań w Alpach o obecności wieloletniej zmarzliny

w podłożu świadczy wartość BTS niższa niż -3°C (Haeberli 1973; Hoelzle i in. 1993; Keller 1994). W Tatrach obszary ze zmarzliną charakteryzują się wartościami BTS wynoszącymi -5°C (Gądek, Kędzia 2006).

Istnieje jednak wyraźny kontrast pomiędzy kształtowaniem się pokrywy śnieżnej nizin wysokich szerokości geograficznych i pokrywy śnieżnej wysokich gór niższych szerokości geograficznych, gdzie ma ona bardzo zróżnicowaną grubość, zmieniającą się pod względem czasowym i przestrzennym. Duża zmienność grubości pokrywy śnieżnej zależy nie tylko od wielkości opadów, ale także od redystrybucji śniegu przez lawiny i wiatr (Etzelmüller i in. 2001). Redystrybucja śniegu jest także warunkowana przez lokalną morfologię (mikro- i mezoskalowe skutki nierówności terenu) (m.in. Haeberli 1978; Keller 1994; Cannone i in. 2003). Wpływ sezonowej pokrywy śnieżnej na termikę gruntu, określony na podstawie wieloletnich pomiarów, jest zależny od grubości pokrywy śnieżnej i sumy opadów w zimie, wielkości opóźnienia w pojawieniu się pokrywy jesienią i jej topienia na wiosnę, wywiewania śniegu przez wiatr oraz wielkości materiału zwietrzelinowego (obecności „pustek” powietrza między głazami) (Goodrich 1982; King 1984, 1986; Harris, Corte 1992; Keller 1994; Seppälä 1995; Hanson, Hoelzle 2005; Delaloye, Lambiel 2005; Kellerer-Pirklbauer 2005).

Wielkość bezpośredniego promieniowania słonecznego, które także należy do ważnych czynników decydujących o rozmieszczeniu wieloletniej zmarzliny, zależy od rzeźby, szczególnie w górach typu alpejskiego. Stąd zasięg wieloletniej zmarzliny jest odmienny na stokach o różnej ekspozycji (m.in. Haeberli 1978; King 1990; French 1996; Imhof 1996; Ribolini, Fabre 2006), co przedstawia schemat na rycinie 3 i tabela 2.

Znaczne zróżnicowanie klimatyczne i urozmaicenie rzeźby w obrębie strefy peryglacjalnej w górach powoduje, że ciągła wieloletnia zmarzlinia ma inny charakter niż w obszarach polarnych. Można raczej ją traktować jako sporadyczną i nieciągłą, chociaż sens tych pojęć jest inny niż w Arktyce, gdzie zostały zdefiniowane (Brown, Pewe 1973; Brown i in 1981). Zasadniczo nieciągłość zmarzliny w górach wynika z ukształtowania terenu, między innymi z rozcięcia głębokimi dolinami.

W górach, podobnie jak w Arktyce wydzielano wysokościowe strefy występowania ciągłej, nieciągłej i sporadycznej wieloletniej zmarzliny, określając ich granice poprzez średnią roczną temperaturę powietrza. Generalnie wartości średniej rocznej temperatury, określające obszary różnego typu zmarzliny, wahają się od -8 do -5°C dla obszarów z wieloletnią zmarzliną ciągłą (Jahn 1975; Harris 1981; Haeberli 1985) i od $0,0$ do $-1,5^{\circ}\text{C}$ dla obszarów ze zmarzliną nieciągłą (Jahn 1975; Harris 1981; Haeberli 1985; King 1986).

Tabela 2. Cechy wieloletniej zmarzliny w górach wysokich Europy

Lokalizacja	Wysokość dolnej granicy (m n.p.m.)	Miąższość (m)		Metoda	Cechy zmarzliny	Autor
		warstwy czynnej	zmarzliny			
1	2	3	4	5	6	7
. Skandynawskie, Rondane, Jotunheim, Dovrefjell	1850				ciągła	Harris, Cook (1986)
G. Skandynawskie, Norwegia	2060			MAAT -6°C	ciągła	King (1983)
G. Skandynawskie, Dol. Tarfala, ptn. Szwecja	1600	4,0	350	MAAT -6°C do -7°C, MAGST -3,1°C	ciągła	King (1983) Isaksen i in. (2001)
G. Skandynawskie, ptn. Norwegia	>1000-1200				powszechny	Sollid, Sørbel (1992)
G. Skandynawskie, Jotunheimen, Dovrefjell	~1550	2,15	380	MAAT -4,5°C MAGST -3,0°C	powszechna	King (1984, 1986) Ødegråd i in. (1992) Isaksen i in. (2001)
G. Skandynawskie, Jotunheim, Rodane, Dovrefjell	~1450				nieciągła	King (1982)
G. Skandynawskie, Dovrefjell	1350			MAGT, MAAT -1,6°C	nieciągła	Sollid i in. (2003)
	1000			palsa	sporadyczna	
G. Skandynawskie, ptn. Szwecja	750			MAAT -1,5°C	nieciągła	King (1984)
G. Skandynawskie, Solen-Femunden, S-Norwegia	1050			BTS, MAGST, geofizyka, model statystyczny		Heggem i in. (2005)
Tatry	1930			PDD i NDD		Dobiński (1997a)
Tatry	2000	1,5-4,0	~6	wychodnie lodu, geofizyka		Gądek, Zogała (2005)
Rumuńskie Karpaty	2000			PDD i NDD		Dobiński (2005)
Retezat	2000			źródła		Urdea (1993)
Retezat	2200			BTS, źródła		Kern i in. (2004)
Balkany	2300			PDD i NDD		Dobiński (2005)
Alpy	3300			MAAT, -7,0°C szczelina skalna	ciągła	Haerberli (1975, 1990, 1992)
	2400			MAAT, -1,0°C szczelina skalna	nieciągła	Haerberli (1990, 1992)
	2900-3000				stoki S, nieciągła	Haberlii (1975) Keller (1992) Hoelzle (1994) Imhof (1996)
Wschodnie Alpy Austriackie	2400		30-40	źródła, BTS, geofizyka, lodowce gruzowe	stoki N	Lieb (1996)
	2700				stoki S	
	2300-2500				sporadyczna	

1	2	3	4	5	6	7
Alpy Walijskie, Turtmanntal	2800			lodowce gruzowe	stoki S, nieciągła	Nyenhuis i in. (2005)
Alpy Walijskie, Zermat	3500			BTS, geofizyka, formy	ciągła	King (1990)
Alpy Walijskie, Zermat	2800			BTS, geofizyka, formy	nieciągła	King (1990)
Alpy Walijskie, Zermat	3100		kilka dcm	BTS, geofizyka, formy	powszechna, stoki N	King (1990)
Alpy Walijskie, Fontanesses	2700–2900	2–5	30	BTS, geofizyka, formy	nieciągła, stoki S	Gardaz (1997)
Alpy Włoskie Livigno, Sondrino		2–4,7		geofizyka, lodowce gruzowe		Guglielmin i in. (1994)
Alpy Włoskie, Passo Stelvio	2600	2–5		geomorfologia, geofizyka, BTS	nieciągła	Cannone, Guglielmin (2005)
Alpy Włoskie, Adamello-Presanella	2500			lodowce gruzowe BTS	powszechna nieciągła, stoki N	Baroni i in. (2004)
	2100					
Alpy Południowe	2800 ±100			lodowce gruzowe, MAAT -2 do -1 °C	nieciągła	Evin (1983)
Alpy Południowe, Ubaye, Queyras	2650–2900			lodowce gruzowe ze zmarzliną	stoki N	Evin, Fabre (1990)
	2500				nieciągła	
Alpy Południowe, Argentera	2500	3–10	7–30	geofizyka, GST, BTS, lodowce gruz.	nieciągła	Ribolini, Fabre (2006)
Pireneje Centralne, Arguales	2750				ciągła powyżej, nieciągła poniżej	Serrano i in. (2001)
Pireneje Centralne, Maladeta	3200			lodowce gruzowe cechy klimatu	ciągła	Lampre (1994)
	3000				nieciągła	
	2800				sporadyczna	
Pireneje Centralne, Posets	2700			BTS, termika gruntu, pokrywa śnieżna, rzeźba	sporadyczna, stoki N	Serrano i in. (2001)
	2850				sporadyczna, stoki S	
	2800				nieciągła, stoki N	
	2950				nieciągła, stoki S	
	2900				ciągła, stoki N	
	3000				ciągła, stoki S	

Uwaga: BTS temperatura sągu pokrywy śnieżnej wiosną, MAAT średnia roczna temperatura powietrza, MAGT średnia roczna temperatura gruntu, MAGST średnia roczna temperatura powierzchni gruntu, PDD wskaźnik zamrozu, NDD wskaźnik tajania.

Podstawą wyznaczania zasięgów różnego typu zmarzliny jest występowanie aktywnych lodowców gruzowych, pomiary BTS (np. Haeberli 1973, 1975; Evin, Fabre 1990; Lampre 1994; Guglielmin i in. 1994; Hoelzle 1994; Lieb 1996), a ostatnio także średnia roczna temperatura gruntu (MAGST) (m. in. Isaksen i in. 2001; Harris i in. 2001; Heggem i in. 2005; Ribolini, Fabre 2006). Niemieckie badania warstwy aktywnej i termiki gruntu w Alpach rozpoczęły się w latach 70. XX wieku (Karrasch 1973 vide Karte 1982). Dla określania położenia potencjalnej dolnej granicy zasięgu wieloletniej zmarzliny stosowano także metodę sumowania dobowych temperatur dodatnich i ujemnych (*PDD* i *NDD*) (Harris 1981; Dobiński 1997a, b) i metody geofizyczne (m.in. Haeberli 1975; Barsch 1977; Evin, Fabre 1990; Vonder Mühl, Klingelé 1994; King 1990; Lieb 1996). Podjęto również próby opracowania komputerowych modeli rozmieszczenia zmarzliny np. PERMAKART (Keller 1992), PERMA-MAP (Hoelzle 1994), a także inne (Imhof 1996, Lambiel, Reynard 2001) uwzględniające cechy klimatu, parametry terenu lub lodowce gruzowe. Metody stosowane dotychczas przy określaniu zasięgu i cech wieloletniej zmarzliny podsumowują B. Etzemüller i in. (2001) oraz D.S. Vonder Mühl i in. (2002).

4.1.2. PIĘTROWOŚĆ WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

W górach zróżnicowanie wieloletniej zmarzliny jest typu piętrowego (m.in. Haeberli 1975; King 1986; Jeckel 1988; King 1990; Serrano i in. 2001). W tabeli 2 przedstawiono położenie granic różnego typu wieloletniej zmarzliny w omawianych grupach górskich. Najwyżej granice te położone są w Alpach, a najniżej w Skandynawii. Stosunkowo nisko granica występowania wieloletniej zmarzliny leży w Pirenejach. Dolna granica zasięgu wieloletniej zmarzliny na świecie położona jest na poziomie morza na 60° szerokości geograficznej północnej (Cheng, Dramis 1992).

Powierzchnia obszaru objętego wieloletnią zmarzliną w poszczególnych górach jest bardzo zróżnicowana. Obliczono, że powierzchnia górskiej wieloletniej zmarzliny w Alpach wynosi 50 tys. km², a w Górach Skandynawskich 80 tys. km². Dla porównania w górach Azji leżących na terenie Chin, Nepalu, Indii, Pakistanu i Afganistanu wieloletnia zmarzlina występuje na obszarze 2 mln km² (Haeberli i in. 1993). W Tatrach, podobnie jak w Karpatach Rumuńskich, wieloletnia zmarzlina występuje jedynie w postaci płatów (Urdea 1993; Dobiński 1996; Kędzia 2004; Gądek, Żogała 2005; Kern i in. 2004). W Tatrach płaty wieloletniej zmarzliny stwierdzone metodami geofizycznymi są niewielkie (m.in. Dobiński 1996; Kędzia 2004; Gądek, Żogała 2005), a obszar potencjalnej zmarzliny oszacowano na blisko 100 km² (Dobiński 1997b).

Cechy wieloletniej zmarzliny są zmienne w czasie, jakkolwiek degradacja i narastanie zmarzliny mogą być równoczesne w różnych miejscach tego samego lodowca gruzowego (m.in. Haeberli, Schmid 1988; Kaab i in. 1997; Kaab i in. 1998; Arenson i in. 2002; Kaufman Ladstädter 2003; Kaab, Weber 2004; Serrano i in. 2006). Obecnie w związku ze zmianami klimatu udokumentowano tendencję do degradacji współczesnej wieloletniej zmarzliny, która w różnym stopniu zaznacza się w profilu południkowym gór Europy (Isaksen i in. 2001; Harris i in. 2001)

4.1.3. MORFOLOGICZNE WSKAZÓWKI OBECNOŚCI WIELOLETNIEJ ZMARZLINY W GÓRACH

J. Tricart i A. Cailleux (1950) podzielili formy rzeźby związane z wieloletnią zmarzliną na zonalne, polizonalne i azonalne. Formy zonalne to te, których występowanie jest ograniczone do regionów z wieloletnią zmarzliną, natomiast formy polizonalne występują zarówno w obszarach objętych wieloletnią zmarzliną jak i poza nimi, gdzie jednakże tylko wyjątkowo istnieją warunki dla rozwoju wyraźnych, w pełni wykształconych form. Procesy azonalne to takie, które działają wszędzie, ale w obszarach z wieloletnią zmarzliną są wyjątkowo skuteczne, np. procesy eoliczne. Rozmieszczenie form zonalnych jest wyraźnie kontrolowane przez warunki termiczne (Harris 1982) podobnie jak występowanie różnego rodzaju zmarzliny. Dlatego, w pewnym stopniu, możliwe jest określenie zasięgu różnego rodzaju zmarzliny na podstawie zespołu form zonalnych (Harris 1981). Większość form zonalnych, wyróżnianych np. przez S. Harrisa (1982) czy J. Tricart'a i A. Cailleux (1950) występuje w obszarach o klimacie wilgotnym i z dużą zawartością lodu w gruncie.

W obszarach górskich formy rzeźby będące wskaźnikami obecności zmarzliny związane są głównie z pełznącym grubym gruzem, przesyconym lodem i z występowaniem lodu lodowcowego, przysypanego warstwą gruzu o miąższości większej niż maksymalna grubość warstwy aktywnej (Etzemüller i in. 2001). Formy związane z pełnieniem to lodowce gruzowe i spiętrzone wały morenowe (*push-moraine*).

Lodowce gruzowe są najważniejszym geomorfologicznym wskaźnikiem obecności wieloletniej zmarzliny, co udowodniły badania między innymi w Alpach (m. in. Barsch 1969a, b, 1977, 1978, 1988; Haeberli 1975, 1978, 1985; Francou 1982; Jorda 1983; Evin 1983; Carton i in. 1988; King 1990; Evin, Fabre 1990; Evin 1991; Cheng, Dramis 1992; Hoelze i in 1993; Vonder Mühl 1994; Guglielmin i in. 1994; Hoelze 1994, 1998; Lieb 1996). Chociaż według S. Harrisa (1981) tylko lodowce gruzowe w kształcie lobu wydają się być formami zonalnymi wieloletniej zmarzliny, gdyż ich zewnętrzna, termiczna

granica leży w zimniejszej części strefy nieciągłej zmarzliny. Lodowce te rozwijają się ze stoków gruzowych (Wahrhafting, Cox 1959; Washburn 1980), podczas gdy lodowce gruzowe w kształcie języka rozwijają się z języków lodowcowych. Te ostatnie są formami polizonalnymi, i z wyjątkiem obszarów Alp będących pod wpływem klimatu morskiego, nie mogą być użyte jako wskaźniki obecności zmarzliny (Harris 1981).

Z obecnością przysypanego lodu związane są takie formy jak wały moren z jądrem lodowym, częste w górach strefy subarktycznej (Østrem 1964, 1965), formy termokrasu lub palsa, które jednak wymagają specjalnych cech zwietrzelin, pokrywy roślinnej i śnieżnej (Seppälä 1986, 1995, 1997; Sollid, Sørbel 1998). Obecność wałów moren z jądrem lodowym jest ograniczona do obszarów współwystępowania lodowców i wieloletniej zmarzliny. Za geomorfologiczne wskaźniki obecności wieloletniej zmarzliny uważana jest także obecność wieloletnich płatów śniegu (Furrer, Fitze 1970a; Haeberli 1975, 1978). Jednak nie jest to wskaźnik jednoznaczny, gdyż wieloletnie płaty śnieżne nie zawsze zalegają w miejscach gdzie stwierdzono zmarzlinę np. w Tatrach (Rączkowska 1993; Kędzia 2004).

4.2. WSPÓŁCZESNE ZŁODOWACENIE

Kolejnym ważnym elementem środowiska przyrodniczego, który ma wpływ na rozwój rzeźby peryglacjalnej są lodowce, szczególnie, że nie każdy masyw typu wysokogórskiego jest współcześnie zlodowacony. Strefa peryglacjalna, czyli obszar, gdzie klimat sprzyja rozwojowi rzeźby peryglacjalnej w górach obejmuje obszar powyżej górnej granicy lasu, z którego wyłączone są tereny zajęte przez lodowce. Tabela 1 przedstawia położenie górnej granicy lasu i dolnej granicy lodowców w poszczególnych masywach, co odzwierciedla pionową rozciągłość strefy peryglacjalnej.

Ponieważ lodowce górskie najczęściej są typu dolinnego i nie okrywają zwartą czapą całej powierzchni powyżej pola firnowego, ponad nimi istnieje „górna” strefa peryglacjalna. Warunki środowiskowe w tej strefie są zasadniczo odmienne od tych panujących w strefie poniżej lodowców. Główna różnica polega na całkowitym lub prawie całkowitym braku zwietrzliny i obecności ciągłej wieloletniej zmarzliny. Należą do niej powierzchnie szczytowe i ściany nunataków, szczególnie powszechne w Alpach. Opinie o aktywności procesów peryglacjalnych w strefie ponad lodowcami są podzielone. W górach Szkocji o aktywności procesów w tej strefie w okresie zlodowacenia Loch Lomond świadczy istnienie rozległych blokowisk (*blockfields*) na wierzchołkach (Ballantyne, Harris 1994). Natomiast W. Haeberli (1996) stwierdza na podstawie doświadczeń alpejskich, że w strefie ciągłej zmarzliny skuteczność

procesów peryglacjalnych jest znacznie ograniczona. Jednak duże amplitudy dobowe temperatury i możliwość przejść przez zero przez cały rok, charakterystyczne dla wysokich gór niskich szerokości geograficznych (Harris 1988; French 1996), jak również wyniki wieloletnich pomiarów poszerzania szczelin w litej skale (Galibert 1965; Matsuoka i in. 2003) wskazują, że wietrzenie mechaniczne, mrozowe jest aktywne również w obszarze powyżej lodowców.

Rozwój rzeźby peryglacjalnej jest zależny także od typu zlodowacenia. W Górach Skandynawskich, występuje zlodowacenie fjeldowe, w którym lodowce zajmują szerokie wierzchowiny a ich jezory rzadko schodzą do den dolin. Oznacza to, że górna część strefy peryglacjalnej w zasadzie tam nie występuje.

O tym, że zlodowacenie obszaru wysokogórskiego ogranicza przestrzeń dla rozwoju rzeźby peryglacjalnej, świadczą między innymi wyniki badań M. Imhofa (1996, 1998) w Alpach Berneńskich. Udowadnia on, że góry o dużym zlodowaceniu współczesnym, nie są predysponowane do rozwoju na ich obszarze rzeźby peryglacjalnej. Pomimo, że wieloletnia zmarzlina jest w nich szeroko rozprzestrzeniona, to lodowce gruzowe występują rzadko, a ich rozmiary są niewielkie.

Inne parametry klimatu decydują o rozwoju zlodowacenia, a inne o rozwoju zespołu zjawisk peryglacjalnych. Klimat peryglacjalny jest głównie suchy i mroźny, podczas gdy klimat glacialny jest wilgotny i tylko chłodny (m.in. Jahn 1975; Harris, Corte 1992; Lautridou i in. 1992). Procesom peryglacjalnym sprzyjają niższe temperatury z częstymi oscylacjami temperatury wokół zera, małymi opadami – poniżej 400 mm rocznie, występującymi głównie zimą. Tworzeniu warunków peryglacjalnych sprzyja zanik wpływu klimatu morskiego (Marks 1992). Zatem także środowisko peryglacjalne gór zlodowaczonych i niezlodowaczonych powinno się różnić, chociaż w tych drugich występują lodowczyki np. w Tatrach i wieloletnie płaty śnieżne (Tatry, Retezat, Făgăraș, Cairngorms), to są one elementami systemu peryglacjalnego.

W bezpośrednim sąsiedztwie jezorów lodowcowych warunki klimatyczne, wilgotność gruntu są różne od tych w odległości kilkuset metrów od lodowca, między innymi, dlatego że w tej strefie występują katabatyczne wiatry obniżające temperaturę (Ballantyne, Mathews 1982; Obleitner 1994; Van Den Broeke 1997). Współcześnie występuje tutaj strefa peryglacjalna sensu stricto. H. French (1996) nazywa ją strefą proglacjalną i uważa za odpowiednik środowiska peryglacjalnego w sensie zaproponowanym przez W. Łozińskiego (1912). Obserwacje własne autorki z Alp i Pirenejów, a także mapy rzeźby peryglacjalnej (np. Stingl 1969; Lehmkuhl 1989; Garcia-Ruiz 1989; Garcia-Ruiz i in. 1992) wskazują na to, że jest to obszar, na którym aktywnie i licznie

rozwijają się formy peryglacjalne. Ich rodzaj zależy od uwarunkowań lokalnych, głównie litologii. Szczególna aktywność procesów mrozowych oraz rozwój form, zwłaszcza gruntów strukturalnych, zostały stwierdzone, także w strefie marginalnej lodowców w Górach Skandynawskich (Ballantyne, Mathews 1982; Ballantyne 2002a, b; Rączkowska 2003a; Haugland 2006).

4.3. PIĘTROWOŚĆ A STREFOWOŚĆ ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO

Zróźnicowanie środowiska peryglacjalnego związane z szerokością geograficzną, jak i z wysokością nad poziom morza najlepiej widoczne jest w powiązaniu ze zmiennością warunków klimatycznych. Wydzielenie wśród typów strefy peryglacjalnej typu polarnego i wysokogórskiego jest pośrednio wyrazem odmienności klimatu w tych obszarach.

4.3.1. SPECYFIKA KLIMATU WYSOKICH SZEROKOŚCI GEOGRAFICZNYCH

Zasadniczą cechą wysokich szerokości geograficznych jest dzień i noc polarna oraz związane z nimi stałe letnie nagrzewanie oraz noc w zimie poza kołem polarnym (Harris 1988). Radiacja słoneczna jest zasadniczo niska, a powyżej 52° północnej szerokości geograficznej wielkość potencjalnego promieniowania słonecznego przyjmuje stałe wartości (Johnston 1981). Wynikiem półrocznego dnia i nocy są sezonowe cykle przebiegu temperatury obejmujące zimne lata i bardzo chłodne zimy, które z geomorfologicznego punktu widzenia są ważniejsze niż krótkoterminowe dzienne cykle zamarzania i odmarzania. Roczny cykl temperatury to najważniejsza cecha wyróżniająca polarną albo arktyczną odmianę klimatu peryglacjalnego. Nawet przy niskich opadach grunt w lecie jest wilgotny, gdyż jest nasycony wodą z topniejącego śniegu, dodatkowo zatrzymywaną w gruncie przez nieprzepuszczalną warstwę wieloletniej zmarzliny. Ten typ klimatu występuje w Górach Skandynawskich.

4.3.2. SPECYFIKA KLIMATU WYSOKICH GÓR

Góry w stosunku do innych obszarów, charakteryzują się większymi wartościami nasłonecznienia i radiacji, obecnością inwersji termicznych oraz zróźnicowaniem temperatury wskutek spływów powietrza lub ekspozycji stoków. Reżim termiczny gór jest także w istotny sposób determinowany warunkami lokalnymi (Hariss 1988). Nadrzędnymi cechami klimatu gór jest piętrowość i mozaikowość.

J. Tricart (1970) wyróżnił w górach Europy, położonych w strefie umiarkowanej, poniżej granicy wieloletniego śniegu, górski typ klimatu, który od-

powiada wysokogórskiemu typowi klimatu peryglacjalnego według C.K. Ballantyne'a i C. Harris (1994). Cechują go znaczne sezonowe i dobowe wahania temperatury powietrza i gruntu. Liczba oscylacji temperatury wokół zera, zarówno dobowych jak i sezonowych, jest większa niż w innych strefach (French 1976; Harris 1988). Ze wzrostem wysokości bezwzględnej wzrasta liczba przejść przez zero, natomiast skraca się okres bez przymrozków. Latem warunki w obszarach wysokogórskich i polarnych są podobne, ale w obszarach polarnych lata są krótsze. Natomiast temperatury zimy są wyższe w obszarach polarnych niż wysoko w górach średnich szerokości geograficznych (Harris 1988).

Bariera orograficzna, jaką są góry powoduje, że opady są w nich stosunkowo wysokie, na ogół z przewagą zimowych opadów w postaci śniegu (Ballantyne, Harris 1994; French 1996). W obszarach wysokogórskich niższych szerokości geograficznych śnieg zalega krócej a okresy letnie są dłuższe. Wcześniejsze stopienie pokrywy śnieżnej wystawia grunt na insolację, podnosi ewapotranspirację i powoduje przesuszenie pokryw, większe niż w obszarach arktycznych. Ponadto znaczne prędkości wiatru na dużych wysokościach przyczyniają się do większej redystrybucji pokrywy śnieżnej (Harris 1988). Pokrywa śnieżna jest zarówno zróżnicowana przestrzennie jak i pod względem długości zalegania w poszczególnych latach. Ta niestałość pokrywy śnieżnej może być przyczyną braku ukształtowania się niektórych form peryglacjalnych np. palsa w wysokich górach poza strefą arktyczną, pomimo występowania tam potencjalnych warunków dla ich powstania (Harris 1982).

4.3.3. PIĘTROWOŚĆ I STREFOWOŚĆ ROŚLINNOŚCI

Absolutna górna granica występowania drzew (*treeline*) będąca granicą środowiska peryglacjalnego (Ballantyne, Harris 1994), w górach związana jest z wysokością, natomiast odpowiadająca jej absolutna północna granica występowania drzew z szerokością geograficzną. W obszarach górskich pokrywa się ona z fizjonomiczną granicą drzew, czyli granicą lasu (Hustich 1966), która w obszarach arktycznych lub subarktycznych może mieć inny przebieg.

Piętrowy układ roślinności jest cechą charakterystyczną gór, niezależnie od położenia w strefie klimatycznej, wynikającej z szerokości geograficznej. Strefowość decyduje głównie o charakterze roślinności, czyli o gatunkach budujących formacje roślinności w odpowiednikach poszczególnych pięter w różnych grupach górskich. Powoduje również obniżanie wysokości bezwzględnej granic poszczególnych pięter wraz ze wzrostem szerokości geograficznej.

4.3.4. PIĘTROWOŚĆ I STREFOWOŚĆ RZEŻBY PERYGLACJALNEJ W GÓRACH

W świetle koncepcji systemów morfoklimatycznych na kuli ziemskiej (Pel-
tier 1950; Büdel 1977; Bremmer 2004) i ich odpowiedników w piętrach wyso-
kościowych w górach, obszary wysokogórskie współcześnie niezlodowacone
są zaliczane do środowisk naturalnych poddanych intensywnej erozji i denu-
dacji (Corbel 1959; Kotarba, Starkel 1972; Midriak 1983; Kotarba i in 1987),
a procesy w obszarach ponad górną granicą lasu traktuje się jako ekwiwalent-
ne w stosunku do procesów peryglacjalnych (Jahn 1970b).

Piętrowość jest naturalną cechą środowiska przyrodniczego gór, która do-
tyczy głównie klimatu i roślinności. Obejmuje także procesy morfogenetycz-
ne i wtedy jest określana mianem piętrowości geoekologicznej (Troll 1973a;
Kotarba 1976). Już G. Furrer (1965) uznał w Alpach (profile od jeziora Thun
do Matterhornu i od Ratikonu do Berniny, o różnicy wysokości od 2000 do
2400 m n.p.m.) dolną granicę soliflukcji za dolną granicę piętra subniwalne-
go. Piętrowość procesów i rzeźby peryglacjalnej w górach, w tym także wy-
znaczanie pionowych zasięgów występowania i rozwoju poszczególnych form
rzeźby, stanowiła przedmiot wielu prac – w Skandynawii (Rapp, Rudberg 1960;
Rudberg 1972, 1977; Harris 1982; Lindh i in. 1988; Ødegård i in. 1988; Nie-
ssen i in. 1992; Rączkowska 2003a), w Alpach (Höllerman 1967; Stingl 1969;
Kaiser 1987; Veit 1988; Lehmkuhl 1989), w Tatrach (Kotarba 1976; Kotarba
i in. 1987; Rączkowska 2003b, 2004a, b), w innych górach Europy (Höllerman
1967; Kelletat 1970a; Karrasch 1977; Harris 1982; Jeckel 1988).

Ustalenie piętrowego zróżnicowania rzeźby peryglacjalnej jest trudne, ze
względu na odmienne cechy poszczególnych środowisk, które różnicują prze-
bieg procesów peryglacjalnych i ich efekty (Washburn 1980). Samo ustalenie
pionowych zasięgów form utrudniają także niejasności metodyczne. C. Harris
(1982) przyjmując dolną i górną granicę form soliflukcyjnych, sortowanych
i niesortowanych gruntów strukturalnych oraz blokowisk w rejonie płn. Nor-
wegii (Okstidan) obliczył średnie i odchylenia standardowe danych wysoko-
ściowych. Jednakże stosując tę metodę, zbyt duże znaczenie przypisuje się
formom ekstrazonalnym.

Strefowość rzeźby peryglacjalnej jako pierwszy sugerował C. Troll (1944).
Próbie określenia klimatycznej strefowości rzeźby peryglacjalnej w obszarach
górskich podjął S. Harris (1994), który wydzielił następujące trzy wyraźne
typy rzeźby: z dominacją aktywnych lodowców gruzowych, z dominacją ak-
tywnych strumieni gruzowych, oraz z dominacją rzeźby geliflukcyjnej. Pierw-
szy typ występuje w klimacie zimnym i wilgotnym, gdzie średnia roczna tem-
peratura powietrza wynosi od -1 do -15°C , a roczna suma opadów w granicach

400–1500 mm. Typ drugi jest związany z klimatem zimnym i suchym, gdzie średnia roczna temperatura powietrza jest wyższa niż -5°C , a opady są niższe niż 500 mm. Wyżej wymienione typy są przypisane do obszarów gdzie występuje wieloletnia zmarzlina. Z kolei rzeźba geliflukcyjna występuje w obszarach o łagodniejszym klimacie. W Europie większość gór wysokich przyporządkowano do typu z dominacją rzeźby geliflukcyjnej, a tylko Alpy zostały zaliczone do pierwszego typu. Wydzielone w ten sposób strefy rzeźby peryglacjalnej w górach świata bardziej odzwierciedlają, uwarunkowane ekologicznie, regionalne zróżnicowanie rzeźby, niż nawiązują do strefowości klimatu. Ich definicje są zbliżone do regionu morfogenetycznego określanego jako obszar, którego rzeźba powstaje w wyniku działania takich samych lub podobnych procesów, głównie tych kontrolowanych przez klimat (Bremmer 2004).

Wydzielone przez S. Harrisa (1994) typy rzeźby peryglacjalnej nie odpowiadają typom rzeźby wydzielanym, na podstawie wysokościowego zróżnicowania morfodynamiki stoków, w górach wysokich w Europie, np. w Alpach (Galibert 1961 *vide* 1965; Chardon 1979) lub w Masywie Centralnym (Krzeniń, Sobiecki 2004), a także na świecie np. w Hindukuszu Munjan (Kaszowski 1985). Typy rzeźby peryglacjalnej są jednym z elementów w tak wydzielanych typach.

4.3.5. PIĘTROWOŚĆ A STREFOWOŚĆ ŚRODOWISKA PERYGLACJALNEGO

W środowisku górskim cechy związane z położeniem w określonej strefie klimatyczno-roślinnej np. polarnej czy umiarkowanej są modyfikowane przez piętrowość, czyli gradientowe zmiany elementów środowiska związane ze zmianą wysokości nad poziom morza. To piętrowość geoekologiczna decyduje o zmienności środowiska w danym obszarze górskim, na co wskazują m.in. J. Karte i H. Liedtke (1981) dzieląc współczesną polarną strefę peryglacjalną w Skandynawii. Dlatego nie można bezpośrednio porównywać pięter i cech ich środowiska z obszarów leżących w różnych strefach klimatycznych. Wpływa to dodatkowo na znaczny stopień skomplikowania środowiska górskiego, jego mozaikowości i różnorodności, zwłaszcza, że strefa peryglacjalna w górach obejmuje kilka pięter klimatyczno-roślinnych, czy geoekologicznych. Dlatego w poszczególnych obszarach górskich na świecie, cechy środowiska peryglacjalnego warunkujące przebieg procesów i rozwój form peryglacjalnych będą odmienne, chociażby w wyniku ich położenia w innych strefach klimatycznych.

4.4. WPŁYW KONTYNENTALIZMU KLIMATU NA ŚRODOWISKO PERYGLACJALNE

Bardzo istotnym elementem różnicującym środowisko peryglacjalne jest jego relacja do oceanicznych i kontynentalnych mas powietrza. W swej klasyfikacji C. Ballantyne, Ch. Harris (1994) wyróżniają wśród odmian klimatu peryglacjalnego – odmianę kontynentalną i odmianę klimatu o małych wahaaniach temperatury, która jest związana z wpływami klimatu morskiego.

Wpływ klimatu morskiego znacznie obniża ekstrema temperatury i zasadniczo powoduje zanik sezonowego cyklu przejść przez zero. Powszechne są krótkotrwałe cykle przejść przez zero, dzięki naprzemiennemu napływowi ciepłych i zimnych mas powietrza (Ballantyne 1986). W związku z tym przemarznięcie gruntu jest płytkie i nieciągłe (Schunke, Stingl 1973; Ballantyne 1986;). Tonujący ekstrema wpływ morza zanika wraz ze wzrastającym stopniem kontynentalizmu klimatu, co zaznacza się poprzez większe sezonowe wahania temperatury na tej samej szerokości geograficznej (Ballantyne 1986).

Wpływ kontynentalizmu klimatu wyraża się poprzez większą sezonową amplitudę wahań temperatury, występowanie tylko kilku cykli przejść przez zero oraz głębokie i długie sezonowe przemarznięcie gruntu. Jednak, pomimo niskich temperatur, głębokość zimowego przemarznięcia może być ograniczana poprzez ciepło zachowane w gruncie z okresu letniego (Harris 1988; Ballantyne, Harris 1994). Zróznicowanie sezonowego przemarznięcia gruntu w klimacie morskim i kontynentalnym udokumentowali E. Schunke i H. Stingl (1973) na podstawie badań w Alpach i na Islandii. Przebieg i charakter przejść przez zero, wyrażające stopień kontynentalizmu klimatu, zmieniają warunki określające przebieg procesów peryglacjalnych. Ponadto typ sezonowego przemarznięcia gruntu wpływa na zróżnicowanie miąższości i cech wieloletniej zmarzliny. Największą miąższość, osiąga ona na Syberii – 1500 m i na północy Kanady – około 600 m (Brown 1970; Lewkowicz 1988).

Stopień kontynentalizmu klimatu decyduje także o jego wilgotności, która z kolei wpływa na rozwój form peryglacjalnych. Oznaką kontynentalizmu jest większa suchość klimatu. Większość zonalnych form rzeźby peryglacjalnej związanych z wieloletnią zmarzliną występuje w obszarach o klimacie wilgotnym, które mają dużą zawartość lodu w gruncie (Tricart, Cailleux 1950; Harris 1982). Obszary o bardziej suchym klimacie zasadniczo nie mają form zonalnych związanych z wieloletnią zmarzliną (Harris 1988).

Wpływy klimatu morskiego czy kontynentalnego widoczne są także w przebiegu dolnej granicy strefy peryglacjalnej w górach, która w obszarach znajdujących się pod wpływem klimatu kontynentalnego leży relatywnie niżej (Jahn 1975).

Wymienione typy klimatu najczęściej występują w różnych obszarach, np. klimat morski w górach Szkocji, klimat kontynentalny w Azji Centralnej. Obie wyżej wymienione odmiany klimatu mogą występować także w obrębie tego samego łańcucha górskiego, który zwykle jest barierą dla mas powietrza. W przypadku masywów o przebiegu równoleżnikowym jak np. Góry Skandynawskie, ich zachodnie skłony mają klimat morski, natomiast wschodnie wyraźnie kontynentalny. Podobnie różnice widoczne są w Pirenejach. W dużych masywach, o bardziej skomplikowanym przebiegu, jak np. Alpy, podział pomiędzy różnymi odmianami klimatu przebiega wzdłuż osi łańcucha, ale równocześnie wzrasta stopień kontynentalizmu klimatu peryglacjalnego w poszczególnych masywach, im bardziej leżą w kierunku wschodnim łańcucha Alp lub po wschodniej części jego głównej osi. Z kolei w Tatrach, położonych w strefie klimatu przejściowego wpływy morskie i kontynentalne zmieniają się z roku na rok.

4.5. ASYMETRIA STOKÓW

Zróznicowanie środowiska peryglacjalnego w obszarach górskich związane jest także z ważną cechą gór wysokich, którą jest asymetria widoczna w wykształceniu rzeźby oraz innych elementów środowiska przyrodniczego (m.in. Plesnik 1971; Dumitraško 1974; Kotarba 1976; Kaszowski 1985; Rączkowski, Rączkowska 1992–1993).

Asymetria rzeźby często jest uwarunkowana przez strukturę geologiczną, głównie litologię. Ponadto może wynikać z usytuowania w stosunku do stron świata, wtedy najczęściej widoczna jest na stokach o ekspozycji przeciwnej (N–S lub W–E), albo z orientacji w relacji do przeważających kierunków wiatru (Hewiitt 1972). Asymetria rzeźby wyrażona jest w zróżnicowanym nachyleniu oraz morfodynamice stoków.

Różnice w dostawie energii słonecznej pomiędzy stokami o różnej ekspozycji wpływają na asymetrię pięter klimatyczno-roślinnych oraz zasięgu wieloletniej zmarzliny i zlodowacenia górskiego. Usytuowanie w stosunku do przeważających kierunków wiatru wpływa na asymetrię opadową, od której także zależy zasięg zlodowacenia.

5. WYBRANE CECHY KLIMATU OBSZARÓW WYSOKOGÓRSKICH EUROPY ISTOTNE DLA ROZWOJU RZEŻBY PERYGLACJALNEJ

Wspólną cechą klimatu analizowanych obszarów jest piętrowość, która charakteryzuje prawie każdy z elementów środowiska górskiego, w tym także parametry klimatu poszczególnych obszarów, wpływające na rozwój rzeźby peryglacjalnej. Ponadto góry cechuje ogromne zróżnicowanie klimatów lokalnych, związane z ukształtowaniem terenu, głównie z ekspozycją.

Przy ocenie parametrów klimatu pod kątem aktywności procesów peryglacjalnych istotne znaczenie ma znajomość średniej sumy rocznej opadów oraz ich rozkładu w roku, udział opadów w postaci śniegu w ogólnej sumie opadów, długość zalegania pokrywy śnieżnej i jej miąższość. Góry wysokie otrzymują więcej opadów na stokach dowietrznych (Plesnik 1971; Francou 1993). Ponadto ilość opadów zmienia się w zależności od rozległości obszarów górskich, co jest szczególnie widoczne w Alpach.

Wysokość średniej rocznej temperatury powietrza jest ważna z punktu widzenia oceny obecności wieloletniej zmarzliny, ale w górach jej wartość zmienia się z wysokością. Dlatego też trudno jej używać do bezpośrednich porównań. Ważną, a zarazem specyficzną cechą klimatu gór wysokich jest ogromne zróżnicowanie dobowe temperatury powietrza. Dobowe kontrasty termiczne są większe niż sezonowe, zwłaszcza w niskich szerokościach geograficznych (Troll 1961).

Wahania temperatury wokół zera, tak istotne dla aktywności procesów peryglacjalnych są wyraźnie zróżnicowane w profilu pionowym gór. Liczba dni z przymrozkami na ogół maleje z wysokością.

Silne promieniowanie słoneczne wpływa na temperaturę gruntu, która jest wyższa niż temperatura powietrza w tych samych miejscach. Stoki północno-zachodnie są najbardziej uprzywilejowane termicznie w górach Europy. W Alpach Otztalskich na stokach SW temperatury gruntu dochodzą do 80°C (Aulitzky 1961), a w Tatrach niekiedy przekraczają 40°C (Rączkowska 1993).

5.1. ZRÓŻNICOWANIE KLIMATU MASYWÓW W ŁUKU ALP

Alpy leżą w strefie klimatu umiarkowanego. Południowo-zachodnia część łuku znajduje się pod wpływem klimatu śródziemnomorskiego, wschodnią część i masywy wewnętrzne cechuje większy kontynentalizm. Duże różnice termiczne i wilgotnościowe są widoczne pomiędzy poszczególnymi masywami oraz stokami północnymi i południowymi. Zasadniczo stoki o ekspozycji zachodniej i północno-zachodniej otrzymują więcej opadów. Nadrzędną cechą klimatu jest piętrowe zróżnicowanie temperatury i opadów (tab. 3). Przeprowadzona poniżej charakterystyka cech klimatu, istotnych z punktu widzenia rzeźby peryglacialnej, została oparta na danych dostępnych w następujących pracach (Zannon 1985, 1989; Coutard, Francou 1989; King 1990; Francou, Reynaud 1992; Rappetti, Vittorini 1992; Kaufman 1996; Lieb 1996; Coutard i in. 1996; Imhof i in. 2000).

Średnia roczna temperatura powietrza na wysokości dolnej granicy strefy peryglacialnej waha się od $4,0^{\circ}\text{C}$ w Alpach Francuskich (masyw Argentera), poprzez $-1,0^{\circ}\text{C}$ w Alpach Penińskich, $0,0^{\circ}\text{C}$ w górnej części Doliny Engadin i wewnętrznych masywach północnych Włoch (Adamello-Presanella, Ortles-Cevedale) oraz $-0,4^{\circ}\text{C}$ w Wysokich Taurach (masyw Ankogel). Położenie izotermy $0,0^{\circ}\text{C}$ średniej rocznej temperatury powietrza ulega zmianie od 2400–2500 m n.p.m. w masywie Chambeyron w Alpach Francuskich, poprzez 2200 m n.p.m. w Gryzoni (Alpy Szwajcarskie), do 2300 m n.p.m. w Wysokich Taurach i w Masywie Ortles-Cevedale. Natomiast w górnej części strefy peryglacialnej średnia roczna temperatura powietrza wynosi od $-3,0^{\circ}\text{C}$ w Alpach Francuskich (masyw Chambeyron 3050–3150 m n.p.m.) do $-4,1^{\circ}\text{C}$ w Alpach Penińskich (Gornergrat, 3135 m n.p.m.) i Alpach Wschodnich (Sonnblick, 3106 m n.p.m.). W najwyższych położonych stacjach meteorologicznych osiąga około $-8,0^{\circ}\text{C}$ (Grossglockner, Jungfrauojch ok. 3400 m n.p.m.).

W Alpach temperatura powietrza charakteryzuje się dużymi sezonowymi i dobowymi wahaniami, rzędu kilkunastu stopni. W obszarze powyżej górnej granicy lasu przejścia przez zero temperatury powietrza i gruntu są możliwe w ciągu całego roku. Roczna liczba dni z przejściami przez zero temperatury powietrza w tej strefie, na podobnej wysokości, waha się od 22% dni w roku w Alpach Francuskich (Briançonnaise) do 63% w Alpach Włoskich (masyw Ortles-Cevedale). Najczęściej dobowe wahania temperatury zdarzają się wiosną i jesienią.

Sezonowe wahania temperatury gruntu wokół zera stopni są charakterystyczne dla stoków północnych, a dobowe dla grzbietów i stoków południowych. Liczba przejść przez zero temperatury gruntu waha się od kilkudziesięciu do kilkuset i jest 2-3-krotnie wyższa na stokach ciepłych oraz rośnie wraz

Tabela 3. Charakterystyka klimatu Alp

Cechy klimatu/obszar	Masyw Argentera	Masyw Chambeyron	Masyw Queyras	Alpy Briançonnaise	Alpy Bemeńskie	Alpy Walijskie	Dolina Engandin	Masyw Ortlesa	Wysokie Taury	
									Masyw Ankogel	Masyw Sonnblick
Srednia roczna temperatura (°C) /wysokość m n.p.m.	4,0/2000	-2,0/2800–2750 -3,0/3050–3150	4,7/2040						0,4/2248	1,2/2036 -5,9/3106
Roczna suma opadów (mm) /wysokość (m n.p.m.)	1000	1500–2000	791/2040		-0,5/2287 -4,0/3000 -8,0/3400	-0,5/2472 -1,0/2500 -4,1/3135 -5,9/3488	-0,8		1776	1500/2000 1569/2036 1723/3106
Wysokość (m n.p.m.) izotermy 0°C		2400		2400–2500	4000max 1598/2287 2700/3000	2206/2472 1500/2500 1190/3135	1000–1500	1900–2000	2300	2300
Liczba dni z przejściem przez zero temp. powietrza				79			2200–2300	2300		
Liczba dni z przejściem przez zero temp. gruntu		40(E)–135(NW)		60(S)–210(N)				229/1580 206/2600		
Głębokość przemarznięcia (cm) / wysokość (m n.p.m.)		40–50/2500– 2700 150/3050–3170		48/2450						
Grubość pokrywy śnieżnej (cm)	max >80			100–200				150		
Liczba dni ze śniegiem na wys. izotermy 0°C				240–270 dni	90% opadu śnieg					
Obecność zmarzliny	tak	tak		tak	tak	tak	tak	tak		tak
Źródło	Rappetti, Vittorini (1992)	Centre... (1980), Coutard i in. (1996)	Lehmkuhl (1989)	Francou (1988)	Imhof (1996), Imhof i in. (2000)	Lambiel, Reynard (2001), King (1990)	Gamper (1987), Matsouka (2001a)	Zanon (1985, 1989)	Lieb (1996)	Lehmkuhl (1989)

z wysokością bezwzględną, aż do dolnej granicy ciągłej wieloletniej zmarzliny (2900–3000 m n.p.m.). Grunt zamarza tam w październiku–listopadzie. Przemarznięcie gruntu na stokach północnych trwa około 7 miesięcy, a na południowych około 2 miesięcy. Głębokość przemarznięcia wynosi od 0,5 do ponad 1,5 metra.

Opady roczne są bardzo zróżnicowane. Najwyższe opady otrzymują Alpy Berneńskie, gdzie lokalnie suma roczna przekracza 4000 mm. Występują duże kontrasty pomiędzy sąsiadującymi z sobą masywami, w zależności od wystawy na wiatry przynoszące wilgotne masy powietrza. Dla przykładu roczna suma opadów na północnym obrzeżeniu Alp Francuskich (masyw Chartreuse, 1000 m n.p.m.) wynosi 2500 mm, a po wewnętrznej stronie ich głównego grzbietu 587 mm (Briançonnaise 1300 m n.p.m.). Na wysokości około 3000 m n.p.m. roczne sumy opadów zmieniają się od 1500–2000 mm w Alpach Francuskich (Chambeyron), poprzez 2700 mm w Alpach Berneńskich, 1190 mm w Alpach Penińskich i 1723 mm (Sonnblick) w Alpach Wschodnich.

Również rozkład opadów w ciągu roku jest bardzo zróżnicowany. W południowo-zachodniej części Alp opady występują głównie wiosną i jesienią. W bardziej suchych, masywach wewnętrznych i wschodnich Alp, o większym stopniu kontynentalizmu, opady koncentrują się głównie w zimie i cechuje je większa zmienność. Największa część sumy rocznej przypada na lato, głównie lipiec (11,8% – Stülfersjoch, 12,4% – Sonnblick). Od października opady deszczu przechodzą w śnieg, który stanowi 90% opadów rocznych w szczytowych partiach gór. Pokrywa śnieżna występuje od października lub listopada i najdłużej zalega w środkowej części Alp (do 240 dni), a jej miąższość nierzadko przekracza kilka metrów, osiągając nawet kilkanaście metrów w Alpach Berneńskich. Grubość pokrywy śnieżnej jest bardzo zróżnicowana przestrzennie, ze względu na orografię terenu, przewiewanie przez wiatr oraz działalność lawin.

5.2. SUBARKTYCZNY KLIMAT GÓR PÓŁNOCNEJ SKANDYNAWII

Znaczna rozciągłość południkowa Gór Skandynawskich, wynosząca 1500 km, powoduje, iż są one klimatycznie zróżnicowane. Północna część gór leży poza kołem polarnym, będącym przybliżoną granicą klimatyczno-roślinnej dziedziny subarktycznej wydzielanej przez A. Godard'a, M.F. André (1999) za J. Blüthgenem (1970 vide Godard, André 1999) i J.K. Maizels (1995 vide Godard, André 1999). Cechą charakterystyczną klimatu Gór Skandynawskich są dwie pory roku, czyli zima i lato, oraz duże kontrasty termiczne i opadowe (Trepieńska 2002).

Średnia roczna temperatura powietrza wynosi w strefie wierzchowin, od $-8,1^{\circ}\text{C}$ (północna Szwecja, Paptetjåkka, 1834 m n.p.m.) do około $-5,6^{\circ}\text{C}$ w Jotunheimen, (południowa Norwegia). Widoczne jest także zróżnicowanie w profilu poprzecznym gór, co na przykładzie gór północnej Szwecji prezentuje tabela 4. Roczna amplituda wahań temperatury powietrza jest duża i wynosi około $20\text{--}30^{\circ}\text{C}$. Dobowa amplituda wahań temperatury powietrza jest niewielka i wynosi $1\text{--}2^{\circ}\text{C}$. Wraz z przesuwaniem w kierunku północnym cykle dobowe wahań temperatury są mniejsze i mniej liczne.

Tabela 4. Cechy klimatu Gór Skandynawskich w strefie subarktycznej

Stacja Cechy	Wysokość (m n.p.m.)	Średnia temperatura powietrza ($^{\circ}\text{C}$)			Liczba miesięcy z temp. $> 0^{\circ}\text{C}$	Opady mm (jako śnieg %)
		Rok	I	VII		
Okstidan	1800	-4,0	-9,06	10,6		940 51%
Katterjakk 68°25'N	508	-1,5			6	940 51%
Lakktatj akka 68°15'N	1228	$<-5,0$				1750 80%
Abisko 68°20'N	388	-0,9	-10,5	12,3	6	322 40%
Pjartetj akka 67°09'N	1834	-8,1	-14,4	5,4	2	
Tarfala 67°35'N	1130	-3,9	-12,0	7,1	4	1000
Nikkoluokta 67°20'N	470	-1,5	-12,7	12,8	5	456
Kiruna 67°49'N	470	-2,0	-14,3	13,1	5	505
Fannaraken 61°31'N	2662	-5,6				1221
Fokstua 62°07'N	952	-0,5				439
Røros 62°34'N	628	-0,5				480

Według B. Eriksson (1982), L. King (1986)

Główny wododział oddziela obszary o różnych cechach klimatu. Na zachód od niego zimy są łagodne i wilgotne, a okresy letnie są chłodne i mniej wilgotne niż zimy. Średnia temperatura lata wynosi $10\text{--}15^{\circ}\text{C}$. Po wschodniej stronie wododziału zimy są bardzo chłodne. Średnia temperatura stycznia w wewnętrznej części środkowej Norwegii, a także w Laponii spada poniżej -15°C .

W Górach Skandynawskich opady przynieszone są przez wiatry zachodnie wiejące znad Atlantyku. Opady mają tu wyrównany przebieg w ciągu roku. Nadmorska strona gór otrzymuje około 2000 mm opadu rocznie. Największe opady roczne, występują w górach centralnego dystryktu fiordów w północ-

nej i południowej Norwegii, gdzie najwyższe masywy są współcześnie zlodowacone. Najbardziej na zachód wysunięte masywy mają roczne opady na wysokości 5000 mm. Najmniej opadów, poniżej 300 mm rocznie otrzymuje Laponia i wyżyny środkowej Norwegii, gdzie szczególnie sucho jest w zimie (tab. 4). Charakterystyczne są na tych obszarach długotrwałe okresy opadów. Większość opadów spada podczas półrocza chłodnego. Pokrywa śnieżna na północy (Góry Abisko) zalega od października do czerwca. Jej średnia grubość nie przekracza 0,6 m. Największą miąższość pokrywa śnieżna osiąga w lutym. Przewaga zachodnich wiatrów powoduje, że na wschodnich stokach gromadzi się więcej śniegu, co wpływa również na rozkład form peryglacialnych np. nisz niwalnych.

5.3. ŚRÓDZIEMNOMORSKI KLIMAT PIRENEJÓW

Zasadnicze zróżnicowanie cech klimatu Pirenejów wynika z sytuowania ich łańcucha w stosunku do wiatrów północno zachodnich przynoszących opad. Stoki południowe leżą w cieniu opadowym oraz są bardziej nasłonecznione. Wyrazem tych różnic jest roślinność kserotermiczna i subkserofilna porastająca stoki południowe, podczas gdy na północnych przeważa buk i jodła (Plesnik 1971).

Średnia roczna temperatura zmienia się od 6,4°C w Cerler (1600 m n.p.m) poprzez 4,5°C w Llauset (1950 m n.p.m.) do 4,7°C Góriz (2220 m n.p.m.), (Balcells, Gil-Pelegrin 1992, Lampre 1994). Na podstawie danych z nisko leżących stacji wyliczono, że na wysokości 3000 m n.p.m. średnia roczna temperatura wynosi 0,5°C, a na wysokości 3200 m n.p.m. odpowiednio -1,5°C (Lampre 1994).

Izoterma 0°C średniej rocznej temperatury powietrza, w Pirenejach Środkowych leży na wysokości 2726 m n.p.m., a izoterma 0°C średniej temperatury zimy około 1000–1100 m niżej (Del Barrio i in. 1990).

Powyżej 2200 m n.p.m. średnia miesięczna temperatura powietrza jest <0°C przez 3 miesiące w roku (Balcells, Gil-Pelegrin 1992), a na wysokości 2660 m n.p.m. średnia dobową temperaturą jest ujemna przez 225 dni, w okresie od połowy października do czerwca (Sanjosé 2003). W partiach szczytowych temperatura zimą może spadać do -30°C, a latem do -10°C (Lampre 1994).

Opady w Pirenejach są zróżnicowane (tab. 5). Maksima opadowe przypadają na półrocze zimowe, a lata są suche. W strefie peryglacialnej suma roczna opadu wynosi od 1500 do 2000 mm (Serrano i in. 2006). Stacja Góriz (Monte Perdido) średnio otrzymuje 1650 mm opadu w ciągu roku. W stacjach położonych niżej, na wysokości około 1300 m n.p.m. suma roczna opadów wynosi 1630 mm, natomiast w stacjach leżących w dolinach opady są mniej-

Tabela 5. Wybrane cechy klimatu Pirenejów, Cairngorms i Karpat Południowych

Cechy klimatu/nazwa gór	Pireneje, masyw Maladeta	Cairngorms	Karpaty Południowe
Średnia roczna temperatura (°C) /wysokość m n.p.m.	6,4/1138 4,5/1950 -0,5/3000 -1,5/3200	0,0/>1100	3,3/1585 -0,5/2038 -2,6/2505
Roczna suma opadów (mm) /wysokość m n.p.m.	1239/1138 2000/2300 2500/2700	2000/>600	1200-1400 1326/2038 1278/2500
Wysokość m n.p.m. izotermy 0°C	2726		2000-2100
Liczba dni z przejściem przez zero temp. powietrza			120-160/1900 222-250/2500
Liczba dni z przejściem przez zero temp. gruntu		30-40	
Głębokość przemarznięcia (cm) /wysokość (m n.p.m.)		max 0,5	
Grubość pokrywy śnieżnej (cm)	>200/>2500; <2000 nieciągła		
Liczba dni ze śniegiem	365/3000	150-180/900	180-220
Liczba dni z temp. <0°C	225/2660		50, max. 100
Obecność wieloletniej zmarzliny	tak	nie	tak/nie
Źródło	Del Barrio i in. (1990) Sanjose (2003)	(Ballantyne, Harris 1994)	Urdea (1992, 2000), Florea (1998), Dragne i in. (2004)

sze i wynoszą od 1239 mm (Benasque, 1138 m n.p.m.) w masywie Maladety do 1323 mm w Broto (1005 m n.p.m.) w masywie Monte Perdido (Lampre 1994). W okresie lata typowe są częste gwałtowne opady o dużej intensywności. W 1982 roku zanotowano w masywie Monte Perdido 650 mm opadu w ciągu 3 dni (Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001).

W strefie peryglacjalnej 27% opadu rocznego ma postać śniegu (Balcells, Gil-Pelegrin 1992). Śnieg utrzymuje się przez cały rok na wysokości około 3000 m n.p.m. (Lampre 1994). Powyżej 2500 m n.p.m. pokrywa śnieżna ma ponad 2 m grubości. Poniżej 2000-2100 m n.p.m. pokrywa śnieżna jest nieciągła lub niestała nawet w zimie (Lopez-Moreno 2005). W półroczu zimowym zdarzają się także gwałtowne opady deszczu (Soutadé 1980).

5.4. MORSKI REŻIM PERYGLACJALNY MASYWU CAIRNGORMS

Klimat masywu Cairngorms wyróżnia się bardzo dużą wilgotnością i obecnością silnych wiatrów (tab. 5). Średnia roczna temperatura powietrza na szczytowym plateau wynosi od -0,6°C (Ben Macdui, 1309 m n.p.m.) do 0,6-0,9°C (Cairn Gorm, 1245m n.p.m.) i 1,5-2,3°C (górną stacją kolejki, 1075 m n.p.m.) (Hayness i in. 1998). Absolutne zanotowane minimum wynosi -16,5°C, a temperatura poniżej -10°C występuje niezwykle rzadko (Manley 1974). Średnio notuje się 30-40 cykli przejść przez zero temperatury powietrza w ciągu roku.

Przez około pół roku średnie miesięczne temperatury powietrza są ujemne. Przemarznięcie gruntu występuje przez 2–6 miesięcy i rzadko osiąga 0,5 m głębokości. Nie stwierdzono obecności wieloletniej zmarzliny (Ballantyne, Harris 1994).

Rocznie spada w tym obszarze około 2250 mm opadu. Pokrywa śnieżna zalega od listopada do maja, przez około 150 do 180 dni w roku. Stwierdzono dużą zmienność roczną długości jej zalegania oraz zróżnicowanie grubości pokrywy uwarunkowane silnymi wiatrami. Powyżej 900 m n.p.m. występują wieloletnie płyty śniegu (Hayness i in. 1998).

Oprócz dużej wilgotności, klimat masywu Caingorms wyróżnia się występowaniem silnych, głównie zachodnich wiatrów. Wiatry o prędkości $>30\text{m/s}$ zdarzają się w każdym miesiącu (Brise, Robertson 1970). Maksymalna średnia dobową prędkość wiatru wynosi w partiach szczytowych od 93 do 146 km/godz. Do najmniej wietrznych należą miesiące od kwietnia do sierpnia (Hayness i in. 1998).

Zatem surowość klimatu w morskim reżimie peryglacjalnym wyraża się nie poprzez ekstremalne zimno, częste cykle przejść przez zero lub głębokie przemarzanie, ale poprzez wysoką wilgotność, intensywne opady i przedłużone zaleganie pokrywy śnieżnej oraz silne, porywiste wiatry.

5.5. PODSTAWOWE CECHY KLIMATU KARPAT POŁUDNIOWYCH

Klimat Karpat Południowych (tab. 5) cechują duże kontrasty termiczne, wskazujące na kontynentalizm klimatu (Urdea 1992, 1993). Średnia roczna temperatura powietrza waha się od $3,3^{\circ}\text{C}$ w masywie Parîng (1585 m n.p.m.), poprzez $-0,5^{\circ}\text{C}$ w Tarcu (2180 m n.p.m.) do $-2,6^{\circ}\text{C}$ w Omu (2505 m n.p.m.) (Urdea 1992). W piętrze alpejskim w Făgărașu wynosi od 0 do -2°C (Florea 1998). Izoterma 0°C średniej rocznej temperatury powietrza leży na wysokości 2000–2100 m n.p.m. (Urdea 1992, 1995). W strefie peryglacjalnej przymrozki możliwe są przez cały rok (Urdea 1995). Najczęściej występują w okresie kwiecień–maj oraz październik–listopad (Niculescu, Nedelcu 1961; Florea 1998; Dragne i in. 2004). Liczba dni z przymrozkami i mrozem zmienia się z wysokością bezwzględną od 206 w Balea Lac (2038 m n.p.m.) do 255 w Omu (2505 m n.p.m.) (Urdea 1995). W Karpatach Południowych występuje ponad 125 cykli przejść przez zero temperatury powietrza w ciągu roku, w tym także w zimie (Urdea 1992, 2000; Dragne i in. 2004). Zima trwa 6–7 miesięcy (Niculescu, Nedelcu 1961). W rumuńskich Karpatach liczba dni z temperaturą ujemną waha się od 120–160 dni do 222–250 dni w roku, w piętrze 1900–2500 m n.p.m.

Roczne opady w Karpatach Południowych wynoszą 1200–1400 mm (1326,8 mm w Balea Lac i 1278 mm w Omu), w tym 50% stanowi śnieg (Niculescu, Nedelcu 1961; Urdea 1995). Najwięcej śniegu spada na wysokościach 1500–2200 m n.p.m., w okresie od trzeciej dekady września do drugiej dekady kwietnia (Dragne i in. 2004). Pokrywa śnieżna zalega przez około 200 dni (Urdea 1995; Florea 1998).

Przeważają wiatry północne, wiejące z prędkością 10–12 m/s przez około 1600 godzin i 21 m/s przez około 900 godzin rocznie (Urdea 1995), a w zachodniej części Făgărașu ich prędkość osiąga 120 km/godz. (Florea 1998)

5.6. KLIMAT TATR

W Tatrach występuje klimat wysokogórski strefy umiarkowanej. Północna strona Tatr ma klimat surowszy i bardziej wilgotny, południowa łagodniejszy i suchszy. Wśród wielu opracowań cech klimatu Tatr do najbardziej kompleksowych i szczegółowych należą opracowania M. Hessa (1965, 1974), M. Končeka, red. (1974) oraz T. Niedźwiedzia (1992).

Średnia roczna temperatura powietrza w strefie peryglacjalnej Tatr waha się od 3,4°C do –3,8°C i jest ujemna w partiach szczytowych (tab. 6). Izoterma 0°C średniej rocznej temperatury powietrza leży na wysokości 1800 m n.p.m.

Występują znaczne roczne i dobowe amplitudy wahań temperatury powietrza. W zimie temperatura spada do –30°C, a w lecie maksymalna zanotowana temperatura powietrza na Kasprowym Wierchu nie przekroczyła 25°C. Amplituda dobowa może przekroczyć 20°C. Liczba dni z temperaturą ujemną zmienia się od 68 (Hala Ornak) do ponad 150 dni na wysokości 2000 m n.p.m.

Tabela 6. Charakterystyka klimatu Tatr

Stacja	Kasprowy Wierch	Hala Gąsienicowa	Dolina Pięciu Stawów Polskich	Łomnica	Skalne Pleso	Strbske Pleso	Hala Ornak
Wysokość (m n.p.m.)	1991	1520	1670	2635	1786	1330	1109
Srednia roczna temperatura powietrza (°C)	-0,8	2,3	1,1	-3,8	1,6	3,4	3,2
Liczba dni z temp. min <0°C i temp. max >0°C	78	93	94	88	111	118	126
Liczba dni bez przymrozków	48	102	82	4	93	120	120
Opady (mm)	Styczeń	142	70	71			74
	Lipiec	215	247	260			206
	Suma roczna	1889	1664	1692	1645	1323	1490

Według T. Niedźwiedź (1992), M. Konček red. (1974)

Liczba dni z przejściem temperatury powietrza przez zero jest powiązana ze średnią temperaturą miesiąca. W obszarze wysokogórskim Tatr przejścia przez zero mogą występować przez cały rok. Najwięcej dni z przymrozkami występuje u podnóża gór i na wysokości 1600–1800 m n.p.m., a ich liczba maleje w pasie wysokościowym 2000–2400 m n.p.m. (Hess 1965). Grunt przemarza na głębokość, co najmniej 1 m.

Równoleżnikowy układ Tatr nie sprzyja powstawaniu asymetrii opadowej. Średnie roczne sumy opadów wahają się od 1100 mm do 1900 mm. Największe miesięczne, a także dobowe, sumy opadów występują w lecie (czerwiec-lipiec). Opady letnie koncentrują się na stokach północnych pomiędzy 1400 a 2000 m n.p.m. Im wyżej tym większy udział opadów zimowych (w partiach szczytowych stosunek opadów zimowych do sumy rocznej wynosi 0,64). W ciągu roku zdarza się 215–226 dni z opadem. W obszarze powyżej górnej granicy lasu opad w postaci śniegu możliwy jest przez cały rok.

Pokrywa śnieżna pojawia się najczęściej w listopadzie lub grudniu. Liczba dni z pokrywą śnieżną zmienia się od 124 u podstawy Tatr do 228–236 na wysokości 2000 m n.p.m. i 290 dni w partiach szczytowych. Grubość pokrywy śnieżnej zmienia się od 237 cm na Hali Gąsienicowej (1520 m n.p.m.) do 320 cm na Kasprowym Wierchu (1991 m n.p.m.). Największą miąższość pokrywy notuje się w lutym-marcu. Teoretyczna linia wieloletniego śniegu leży na wysokości 2220 m n.p.m.

Przeważają wiatry zachodnie i południowo-zachodnie. Średnia roczna prędkość wiatru na szczytach wynosi 6 m/s, przy czym występuje 194 dni z wiatrem o prędkości > 10 m/s i 62 dni z wiatrem o prędkości > 15 m/s. Najbardziej niszczycielskie są wiatry fenowe, wiejące z prędkością około 80 m/s.

6. CHARAKTERYSTYKA WSPÓŁCZESNEJ RZEŻBY PERYGLACJALNEJ TATR I WYBRANYCH GRUP WYSOKOGÓRSKICH

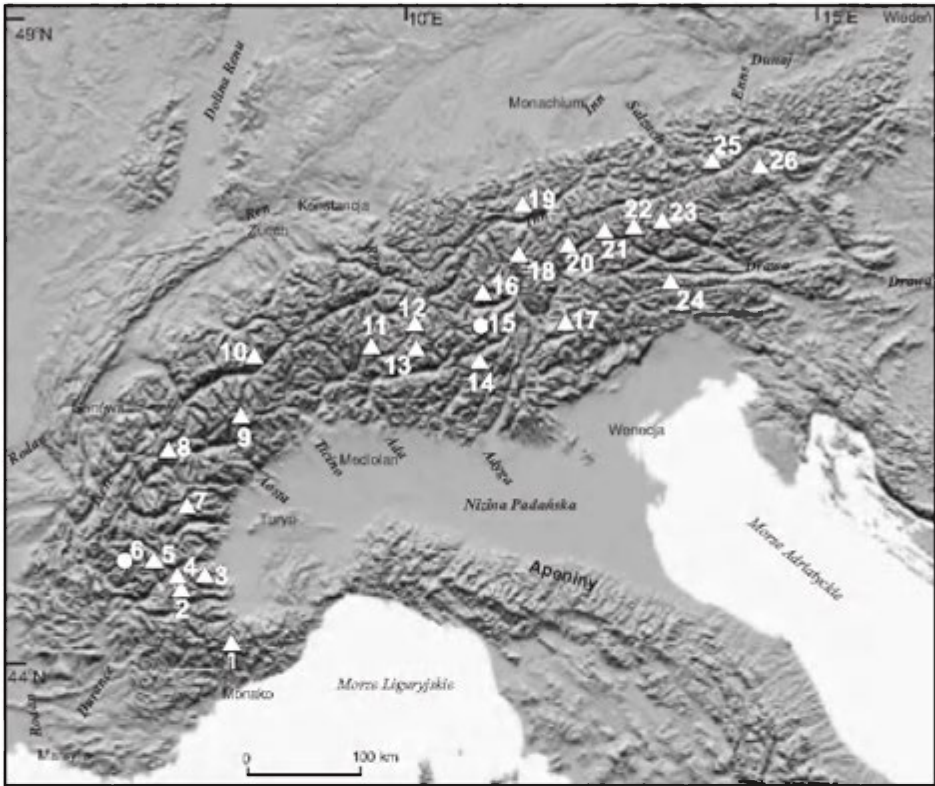
6.1. ALPY

6.1.1. WPROWADZENIE

Alpy, najwyższe (Mont Blanc 4807 m n.p.m.) i najbardziej rozległe (długość 1200 km, szerokość 150–250 km) góry wysokie Europy mają zróżnicowaną budowę geologiczną i rzeźbę typu alpejskiego, ze stromymi stokami i głębokimi dolinami, przekształconą przez działalność lodowców w plejstocenie. Najwyższe partie gór są współcześnie zlodowaczone.

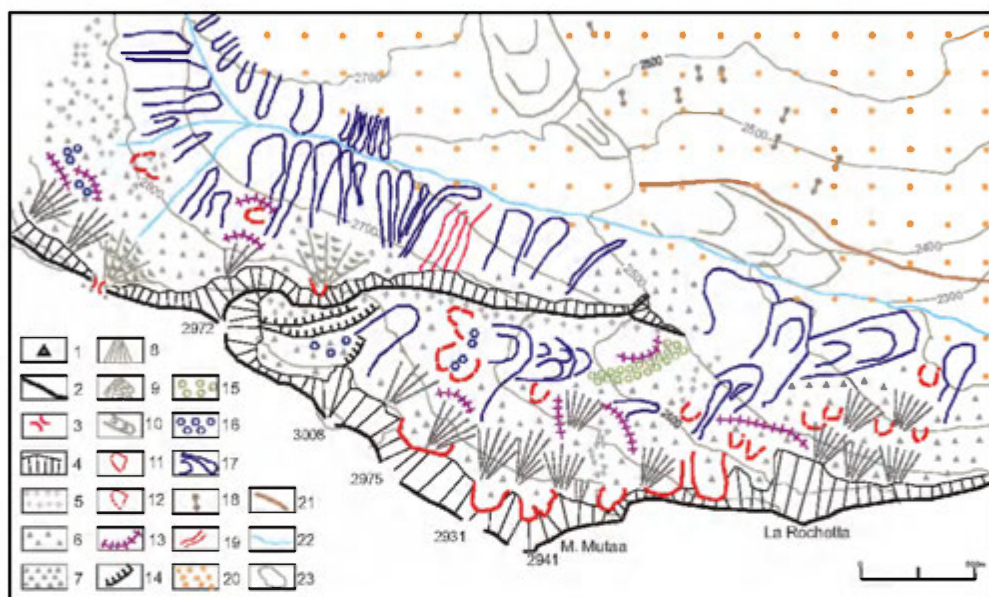
Warunki dla rozwoju rzeźby peryglacjalnej w Alpach występują w stosunkowo szerokiej strefie obejmującej kilka pięter klimatycznych. F. Lehmkuhl (1989) wskazał na zróżnicowanie zasięgów wysokościowych wybranych form peryglacjalnych, podobnie jak i zdefiniowanej klimatycznie strefy peryglacjalnej wzdłuż łuku Alp. Rozciągłość pionowa piętra peryglacjalnego, ograniczonego od dołu dolną granicą soliflukcji, położoną około 50–150 m powyżej górnej granicy lasu, a od góry górną granicą gruntów strukturalnych, wynosi 1050 m w masywie Ortles-Cevedale (Höllerman 1967), a w Alpach Walijskich (Penińskich), gdzie jej górna granica sięga 3400 m n.p.m. (Furrer 1965), dochodzi do 1100 m (ryc. 5). Jednak już ta sama rozciągłość określona na podstawie górnej granicy lasu i granicy wieloletniego śniegu w Alpach Wschodnich wynosi zaledwie 800 m. Zmienność położenia górnej granicy lasu i granicy wieloletniego śniegu w Alpach i innych obszarach górskich przedstawia tabela 1. Granice pionowych zasięgów form rzeźby peryglacjalnych przyjmują wyższe wysokości bezwzględne w centralnej części masywu w stosunku do obrzeży (Höllerman 1964, 1967; Stingl 1969).

Rzeźbę peryglacjalną Alp cechuje duża różnorodność. Mapy geomorfologiczne obszarów alpejskich, zarówno te ogólne (np. P. Höllerman (1964), W. Rączkowski i Z. Rączkowska (1992–1993), GNGFG CNR (1986), W. Rączkowski (1997) – masyw Ortles-Cevedale, M. Igout (1971) – Ubaye-Chambeyron, B. Kaiser (1975) – Vanoise-Lanseria) jak i szczegółowe mapy rzeźby peryglacjalnej (np. Stingl 1969; Marenzy 1977a, b; *Centre...* 1980; Lehmkuhl 1989; Pierrehumbert 1998) ukazują bogaty zestaw form peryglacjalnych, od lodowców gruzowych przez formy soliflukcyjne i mrozowe do miniaturowych



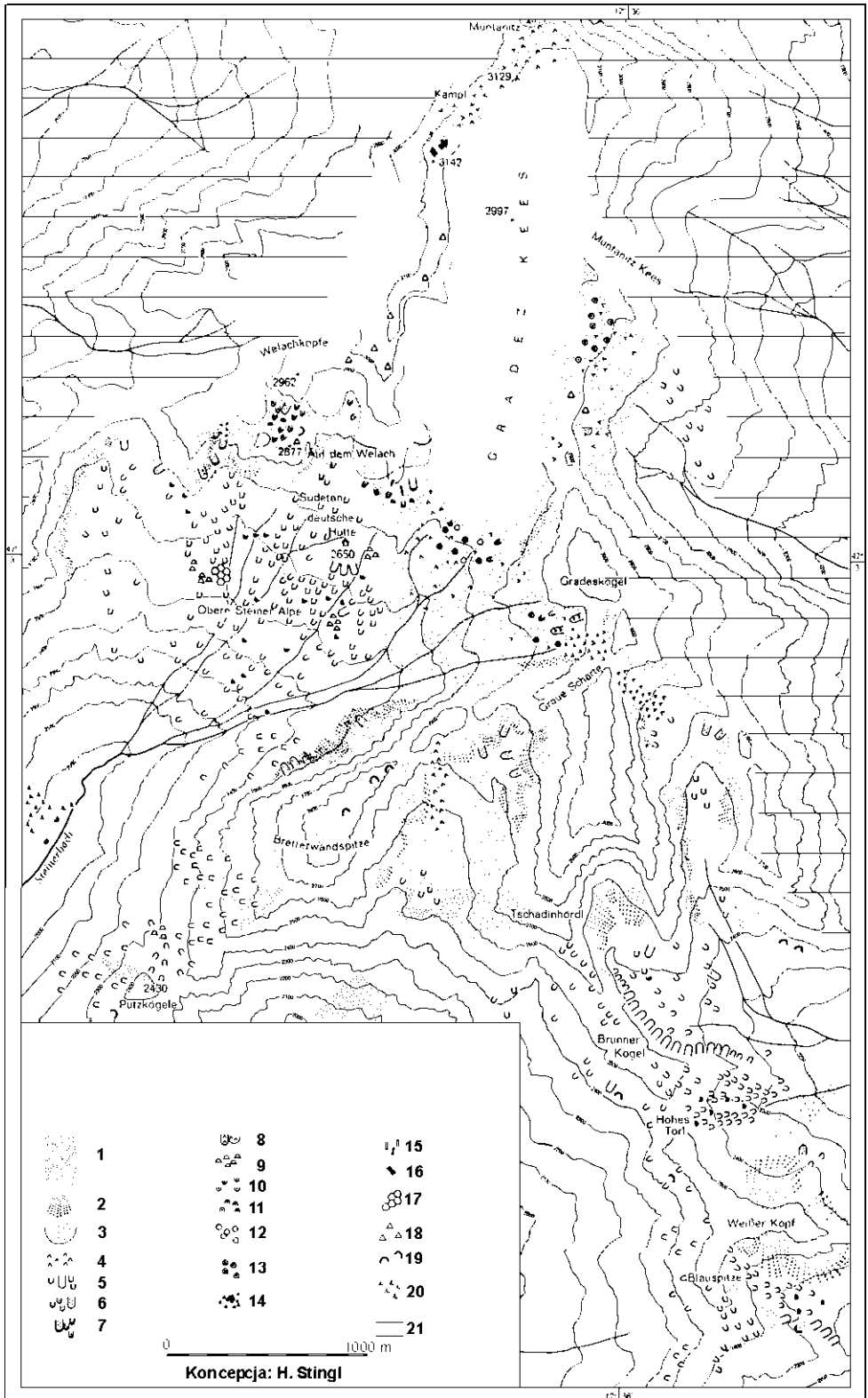
Ryc. 5. Lokalizacja ważniejszych obszarów badań w Alpach. Oznaczenia: koło – badania autorki, trójkąt – badania innych autorów. 1–Argentera, 2 – Ubaye (Chambeyron), 3 – Queyras, 4 – Monte Viso, 5 – rejon Briançonnaise, 6 – Ecrins, 7 –Vanoise, 8 –Mont Blanc, 9 – Alpy Walijskie (Penińskie), 10 – Alpy Berneńskie, 11– Alpy Retyckie, 12 – dolina Engadin, 13 – Bernina, 14 – Adamello-Presanella, 15 – Ortles-Cevedale, 16 – Alpy Oetztałskie, 17 – Dolomity, 18 – Stubaier, 19 – Alpy Bawarskie, 20 – Alpy Zillertalskie, 21 – Venediger, 22 – Wysokie Taury (Glockglockner, Granatspitze), 23 – Wysokie Taury (Ankogel), 24 – Alpy Karniackie, 25 – Dachstein, 26 – Niskie Taury. Model wysokościowy terenu GTOPO30 ze strony <http://www.landcover.org>.

Location of main studies areas in the Alps. Signs: circle sites studied by the author, triangle sites studied by other researchers. 1 the Argentera, 2 the Ubaye (Chambeyron), 3 the Queyras, 4 Monte Viso, 5 Briançonnaise area, 6 the Ecrins, 7 the Vanoise, 8 Mont Blanc, 9 the Wallis Alps (the Pennines), 10 the Bernese Alps, 11 the Rhaetian Alps, 12 the Engadin valley, 13 the Bernina, 14 the Adamello-Presanella, 15 the Ortles-Cevedale, 16 the Ötztaler Alps, 17 the Dolomites, 18 the Stubaier Alps, 19 the Bavarian Alps, 20 the Zillertaler Alps, 21 the Venediger, 22 the Hohe Tauren (Glockglockner, Granatspitze), 23 the Hohe Tauren (Ankogel), 24 the Carniche Alps, 25 the Dachstein, 26 the Niedere Tauren. Digital elevation model GTOPO30 from <http://www.landcover.org>.



Ryc. 6. Szkic geomorfologiczny górnej części doliny Madriccio w masywie Ortles-Cevedale (Alpy Włoskie). 1 – wierzchołki, 2 – granie, 3 – przełęcze, 4 – ściany skalne, 5 – stoki skalne, 6 – świeże pokrywy blokowe z wietrzenia *in situ*, 7 – stoki usypiskowe, 8 – stożki usypiskowe, 9 – stożki obrywowe, 10 – reliktywne lodowce gruzowe, 11 – nisze niwalne z krawędziami skalnymi, 12 – nisze niwalne wycięte w materiale gruzowym, 13 – wały niwalne aktywne, 14 – załomy strukturalne na stoku, 15 – nieaktywne poligony i pierścienie sortowane, 16 – aktywne poligony i pierścienie sortowane, 17 – loby soliflukcyjne, 18 – orające głazy, 19 – rozcięcia erozyjne, 20 – dno doliny przykryte materiałem morenowym, 21 – wał morenowy, 22 – potoki, 23 – poziomice

Geomorphological sketch of the upper part of the Madriccio valley in the Ortles-Cevedale massif (the Italian Alps). 1 summits, 2 ridges, 3 passes, 4 rockwall, 5 rocky slopes, 6 slope cover with blocks produced by *in situ* weathering, 7 talus slopes, 8 talus cones, 9 rockfall cones, 10 relict rock glaciers, 11 nival niches with rocky edges, 12 nival niches cut in debris cover, 13 active protalus ramparts, 14 structural escarpment, 15 non-active sorted polygons and circles, 16 active sorted polygons and circles, 17 solifluction lobes, 18 ploughing boulders, 19 erosion gullies, 20 valley bottom filled with moraine deposits, 21 moraine ridge, 22 streams, 23 contour lines



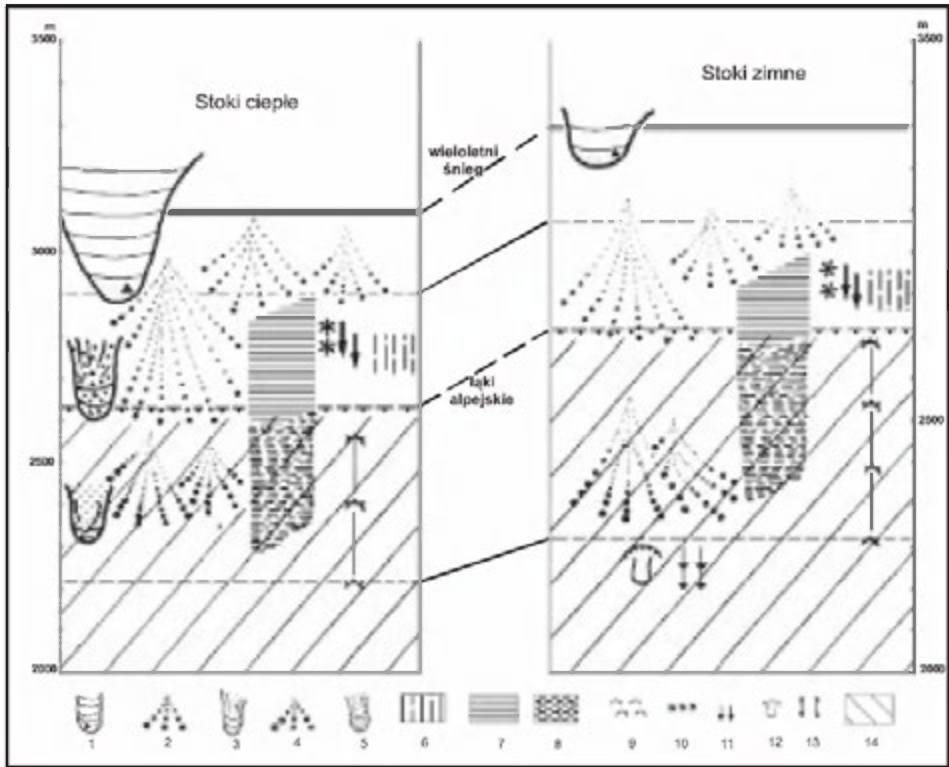
gleb strukturalnych. Lokalizację obszarów badań szczegółowo przedstawiono na rycinie 5. Są to zarówno formy wskaźnikowe dla wieloletniej zmarzliny jak i formy charakterystyczne dla szeroko pojętego środowiska peryglacialnego. Są one oczywiście zróżnicowane pod względem wykształcenia i wielkości, a także położenia wysokościowego w łuku Alp, co jest widoczne między innymi przy porównaniu map Doliny Madriccio w masywie Ortles-Cevedale (ryc. 6) i Doliny Steiner w masywie Granatspitzgruppe (ryc. 7). Masyw Ortles-Cevedale, a szczególnie Dolina Martello wraz z dolinami bocznymi (Madriccio) to główny obszar badań autorki w Alpach.

W Alpach strefa peryglacialna zawiera dwa typy środowiska peryglacialnego, czyli obejmuje obszary z wieloletnią zmarzliną (tab. 3) i obszary, w których zmarzlina nie występuje. Rozdzielająca je granica, nie jest linią ciągłą i zmienia swą wysokość w zależności od regionalnego zróżnicowania cech klimatu i środowiska (Keller i in. 1998). Ekspozycja stoku to jeden z podstawowych czynników różnicujących jej położenie. Na stokach południowych dolna granicy występowania zmarzliny leży 200–300 m wyżej (tab. 3). Również rozmieszczenie zjawisk, procesów i form peryglacialnych jest różne na stokach ciepłych i zimnych, co wykazał między innymi A. Marnezy (1977b) na podstawie analizy rzeźby w masywie Vanoise (ryc. 8).

Oprócz strefowego (pasowego) zróżnicowania rzeźby peryglacialnej istnieje także zróżnicowanie wymuszone obecnością lodowców, w tym lodowców o wyraźnych, długich jezorach. Ich obecność generuje dwie strefy przestrzenne. Jedna to wierzchołki, granie i grzbiety niezlodowaczone, wznoszące

Ryc. 7. Rzeźba peryglacialna w południowym Granatspitzgruppe (Wysokie Taury) według H. Stingla (1969). 1 – ruchome, nieuporządkowane pokrywy gruzowe na przedpolu lodowca (morenowe i fluwioglacjalne), 2 – stoki usypiskowe, 3 – miejsca wywiewania i sedymentacji eolicznej materiału frakcji piaszczystej, 4 – blokowiska, 5 – loby soliflukcyjne z pokrywą darniową, 6 – kamieniste loby soliflukcyjne, 7 – kamieniste loby soliflukcyjne z sortowaniem, 8 – loby głazowe, 9 – tufury, 10 – orające głazy, 11 – nieruchome bloki skalne 12 – pierścienie kamieniste, drobny materiał w środku (duże formy), 13 – pierścień drobnego materiału z kamienistym środkiem, 14 – pierścienie kamieniste z drobnym materiałem w środku, (formy miniaturowe), 15 – pasy kamieniste, (duże formy), 16 – pasy ziemiste, 17 – poligony, 18 – bruki deflacyjne kamieniste, 19 – girlandy wiatrowe, 20 – las, 21 – obszar nie objęty kartowaniem

Periglacial relief in southern part of the Granatspitzgruppe (the High Tauren) after H. Stingl (1969). 1 moving, mixed debris cover at glacier foreland (morainic and fluvioglacial), 2 talus slopes, 3 sites of deflation and eolian deposition of sandy material, 4 blockfields, 5 turf covered solifluction lobes, 6 debris covered solifluction lobes, 7 debris covered solifluction lobes with sorting, 8 bouldery lobes, 9 thufurs, 10 ploughing boulders, 11 stable rocky blocks 12 debris circles with fine material in centre (macro forms), 13 circles of fine material with debris in centre, 14 debris circles with fine material in centre (miniature forms), 15 debris strips, (macro forms), 16 earth strips, 17 polygons, 18 deflation stone pavement, 19 wind garlands, 20 forest, 21 areas not mapped



Ryc. 8. Piętrowość form rzeźby i lodowców w le Vallon de la Rocheure, w masywie Vanoise (wg A. Marnezy 1977a). 1 – lodowce, 2 – stożki gruzowe aktywne, 3 – lodowce gruzowe nieaktywne, 4 – stożki gruzowe nieaktywne, 5 – lodowce gruzowe aktywne, 6 – bruki kamieniste, 7 – aktywne formy soliflukcyjne (loby, języki gruzowe, orające głazy), 8 – nieaktywne formy soliflukcyjne (loby, języki gruzowe, orające głazy), 9 – tufury, 10 – poligony i pierścienie kamieniste, 11 – pasy sortowane, 12 – języki osuwiskowe, 13 – rynny erozyjne, 14 – łąki alpejskie

Zonality of relief forms and glaciers in Le Vallon de la Rocheure, in the Vanoise massif (after A. Marnezy 1977a). 1 – glaciers, 2 – active talus cones, 3 – non-active rock glaciers, 4 – non-active debris cones, 5 – active rock glaciers, 6 – boulder pavement, 7 – active solifluction forms (lobes, tongues, ploughing boulders), 8 – non-active solifluction forms (lobes, boulder tongues, ploughing boulders), 9 – thufurs, 10 – debris circles and polygons (sorted), 11 – sorted strips, 12 – landslide tongues, 13 – erosional gullies, 14 – alpine swards

się ponad lodowcem lub sterczące jako nunataki. Druga to strefa bezpośrednio u czoła lodowca lub wokół jego jezora. Ma ona szerokość do kilkuset metrów, często ograniczoną przez wysokość poziomu barku lodowcowego. Cechuje ją obecność wieloletniej zmarzliny i stosunkowo miększych pokryw z dużym udziałem drobnej frakcji oraz surowość klimatu i brak roślinności. Rzeźba w tej strefie, określana przez C. Ballantyne'a (2002a, b) mianem paraglacialnej, powstaje głównie wskutek aktywności procesów peryglacialnych. Również analiza map geomorfologicznych wskazuje na to, że aktywne formy peryglacialne w szczególnym natężeniu rozwijają się w bezpośrednim sąsiedztwie lodowców (Höllerman 1964, 1967; Stingl 1969; Marnezy 1977b; Lehmkuhl 1989; Rączkowski, Rączkowska 1992–1993; Pierrehumbert 1998). Stopień zlodowacenia masywu wpływa na wielkość przestrzeni, jaka pozostaje dostępna dla rozwoju rzeźby peryglacialnej.

Rozwój rzeźby peryglacialnej w Alpach jest także uwarunkowany przez mozaikowość mięszości pokryw zwietrzelinowych. Wielkość mięszości pokryw waha się od całkowitego braku pokryw na ścianach skalnych do pokryw o mięszości kilkudziesięciu metrów na stokach usypiskowych. Ponadto litologia podłoża i geneza pokryw są dodatkowymi czynnikami wpływającymi na ich mozaikowość.

Badania rzeźby peryglacialnej w Alpach mają bardzo długą tradycję. Prowadzone były przez uczonych z różnych krajów, przede wszystkim tych w obszarach, których rozciąga się ten najdłuższy łańcuch górski Europy, czyli z Francji, Szwajcarii, Włoch i Austrii. Stąd też sposób prowadzenia badań i ich problematyka w poszczególnych częściach łańcucha Alp nawiązują do specyfiki narodowych szkół badawczych, wpisując się jednocześnie w światowe trendy czy mody badawcze w obrębie geomorfologii. Niemieckie badania zawoocowały określeniem pionowych zasięgów klimatycznej strefy i form peryglacialnych (m. in. Höverman 1962; Höllerman 1967; Stingl 1969; Kelletat 1970a, 1977; Furer, Fitze 1970a), z kolei francuskie przyczyniły się do rozpoznania mechanizmu i środowiskowych uwarunkowań procesów mrozowych i soliflukcji (m. in. Tricart, Callieux 1950; Pissart 1964, 1973, 1974; Kaiser 1980; *Centre...* 1980; Coutard 1985; Francou 1988; Coutard i in. 1988a, b; Coutard, Ozouf 1993; Coutard i in. 1996). W ostatnich dziesięcioleciach zainteresowanie badaczy koncentruje się głównie na problematyce wieloletniej zmarzliny, jej klimatycznych uwarunkowań oraz związanej z nią rzeźby (m. in. Barsch 1992, 1996; Haeberli 1975, 1985; Vonder Mühl, Kingelé 1994). Całość uwarunkowań historii badań peryglacialnych w Alpach wyjaśnia z jednej strony bogactwo materiałów, a z drugiej ich fragmentaryczność oraz niejednorodność i trudności związane z zestawieniem danych dla większych obszarów.

6.1.2. UWARUNKOWANIA I EFEKTY WIETRZENIA MROZOWEGO

Jednym z elementów krajobrazu geomorfologicznego, najbardziej wyróżniających góry wysokie jest występowanie ścian i powierzchni skalnych. Ściany skalne są typowym i powszechnym elementem rzeźby alpejskiej, która dominuje w geologicznie młodych górach – Alpach, Pirenejach, Tatrach czy nawet Karpatach Południowych. Formy te są zdecydowanie mniej powszechne w Górach Skandynawskich czy Cairngorms.

Rozwój ścian i stoków skalnych podobnie jak pokryw gruzowych jest wynikiem procesów wietrzenia, w tym głównie wietrzenia mrozowego, które już od początku badań nad strefą peryglacjalną (Łoziński 1909; Högbom 1914) przyjmowane jest jako jeden z wiodących procesów peryglacjalnych (Troll 1944; Tricart 1970; Jahn 1970b, 1975; Washburn 1973, 1980; Embleton, King 1975; French 1976; Embleton, Thornes 1985; Ballantyne, Harris 1994; Ritter i in. 2002). W ostatnich latach niektórzy autorzy kwestionują zwiększoną efektywność tego procesu w warunkach klimatu peryglacjalnego (Thorn 1992; Hall 1995; French 1996; André 2003), sugerując, że w środowiskach innych niż peryglacjalne, intensywność wietrzenia może być większa (French 1996).

Proces wietrzenia mrozowego i jego uwarunkowania, a także mechanizm, był w Alpach szczegółowo badany w latach 80. XX wieku przez geomorfologów francuskich (m. in. Manté 1985; Coutard 1985; Lautridou; Gabert 1987; Kaiser 1987; Francou 1988; Pancza, Ozouf 1988; Coutard, Francou 1989; Rovera 1990) oraz w latach 90. XX wieku przez geomorfologów japońskich (Matsuoka i in. 1997; Matsuoka i in. 2003), a także szwajcarskich (np. Gruber i in. 2004). Wyniki pomiarów potwierdziły, że wietrzenie mechaniczne i związane z nim odpadanie zachodzi wskutek zamarzania i rozmarzania skał, związanego z cyklem rocznym i dobowym przejść przez zero (m. in. Galibert 1965; Lautridou; Gabert 1987; Francou 1988; Pancza, Ozouf 1988; Coutard, Francou 1989; Matsuoka i in. 1997;).

Stwierdzono, że wietrzenie zachodzi głównie wiosną, najczęściej w okresie kwiecień-maj (Francou 1982; Rovera 1990; Matsuoka i in. 1997), ale występuje także w zimie (Pancza, Ozouf 1988; Lautridou, Gabert 1987), głównie w styczniu i lutym. W Alpach Francuskich (Ubaye, 2450 m n.p.m) grunt jest zamarznięty tylko w grudniu (Lautridou, Gabert 1987).

Jak wskazują wyniki pomiarów temperatury ścian, w strefie peryglacjalnej, w różnych częściach Alp, przebieg wietrzenia fizycznego jest uwarunkowany przede wszystkim termicznie (Coutard 1985; Mante 1985; Kaiser 1987; Coutard i in. 1988a; Francou 1988; Coutard, Francou 1989; Coutard, Ozouf 1993; King 1990; Matsuoka i in. 1997; Matsuoka i in. 2003). Temperatura ścian i stoków skalnych zależy od ich wysokości nad poziom morza oraz eks-

pozycji (Galibert 1965; Francou 1988; Coutard, Francou 1989; King 1990; Matsuoka i in. 1997). Zarówno badania w Alpach Francuskich (Ubaye, Briançonnaise, Vanoise – ryc. 5) jak i w Alpach Szwajcarskich (Dolina Engandin, Gornergrat – ryc. 5) wykazały, że stoki o ekspozycji południowej, a także grzbiety, cechuje duża liczba płytkich, przypowierzchniowych cykli przejść przez zero w ciągu roku, dobowych lub kilkudniowych. Ponadto na stokach tych występuje stosunkowo krótkotrwałe ciągle przemarznięcie gruntu przez około 2–3 miesiące, do głębokości około 0,5 m, z temperaturą minimalną w całym roku rzadko niższą niż -8°C w Alpach Francuskich i -10°C w bardziej kontynentalnych Alpach Szwajcarskich. (Coutard, Francou 1989; King 1990; Matsuoka i in. 1997). Natomiast na ścianach i stokach o ekspozycji północnej występuje sezonowy, głęboki, cykl przejść przez zero (King 1990; Matsuoka i in. 1997), chociaż na ścianach Roc Noir du Combeynot (Briançonnaise) stwierdzono kilka cykli przejść przez zero w roku. Ciągle przemarznięcie utrzymuje się przez 7 miesięcy w roku, a temperatura często jest niższa niż -8°C do 10°C Coutard, Francou 1989).

Oprócz temperatury na przebieg wietrzenia ma także wpływ wilgotność, która kontroluje wahania temperatury (Hall 1986; Francou 1988; Coutard i in. 1988b; Matsuoka i in. 1997, Sas 2003). Fragmentacja powierzchni skalnych zachodzi wzdłuż spękań wypełnionych przez lód (Coutard, Francou 1989), a woda z topnienia lodu wspomaga działanie temperatury (Francou 1988; Coutard, Francou, 1989; Matsuoka i in. 1997). O tym, że wilgotność jest głównym czynnikiem kontrolującym przebieg wietrzenia, świadczy to, że poszerzanie szczelin zachodzi tylko na wiosnę w okresie topnienia (Matsuoka i in. 1997). Także odpadanie jest częstsze w czasie, gdy woda spływa w dużych ilościach po ścianach, a nie wtedy, gdy notuje się więcej cykli przejść przez zero (Francou 1988).

Określając mechanizm procesu wietrzenia, w nawiązaniu do modelu rozszerzania objętościowego (*volumetric expansion hypothesis*) (McGreevy 1981), sprecyzowany na podstawie wyników 7-letnich (1994–2001), równoczesnych, pomiarów termiki skał i tempa wietrzenia wskutek rozszerzania szczelin i odpadania gruzu z malowanych fragmentów ścian prowadzonych w Alpach Szwajcarskich, wyróżniono trzy typy wietrzenia (Matsuoka i in. 2003), którym przypisano następujące cechy:

A – powtarzalne cykle otwierania i zamykania szczelin rzędu 10^{-2} mm występujące często jesienią, w powiązaniu z dobowymi cyklami przejść przez zero temperatury gruntu. Niekiedy szczeliny zmieniają się, ale niewiele, w czasie lata, co może mieć związek ze zmianą wilgotności lub termiki,

Tabela 7. Tempo cofania ścian skalnych jako wskaźnik wietrzenia mechanicznego

Lokalizacja	Proces	Litologia	Tempo w mm/rok	Źródło
Alpy Szwajcarskie	cofanie		2,5	Barsch (1977)
Tarentaise	cofanie	kwarcyty, wys. izotermy 0°C	0,01–0,25	Rovera (1990)
Alpy Austriackie (Zillertalskie)	cofanie	gnejsy, łupki krystaliczne	0,7–1,0	Poser (1954)
Karwendelgebirge Zugspitzeplatz, Alpy Bawarskie	cofanie	wapienie	0,005–0,0	Sas, Wollny (2001)
Reintal, Alpy Północne	cofanie	wapienie	0,007–0,17	Keller, Moser (2002)
Dol. Horlach, Stubaier Alpy	erozja skały	wapienie, 2400-2650 m n.p.m.	0,01–0,1	Becht (1995)
Górna Egadin, Alpy Szwajcarskie	odpadanie (erozja)	wapienie, zielone łupki, 2890 m n.p.m.	<0,1 max 1,5	Matsouka i in. (2003)
Murtel-Corvatsch, Alpy Szwajcarskie	cofanie		1,0–2,0	Haerberli i in. (1999)
Alpy Francuskie, Col Lautaret	cofanie ścian	skały krystaliczne, > 2600 m n.p.m.	0,05–3,0	Francou (1988)
Alpy Francuskie, Crete de Vars	cofanie	dolomity i wapienie 2450 m n.p.m., stoki S	0,05–0,25	Coutard, Francou (1989)
Alpy Francuskie, Combe de Laurichard	cofanie	granity, 3000 m n.p.m	0,1 – 0,5	Coutard, Francou (1989)
Alpy		granity	0,2–0,6	Galibert (1965)
Pireneje	denukcja ścian	łupki krystaliczne	12,0–18,0	Serrano i in. (2006)
Pireneje	cofanie		0,6–1,0	Serrano i in. (1999)
Kärkevagge, N-Szwecja	cofanie	łupki krystaliczne	0,04–0,15	Rapp (1960)
Spitsbergen		kwarcyty, skały metamorficzne	0,15 0,7; max 1,5	Andre (1996)
Tatry	cofanie	piętro subalpejskie	0,0004	Kotarba i in. (1987)
		piętro alpejskie	2,5	
		granity	0,4	Mamica (1984) i Koszyk (1977), vide Kotarba i in. (1987)
		skały metamorficzne i granity	0,0004–0,26 średnio 0,04	
		skały metamorficzne i granity	0,7	Kotarba i in. (1987)
		wapienie i dolomity, Dol. Małej Łąki,	0,1–3,0; średnio 0,84	Kotarba (1972)
		skały węglanowe, Tatry Bielskie	0,01–0,43	Midriak (1983)
		skały węglanowe, Tatry Zachodnie	0,1–0,95	Midriak (1983)

B – poszerzenie szczelin o 0,1–0,5 mm, które towarzyszy sezonowemu zamarzaniu na początku zimy, na co nakłada się otwieranie szczelin na początku sezonu roztopów (typ C), gdy skała znajduje się w temperaturze zera stopni. Sprzyja temu wpływająca w szczeliny i zamarzająca woda roztopowa o temperaturze około 0°C, co może powodować otwarcie się szczelin (Matsouka 2001a),

C – poszerzenia szczelin rzędu 0,5 mm lub więcej. Ten typ wietrzenie nie występuje w każdym roku. Powoduje zazwyczaj stałe poszerzenie szczelin, podczas gdy otwarcia typu A i B są czasowe. Średnio otwieranie szczelin wynosi $\sim 0,1$ mm/rok i wykazuje dużą zmienność w poszczególnych latach. Poszerzanie szczelin występuje w czasie spadku temperatury powierzchni skały tuż poniżej zera, co oznacza, że zamarzanie in-situ rozpoczyna proces wietrzenia.

Wyniki badań zespołu japońskiego (Matsouka i in. 1997; Matsouka i in. 2003) wskazały, że struktura czasowa i przestrzenna oraz tempo odpadania zależy od ekspozycji, a niekoniecznie od cech podłoża, co jednak nie znajduje potwierdzenia w innych obszarach górskich, np. Tatry (tab. 7).

Efektywność wietrzenia ścian skalnych w zależności od ich ekspozycji jest różnie oceniana. Ściany o ekspozycji południowej ciągle produkują gruz, także w zimie, gdy są odsłonięte spod śniegu, natomiast na ścianach eksponowanych na północ proces ten jest nieciągły, a jego tempo jest nieregularne (Matsouka i in. 2003). Z kolei geomorfolodzy francuscy dowodzą, że dłuższe i bardziej intensywne przemarznięcie skał oraz stała dostawa wody powodują, że proces wietrzenia jest bardziej aktywny na ścianach o ekspozycji północnej, gdzie może zachodzić w większości miesięcy w roku (Coutard, Francou 1989; Coutard, Ozouf 1993). Na ścianach o ekspozycji południowej produkcja gruzu i odpadanie są szczególnie duże wiosną (Francou 1982; Coutard, Ozouf 1993). Różnice w przebiegu temperatury na ścianach i stokach skalnych o różnej ekspozycji decydują o różnej wielkości okruchów skalnych powstających w wyniku wietrzenia, grubszych na ścianach o ekspozycji północnej (Coutard, Ozouf 1993; Matsouka i in. 1997). Jednak wielkość odpadających okruchów jest także bardzo zależna od litologii (GNGFG CNR 1986; Francou 1988; Coutard i in. 1988a, b). W wyniku wietrzenia mrozowego głównie produkowany jest materiał grubofrakcyjny, gdyż według badań laboratoryjnych w wyniku wietrzenia mrozowego tylko na ścianach gipsowych i kredowych mogą powstawać drobne frakcje (Lautridou i in. 1992).

Najczęściej stosowaną miarą oceny efektywności wietrzenia jest tempo cofania się ścian skalnych. Wartości tego wskaźnika dla dziedziny peryglacialnej w Alpach i innych obszarach wysokogórskich Europy przedstawiono w tabeli 7. Zasadniczo pomierzone wartości nie przekraczają 1 mm/rok. Maksymalne wartości 2,5 mm/rok są szacunkami uzyskanymi na podstawie rozmiarów lodowców gruzowych (Barsch 1977; Haeberli i in. 1999).

Z kolei od efektywności procesów wietrzenia zależy rozwój wielu form rzeźby, w tym ścian skalnych i charakterystycznych dla Alp grzbietów i grani skalnych oraz form, które są budowane z gruzu powstającego w wyniku wie-

trzenia. Na stokach o mniejszym nachyleniu zwietrzały materiał pozostaje *in situ* tworząc pokrywy blokowe lub gruzowe, dokumentowane m. innymi przez autorkę w Alpach Włoskich (ryc. 6). Pokrywy te są przekształcane przez różnego typu procesy stokowe, których przebieg i efektywność zależy między innymi od składu mechanicznego tych pokryw (GNGFG CNR 1986; Lautridou i in. 1992; Matsuoka i in. 2003).

Materiał ze ścian skalnych odpada i formuje, stożki i stoki usypiskowe, będące wynikiem współdziałania z procesami grawitacyjnymi, a także lodowce gruzowe lub wały niwalne, będące wynikiem współdziałania z procesami peryglacjalnymi, czy wały i pokrywy morenowe, będące wynikiem współdziałania z procesami glacialnymi (ryc. 6).

Wietrzenie mrozowe jest procesem powszechnym w strefie peryglacjalnej Alp, o czym świadczy obecność świeżego materiału gruzowego na stokach usypiskowych czy występowanie pojedynczych popękanych gładów skalnych, jednakże dopiero powyżej 2800–3000 m n.p.m. zarówno lita skała jak i pokrywy blokowo-gruzowe są najbardziej poddane wietrzeniu mrozowemu, gdyż są pozbawione porostów i pokrywy roślinnej (GNGFG CNR 1986; Lautridou i in. 1992), a równocześnie wyniki pomiarów (tab. 7) dowodzą aktywności procesu wietrzenia. Zatem stoki z pokrywami blokowymi z wietrzenia *in situ*, znajduwane w czasie badań w Alpach Włoskich (ryc. 6) rozwijają się współcześnie. Przeczy to tezie W. Haerberlego (1978), zakładającej niwelowanie efektywności procesów peryglacjalnych w strefie ciągłej wieloletniej zmarzliny. Pewne oznaki aktywności w obrębie języków i pól gruzowych, leżących powyżej 2600–2800 m n.p.m., stwierdzono także w masywie Vanoise, w Alpach Francuskich (Kaiser 1975).

6.1.3. LODOWCE GRUZOWE I INNE FORMY WSKAŹNIKOWE WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

Lodowce gruzowe tworzy gruz skalny i lód, pełznące najczęściej z prędkością kilkudziesięciu centymetrów na rok (Fot. 1).

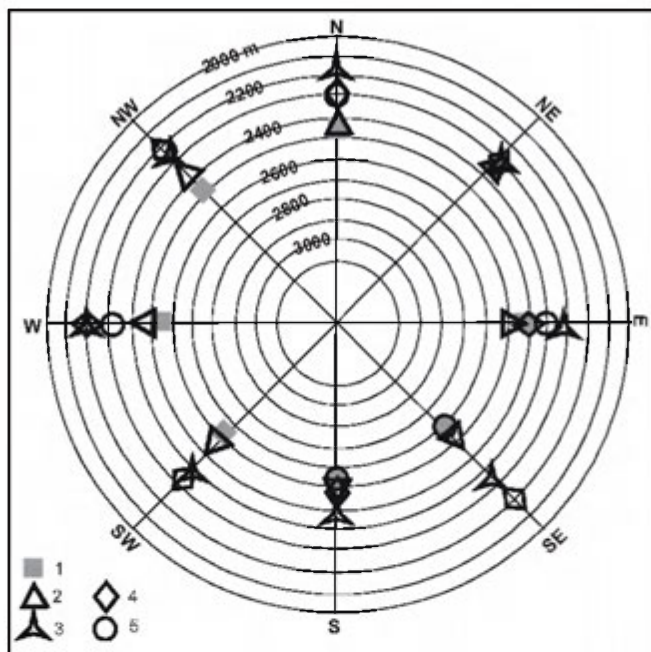
W Alpach lodowce gruzowe są powszechne, występują w całym łańcuchu tych gór, co wyróżnia je spośród innych gór wysokich Europy. Pierwsze opisy lodowców gruzowych w Alpach pochodzą z początku XX wieku (Chaix 1923; Firsterwalder 1928), a od lat 60. XX wieku lodowce gruzowe były przedmiotem intensywnych badań w Alpach szwajcarskich (m. in. Messerli, Zurbuchen 1968; Barsch 1969a, b, 1978; Haerberli 1973, 1985; Hoelzle 1994, 1998; Imhof 1996, 1998; Imhof i in. 2000; Frauenfelder i in. 2003; Nyenhuis i in. 2005), w Alpach francuskich (Michaud, Cailleux 1950; Pissart 1964; Francou 1977a; Marnezy 1977b; Jorda 1983; Evin 1983; Evin, Fabre 1990; Ribolini, Fabre

2006), w Alpach austriackich (Vietors 1972; Lieb 1996, 1998; Berger i in. 2004) w Alpach włoskich w masywie Ortles-Cevedale (m. in. Höllerman 1964; Carton i in. 1988; GNGFG CNR 1986; Rączkowski 1997; Gugliemin, Smiraglia 1997; Cannone i in. 2003; Seppi i in. 2005;), w masywie Adamello-Presanella (Baroni i in. 2004). Obecnie ich rozmieszczenie jest stosunkowo dobrze, chociaż nierównomiernie, poznane. Badania rozprzestrzenienia tych form prowadzono przy użyciu różnych metod, od kartowania terenowego poprzez analizę zdjęć lotniczych i satelitarnych. Poszczególne masywy alpejskie różnią się liczbą występujących w nich lodowców gruzowych (CAPS 1998). W całych Alpach szwajcarskich występuje około 100 lodowców gruzowych (Haeberli 1985).

W Alpach występują aktywne, nieaktywne, a także reliktowe lodowce gruzowe (Barsch 1977, 1988, 1992). Lodowce gruzowe aktywne stanowią około 50% wszystkich alpejskich lodowców gruzowych (Lieb 1996; Imhof 1998; Lambiel, Reynard 2001; Baroni i in. 2004; Ribolini, Fabre 2006). Udział lodowców aktywnych w ich ogólnej liczbie zmienia się od 62% w całych Alpach szwajcarskich (Frauenfelder, Käab 2000) do 19% w zachodnich Alpach austriackich (Krainer, Mostler 2000). Lodowce nieaktywne zawierają zamrożony materiał skalny i lód, ale nie wykazują ruchu (Barsch 1992). We wschodnich Alpach austriackich, są nazywane „*inact rock glacier*” i zaliczane do aktywnych lodowców gruzowych (Lieb 1996, 1998). Położenie wysokościowe czoła aktywnego lodowca gruzowego odpowiada położeniu izotermy średniej rocznej temperatury powietrza -2°C (Barsch 1978; Evin 1983; Haeberli 1985).

Duża liczba lodowców gruzowych w Alpach ma zasadniczo uwarunkowania klimatyczne, ale równie ważne są uwarunkowania litologiczne i topograficzne. Tylko w górach, gdzie klimat sprzyja występowaniu wieloletniej zmarzliny i intensywnej działalności procesów wietrzenia i odpadania, a obecność wysokich ścian skalnych umożliwia dostawę materiału możliwy jest tak powszechny rozwój tych form. W Alpach dolna granica ciągłej wieloletniej zmarzliny położona jest na wysokości 3300 m n.p.m., a nieciągłej na wysokości 2400 m n.p.m., tuż powyżej górnej granicy lasu (Haeberli 1990, 1992) i różni się w poszczególnych masywach alpejskich (tab. 3). Alpejska zmarzlina ma grubość od 20 do 80 lub więcej metrów (Haeberli i in. 2006). Aktywne lodowce gruzowe są jednoznacznym wskaźnikiem obecności wieloletniej zmarzliny (m. in. Barsch 1969a, b, 1977, 1978, 1988; Haeberli 1973, 1975, 1985; French 1976; Harris 1981; King 1990; Tatenhove, Dikau 1990; Cheng, Dramis 1992; Guglielmin i in. 1994).

W Alpach współcześnie aktywne lodowce gruzowe występują w najwyższych częściach cyrków glacialnych (m. in. Rączkowski 1997; Delaloye, Morand 1998; Lambiel, Reynard 2001), na stokach o różnej ekspozycji, w miej-



Ryc. 9. Dolny zasięg aktywnych lodowców gruzowych (wieloletniej zmarzliny) w Alpach (według C. Lambiel, E. Reynard (2001), zmienione). 1 – Rejon Bagnes-Héremence (Lambiel, Reynard 2001), 2 – Rejon Entremont (Delaloye, Morand 1998), 3 – Alpy Wschodnie (Lieb 1996), 4 – Alpy Berneńskie (Imhof 1996), 5 – Masyw Adamello (Baroni i in. 2004)

Lower limit of active rock glaciers (permafrost) in the Alps (after C. Lambiel, E. Reynard (2001), modified). 1 the Bagnes-Héremence area (Lambiel, Reynard 2001), 2 the Entremont area (Delaloye, Morand 1998), 3 the Eastern Alps (Lieb 1996), 4 the Bernese Alps (Imhof 1996), 5 the Adamello massif (Baroni i in. 2004)

scach osłoniętych przed radiacją i z dużą dostawą materiału. Większość (od 42% w Alpach Wschodnich do 61–100% w Alpach Penińskich i Berneńskich) aktywnych lodowców gruzowych występuje na stokach o ekspozycji północnej –NW–N–NE (m. in. GNGFG CNR 1986; Carton i in. 1988; Evin, Fabre 1990; Tatenhove, Dikau 1990; Krummenacher, Budmiger 1992; Smiraglia 1992; Pelfini, Smiraglia 1992; Lieb 1996; Pancza 1998; Delaloye, Morand 1998; Imhof 1998; Lambiel, Reynard 2001; Baroni i in. 2004; Nyenhuis i in. 2005; Matsuoka i in. 2005; Ribolini, Fabre 2006).

Położenie wysokościowe aktywnych lodowców gruzowych różni się w poszczególnych częściach Alp. W masywach Mercantour, Ubaye, Queyras, Argenetra (ryc. 5) aktywne lodowce gruzowe występują powyżej 2600 m n.p.m. (Evin, Fabre 1990; Francou, Reynaud 1992; Ribolini, Fabre 2006), a lodowce z pogrzebanym masywnym lodem lodowcowym powyżej 2500 m n.p.m. (Ribolini Fabre 2006), w Mt. Viso i Briançoniase (przeł. Lautaret) powyżej 2400–

Tabela 8. Cechy wybranych aktywnych lodowców gruzowych w Alpach

Lokalizacja	Rozmiary	Kształt	Cechy stoku	Zródło
Masyw Argentera, Alpy Południowe	kilkaset m dł.		85% – stoki N >2600 m n.p.m.	Ribolini, Fabre (2006)
Col Lautaret, Monte Viso, Alpy Francuskie	153–660 m dł.		>2400–2450 m n.p.m.	Evin (1991b), Francou, Reynaud (1992)
Vallon de la Rocheure, Lanserilla, Masyw Vanoise,	600 m dł. 250 m szer. czoło 20–30°	łapy	2800–2900 m n.p.m.	Marenzy (1977b)
Lodowiec Grüobtalli, region Valais, Alpy Szwajcarskie	600 m dł. 200 m szer.	języki i loby	2650–300 m n.p.m. ENE,	Pancza (1998)
Lodowiec Inner Olgrube, Alpy Oetzalskie	czoło 80 m wys. nach. 40–45°			Berger i in. (2004)
Wschodnie Alpy Austriackie	150–650 m szer. 100–900 m dł.	różne	NW-N-NE	Lieb (1996)
Masyw Ortles-Cevedale, Dol. Martello	max. 1500 m dł. 350 m dł., 200 m szer.	różne	SE, S, SW, aktywne > 2900 m n.p.m.	Seppi i in. (2005), Rączkowski (1997)
Masyw Adamello-Presanella	<300 m dł. 170 m szer.	głównie loby	67% stoki, 26% cyrki lodowcowe, 2485 m n.p.m.	Baroni i in. (2004)

2450 m m.n.pm. (Evin 1991; Francou, Reynaud 1992), w Vanosie, Lanserila, pomiędzy 2600–2900 (Marnezy 1977b), w Alpach Berneńskich pomiędzy 2320–2800 m n.p.m. (Imhof 1998), a w masywie Ortles-Cevedale oraz we wschodnich Alpach szwajcarskich pomiędzy 2400–2900 m n.p.m. (Rączkowski 1997; Baroni i in. 2004; Seppi i in. 2005; Matsuoka i in. 2005). Zasięg wysokościowy występowania lodowców gruzowych zależy od stopnia kontynentalizmu klimatu, a także zmienia się w zależności od ekspozycji stoku (ryc. 9).

Morfometria lodowców gruzowych jest zróżnicowana (tab. 8). Ich długość wynosi od kilkuset metrów do ponad kilometra, a szerokość waha się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. R. Frauenfelder i in. (2003) wykazali, że średnia długość alpejskich lodowców gruzowych jest największa na stokach o ekspozycji zachodniej (SW, W, NW). Ich wielkość jest ściśle uzależniona od możliwości dostawy materiału gruzowego, na którą wpływa wielkość obszaru źródłowego i intensywność produkcji tego materiału (Barsch 1996; Frauenfelder i in. 2003).

Lodowce gruzowe są ukształtowane w formie lobów (*lobate rock glaciers*) lub języków (*tonque-shaped rockglacier*). O ich aktywności świadczą m. in. strome czoła o nachyleniu 35–40° (m. in. Domaradzki 1951; Barsch 1969a, 1988, 1996). W zależności od wielkości materiału gruzowego, z którego są zbudowane wyróżnia się lodowce gruzowe blokowe (*bouldery rock glaciers*), które zawierają warstwę aktywną złożoną z głazów bez domieszki drobnego

Tabela 9. Tempo ruchu alpejskich lodowców gruzowych

Lokalizacja	Tempo (cm/rok)	Okres badań	Miejsce i sposób pomiaru	Autor
Queyras, Haute Ubaye, Alpy Francuskie, eksp. N	8,0	1940–1980	fotogrametria, głazy na czole lodowców	Evin, Assier (1982), Evin (1983)
L. Marinet, Alpy Francuskie	<40,0			Evin (1991)
Combe de Laurichard, Alpy Brainçonnais	25,0–90,0	1979–1986		Francou, Reynaud (1992)
L. Grüobtalli, Valais, Alpy Szwajcarskie	20,0	6 lat		Pancza (1998)
Val Sassa, Dol. Engadin (góma), Alpy Szwajcarskie	140,0 40,0	1920 1942		Chaix (1923) Barsch (1978)
L. Murtel, Dol. Engadin (góma), Alpy Szwajcarskie	7,0 3,0	1932–1955 1955–1971		Barsch, Hell (1975)
L. Murtel-Corvatsch, Dol. Engadin (góma), Alpy Szwajcarskie	4,0	1987, 2000	przemieszczanie poziome, korzenie	Arenson i in. (2002)
L. Murgal, Dol. Engadin (góma), Alpy Szwajcarskie	32,1–35,4	1999	przemieszczanie poziome	
L. Portesina-Schafberg, Piz Murgal, eksp. SW, Alpy Szwajcarskie	2,8–4,0	1990	przemieszczanie poziome	
L. Pissela, rejon Livigno, Alpy Włoskie	0,0–5,0 do 35,0–40,0			Guglielmin, Smiraglia (1997)
L. La Foppa, rejon Livigno, Alpy Włoskie	0,0–5,0 do 35,0–40,0			Guglielmin i in. (1994)
Dolina Amola, Adamello-Presanella, eksp. NNE	0,04–0,15 0,05–0,15	2001–2002	korzenie czoło	Baroni i in. (2004)
Dolina Genova, Adamello-Presanella, eksp. SW	0,05–0,09 0,15–0,21	2001–2002	korzenie czoło	
L. Innere Olgrube, Dol. Kauner, Alpy Oetzalskie	76,0–140 10,0–70,0 60,0 50,0	2000–2002, 1969–2000 1923/1924	czoło, prędkość pow. korzenie, prędkość pow. nasuwanie; GPS	Berger i in. (2004) (Firstenwalder 1928)
L. Hochebenkar Dol. Gurgel, Alpy Oetzalskie	50,0 110,0 (max. 360,0) 125,0 25,0–45,0 45,0–96,0	1938 1953–1955 1977–1986 1985–1990 1990–1995		Pillewizer vide Kaufman (1996) Vietoris (1972) Vietoris (1972) Kaufman (1996) Kaufman (1996)
L. Dosen Wschodnie Alpy Austriackie	21,0 12,0 śred. 16,5	1954–1975 1975–1993		Kaufman (1996)

L. lodowiec

materiału i lodowce gruzowe gładzowe (*pebbly rock glaciers*), które oprócz gładzów zawierają domieszkę drobnego gruzu pochodzącego z wietrzenia mniej odpornych skał (Evin 1987; Kääb i in. 1997; Fraunfelder, Kääb 2000; Ikeda, Matsuoka 2002; Matsuoka i in. 2005). Lodowce gruzowe blokowe są zazwyczaj większe i docierają do den dolin oraz mają większą zawartość lodu lub pogrzebanego masywnego lodu (Kääb i in. 1998; Frauenfelder, Kääb 2000; Ikeda, Matsuoka 2002, 2006)

Lodowce mogą być zasilane materiałem morenowym (*debris rock glaciers*) i wtedy są położone w dnach dolin (Evin, Fabre 1990; Barsch 1996, 1992; Krainer, Mostler 2000) lub materiałem pochodzącym ze ścian skalnych (*talus rock glaciers*), wtedy rozwijają się u podnóży stoków usypiskowych (Barsch 1996, 1992). W Dolinie Engadin 80% aktywnych lodowców gruzowych stanowią lodowce stokowe (*talus derived*) (Fraunfelder i in. 2003).

Lodowce gruzowe alpejskie są zasadniczo złożone z dwu warstw, bardzo grubego gruzu (20–40 cm średnicy) prawie bez drobnych frakcji, stanowiącego warstwę górną o grubości 2–5 m, pod którą znajduje się warstwa zawierająca duże ilości piasku i pyłu tworzących matrix, w którym zatopione są gładzki. W obrębie zmrożonego rdzenia lodowca występują soczewki lodu lodowcowego o miąższości 1 metra (m. in. Barsch 1977, 1992; Barsch i in. 1979; Haerberli i in. 1998; Krainer, Mostler 2000; Berger i in. 2004). W profilu wiercenia wykonanego w aktywnym lodowcu gruzowym Murtel-Corvatsch wyróżniono 4 warstwy: aktywną warstwę o miąższości 3 m, zbudowaną z bloków, masywny lód pomiędzy 3–20 m, lód zawierający duże ilości pyłu i piasku na głębokości 20–30 m, oraz bloki zatopione w lodzie na głębokości 30–50 m (Vonder Mühl, Kingelé 1994; Haerberli i in. 1998). Wiek lodowca oszacowano na 8000 lat (Haerberli 1990). Mechanizm formowania kolejnych warstw jest nie do końca jasny. Jedna hipoteza, zakłada, że tylko duże bloki mają wystarczającą energię kinetyczną, aby dotrzeć do lodowca gruzowego w czasie odpadania, a drobny materiał jest zatrzymywany na stokach usypiskowych (Haerberli i in. 1998), inna, że w czasie ruchu lodowca drobny materiał jest przesiewany w głąb (Rosato i in. 1987) lub wymywany w czasie rozmarzania (Giardino i in. 1987).

Oprócz lodowców gruzowych peryglacialnych, w Alpach występują także lodowce gruzowe z pogrzebanymi bryłami lodu (lodowce Marinet, Sainte-Anne w Alpach Południowych, lodowce Gruben, La Maya w Vale Rechy, w Alpach Walijskich), który pochodzi z różnych okresów holocenu, np. z małej epoki lodowej, a nawet z okresu subborealnego (Evin, Fabre 1990; Evin 1991; Haerberli i in. 1992).

Szczegółowe badania dynamiki lodowców gruzowych, zarówno w Arktyce jak i w Alpach, podjęto w końcu XX wieku, chociaż pierwsze pomiary wielkości ich ruchu miały miejsce w latach 20. XX wieku w dolinie Sasa, w Szwajcarii (Chaix 1923) oraz w dolinie Kauner, w Alpach Ötztalskich (Firstenwalder 1928). Wielkość ruchu lodowców gruzowych w Alpach jest mierzona często, różnymi metodami, zarówno naziemnymi jak i z powietrza (m. in. Barsch, Hell 1975; Haeberli i in. 1979; Evin, Assier 1982; Evin 1983; Haeberli 1985; Francou 1988, 1993; Francou, Reynaud 1992; Käab i in. 1997; Kaufmann 1998a, 1998b; Isaksen i in. 2001; Käab, Frauenfelder 2001; Käab 2002; Käab i in. 2003; Kaufmann, Ladstädter 2003). Od połowy lat 70. XX wieku zastosowano pomiary instrumentalne ruchu.

Wyniki badań w Alpach wskazują na duże zróżnicowanie tempa ruchu lodowców gruzowych, co prawdopodobnie jest związane ze zmiennością warunków środowiska przyrodniczego (Haeberli i in. 1979; Haeberli 1985; Francou, Reynaud 1992; Francou 1993; Käab i in. 1997, 2003; Isaksen i in. 2001; Käab, Frauenfelder 2001). Wielkość ruchu jest zmienna w czasie (tab. 9). Lodowce gruzowe, które w roku 1950 wykazywały ruch (Domaradzki 1951), w roku 1975 były nieaktywne (Barsch, Hell 1975). Przyspieszenie tempa ruchu lodowców gruzowych w Alpach stwierdzono w latach 90. XX wieku (Zick 1996; Kaufman 1996; Frauenfelder, Käab 2000; Krainer, Mostler 2000; Ikeda i in. 2003; Roer 2003 Lambiel, Delaloye 2004; Roer i in. 2005a, b). Większość autorów jako przyczynę podaje „ocieplanie” klimatu (Käab i in. 1997; Hoelzle i in. 1998; Käab, Frauenfelder 2001; Ikeda i in. 2003), a inni próbują wiązać to z przestrzenną zmiennością BTS (Roer i in. 2005a). Ponadto wielkość ruchu lodowców gruzowych zmienia się w ciągu roku i może być różna także w przypadku sąsiadujących z sobą form (Haeberli 1985; Barsch 1988; Arenson i in. 2002; Käab i in. 2003).

Dokładne pomiary udowodniły, że wielkość ruchu lodowców gruzowych różni się w poszczególnych jego częściach, w planie i w profilu pionowym. Udokumentowano także sytuacje, w których przylegające do siebie partie lodowca gruzowego wykonywały ruchy o przeciwnych wektorach (Käab i in. 1998; Käab, Weber 2004). Stosunkowo wolniejsze tempo przemieszczania stwierdzono w części źródłowej, górnej i na brzegach lodowca gruzowego (Kaufman 1998a; Kaufman, Ladstädter 2003). Fotogrametryczny monitoring prowadzony w latach 1970–1995 na lodowcu gruzowym Gruben (Alpy Szwajcarskie) wykazał, że jego front przesuwają się 0,15 razy szybciej niż powierzchnia, a wysokość powierzchni lodowca zmienia się ± 10 cm/rok (Haeberli, Schmid 1988; Käab i in. 1997).

Mechanizm ruchu lodowców gruzowych został rozpoznany poprzez wiercenia, z których pierwsze wykonano pod koniec lat 70. XX wieku w lodowcach Murtel i Gruben (Barsch 1977; Barsch i in. 1979), a znacznie głębsze (do 70 m) i liczniejsze wykonano w Alpach Szwajcarskich na przełomie lat 80. i 90. (Haeberli i in. 1998, 2006) oraz poprzez pomiary bilansu masy i wielkości ruchu w czołach lodowców. Stwierdzono, że płynięcie albo ślizganie się lodowca po nieskonsolidowanym gruzowym podłożu (Haeberli i in. 1979), ma mechanizm „pasa transmisyjnego”, warstwa przypowierzchniowa porusza się szybciej i ulega zawinięciu pod spód czoła (Kääb, Reimuth 2005).

Z obecnością wieloletniej zmarzliny, poza formami lodowców gruzowych, związane są również takie formy jak wały morenowe spiętrzonej (*push moraine*) i wały morenowe z jądrem lodowym (*ice cored moraine*). Formy te w Alpach występują rzadko. Wały morenowe spiętrzone są związane z szarżami lodowcowymi. Powinny być raczej zaliczane do form glacialnych, a nie peryglacialnych. Natomiast wały morenowe, które zawierają w środku masywny lód lodowcowy są nietypowe i rzadkie w obszarach, gdzie brakuje stosunkowo płaskich terenów. W Alpach są przekształcane w lodowce gruzowe (Barsch 1971; Haeberli 1979).

6.1.4. FORMY POCHODZENIA MROZOWEGO

Grunty strukturalne (ang. *patterned ground* franc. *sols structures*, niem. *Strukturboden*), różnej wielkości i kształtu były przedmiotem badań w Alpach od początku XX wieku (Tarnuzzer 1909, 1911 vide Stingl 1969). W centralnej części Alp opisywali je np. H. Kinzl (1928), F. Mattick (1936) vide C. Troll (1944), w masywie Chambeyron (Ubaye, Alpy Francuskie) jako pierwszy badał M. Gignoux (1936) i J. Demangeot (1941), a potem A. Cailleux (1948) vide J.P. Coutard i in. (1996). H. Stingl (1969) szczegółowo omawia wyniki wcześniejszych badań rzeźby peryglacialnej w Alpach.

W Alpach grunty strukturalne są wykształcone w postaci poligonów (*polygons, polygones, Steinnetz*), pierścieni (*sorted circles, sols géométriques, cercles de pierres, Steinringe*), oraz pasów (*sol striés, Steinstreifen, Erdstreifen*) sortowanych, w sensie nadanym im przez A. Washburn'a (1980), a także niesortowanych poligonów (*Zellenboden*, wg Höllerman 1967) i tufurów. W pracach niemieckich z lat 60. formy te były za C. Trollem (1944) dzielone według ich rozmiarów na duże-normalne i miniaturowe typu tropikalnego (Höllerman 1964, 1967; Stingl 1969). Formy miniaturowe mają także nieco inną postać. Miniaturowe „wysady” ziemne (*Erdknopsen*) mogą być odpowiednikiem pierścieni, a „żyły” ziemiste są odpowiednikiem pasa drobnego materiału (Höllerman 1967).

Tabela 10. Cechy wybranych aktywnych form gruntów strukturalnych

Lokalizacja	Średnica (m)	Głębokość* (cm)	Charakterystyka form	Wysokość (m n.p.m.)	Cechy stoku	Podłoże	Autor
Masyw Chambeyron, Ubaye	0,1–0,3		małe poligony sortowane				Pissart (1974)
Lac du Gouffre, Masyw La Mortice, Ubaye	1,0–2,0	30–50	poligony sortowane, wewnątrz małe aktywne w czasie lata	2822		flisz	Coutard i in. (1988a, b)
Lac du Gouffre, Masyw La Mortice, Ubaye	2,0–3,0 w tym 0,4–0,5		poligony aktywne codziennie aktywne	2822		wapień	Coutard i in. (1988a, b)
Dol. Madriccio, Masyw Ortles-Cevedale	0,3–1,2		poligony sortowane	3000	przedpole płata	łupki krystaliczne	autorka
Dol. Peder, Masyw Ortles-Cevedale	1,0–2,0		poligony sortowane, środek piaszczysto-gliniasty, wieniec z pionowych głazów	2880	przedpole płata	łupki krystaliczne	autorka
Lago Lunga, Dolina Martello	1,0–1,5		poligony i pierścienie sortowane	2600	przedpole lodowca	łupki krystaliczne	autorka
Val di Peio, Masyw Ortles-Cevedale	~1,0		poligony świeże z drobnym środkiem, regularne	2650			GNGFG CNR (1986)
Val di Peio, Masyw Ortles-Cevedale	1,1–1,6	20–25	sortowane poligony, 10 szt., świeże ale niezmienione przez 40 lat	3206	przedpole płata w jezioroku	łupki krystaliczne	GNGFG CNR (1986)
Val di Peio, Masyw Ortles-Cevedale	kilka dcm		niesortowane poligony	2708	czoło lodowca		GNGFG CNR (1986)
Val di Cedec, Masyw Ortles-Cevedale	1,5–2,0	25	poligony	2820–2840	czoło lodowca, nachylenie stoku 6–8°		Gerdol, Smiraglia (1990)
Val di Cedec, Masyw Ortles-Cevedale	1,0	10–15	poligony asymetryczne, wydłużone, dobrze wysortowane,	2860–2890	czoło lodowca, nachylenie stoku 10–12°	fility	Gerdol, Smiraglia (1990)
Dachstein	~0,5		świeże minipoligony (<i>Zellenboden</i>)	2830		wapień	Höllerman (1967)
Guslarspitze, Alpy Oetzalskie	1,0		pierścienie kamieniste, z bardzo drobnym środkiem	2900			Höllerman (1967)
Alpy Wschodnie	0,7–1,3	50	poligony (<i>Zellenboden</i>) szczeliny 5-20 cm	2580	przedpole płata		Stingl (1969)
Alpy Wschodnie	0,5–2,0 0,1–0,25	30	pierścienie	2720–2790	płasko		Stingl (1969)

* głębokość sortowania drobnego materiału w środku formy
<http://rcin.org.pl>

Tabela 11. Cechy wybranych aktywnych pasów sortowanych

Lokalizacja	Szerokość (cm)	Wysokość (m n.p.m.)	Cechy stoku	Podłoże	Autor
Pas de la Souvega, Masyw Chambeyron, Ubaye	80–100 gruby mat. 30–50 drobny mat. 25–30 wys.	2900–2950	stok SE, 12–15°	flisz, wapienie	Centre...(1980), Lautridou, Gabert (1987), Coutard i in. (1988a)
Col de la Gypiere, Masyw Chambeyron, Ubaye		2900, S	3–6° poniżej płata	flisz	Van Vliet-Lanoe (1988a)
Col de La Mortice, Masyw de la Font Sancte, Ubaye	40–50 drobny mat. 25 gruby mat.	3130	3,5°, 5°	flisz, wapienie	Coutard i in. (1996)
Lac du Gouffre, Masyw La Mortice, Ubaye		2822	7°	flisz, wapienie	Coutrad i in. (1988a)
Dol. Engadin, Alpy Szwajcarskie	kilkadziesiąt	2500–2900	7°	wapienie	Salomon (1929) vide Troll (1944), Matsouka (2001c)
Val di Peio, Masyw Ortles-Cevedale	kilkadziesiąt	3162	stok NW u czoła lodowca	łupki krystalicz -ne	GNGFG CNR (1986)
Val Madriccio, Masyw Ortles-Cevedale	40–50 drobny mat. 25–40 gruby mat.	2980	12°	łupki krystalicz -ne	autorka
Val di Peder, Masyw Ortles-Cevedale	kilkadziesiąt	2880	5–10° poniżej płata	łupki krystalicz -ne	autorka
Dachstein	20–100 drobny mat. 10–30 gruby mat.	2870		dolomity	Höllerman (1967)

Formy powstające wskutek podnoszenia (*Bodenmusterung*) i sortowania mrozowego (*Bodensortierung*), ze względu na swe rozmiary, nie zawsze są uwzględniane na ogólnych mapach geomorfologicznych. Jedynie mapy procesów i form peryglacjalnych (ryc. 6 i 7) uwzględniają w pełni ich obecność i zróżnicowanie (np. Höllerman 1964; Stingl 1969; Kaiser 1975; Pierrehumbert 1998).

Poligony i pierścienie sortowane, a także poligony niesortowane były badane i opisywane przez wielu autorów (m.in. Troll 1944; Albertini 1955; Hastenrath 1960; Höverman 1962; Höllerman 1964, 1967; Pissart 1964, 1973, 1977; Stingl 1969, 1974; Pissart i in. 1981; GNGFG CNR 1986; Smiraglia 1987; Pelfini, Smiraglia 1992; Rączkowska 1997b). Większość badaczy podkreśla, że współcześnie aktywne formy mają średnice mniejszą niż 1–2 m, a formy większe są reliktywne lub fosylne (Pissart 1964; Centre... 1980; GNGFG CNR 1986). Podobne rozmiary cechowały formy, które znajdowałam w Dolinach Madriccio i Martello (ryc. 6 i tab. 10). Pasy sortowane były również przedmiotem licznych badań (m.in. Pissart 1964, 1973, 1982; Stingl 1969, 1974; GNGFG CNR 1986; Rączkowska 1997b). W ich trakcie stwierdzono, że na-

wet duże pasy sortowane są współcześnie aktywne (Pissart 1964, 1971, 1973; *Centre...* 1980).

Charakterystykę morfometryczną wybranych form gruntów strukturalnych przedstawiają tabele 10 i 11. Wynika z nich, że głębokość sortowania najczęściej wynosi 15–20 cm w formach miniaturowych do kilkudziesięciu, a maksymalnie do 0,5–0,6 m w formach większych (Stingl 1969).

Współczesne formy sortowania mrozowego są aktywne w najwyższych piętrach wysokościowych, chociaż formy nieaktywne czy reliktowe występują w różnych wysokościach. Aktywne formy gruntów strukturalnych są najczęściej spotykane powyżej 2500–2700 m n.p.m. (Troll 1944; Höllerman 1967; Stingl 1969; Pissart 1974; Marnezy 1977a, *Centre...* 1980; GNGFG CNR 1986; Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1988a, 1996), jednak występują także poniżej wyróżnionej granicy, na przedpolu lodowca lub w pobliżu jego jezora (formy ekstrazonalne). W Alpach Retyckich i Zilleltalskich ich obecność stwierdzano nawet poniżej 2000 m n.p.m. (Höllerman 1967; Stingl 1969; GNGFG CNR 1986). A. Marnezy (1977a) na podstawie badań w masywie Vanoise, dowodzi, że najbardziej optymalny dla rozwoju gruntów strukturalnych jest obszar pomiędzy dolną granicą form aktywnych (2600 m n.p.m.) a granicą wieloletniego śniegu (3000 m n.p.m.), gdyż powyżej to śnieg i lód są głównymi czynnikami ewolucji rzeźby prowadząc przede wszystkim do rozwoju rzeźby glacialnej, a poniżej roślinność częściowo chroni stoki przed aktywnością procesów mrozowych. Powyżej granicy wieloletniego śniegu (ok. 3000–3400) grunty strukturalne rozwijają się na fragmentach stoków, z których śnieg jest wywiewany (Troll 1944). Wyniki badań ilościowych w masywie Chambeyron, wskazują na to, że świeże formy sortowania i spęływania mrozowego najlepiej rozwijają się powyżej 2990–3000 m n.p.m., natomiast na wysokości 2500–2700 m n.p.m. powstają jedynie formy mniejsze, o średnicy mniejszej od 1 metra, wskutek współdziałania akcji lodu włóknistego i działania wody płynącej po stoku (*Centre...* 1980; Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1996).

Formy poligonów i pierścieni sortowanych najczęściej rozwijają się w Alpach, podobnie jak w innych górach, w miejscach bardzo wilgotnych, a więc na równinach aluwialnych u czoła lodowca, u czoła płatów śnieżnych, w niewielkich jeziorkach (np. *Centre...* 1980; Coutard i in. 1988a, b; Rączkowska 1997b) lub na utworach morenowych w pobliżu lodowca, co potwierdzają badania autorki w masywie Ecrins, w Alpach Francuskich i masywie Ortles-Cevedale w Alpach Włoskich (tab. 10). Formy te rozwijają się na powierzchniach płaskich lub na fragmentach stoku o małym nachyleniu.

Rozmieszczenie form mrozowych w profilu pionowym stoku nie jest jednoznacznie postrzegane. Wyniki wieloletniej serii pomiarów japońskiego ze-

społu w Alpach Szwajcarskich (Matsuoka i in. 1997, 2003) dowodzą, że pasy sortowane rozwijają się głównie w strefie grzbietów, gdzie dominuje cykl dobowy przejść przez zero temperatury gruntu, do czego nawiązuje przebieg procesów mrozowych. Natomiast w masywie Ubaye, w Alpach Francuskich pasy sortowane zajmują najniższą część stoku, a najwyższa część stoku i grzbiet przykryte są przez pokrywy gelifrakcyjne (Coutard i in. 1996). Badania autorki w masywie Ortles-Cevedale (tab. 11, ryc. 6) przychylają się do układu opisywanego w masywie Ubaye.

Badania dotyczące genezy i mechanizmu rozwoju form mrozowych – poligonów, pierścieni, gleb miniaturowych oraz pasów sortowanych zapoczątkowali w 1947 roku A. Cailleux i J. Michaud (Michaud 1950), w masywie Chambeyron, w Alpach Francuskich. Były one kontynuowane i rozszerzone przez A. Pissart'a w latach 1963–1973 oraz przez zespół z C.N.R.S. Caen Aix Provence (*Centre...* 1980). W tabeli 12 podano wyniki dotychczasowych badań tempa podnoszenia i pełnienia mrozowego z różnych obszarów Alp. Maksymalne tempo pełnienia pasów drobnego materiału wynosi 10 cm/rok, a podnoszenia mrozowego blisko 9 cm/rok.

Wyniki eksperymentu terenowego i laboratoryjnego, wskazują na to, że rozwój poligonów, w tym poligonów sortowanych, a także pasów sortowanych jest wynikiem segregacji materiału gruzowego, podnoszonego wskutek pęcznienia związanego z zamarzaniem gruntu oraz przez lód włóknisty, spowodowanej nakładaniem się na siebie materiału o różnych właściwościach (Pissart 1982; Coutrad i in. 1988a).

Poligony sortowane rozwijają się w wyniku retrakcji termicznej. W szczeliny powstałe wskutek wysychania, wciągany jest zwietrzały materiał podłoża (*Centre...* 1980), lub wsypywane są okruchy skalne, które zostały wyniesione na powierzchnię przez selektywne ruchy mrozowe i lód włóknisty (Pissart 1982). Małowane okruchy skalne pogrzebane w centralnej części dobrze rozwiniętych poligonów pojawiały się w ciągu jednego roku na powierzchni i w ciągu dwu następnych lat osiągały granice poligonu zbudowane z większych okruchów (Pissart 1971, 1974). Wielkość średnicy poligonów wynosi 1–2 m, a na podłożu węglanowym nawet 2–3 m (Pissart 1971, 1974, 1982; *Centre...* 1980). Często w obrębie tych większych poligonów, rozwijają się mniejsze formy poligonów sortowanych, o średnicy 40–50 cm, wskutek ruchów mrozowych i wysychania (La Mortice 3070 m n.p.m., Ubaye w Alpach Francuskich). Są one płytsze, nie sięgają do podłoża skalnego. Ruchy mrozowe stwierdzano w nich także w czasie lata (*Centre...* 1980; Coutard i in. 1988a). Sztucznie zniszczony zespół dużych i małych poligonów sortowanych w La Mortice uformował się ponownie w ciągu 3 lat (*Centre...* 1980; Jorda i in. 1984), a małe poligony sortowane, o średnicy 10–30 cm, w masywie Chambeyron, na

wysokości 2800 m n.p.m., powstawały gwałtownie w czasie 10 dni (Pissart 1971, 1974). Badania mikromorfologiczne potwierdziły, że miniaturowe pierścienie i poligony sortowane są związane ze szczelinami z wysychania i podnoszeniem mrozowym (Van Vliet Lanoë 1988a).

Rozwój pasów sortowanych jest wynikiem wymarzania okruchów skalnych w pasach ziemistych, a następnie przemieszczania ich po nabrzmiałej powierzchni na boki do pasów kamienistych (Pissart 1974; Coutard i in. 1996). Wyniki 5-letniej serii pomiarów pasów sortowanych na stanowisku Valletta, w Dolinie Engadin (Alpy Szwajcarskie), prowadzonych przez zespół japoński (Matsuoka i in. 1997), pozwoliły wydzielić trzy typy podnoszenia mrozowego, które znajdują swoje odzwierciedlenie w przemieszczaniu zwietrzliny w pasach sortowanych. Typ A związany jest z dobowym cyklem podnoszenia przez lód włóknisty, szczególnie częstym jesienią i wiosną. Górne 5 cm gleby jest podnoszone nie więcej niż 1 cm, przy czym widoczne są różnice pomiędzy pasami grubego i drobnego materiału (Matsuoka i in. 2002). Typ B to podnoszenie w cyklu sezonowym, o wielkości 0,6–2,9 centymetrów, w powiązaniu z pokrywą śnieżną. Typ C oznacza małe podnoszenie, kiedy grunt ma temperaturę blisko zera w czasie roztopów. Działania lodu włóknistego związanego z typem B i C obejmuje górne 20 cm gleby. Równocześnie stwierdzono, że tempo pełnienia materiału jest największe na powierzchni, co dowodzi, że rozwój pasów sortowanych nawet w obszarze, z wieloletnią zmarzliną jest związany głównie z dobowymi cyklami zamarzania i lodem włóknistym (Matsuoka i in. 1997, 2003).

Według badań prowadzonych w Arktyce lód włóknisty jest głównym czynnikiem powodującym rozwój pasów sortowanych (Hall 1983). W Alpach rozwój pasów sortowanych wiązany jest dodatkowo, ze spędzaniem mrozowym (Lautridou, Gaber 1987; Coutard i in. 1996), jako głównym procesem peryglacialnym uczestniczącym w przemieszczaniu pokryw zwietrzelinowych (Pissart 1964, 1973; *Centre...* 1980; Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1988b, 1996; Van Vliet Lanoë 1988a; Matsuoka i in. 2003). W masywie Chambeyron, gdzie w warstwie powierzchniowej notuje się 10–20 cykli przejść przez zero w ciągu roku, przemieszczanie mrozowe wynosi średnio 1–7 cm/rok, podczas gdy w dolinie Engadin około 0,5 cm/rok (tab. 12). Przemieszczanie okruchów w obrębie pasów kamienistych przebiega wolniej niż w pierścieniach czy poligonach (Pissart 1964, 1977; *Centre...* 1980; Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1988a). Znaczne różnice w wielkości tempa spędzania mrozowego mogą mieć uzasadnienie w litologii obszaru.

Spędzanie mrozowe jest stowarzyszone z rodzajem laminarnego płynięcia cząstek gleby po soczewkach lodowych. Sprzyja temu obecność drobnej frakcji powstającej wskutek wietrzenia biologicznego i mikro-rozkruszania

Tabela 12 Tempo podnoszenia i pełznięcia mrozowego w pasach sortowanych w Alpach

Lokalizacja	Nachylenie stoku	Tempo (cm/rok)			Proces/forma	Autor
		średnio	min	max		
Col de la Gypiere, masyw Chambeyron, Ubaye, flisz		7,0			pełznięcie mrozowe, warstwy drobnego materiału	Pissart (1964, 1973) <i>Centre...</i> (1980)
		1,5			pełznięcie mrozowe, warstwy grubego materiału	
Col de La Mortice, Ubaye, 3130 m n.p.m., flisz	3,5°–5°	1,6–4,2		10,0	pełznięcie mrozowe, warstwy drobnego materiału	Coutard i in. (1996)
		0,8–1,3			pełznięcie mrozowe, warstwy grubego materiału	
Pas de la Souvega, masyw Chambeyron, Ubaye 2950-2990 m n.p.m., flisz	6°	1,7	0,8	3,9	pełznięcie mrozowe, warstwy drobnego materiału	Jorda i in. (1984) Coutard i in. (1996)
		0,5–5,4			pełznięcie mrozowe, warstwy grubego materiału	
Col de La Mortice, Ubaye, 3100 m n.p.m., flisz	20°		2,0	10,0	paszy sortowane	Jorda i in. (1984)
Masyw Vars, Haute Ubaye		7–20 za 2 lata			pełznięcie mrozowe, warstwy drobnego materiału	Latridou, Gabert (1987)
Dol. Engadin (górna), Alpy Szwajcarskie, 2810 m n.p.m.	10°	0,6–2,9	<1	2,9	podnoszenie mrozowe,	Matsouka i in. (2003)
Dol. Engadin (górna), Alpy Szwajcarskie, 2810 m n.p.m.	10°	~0,5		1,1	pełznięcie mrozowe,	Matsouka i in. (2003)
Glatzbach, Alpy Austriackie	10°–30°	4,0–8,0	3,6	8,6	podnoszenie mrozowe	Jaesche i in. (2003)

mrozowego (Van Vliet Lanoë 1988a). Na rozwój pasów wpływa grubość i czas zalegania pokrywy śnieżnej, gdyż zmienia warunki wilgotnościowe gruntu (Coutard i in. 1996; Matsuoka i in. 2003), a ponadto woda roztopowa jest głównym czynnikiem rozprzeczającym drobny materiał w pokrywach (Van Vliet Lanoë 1988a).

Z kolei rozwój pasów w miejscu występowania miniaturowych gleb strukturalnych pośrednio wskazuje, że mogą się rozwijać także wskutek przekształcania tego rodzaju form (Van Vliet Lanoë 1988a).

Wskutek działania mrozu rozwijają się także poligony nie wykazujące śladów sortowania oraz tufury.

Poligony niesortowane mają kształt wielokątów lub nieregularnych pól zbudowanych ze zwietrzliny bez śladu sortowania, rozdzielonych szczelinami. Czynne formy poligonów niesortowanych (*Zellenboden*, *Rautenboden*)

mają powierzchnię lekko wypukłą. Występują one stosunkowo rzadko, w miejscach gdzie prawdopodobnie w podłożu znajduje się wieloletnia zmarzlina np. Dachstein 2820 m n.p.m. (Höllerman 1967). W niższych położeniach (ryc. 6) są to formy prawdopodobnie reliktowe.

Tufury, występują powszechnie, szczególnie w niższej części alpejskiej strefy peryglacialnej, w piętrze alpejskim i subalpejskim (m. in. Giacomini 1959; Höllerman 1964, 1967; Stingl 1969; Marnezy 1977a; *Centre...* 1980; GNGFG CNR 1986; Kaiser 1987; Rączkowski 1997; Pierrehumbert 1998). Ich rozmiary są różne. Średnica wynosi od 0,5–1,5 m, a wysokość 0,5–0,6 m (tab. 13). Na terenach płaskich mają kształt kopuł, rozdzielonych stosunkowo szerokimi zagłębieniami. Na stokach o nachyleniu kilku stopni, mają kształt asymetryczny, wydłużony w kierunku spadku, podobny do nabrzmięń ze spełzywania lub teras soliflukcyjnych (Stingl 1969). Rozwijają się w obszarze z ciągłą pokrywą roślinną. Często występują w obszarach podmokłych, np. na barkach lodowcowych, na przełęczach, na równinach aluwialnych, w dnach nisz niwalnych. Wyniki badań pola tufurów na przełęczy Col du Vallonnet (2500–2510 m n.p.m.) w masywie Chambeyron, w Haute Ubaye pokazują, że powierzchniowa warstwa o miąższości 8–15 cm zbudowana jest ze współcześnie powstającego humusu, który okrywa środek zbudowany z drobnego materiału mineralnego, przekształcanego przez cykle zamarzania i rozmarzania, pod którym znajduje się poziom z materiałem zwietrzelinowym (*Centre...* 1980). Wyniki badań arktycznych wskazują, że tufury powstają wskutek mrozowego mieszania materiału mineralnego i roślinnego w środowisku wodnym (Schunke, Zoltai 1988). Z kolei wyniki badań alpejskich akcentują dużą rolę zróżnicowanego podnoszenia mrozowego, pęcznienia i nacisków kriostatycznych w okresie zamarzania. W wolno zamarzającej glebie woda jest podciągana do góry (Van Vliet Lanoë 1988a, b). Szczegółowo teorie wyjaśniające formowanie tufurów i ich zróżnicowanie w świecie omawia S. Grab (2005). W Alpach francuskich stwierdzono, że zamarzanie gruntu zachodzi od listopada do grudnia-stycznia, kiedy pokrywa śnieżna ma miąższość mniejszą niż 50 cm (Francou 1982, 1988). Temperatura minimalna pomierzona w tufurach wynosiła od -5°C na głębokości 10 cm do -1°C na głębokości 40 cm (Jorda i in. 1984). Cienkie soczewki lodu obserwowano w tufurach jeszcze w czerwcu. Wyniki pomiarów wilgotności dowiodły, że ilość wody zmniejsza się od czerwca, kiedy zanika śnieg i rozmarza lód z zimy, aż do końca lata. Podobny trend jest obserwowany wraz z głębokością. Zawartość wody wynosi od 68% w czerwcu do 54% sierpniu w warstwie powierzchniowej i odpowiednio 50–31,7% na głębokości około 0,5 m (*Centre...* 1980).

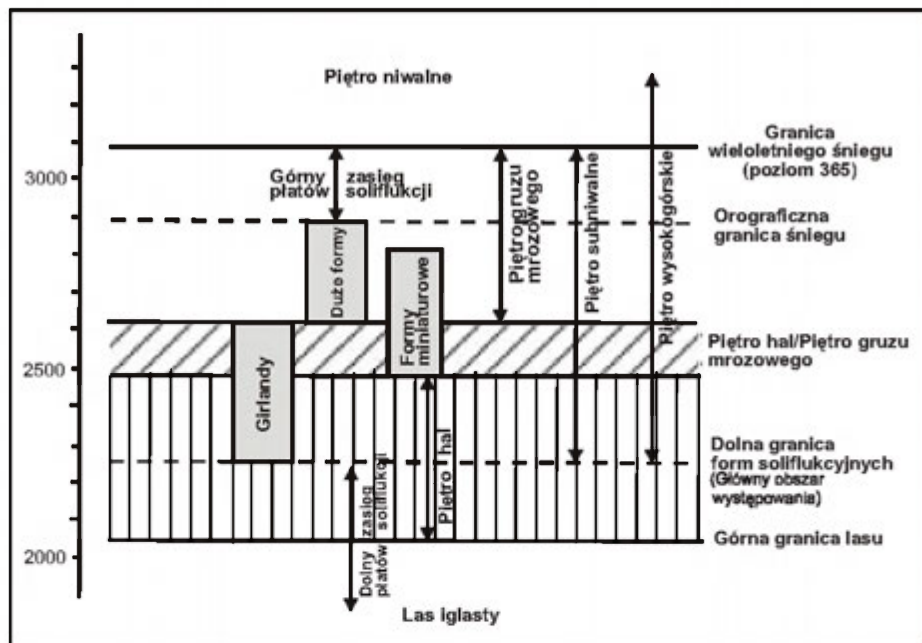
Tabela 13. Cechy tufurów w Alpach

Lokalizacja	Srednica (m)	Wysokość (m)	Wysokość (m n.p.m.)	Cechy stoku	Autor
Col du Vallonnet, Chambeyron, Alpy Francuskie	1,0–1,25	0,5–0,6	2500–2510	plasko	Centre... (1980)
Val di Peio, Masyw Ortles-Cevedale		0,5–1,0		w wodzie	GNGFG CNR (1986)
Val Martello, Masyw Ortles-Cevedale	0,5–1,0	0,5–1,0	>2400	plasko	autorka
Granatspitze, Alpy Wschodnie	0,5–0,1	0,3–0,5		wilgotno	Stingl (1969)
Stubai, Alpy Austriackie	0,3–0,5	0,5		wilgotno	Stingl (1969)

6.1.5. RZEŻBA SOLIFLUKCYJNA

Proces soliflukcji w Alpach występuje powszechnie, o czym świadczą między innymi obecność wielorakich form rzeźby o tej genezie rejestrowanych na mapach geomorfologicznych (ryc. 6 i 7), opisywanych już w najwcześniejszym okresie badań rzeźby peryglacjalnej (vide Troll 1944). Na mapach geomorfologicznych wyróżniane są różne formy od pojedynczych lobów soliflukcyjnych (ryc. 6 i 7) po pełznące pola gruzowe (np. Nangeroni 1964; Rączkowski, Rączkowska 1992–1993). Oprócz wymienionych form, zaznaczonych na mapach geomorfologicznych, w ramach rzeźby soliflukcyjnej występują także formy często nie mieszczące się w skali map, do których należą girlandy (*Vegetationsgirlanden*) i terasetki soliflukcyjne (*terraces*), rzadziej terasy soliflukcyjne oraz powszechnie orające głazy (*gros blocs mobiles*, *Wanderblocke*).

Formy soliflukcyjne, ich morfometria i morfodynamika były badane i opisywane w różnych częściach Alp (lokalizacja – ryc. 5), między innymi we Francji w masywie Vanoise (Kaiser 1975, 1980, 1983; Marnezy 1977a; Dolfus, Kaiser 1979), w masywie Ubaye (Pissart 1964, 1974; Centre... 1980; Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1988a, b, 1996; Todisco i in. 2000), w Alpach Szwajcarskich (Furrer 1972; Graffi 1973, 1993; Gamper 1981, 1983, 1987; Matsuoka i in. 1997, 2003, 2005; Pierrehumbert 1998), w masywie Ortles-Cevedale (Höllerman 1964; GNGFG CNR 1986; Rączkowski 1997; Rączkowska 1997b), w Alpach Wschodnich (Höllerman 1967; Stingl 1969; Kelleat 1977; Stocker 1979; Strunk 1986; Lehmkuhl 1989; Veit i in. 1995; Jasche 1999; Jasche i in. 2003). Tempo procesu soliflukcji, jego uwarunkowania i skutki były przedmiotem wieloletnich serii badań prowadzonych w Alpach Francuskich – masywy: Vanoise; Chambeyron i La Mortice w Ubaye (Pissart 1964, 1993; Centre... 1980; Kaiser 1980, 1987; Jorda, Gabert 1984; Coutard i in. 1988a, 1996), w Alpach Szwajcarskich – Szwajcarski Park Narodowy, górna część Doliny Engadin (Gamper 1981, 1983, 1987; Matsuoka i in. 1997, 2003), w Alpach Austriackich – Wysokie Taury, masyw Kreuzeck w Karyntii (Stocker 1979; Veit i in. 1995; Jaesche i in. 1997, 2003).



Ryc. 10. Układ form soliflukcyjnych pomiędzy górną granicą lasu i granicą wiecznego śniegu na przykładzie z Graubünden (według G. Furrer, P. Fitze 1970b)

Pattern of solifluction forms in zone between the upper timberline and snow line, example from the Graubünden canton (after G. Furrer, P. Fitze 1970a)

Wyniki badań autorki i większość cytowanych powyżej autorów wskazują na to, że formy soliflukcyjne występują w całej strefie peryglacialnej, a więc w obszarze powyżej górnej granicy lasu. Lecz ich rozmieszczenie w tej strefie jest zróżnicowane ze względu na rodzaj form, ich morfometrię (ryc. 10) oraz aktywność. Najniżej, czyli na wysokości 2250 m n.p.m. (do dolnej granicy soliflukcji), występują girlandy, małe formy soliflukcyjne występują pomiędzy 2500 a 2700 m n.p.m., a duże formy lobów na wysokościach 2600–2900 m n.p.m. Wyspowe fragmenty stoku z formami soliflukcyjnymi występują także pomiędzy orograficzną granicą śniegu (2900 m n.p.m.) a linią 365 dni ze śniegiem (3100 m n.p.m.) i poniżej dolnej granicy soliflukcji (2250 m n.p.m.) i górnej granicy lasu. Wydzielona, na podstawie badań w Alpach Szwajcarskich (Furrer, Fitze 1970a), strefa wysokościowa dużych lobów soliflukcyjnych odpowiada strefie występowania aktywnych form soliflukcyjnych (2600–2850 m n.p.m.), w leżącym bardziej na zachód masywie Vanoise, poniżej której, w tym masywie, na wysokościach 2600–2250 m n.p.m., rozciąga się strefa reliktowych form soliflukcyjnych (Marnezy 1977a). Jednak niektóre loby soliflukcji związanej także w najniższej strefie wykazują oznaki ruchu (Dolfus, Kaiser 1979; Kaiser 1983). W leżącym bardziej na południe masywie Chambeyron, w przedziale wysokości 2500–2700 m n.p.m., w okresach wyjątkowo

Tabela 14. Cechy wybranych aktywnych lobów soliflukcyjnych w Alpach

Lokalizacja	Długość (m)	Szerokość (m)	Wysokość (m)	Morfologia	Wysokość (m n.p.m.) ekspozycja, nachylenie stoku.	Podłoże	Autor
Col du Vallonet, Chambeyron, Ubaye	15–22			lob kamienisty, podwójny, czoło z darnią	2737–2727, NE, 14–27°	wapienie, flisz	Coutard i in. (1988a)
Lac Premier. Chambeyron. Ubaye	60	10		lob kamienisty, drobne loby na powierzchni	2600–2640, SSW, 35–19°	wapienie, flisz	Coutard i in. (1988a) Coutard i in. (1996)
Aoupets, Chambeyron. Ubaye	9,2	3–6		lob porośnięty,	2480–2506, NNW, 7–35°	wapienie, flisz	Coutard i in. (1988a) Coutard i in. (1996)
Col de La Mortice, Ubaye			0,3–0,4	szerskie loby, czoła kamieniste	3000, ESE		Todisco i in. (2000)
Cyrk Grande Ruine. Dol. Etançons, Masyw Écrins	50–70	10–15	3–5	lob kamienisty, łukowate zagłębienia na powierzchni	2450, W	granity, łupki krystaliczne	autorka
Lanserila, Masyw Vanoise	kilka do 50 m		kilka dcm	asymetryczne	2350–2800, NW	dolomity	Kaiser (1980, 1987)
Vallon de la Rocheure, Masyw Vanoise	40–50	5–10		bez roślinności, świeży gruz na powierzchni	2800, SE, 5–20°	bez granitów	Marnezy (1977a)
Vallon de la Rocheure, Masyw Vanoise	5–10	40–50			2300–2800, NW, 5–20°	bez granitów	Marnezy (1977a)
Munt Chavagl, Wsch. Alpy Szwajcarskie	50	10–15	0,6	loby soliflukcji swobodnej i związanej	2400, 14°		Gamper (1987)
Dolina Engadin (górną), Alpy Szwajcarskie	0,4–2,2	0,7–2,1	0,1–0,2	niskie loby	2600–2820, 11°	wapienie	Matsouka i in. (2005)
Dolina Engadin (górną), Alpy Szwajcarskie	0,9–62,0	1,6–37,0	0,2–1,5	wysokie loby z czołem kamienistym lub z darnią	2300–2820	wapienie	Matsouka i in. (2005)
Val Madriccio, Masyw Ortles-Cevedale	150	10–12	1,0	lob kamienisty, czoło 60°	2640, N, 14°	łupki krystaliczne	autorka
Val di Pozzo, Masyw Ortles-Cevedale	200		1–2	lob gruzowy	2820, S, 15°	łupki krystaliczne	autorka
Masyw Glockglockner, Alpy Austriackie	kilka		0,5	loby soliflukcji swobodnej i związanej	2640–2680, N, NE, 30–10°	łupki krystaliczne fility	Jaesche i in. (2003)
Kapall, Alpy Lechtaler	kilka	0,3–0,7	0,05–0,2	girlandy, czoło z darnią pow. kamienista	2300, E	wapienie	Höllerman (1967)

uprzywilejowanych z punktu widzenia wilgotności i termiki, loby soliflukcyjne i geliflukcyjne rozwijają się lokalnie i w sposób nieciągły, zależnie od topografii (struktury powierzchni terenu) i składu mechanicznego pokryw. Świeże formy geliflukcyjne występują zasadniczo powyżej 2900 m n.p.m., ale najlepsze warunki termiczne i stokowe geliflukcja znajduje w piętrze 3000–3100 m n.p.m. (*Centre...* 1980; Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1988a, 1996).

Loby soliflukcyjne rozwijają się aktywnie na stokach gruzowych w paraglacjalnym środowisku, w bezpośrednim sąsiedztwie jeziorów lodowcowych i powyżej lodowców, co obserwowałam zarówno w masywie Ortles-Cevedale (Alpy Włoskie) jak i w masywie Ecrins (Alpy Francuskie) (tab. 14). Na aktywność procesu soliflukcji wskazuje bardzo duża niestabilność gruzu budującego loby i brak na nim porostów. Według badań w masywie Schober (Alpy Austriackie) istnienie strefy ze środowiskiem paraglacjalnym jest skutkiem regresji lodowców, obserwowanej w Alpach od końca małej epoki lodowej, czyli od lat 20. XX wieku. Niekiedy są to loby supraglacjalne, gdy w podłożu występuje pogrzebany lód, co obserwowano w cyrkach Koegele i Hinteres Langtal (Kellerer-Pirklbauer, Kaufman 2005). Zasadniczo jednak soliflukcja w Alpach jest związana z przemarzeniem sezonowym (Dolfus, Kaiser 1979; Todisco i in. 2000).

Ponadto rozmieszczenie rzeźby soliflukcyjnej w Alpach cechuje asymetria, związana z ekspozycją stoków. W czasie badań w Dolinie Martello (masyw Ortles-Cevedale) na stokach północnych znajdowałam głównie loby soliflukcji swobodnej, a na stokach eksponowanych na południe, porośnięte przez murawy, loby i języki soliflukcji związanej (Fot. 2). Podobnie A. Marnezy (1977a) w masywie Vanoise, na stokach północno-zachodnich znajdował loby i girlandy soliflukcji związanej, a na stokach południowo-wschodnich soliflukcji swobodnej. W zależności od ekspozycji zmienia się położenie wysokościowe dolnej granicy występowania form (ryc. 8). W górnej części Doliny Engadin dolna granica występowania lobów soliflukcyjnych z czołem gruzowym znajduje się 200 m niżej na stokach o ekspozycji północnej niż na stokach o ekspozycji południowej (Matsuoka i in. 2005). Rozmieszczenie różnego rodzaju form rzeźby peryglacjalnej w zależności od ekspozycji stoku dobrze udokumentowano w masywie La Mortice (Coutard i in. 1996), gdzie w podobnej wysokości (3060–3100 m n.p.m.) i na jednakowym podłożu rozwijają się różne formy, wykazujące zróżnicowane tempo ruchu.

Formy soliflukcyjne w Alpach, w tym nawet loby i języki występują na stokach o nachyleniu od kilku do kilkudziesięciu stopni, a na stokach usypiskowych do 35° (m.in. Stingl 1969; Marnezy 1977a; Kaiser 1980). Badania

autorki w masywie Ortles-Cevedale i w masywie Ecrins wskazują na to, że w zależności od warunków lokalnych, głównie litologii i typu pokryw, a także ekspozycji, stopnia pokrycia roślinnością, formy soliflukcyjne występują w całym profilu pionowym stoku (ryc. 6, Fot. 2). Wyniki badań zespołu japońskiego wykazują natomiast, że loby soliflukcji swobodnej rozwijają się głównie u podnóży stoków gruzowych, co wiąże się ze sprzyjającymi warunkami termicznymi, gdyż dominujący w tej strefie sezonowy cykl przejść przez zero wzmocniony jest przez cykle dobowe (Matsuoka i in. 1997, 2003). W Alpach jednak autorka nie stwierdziła powszechnego występowania, typowego dla Gór Skandynawskich, przydolinnego odcinka stoku modelowanego przez soliflukcję, z dobrze wykształconymi lobami i językami.

Najbardziej jednoznacznym i wyraźnym przejawem działania procesów soliflukcji (Matsuoka 2004) są loby soliflukcyjne, będące równocześnie największymi formami o tej genezie. W Alpach ich rozmiary są zróżnicowane. Najczęściej nie przekraczają kilkudziesięciu metrów długości i kilkunastu metrów szerokości i kilku metrów wysokości (tab. 14). Podane wielkości obejmują również formy, które według wyników pomiarów są współcześnie aktywne (m.in. Dolfus, Kaiser 1979; *Centre...* 1980; Kaiser 1980; Coutard i in. 1988a, 1996; Matsuoka i in. 1997, 2003). W tabeli 14 przedstawiono charakterystykę wybranych form soliflukcyjnych z różnych części Alp. Są to zarówno loby soliflukcji swobodnej (*loupes, coulées de pierres, Schuttloben, Blockschuttloben*) jak i loby soliflukcji związanej (*Rasenloben*). Analiza form w górnej części Doliny Engadin (we wschodnich Alpach Szwajcarskich) dowiodła, że wielkość form oraz ich ewolucja, zależą od głębokości przemarzania, wilgotności oraz grubości i składu mechanicznego pokryw zwietrzelinowych. Czynniki te wpływają na głębokość ruchu, która w zależności od heterogeniczności materiału zwietrzelinowego w obrębie stoku decyduje o szerokości lobu, a w pewnym momencie rozwoju, także o jego długości. Stwierdzono, że języki lub loby gruzowe, które mają czoło niższe niż 3 m i są krótsze od 30 m są formami soliflukcyjnymi, a nie lodowcami gruzowymi (Matsuoka i in. 2005). Niekiedy na powierzchni dużych lobów występują drugorzędne formy drobnych lobów (Coutard i in. 1988a, 1996; Matsuoka i in. 1997), co może być związane z przewagą dobowych wahań temperatury nad sezonowymi (Matsuoka 2001c). Na podstawie wyników kilkuletniego, ciągłego monitoringu procesu soliflukcji i jego uwarunkowań, wydzielono w Alpach trzy typy lobów soliflukcyjnych:

HSL – wysokie loby soliflukcyjne (wys. 0,2–3 m), formowane przez geliflukcję związaną z cyklami rocznymi, działającą w górnej warstwie pokryw zwietrzelinowych, o miąższości 0,5 m.

LSL – niskie loby soliflukcyjne (wys. $< 0,2$ m.), uformowane w drobnym gruzie i zwietrzelinie w wyniku dobowego pełnienia mrozowego (Matsuoka i in. 2005).

MSL – loby soliflukcyjne wspomagane przez gwałtowne spływy rozmarzniętej powierzchniowej warstwy, o miąższości 15–20 cm, uruchamiane podczas długotrwałych roztopów (Matsuoka i in. 2003).

Tempo soliflukcji w Alpach oraz w innych obszarach górskich przedstawiono w tabeli 15. Wielkość ruchu jest odwrotnie proporcjonalna do miąższości warstwy podlegającej przemieszczaniu (Pissart i in. 1981; Kaiser 1983, 1987; Matsuoka i in. 2003, 2005), co dowiedli statystycznie A. Pissart i in. (1981) oraz C. Manté i in. (1988). Miąższość warstwy podlegającej przemieszczaniu wynosi od 45 cm (Coutard i in. 1988a, 1996) do 60 cm (Matsuoka i in. 1997, 2003, 2005).

W lobach soliflukcji swobodnej prędkość przemieszczania zmniejsza się z głębokością (Matsuoka i in. 2003, 2005). Powierzchniowa warstwa o miąższości około 20 cm przemieszcza się stosunkowo szybko wskutek działania lodu włóknistego lub spęływania mrozowego związanego z dobowymi cyklami zamarzania-rozmarzania. Przemieszczanie warstwy głębszej (ok. 30–50 cm), w której większe znaczenie mają cykle roczne, jest wolniejsze i następuje wskutek rocznego spęływania mrozowego lub geliflukcji (Matsouka 2001b).

W lobach soliflukcji związanej obraz jest odwrotny, górna warstwa o miąższości 10–20 cm, przemieszcza się najwolniej, gdyż ruch jest hamowany przez zwartą pokrywą roślinną (Dolfus, Kasier 1979; Gamper 1981). W rozwoju lobów soliflukcji związanej główną rolę odgrywają cykle roczne, uruchamiające pełnienie mrozowe i geliflukcję (Matsuoka 2001c).

Średnie roczne tempo przemieszczenia pokryw alpejskich zależy od głębokości przemarzania (Stocker 1979; Pissart i in. 1981; Mante i in. 1988; Coutard i in. 1996; Pech 1996, Matsuoka i in. 2005), która jest zasadniczo warunkowana przez cechy klimatu, czyli przez wysokość nad poziom morza (Stocker 1979, Gamper 1987; Coutard i in. 1988a; Mathews, Berrisdorf 1993; Veit i in. 1995; Todisco i in. 2000). Sezonowe przemarzanie pokryw w Alpach cechuje duża zmienność, nawet na niewielkich odległościach (od metra do kilkudziesięciu metrów) (Kaiser 1983). Tempo przemieszczania jest większe, gdy ze względu na litologię w budowie pokryw wzrasta udział drobnych frakcji, co udowodniono badając w Ubaye (Alpy Francuskie) loby soliflukcyjne na obszarze o podłożu fliszowym i wapiennym (Coutard i in. 1988a, b, 1996).

Tempo przemieszczania jest zróżnicowane w poszczególnych częściach jednej formy lobu, w zależności od stopnia wywiewania pokrywy śnieżnej,

Tabela 15. Wskaźniki tempa soliflukcji w Alpach i w Tatrach

Obszar	MAAT (°C)	Nachylenie stoku (°)	Tempo (cm/rok)			Forma	Autor
			średnio	min	max		
Chambeyron, Alpy Francuskie	~0	2-34	1,0	0,5	16		Pissart (1964, 1993)
Col du Vallonnet, Alpy Francuskie				0,2	3,0	loby soliflukcji swobodnej (kameniste)	Jorda, Gabert (1984)
Ubaye, Alpy Francuskie	-3,0		0,4-9,0			loby soliflukcji swobodnej i związanej	Coutard i in. (1988a)
Vanoise, Alpy Francuskie			2-20		40-80		Kaiser (1980, 1987)
Alpy Szwajcarskie	-3,0	12	1,3			pasy sortowane	Matsuoka (2001b)
Munt Chavagl, Wschodnie Alpy Szwajcarskie	-0,8	~ 25	4,1 0,02-1,1			lob soliflukcji związanej, wysokość 0,6 m	Gamper (1981) Gamper 1983)
Munt Chavagl, Wschodnie Alpy Szwajcarskie (1975-1985)	-0,8	14-25	4,5 (max) 2,9 (śred.) 0-6 (śred.)	0	220	lob soliflukcyjny średnia z wszystkich punktów	Gamper (1987)
			5,2 (śred.) 2-9 (śred.)	0-3	220	część lobu bez roślinności „-”	
			0-5 śred	0	11	roślinność „0”	
			1,2 (śred.) 0-3 (śred.)	0	8	część porośnięta „+”	
Dolina Engadin (górną), Alpy Szwajcarskie	-3,0	10	2-3	1,1	3,7	lob soliflukcyjny przemieszczanie	Matsouka i in. (2003)
			5,1	4,8	5,5	lob soliflukcyjny podnoszenie	
Wysokie Taury, Alpy Austriackie	-2,0	10-20	2-22	2	50		Veit i in. (1995)
			21			lob soliflukcji związanej, wys. 0,5 m	Jaesche i in. (1997)
Glatzbach, Alpy Austriackie	-2,1	10-30	18,5-24,5	4,5	59	powierzchnia lobu, soliflukcja	Jaesche i in. (2003)
			7-23	0,7	61	soliflukcja, gł. 10 cm	
			4,5-6,3	0	19	soliflukcja, gł. 20 cm	
			4-8	3,6	8,6	podnoszenie mrozowe	
Kreuzeckgruppe Alpy Austriackie		31-35	1,1	0,3	1,7	loby soliflukcyjne	Stocker (1979)
Tatry			0,0-2,0				Kotarba i in. (1987)
Tatry, Czerwone Wierchy			1,7			spelywanie mrozowe	Kotarba (1976)
			0,14		0,7	lob soliflukcyjny	Kotarba (1976)
Tatry, Kocioł Goryczkowy Świński.			0,3-2,7		3,5	stok z terasetkami	autorka

MAAT średnia roczna temperatura powietrza

który wpływa na głębokość penetracji mrozowej. Jego wielkość zmienia się bardzo w poszczególnych latach, co z kolei zależy od daty pojawienia się pokrywy śnieżnej oraz od intensywności i wielkości opadów. Lata suche hamują tempo soliflukcji, a lata z mokrą wiosną i jesienią przyspieszają ruch. Wpływ na tempo ruchu soliflukcyjnego ma również ekspozycja stoku, gdyż w Alpach Francuskich stoki WNW są mniej zaśnieżone i bardziej podatne na penetrację mrozową, a na stokach ESE obserwuje się dłuższe zaleganie pokrywy śnieżnej, które wpływa na tempo przemieszczania zwietrzelin w czasie roztopów i obniża temperaturę w czasie jesieni (Coutard i in. 1988a, b, 1996).

Pomimo stosunkowo dobrego rozpoznania przebiegu i skutków soliflukcji w Alpach, mechanizm procesu nie jest postrzegany jednoznacznie, ze względu na równoczesny i trudny do rozdzielenia, udział w nim śpływania mrozowego i geliflukcji, w powiązaniu z odpowiednim typem przejść przez zero oraz z cyklami zamarzania i odmarzania.

Trudności w rozdzieleniu tych procesów są podstawą problemów terminologicznych związanych z soliflukcją. Pierwotnie termin soliflukcja oznaczał powolny ruch nasyconej i niezamarzniętej gleby w klimacie zimnym na Falklandach (Anderson 1906). Potem dla podkreślenia obecności przemarzniętego podłoża stosowano inne nazwy np. kongeliflukcja (Dylik 1952), gelisoliflukcja (Baulig 1956), geliflukcja (Washburn 1967). Obecnie przyjmuje się, również w tej pracy, że soliflukcja to powolne ruchy pokrywy zwietrzelinowej zazwyczaj stowarzyszone z cyklami zamarzania i odmarzania oraz podnoszenie mrozowe (Ballantyne, Harris 1994; French 1996; Matsuoka 2004). Soliflukcja jest połączeniem śpływania mrozowego (*frost creep*) oznaczającego podnoszenie prostopadle do stoku i pionowe opuszczanie zwietrzliny, pomniejszonego o kohezję oraz geliflukcji oznaczającej plastyczne deformacje i powolne przemieszczanie w dół stoku zwietrzliny nasiąkniętej wodą z topniejącego lodu gruntowego, czyli po przemarzniętym podłożu (Jahn 1970b; Embleton, King 1975; Washburn 1980; Ballantyne, Harris 1994; French 1996; Matsuoka 2001b, 2004). Formy rzeźby powstające w wyniku ich działania są nazywane soliflukcyjnymi, niezależnie od roli, jaką w ich rozwoju pełnią oba wyżej wymienione procesy objęte nazwą soliflukcja.

Geomorfologzy francuscy na podstawie wyników badań w masywie Vanoise, leżącym w części Alp poddanej działaniu klimatu morskiego, przypisują rozwój rzeźby soliflukcyjnej (łobów), głównie procesowi geliflukcji (*gelifluxion*), a więc przemieszczaniu się warstwy rozmarzniętej po przemarzniętym podłożu (Kaiser 1980), a w mniej wilgotnym masywie Ubaye, śpływaniu mrozowemu (*cryoreptation*) zachodzącemu wskutek zamarzania i rozmarzania, ułatwionemu przez zwiększoną zawartość drobnego materiału, frakcji pylastej (Coutard i in. 1988a, 1996; Van Vliet-Lanoë 1988a). Wyniki badań

laboratoryjnych wskazują na to, że udział geliflukcji w stosunku do pełnienia mrozowego w ruchu związanym z cyklem rocznym wzrasta, gdy w składzie mechanicznym dominuje frakcja ilasta (Harris i in. 1996). Z kolei badania mikromorfologiczne dowodzą, że ruch soliflukcyjny, jest wynikiem szeregu mikro-przemieszczeń zachodzących wskutek rozrywania zwietrzliny przez soczewki lodu (Van Vliet-Lanoë i in. 1984; Harris 1985;).

W bardziej kontynentalnych Alpach Wschodnich (Wysokie Tury) istotny udział w przemieszczaniu pokryw stokowych ma podnoszenie mrozowe jesienią, w okresie początkowym zamarzania gruntu i w okresie wiosennych roztopów, przed całkowitym stopieniem pokrywy śnieżnej, kiedy woda roztopowa wsiąkając w grunt, przyspiesza soliflukcję (Jasche i in. 2003).

Poniżej płatów śnieżnych, dostarczających wodę, rozwój lobów soliflukcyjnych jest wspomagany przez spływy ziemne, co powoduje wzrost tempa przemieszczania powierzchniowej warstwy lobu, nawet do 1m/rok, a także przyczynia się do dużej zmienności tempa przemieszczania w poszczególnych latach (Matsuoka i in. 2003; Jasche i in. 2003) i może prowadzić do zwiększenia wysokości lobu soliflukcyjnego (Matsuoka i in. 2003).

Znaczne zróżnicowanie mechanizmu soliflukcji powoduje dużą zmienność efektów morfologicznych procesu. J.P. Coutard i in. (1996) podsumowując badania z lat 1975–1992 dowodzą, że typ formy (pasy czy loby) rozwijającej się wskutek soliflukcji zależy od roślinności, głębokości penetracji mrozowej uwarunkowanej grubością pokrywy śnieżnej, zdolności retencji wody, co wiąże się ze składem mechanicznym i strukturą pokryw oraz od ekspozycji stoku.

Jednym, ze wskaźników aktywności soliflukcji są tzw. orające głazy (Ballantyne 2001), obecne także na stokach i w dnie Doliny Madriccio (ryc 6). Pojęcie to obejmuje rynny wyżłobione przez przemieszczający się duży blok skalny na stoku powyżej i nabrzmienia przed blokiem na stoku poniżej. Orają-

Tabela 16. Tempo ruchu orających głazów

Obszar	Wysokość (m n.p.m.)	Nachylenie stoku (°)	Średnie tempo (cm/rok)			Autor
			min	średnio	max	
Góry Skandynawskie Har dangervidda	1290–1360	ok. 11	0,36	0,84	2,5	Berthling i in. (2001a)
Jomfrunut, Finse, płd. Norwegia,	1470			0,8–1,1		Berthling i in. (2002)
Njulla, Góry Abisko	1000–1100			1,3–5,0		Karbach, Nissen (1987)
Cairngorms	800–980	8–28	0,3	2,8	8,7	Shaw (1977)
Tatry	1130–1920	15–34	0,14	1,3	3,25	Kotarba (1976)
Alpy			0,05		2,25	Pissart (1964)

ce głązy występują zasadniczo w całym obszarze Alp, głównie na stokach z pokrywą roślinną, w dolnej części strefy peryglacialnej (m.in. Troll 1944; Poser 1954; Capello 1958; Pissart 1964; Höllerman 1964, 1967; Furrer 1965; Stingl 1969; Marenzy 1977b; Dolfus; Kaiser 1979; Gamper 1983; Rączkowski, Rączkowska 1993–1994). Tempo ich ruchu podobnie jak w innych obszarach, wynosi 0,05–2,25 cm/rok (tab. 16). Mniejsze głązy poruszają się szybciej, gdyż większe wymagają bardziej intensywnych ruchów mrozowych (Pissart 1964). Wielkość roczna przemieszczania zmienia się w kolejnych latach w zależności od grubości pokrywy śnieżnej (Gamper 1983).

6.1.6. RZEŻBA NIWALNA

Płaty śnieżne są istotnym elementem środowiska peryglacialnego, gdyż ich obecność wpływa na przebieg procesów peryglacialnych i rozmieszczenie oraz wykształcenie form rzeźby. Drugim ważnym efektem ich obecności jest współczesny rozwój form rzeźby niwalnej w miejscu ich występowania (Rączkowska 1997a, b).

Niektórzy badacze wyróżniają nawet strefę niwalną w Alpach, położoną w obrębie strefy peryglacialnej, pomiędzy czołami lodowców a jej dolną częścią (Berger 1967; Hövermann 1985; Lehmkuhl 1989). Wysokość bezwzględna dolnej granicy strefy niwalnej zmienia się od 2500 m n.p.m. w Alpach Wschodnich do 2800–3000 m n.p.m. w Alpach Zachodnich. W tej strefie inne formy rzeźby peryglacialnej – formy soliflukcyjne czy grunty strukturalne, współwystępują z różnymi formami zagłębień niwalnych (ryc. 6), powstających wskutek zalegania płatów śniegu i działania wód roztopowych. Przyjmuje się, że erozja w takich miejscach jest 2–4 razy większa niż w sąsiedztwie. Kształt form niwalnych wiąże z charakterem stoku. Na stoku bardziej płaskim dominują nisz lub baseny, a na stromym rynny i leje (Lehmkuhl 1989). H. Berger (1967) uważa, że w górnej części tej strefy płaty śnieżne poprzez rozwój nisz lub zagłębień niwalnych prowadzą do lokalnego obniżania powierzchni. Wskazuje także na istnienie, wyciętych w skale, inicjalnych nisz niwalnych o głębokości 5 cm i wymiarach 15–20 m. Wielkość nisz niwalnych w Alpach jest bardzo zróżnicowana (Pissart 1964; Berger 1967; GNGFG 1986; Lehmkuhl 1989; Rączkowska 1997a, b; Pancza 1998), jednak są to formy, co najmniej 10-krotnie mniejsze niż glacialne (Lehmkuhl 1989). Ich krawędzie są wycięte w skale lub w materiale gruzowym. Często podobnie jak w Tatrach zajmują zagłębienia pomiędzy stożkami usypiskowymi (Rączkowska 1997a, b).

W dnach nisz niwalnych w Alpach zazwyczaj znajduje się bruk niwalny, zbudowany z płasko ułożonych głązów, uformowany pod ciśnieniem śniegu

Tabela 17. Cechy przykładowych form niwalnych w Alpach

Lokalizacja	Forma	Morfometria (m)	Cechy form	Wysokość (m n.p.m.)	Źródło
Val Madriccio, Masyw Ortles-Cevedale	wał niwalny	wys. 4; dł. 60	stok zewn. 46°, wewn. 12°	2905	autorka
	nisza niwalna	szer. 6,4; dł. 10		2700	autorka
Val di Peder, Masyw Ortles-Cevedale	wał niwalny	wys. 5–7	stok zewn. 44° frakcja 0,5–1,0 m	2650	autorka
Trögeralm, Masyw Glockner	wały niwalne	wys. 2,5		2550	Berger (1967)
region Valais, Alpy Szwajcarskie	wały niwalne	wys. 1–2,5		2650–3000	Pancza (1998)

(Albertini 1955; Pisart 1964; Francou 1982, 1988; GNGFG CNR 1986; Rączkowska 1997a). Powstają one tylko u czoła płatów zalegających w obszarze bez wieloletniej zmarzliny (GNGFG CNR 1986; Francou 1982, 1988; Pisart, Francou 1992). Bruki gładowe w dnach nisz pochylonych podlegają soliflukcji (Hagedorn 1964; Rączkowska 1997a) lub przemieszczaniu przez wodę (Raynal 1970), a w ich obrębie często rozwijają się grunty strukturalne (Rączkowska 1997a). A. Pisart i B. Francou (1992) na podstawie 10-cioletnich badań w masywie Chambeyron (wys. 2800 m n.p.m.), w Ubaye, dowodzą występowania pionowych ruchów gładów w obrębie bruków niwalnych. Wiosną, kiedy temperatura gruntu pod płatem była niższa od 0°C, zachodziło pogrążanie gładów, w średnim tempie maksymalnym 1,2 cm/rok, a jesienią, w czasie zamarzania, podnoszenie w średnim tempie maksymalnym 1,0 cm/rok. Gładzy podlegały rotacji, tzn. jeden koniec gładu się podnosił, a drugi pogrążał. Tempo ruchu poszczególnych gładów było różne.

Oprócz niwalnych form erozyjnych stosunkowo powszechnie występują formy akumulacyjne wałów niwalnych (*moraine de névé, protalus ramparts*) (ryc. 6), różnej wielkości (tab. 18), o wysokości do kilku metrów (Höllerman 1964; Berger 1967; Francou 1977a, b, 1981; Rączkowska 1997a, b; Pancza 1998). Są to formy aktywne, czyli współcześnie nadbudowywane przez odpadający ze ścian materiał skalny, zsuwający się po płatach śniegu zalegających na stoku powyżej, a także dostarczany przez lawiny i spływy gruzowe.

Część autorów, przyjmując nieruchome położenie płatów śniegu, uważa wały niwalne za formy statyczne (np. Berger 1967; Rączkowska 1997a, b), natomiast niektórzy za formy dynamiczne uruchamiane przez śnieg, który pełźnie i dodatkowo wypycha ku górze wał usypany poniżej (Francou 1977a, 1977b, 1981; Pancza 1998). A. Pancza (1998) w wyniku 6-cio letnich badań wałów niwalnych w regionie Valais, Alpy Szwajcarskie, na wysokości 2650–3000 m n.p.m., stwierdził, że wał niwalny jest nadbudowywany w każdym roku. Dopóki nie osiągnie pewnych rozmiarów jest statyczny. Po ich przekro-

Tabela 18. Cechy aktywnych form mrozowych w Górach Skandynawskich

Lokalizacja	Formy	Długość (m)	Szerokość (m)	Proces	Cechy stoku, wysokość (m n.p.m.)	Autor
Abisko (68°N), ph. Szwecja	niesortowane pierścienie i zagłębienie kameniste „ <i>stone pits</i> ”			podnoszenie mrozowe	dno doliny, śnieg nierówny 340 – 440	Jossefson (1988)
Latnjajaure, (68°N), ph. Szwecja	poligony	2,63	2,0	podnoszenie i sortowanie mrozowe	płaskie wierzchowiny lub dna dolin, u czoła płatów śnieżnych, lupki mikowe z granatami, 1000–1300	Kling (1996)
	pierścienie sortowane	1,69	1,15			
Kuotekjajakka (67°N), ph. Szwecja	poligony	4,41	3,0	podnoszenie i sortowanie mrozowe	płaskie wierzchowiny z blokowskimi lub dna dolin, u czoła płatów śnieżnych, granity, 1000 – 1300	Kling (1996)
	pierścienie sortowane	2,54	0,98			
Marastotunturit- Viipustunturit (70°N), NW Finlandia	pasy sortowane poligony			sortowanie mrozowe	stoki południowo-wschodnie ze zmarzliną powyżej górnej granicy drzew, nachylenie 7–25°, 600 – 650	Pirola (1969)
Lakkätjakka, ph. Szwecja	poligony i pierścienie sortowane		1–3	sortowanie mrozowe	1020 m n.p.m., 960 m n.p.m., nachylenie terenu 1°, powierzchnia form wypukła	autorka
Njulla, Abisko (68°N), ph. Szwecja	pasy niesortowane		1–2	spelzywanie mrozowe	1000–1150 m n.p.m. nach 15–20°, wys. 0,2–0,3 m	Rączkowska (1990)
Lakkätjakka, ph. Szwecja	pasy sortowane		1–2	sortowanie i spelzywanie mrozowe	1150–1200 m n.p.m., 0,3–0,5 m szer. pasa grubego, 0,5–1,0 m szer. pasa drobnego	autorka
Jotunheimen, Norwegia	pierścienie sortowane		0,2–0,6; 1,5–2,0		1370–1550 m n.p.m., morena, większość wydłużonych, środki wypukłe do 0,4 m	Ballantyne (1979) Ballantyne, Mathews (1982)

czeniu zaczyna pełznąć z prędkością 20 cm/rok, a potem nawet kilkadziesiąt (30–45) cm/rok jako lodowiec gruzowy. Badania te potwierdziły wcześniejsze hipotezy, że wały niwalne są embrionalnymi lodowcami gruzowymi „*talus rock glacier*” (Barsch 1996; Pancza 1998) i powstają w wyniku ruchu typu „*talus rock glaciers*”, czyli spływanania zmrożonej masy gruzowo-lodowej pod wpływem nacisku płata (Haeberli 1985; Francou 1988).

6.1.7. PODSUMOWANIE

W Alpach strefa ze środowiskiem peryglacjalnym, podobnie jak w innych górach, rozciąga się powyżej górnej granicy lasu, położonej na wysokości od 1500 m n.p.m. w Alpach Zewnętrznych do 2400 m n.p.m. w masywie Monte Rosa. Środowisko tej strefy jest bardzo zróżnicowane wskutek piętrowości klimatu oraz występowania wieloletniej zmarzliny ciągłej i nieciągłej, a także lodowców. Każdy z wymienionych elementów dodatkowo zmienia się w zależności od ekspozycji stoku. Na przykład na stokach południowych dolna granica występowania zmarzliny leży 200–300 m wyżej niż na stokach północnych (tab. 3). Odziedziczona rzeźba, która podlega przeobrażeniu przez procesy peryglacjalne, jest bardzo urozmaicona, co również wpływa na znaczną przestrzenną zmienność warunków dla rozwoju współczesnej rzeźby peryglacjalnej. Dlatego trudno zgodzić się z wydzielanymi w okresie lat 60–70. XX wieku, głównie przez badaczy niemieckich, prostymi schematami zasięgów wysokościowych form peryglacjalnych.

Obecność lodowców generuje dwie dodatkowe strefy przestrzenne. Jedną to wierzchołki oraz granie i grzbiety niezlodowaczone, wznoszące się ponad lodowcem. Drugą to strefa o zmiennej szerokości u czoła i wokół jezora lodowca, z rzeźbą określaną przez C.K. Ballantyne’a (2002a, b) mianem paraglacjalnej, rozwijającą się głównie wskutek działalności procesów peryglacjalnych, szczególnie aktywnych w obszarze, z którego lodowce ustąpiły od końca małej epoki lodowej (Cannone i in. 2003; Reynard i in. 2003; Kellerer-Pirklbauer, Kaufman 2005).

W tym bardzo zróżnicowanym, niemal mozaikowym środowisku aktywne są wszystkie procesy peryglacjalne, w stopniu, który wystarcza do powstania wyraźnych, w pełni wykształconych form rzeźby. W efekcie Alpy cechuje bogactwo rzeźby peryglacjalnej, od form związanych ze zmarzliną do miniaturowych gleb strukturalnych i terasetek soliflukcyjnych. Powszechnie występują procesy mrozowe, wietrzenia, sortowania i spływanania, związane z rocznymi i dobowymi cyklami przejść przez zero oraz procesy geliflukcji i soliflukcji. Wyróżnia je niemal powszechna obecność lodowców gruzowych oraz powstawanie pokryw blokowych z wietrzenia *in situ*.

Efekty działania procesów peryglacialnych zmieniają się w zależności od rodzaju, stoku, który podlega przemodelowaniu peryglacialnemu. W jego obrębie rozwój form zależy od lokalnych warunków. Na szerokich grzbietach i przełęczach rozwijają się pasy sortowane i grunty strukturalne, a także pokrywy blokowe *in situ*, które niekiedy obejmują większe fragmenty stoku.

Ściany i stoki skalne modelowane są przez odpadanie gruzu powstałego wskutek wietrzenia. Na stokach gruzowych u ich podnóży, a także na stokach z pokrywą gruzową rozwijają się różnej wielkości loby soliflukcyjne. W zależności od piętra i ekspozycji są to loby soliflukcji swobodnej lub związanej. Liczne są także nisze i wały niwalne. Na granicy stoków usypiskowych i den dolin oraz w dnach dolin w obszarze ze zmarzliną występują lodowce gruzowe. W dnach dolin oraz na strukturalnych spłaszczeniach w obrębie stoków rozwijają się formy sortowania mrozowego.

Rzeźba peryglacialna w Alpach jest zmieniana, podobnie jak w Tatrach (Rączkowska 1999b), a nawet zamazywana przez działalność spływów gruzowych, ale w znacznie większym stopniu. Spływy gruzowe, ze względu na ich wielkość i ilość przemieszczanego przez nie materiału wydają się mieć największe znaczenie we współczesnym przekształcaniu rzeźby Alp (m.in. Zimmerman 1990; Roesli, Schindler 1990; Becht 1995).

Współczesna rzeźba peryglacialna w Alpach, ze względu na bogactwo form podobna jest do tej w Kaukazie. Stwierdzono, że rozwijają się tam pokrywy gruzowe z wietrzenia *in situ*, stoki i stożki usypiskowe, występują aktywne lodowce gruzowe i bugry (pagóry mrozowe), a także formy sortowania mrozowego, zarówno liczne pierścienie jak i rozległe pola tufurów (500–650 m średnicy). O aktywności soliflukcji świadczy obecność lobów i teras soliflukcyjnych, a także strumieni gruzowych (*kamennyje potoki*). Ponadto liczne są wały niwalne oraz nisze i karoidy niwalne (80–100 m średnicy), a także lawiny (Dumitraško 1974; Dunaeva, Korejša 1989).

6.2. WSPÓŁCZESNA RZEŻBA PERYGLACJALNA GÓR SKANDYNAWSKICH

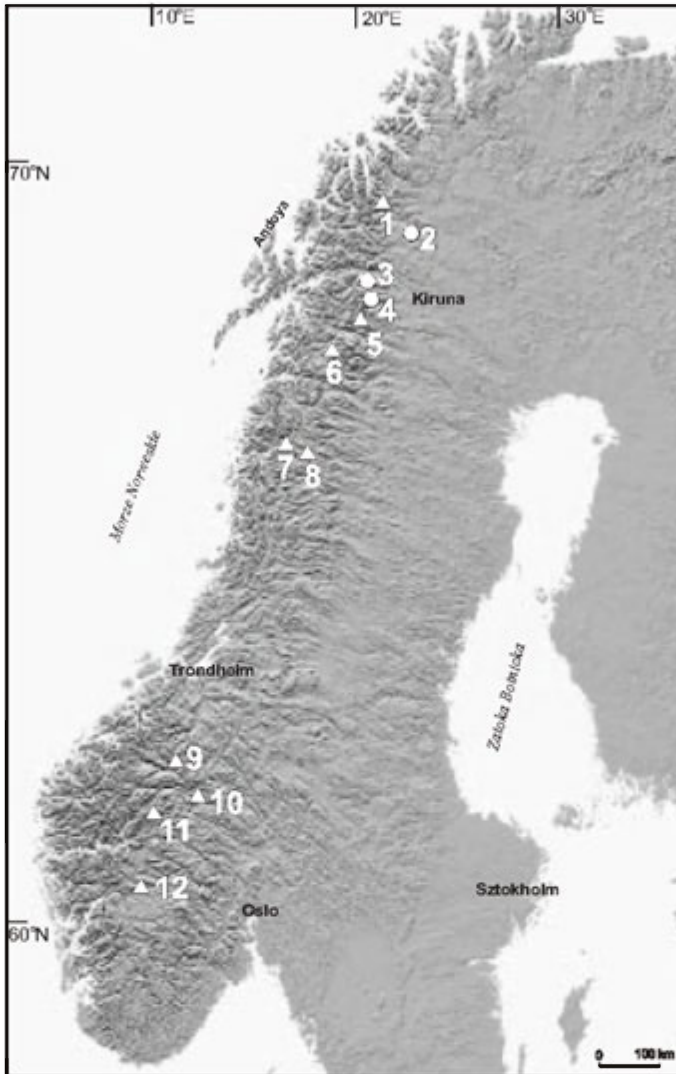
6.2.1. UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŻBY PERYGLACJALNEJ

Góry Skandynawskie rozciągają się pomiędzy 50°N a 71°N, wznosząc się od poziomu morza do 2469 m n.p.m. (Galdhopping, płd. Norwegia – ryc. 11). Na zachód od głównego wododziału charakteryzują się typową rzeźbą alpejską. Na wschód – w rzeźbie dominują szerokie wierzchowiny – fjeldy (*fjell, vidder*), a topografia jest mniej zróżnicowana. W wyniku erozji glacialnej powstały głębokie żłoby, często o pionowych ścianach sięgających powierzchni fjeldów (Rudberg 1988). Centralna i wschodnia część gór zbudowana jest z ła-

two wietrzejących, głównie wapiennych łupków. Nadbrzeżna część w zachodniej i centralnej Norwegii, mająca rzeźbę alpejską, zbudowana jest przede wszystkim z twardych granitów i gnejsów. Pokrywa zwietrzelinowa jest cienka, a duże partie gór, szczególnie na zachodzie i północy w ogóle są pozbawione zwietrzelin. Góry Skandynawskie są współcześnie zlodowacone (tab. 1). Powszechnie występują w nich płyty śnieżne, a w północnej części gór wieloletnie płyty i pola śnieżne (Rapp 1982; Lindh i in. 1988; Rączkowska 1990).

Północna część gór leży w strefie tundry. W południowej części górna granica lasu znajduje się na wysokości około 800 m n.p.m. (tab. 1). Topografia warunkuje obecność torfowisk i bagien na dużych obszarach północnej strefy leśnej i dolnego piętra alpejskiego na wschodnich stokach gór.

Wieloletnia zmarzlina występuje już powyżej 750 m n.p.m. na północy (King 1984) i 1050–1450 m n.p.m. w części południowej (Sollid, Sørbel 1992; Heggem i in. 2005), a jest ciągła odpowiednio powyżej 1550 m (King 1984, 1986; Ødegråd i in. 1992; Issaksen i in. 2001) lub 1850 m n.p.m. (King 1983; Issaksen i in. 2001). Przestrzenny zasięg wieloletniej zmarzliny (ryc. 2), określono na podstawie występowania pals, pingo i dużych niesortowanych poligonów (*tundra polygons*) (Rapp 1982; Sollid, Sørbel 1998). Położenie granic różnych typów zmarzliny zmienia się w profilu poprzecznym gór w zależności od stopnia kontynentalizmu i ekspozycji stoku (tab. 2). Jeszcze w latach 80. XX wieku wyrażano wątpliwości dotyczące jej obecności i zasięgu (Lindh 1984; Åkerman, Malmström 1986). Wiercenia wykonane w ramach programu PACE udokumentowały jej obecność i pozwoliły rozpoznać jej zasadnicze cechy. W Dolinie Tarfala u stóp Kebnekaise miąższość warstwy nieskonsolidowanego regolitu wynosi 4,0 m, a w kolejnych 10–15 m szczeliny są wypełnione drobnym gruzem. Oszacowano, że wieloletnia zmarzlina ma tu miąższość 350 m. Na południu, w Juvvasshoe (Jotunheimen), grubość regolitu wynosi 4,5 m, w tym grubość warstwy aktywnej 2,15 m, a zmarzlina osiąga jedynie 38 m miąższości (Harris i in. 2001, 2003; Issaksen i in. 2001). Przeciętnie zmarzlina jest miększa od 30 do 100 m (Holmlund, Jonasson 2005). W obszarach bagien i torfowisk średnia grubość warstwy czynnej wynosi 0,48–0,80 m, ewentualnie może być większa w zachodniej części gór. W ostatnich latach stwierdzono, że warstwa czynna w tym obszarze się powiększa, w związku z reakcją na wzrost temperatury powietrza. Wskaźnikiem geomorfologicznym jest pojawienie się wielu depresji termokrasowych oraz zanik pals (Åkerman, Johansson 2005).



Ryc. 11. Lokalizacja obszarów badań w Górach Skandynawskich. Oznaczenia: koło – badania autorki, trójkąt – badania innych autorów. 1 – Storfjellt, 2 – Klipisjärvi, 3 – Góry Abisko (Njulla, Jeprencorru, Karkevagge, Låkktagagge), 4 – Masyw Kebnekaise (Tarfala), 5 – Storra Sjörfjället, 6 – Livsejavrre, 7 – Okstindan, 8 – Norra Störfjället (Tarna), 9 – Dovrefjell, 10 – Rondane, 11 – Jotunheim (Fannaråken, Glittertinden), 12 – Hardangervidda (Finse). Model wysokościowy terenu GTOPO30 ze strony <http://www.landcover.org>

Location of main studies areas in the Scandinavian Mountains. Signs: circle – sites studied by the author, triangle – sites studied by other researchers. 1 – the Storfjellt, 2 – Klipisjärvi, 3 – the Abisko mountains (Njulla, Jeprencorru, Karkevagge, Låkktagagge), 4 – the Kebnekaise massif (Tarfala), 5 – the Storra Sjörfjället, 6 – the Livsejavrre, 7 – the Okstindan, 8 – the Norra Störfjället (Tarna), 9 – the Dovrefjell, 10 – the Rondane, 11 – the Jotunheim (Fannaråken, Glittertinden), 12 – the Hardangervidda (Finse). Digital elevation model GTOPO30 from: <http://www.landcover.org>

6.2.2. WSPÓŁCZESNE PROCESY I RZEŻBA PERYGLACJALNA

Góry Skandynawskie, ze względu na swoje położenie geograficzne, są obszarem, gdzie powszechnie działają procesy peryglacjalne i współcześnie powstają różnorodne formy rzeźby peryglacjalnej. Istniejące w nich formy rzeźby peryglacjalnej reprezentują prawie wszystkie nieglacjalne zjawiska, jakie funkcjonują w klimacie zimnym, szczególnie w obszarach ponad północnym i wysokościowym zasięgiem drzew (Lundquist 1962).

Analiza map geomorfologicznych w różnej skali, od przeglądowej (np. Melander 1977; Sollid, Trop 1984), czy szczegółowej (np. Tolgensbakk, Sollid 1980; Flakstad i in. 1985) do detalicznej np. obszar Livsejavrre (Tolgensbakk i in. 1985), masyw Norra Storfjall, płd. Szwedzka Laponia (Rudberg 1964), dolina Låktavagge w rejonie Abisko (Rudberg 1962), masyw Njulla w rejonie Abisko (ryc. 12, Rączkowska 1990) czy doliny Tarfała w rejonie Kebnekaise (ryc. 13, Rączkowska 2003a) uwidacznia, przewagę form rzeźby peryglacjalnej wśród wyróżnionych elementów rzeźby. Pośrednio dowodzi to ważności i dominacji procesów peryglacjalnych we współczesnej ewolucji rzeźby tych gór. Równocześnie formy peryglacjalne, podobnie jak w Alpach, rozwijają się jako pierwsze na obszarach, z których ustąpiły lodowce np. na powierzchni najmłodszych wałów morenowych (Ballantyne 1982, 2002a, b).

Cechą charakterystyczną elementów środowiska peryglacjalnego, procesów i form rzeźby, podobnie jak w innych górach, jest ich piętrowe zróżnicowanie (Garleff 1970; Rudberg 1972, 1977; Karte, Liedtke 1981; Harris 1982; Niessen i in. 1992; Rączkowska 2003a). Przebieg dolnych granic zasięgu soliflukcji i form gruntów strukturalnych nawiązuje, poza południowym i północnym krańcem gór, do przebiegu górnej granicy lasu. W osiowej części gór granice te położone są relatywnie wyżej niż górna granica lasu (Garleff 1970). W rzeczywistości zasięgi wysokościowe poszczególnych form peryglacjalnych różnią się znacznie bardziej, co udokumentowano na podstawie analizy rzeźby rejonu Abisko (Nissen i in. 1992) czy analizy statystycznej rzeźby w rejonie Okstidan, w północnej Norwegii (Harris 1982).

Rozmieszczenie form rzeźby peryglacjalnej jest uzależnione od regionalnych cech klimatu, głównie średnich wartości temperatur i liczby oraz intensywności cykli zamarzania i odmarzania, a także od cech lokalnych – specyfiki danego miejsca, takich jak mikroklimat, rzeźba, zwietrzelina, roślinność i stosunki wilgotnościowe (Harris 1982). Generalnie wpływ klimatu zaznacza się poprzez obniżanie się dolnych granic zasięgu wieloletniej zmarzliny i form peryglacjalnych z południa lub południowego zachodu w kierunku północnym i północno-wschodnim Gór Skandynawskich (Lundquist 1962; Garleff 1970; Rudberg 1977), a także poprzez większą miąższość i długość zalegania



Ryc. 12. Szkic geomorfologiczny Njulli, Góry Abisko, szwedzka Laponia (Z. Rączkowska 1990). 1 – ściany i stoki skalne, 2 – wychodnie skalne, 3 – stoki z pokrywą gruzową modelowane przez soliflukcję i spełzywanie, 4 – stoki z pokrywą gruzową ustabilizowaną przez roślinność, 5 – powierzchnia zrównania, 6 – strefa bardzo wilgotnych pokryw (bagnista), 7 – płyty śnieżne, 8 – krawędzie poprzecznych nisz niwalnych lub teras krioplanacyjnych, 9 – zagłębienia bez wyraźnych krawędzi, 10 – podłużne nisze niwalne, 11 – wały niwalne, 12 – załomy strukturalne, 13 – stożki usypiskowe, 14 – stożki napływowe, 15 – pola gruzowe, 16 – nisze ze spełzywania, 17 – soliflukcja uruchamiana przez wody roztopowe, 18 – spełzywanie pokryw przesyconych wodą, 19 – języki soliflukcyjne, 20 – terasetki soliflukcyjne, 21 – pasy niesortowane, 22 – poligony, 23 – orające głazy, 24 – erozja liniowa, 25 – rynny spływów gruzowych i lawin, 26 – tundra brzoźowa, 27 – jezioro, 28 – droga Kiruna-Narwik

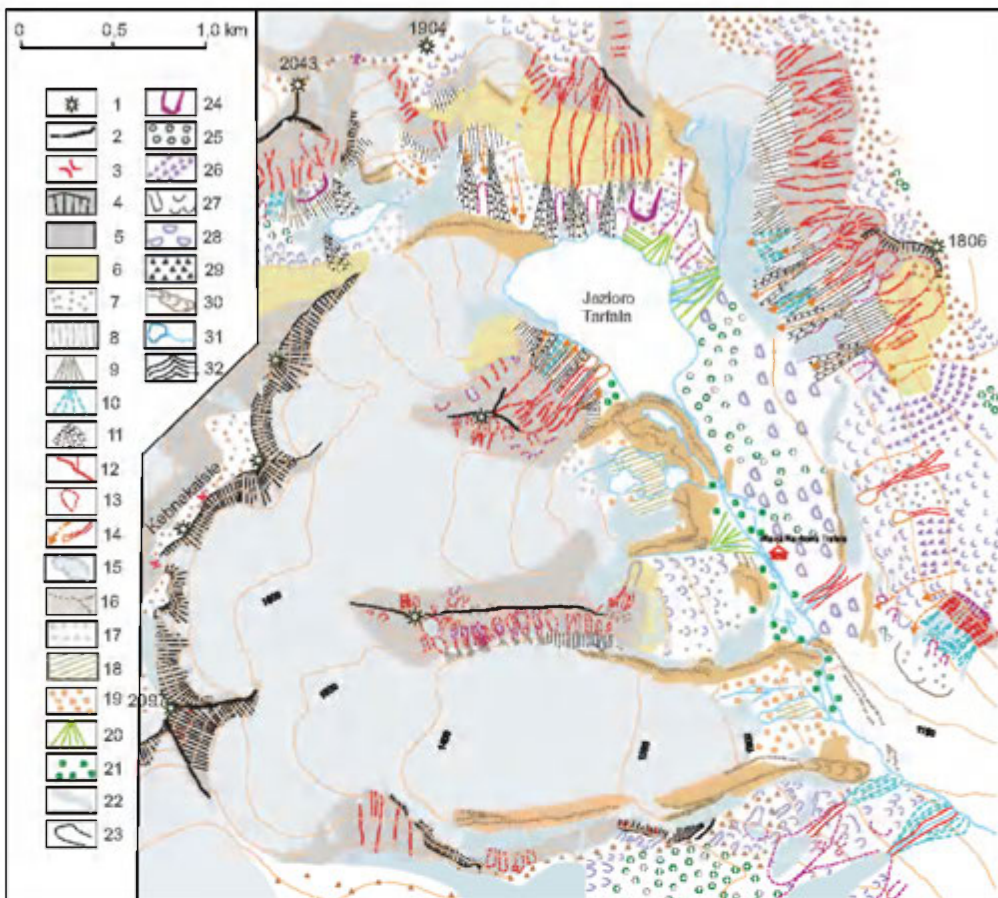
pokrywy śnieżnej po wschodniej stronie grani, w związku z dominacją wiatrów zachodnich.

Przestrzenne zróżnicowanie w zależności od ukształtowania terenu oraz budowy geologicznej zostało udokumentowane przez A. Nissena i in. (1992) na podstawie analizy rzeźby gór w rejonie Abisko. Według cytowanych autorów powszechnie występuje podnoszenie mrozowe (*frost heave*). Inne formy np. pagóry mrozowe (*frost mounds*) są skoncentrowane w pewnych fragmentach obszaru, odpowiednio na stromych stokach czy w dnach dolin głównych albo dolin zawieszonych. Występowanie tufurów jest ograniczone do powierzchni pokrytych niezwiązanym materiałem.

6.2.2.1. RZEŻBA WSKAŹNIKOWA WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

Wały morenowe z jądrem lodowym (*ice-cored moraine*) typu Østrem są najbardziej charakterystyczną formą wskazującą na obecność wieloletniej zmarzliny w Górach Skandynawskich. Są one niejako odpowiednikiem lodowców gruzowych w innych górach. Są to kompleksy moreny czołowej, złożone z szeregu wałów, zawierających lód pochodzący z przekształcania pól śniegowych, na które lodowiec nasunął materiał morenowy (Østrem 1964). Warstwa aktywna w tych wałach morenowych (wysokość 1900 m n.p.m.) ma grubość około 1 m (Østrem 1964). D. Barsch (1971) uważa je za lodowce gruzowe typu „*debris rock glacier*”, a W. Haeberli (1979) sugeruje, że są to wały morenowe spiętrzone (*push-moraine*), podobnie jak w obszarach polarnych. Wały morenowe z jądrem lodowym występują u czoła niewielkich lodowców np. Tarfalaglaciaren w rejonie Kebnekaise. Formy współcześnie aktywne, podobnie jak w przypadku lodowców gruzowych, są stosunkowo nieliczne. W Norwegii nie występują na zachód od Jotunheim, gdyż dolna granica wieloletniej zmarzliny leży tam powyżej linii wałów moren, a jeszcze dalej na zachód już powyżej granicy lodowców.

Geomorphological map of the Njulla massif, the Abisko mountains, Swedish Lappland (Z. Rączkowska 1990). 1 rockwalls and rocky slopes, 2 rocky outcrops, 3 debris-mantled slope remodelled by solifluction and soil creep, 4 debris-mantled slope stabilized by vegetation, 5 surface of planation, 6 zone of highly saturated weathering cover (swampy area), 7 snow patches, 8 edges of transverse nivation hollows or cryoplanation terraces, 9 depression without distinct edges, 10 longitudinal nivation hollows, 11 protalus ramparts, 12 structural escarpments, 13 gravitational talus cones, 14 alluvial talus cone, 15 blockfields, 16 soil creep niches, 17 solifluction due to meltwater 18 creep of highly saturated waste, 19 solifluction tongue, 20 solifluction terracettes, 21 non-sorted strips, 22 polygons, 23 ploughing boulders, 24 linear erosion, 25 debris flows and avalanche gullies, 26 birch forest, 27 lake, 28 road from Kiruna to Narvik



Ryc. 13. Mapa geomorfologiczna doliny Tarfała, masyw Kebnekaise (Z. Rączkowska 2003a). 1 – wierzchołki, 2 – grzbiety, 3 – przełęcze, 4 – ściany skalne, 5 – stoki skalne, 6 – stoki skalno-pokrywowe 7 – stoki gruzowe, 8 – stoki usypiskowe, 9 – stożki usypiskowe, 10 – stożki napływowe, 11 – stożki lawinowe, 12 – żleby, 13 – skalne nisze denudacyjne, 14 – spływy gruzowe, 15 – lodowce, 16 – osady i wały morenowe, 17 – wygłądy, 18 – moreny przemyte, 19 – osady lodowcowe, 20 – stożki fluwioglacjalne, 21 – równina akumulacji fluwialnej i fluwioglacjalnej, 22 – wieloletnie płyty śniegu, 23 – nisze niwalne, 24 – wały niwalne, 25 – sortowane i niesortowane poligony i pierścienie, 26 – sortowane i niesortowane pasy, 27 – loby i terasety soliflukcyjne, 28 – loby i warstwy soliflukcyjne z czołem zadarnionym, 29 – pola gruzowe, 30 – lodowce gruzowe, 31 – jeziora i strumienie, 32 – poziomicze co 100 m

Geomorphological map of the Tarfala valley, the Kebnekaise massif (Z. Rączkowska 2003a). 1 summits, 2 ridges, 3 passes, 4 rockwalls, 5 rocky slopes, 6 debris mantled slopes, 7 rockfall/rockslides deposition, 8 talus slopes, 9 talus cones, 10 alluvial cones, 11 avalanche cones, 12 chutes, 13 denudation niches on rocky, 14 debris flows, 15 glaciers, 16 moraine deposits and moraine ridges, 17 roche moutonnée, 18 fluted moraine, 19 glacial deposits, 20 fluvioglacial cones, 21 alluvial/fluvioglacial plain, 22 permanent snow patches, 23 nivation niches, 24 protalus ramparts, 25 sorted and non-sorted circles and polygons, 26 sorted and non-sorted strips, 27 solifluction lobes and terracettes, 28 turf-banked solifluction lobes and sheets, 29 blockfields, 30 rockglaciers, 31 lakes and streams, 32 contour intervals 100 m

Aktywne lodowce gruzowe, będące widocznym przejawem obecności wieloletniej zmarzliny w górach (Barsch 1992) są stosunkowo rzadkie w Górach Skandynawskich. W norweskiej części gór naliczono, około 150 lodowców gruzowych, ale większość z nich występuje poza zasięgiem współczesnej wieloletniej zmarzliny, głównie w północnej części gór, gdzie np. na wyspie Andoya lodowce gruzowe położone są na wybrzeżu i w rejonie Jotunheim, w środkowej Norwegii. W większości są one formami reliktowymi, pochodzącymi prawdopodobnie z młodszego dryasu. Stosunkowo mała liczba lodowców gruzowych jest pochodną typu zlodowacenia i typu rzeźby. Brak jest również źródeł dostawy materiału powyżej dolnej granicy zasięgu zmarzliny, w ilości umożliwiającej rozwój lodowców gruzowych (Sollid, Sørbel 1992).

W wyniku szczegółowej inwentaryzacji lodowców gruzowych w Norwegii, w latach 90. XX wieku, stwierdzono, że w masywie Rondane 13 lodowców gruzowych jest aktywnych, a jeden zaliczono do nieaktywnych (zawiera lód, ale nie wykazuje ruchu). W masywie Jotunheim tylko jeden lodowiec gruzowy jest aktywny. Lodowce gruzowe mają formę jeziorów i są zasilane przez materiał ze stoków usypiskowych. Czoła lodowców aktywnych znajdują się na wysokościach 1450–1750 m n.p.m., a lodowców nieaktywnych w wysokości 1440 m n.p.m. (CAPS 1998)

Znacznie częściej występującymi formami wskaźnikowymi obecności nieciągłej zmarzliny w Górach Skandynawskich są palsa oraz duże niesortowane poligony „*tundra polygons*” (Rapp 1982; Sollid, Sørbel 1998). Oprócz nich na obecność zmarzliny mogą wskazywać nieliczne formy tzw. zawałonych pingo (*colapsed pingo*) lub małe zagłębienia termokrasowe (Rapp, Rudberg 1960; Melander 1977; Rapp 1982).

Palsa to pagóry, w których warstwa torfu okrywa stale przemarznięty trzon złożony z torfu, lodu i części mineralnych (Seppälä 1986). Pagóry pozbawione pokrywy torfowej, ale uformowane w ten sam sposób określa się jako palsa mineralne (*lithalsa*) (Pissart i in. 1998). W Skandynawii większość dobrze wykształconych pals, wyższych niż 1–2 m, pojawia na wschód od najwyższych części gór (Lundqvist 1962; Ruuhijärvi 1962). Rejon Abisko stanowi zachodnią granicę ich występowania w północnej części gór (Rapp 1982; Åkerman, Malmström 1986). Palsa rozwijają się na bagnistych terenach, najczęściej w dnach dolin, a także na spłaszczeniach stokowych. Zasadniczo powyżej 850 m n.p.m. np. w Abisko są związane z wieloletnią zmarzliną (Åkerman, Malmström 1986; Westin, Zuidhoff 2001). Formy te występują także poniżej ich klimatycznego zasięgu jako formy azonalne np. w Meloya w Dovrefjell, w południowej Norwegii (King 1984; Sollid, Sørbel 1992). W górach palsa są mało typowe i gorzej wykształcone. Ich wysokość nie przekracza 1,5 m, a szerokość kilku do kilkudziesięciu metrów. Warstwa torfu ma miąż-

szość od 0,3 do ponad 1 m w palsach typowych i kilka centymetrów w palsach mineralnych. Ich występowanie jest uwarunkowane klimatycznie. Obszary, w których występują charakteryzują się opadami mniejszymi niż 300 mm w okresie listopad-kwiecień i ponad 200 dni z mrozem w ciągu roku (Lundqvist 1962; Åhman 1976; Seppälä 1979). Palsa rozwijają się w miejscach, gdzie cienka pokrywa śnieżna pozwala na tak głęboką penetrację mrozu, aby umożliwić zachowanie zmrożonego gruntu przez następne lato (Seppälä 1986). Kolejnym warunkiem jest też skład mechaniczny pokryw zwietrzelinowych, które muszą zawierać ponad 60–85% frakcji $<63\mu\text{m}$ (Westin, Zuidhoff 2001). Mechanizm powstawania palsa nie jest dotychczas jednoznacznie wyjaśniony. Istnieją 4 grupy teorii wyjaśniających ich powstanie: segregacji lodowej (*ice segregation*), wyporu hydrostatycznego (*bouyancy*), hydrauliczna i hydrostatyczna (Nelson i in. 1992). Niekiedy podobne do palsa pagóry, o wysokości 1 m i średnicy kilku metrów, powstają wskutek pęcznienia wody, uwięzionej pomiędzy warstwą zamrożonego gruntu a nieprzepuszczalnym podłożem. Formy te, nawet w ciągu jednej zimy, mogą się przekształcić w regularne palsa (Åkerman, Malmström 1986).

“*Tundra polygons*” to duże niesortowane poligony, o średnicy kilkudziesięciu metrów i płaskiej powierzchni, prawie pozbawionej roślinności. Rozdzielające je, zwężające się przy dnie, podobne do rowów, zagłębienia, mają szerokość od kilku do kilkudziesięciu decymetrów i głębokość ok. 0,5 m. Wzdłuż zagłębień rozwija się roślinność krzewinkowa *Empetrum hermaphroditum* (Rapp, Clark 1971; Josefsson 1988). W północnej części gór występują powyżej granicy drzew, od 650–1000 m n.p.m., na równinach napływowych lub morenowych w dnach dolin wystawionych na działanie wiatru. O współczesnej aktywności tych form świadczą pośrednio pasy obumarłej, nierozłożonej roślinności oraz wyniki badań termicznych, w obszarach położonych na granicy zasięgu nieciągłej zmarzliny, według których poligony mogą być sezonowo aktywne, chociaż gradient termiczny nie zawsze osiąga wartości konieczne do wystąpienia kontrakcji termicznej (Westin, Zuidhoff 2001).

6.2.2.2. WIETRZENIE MROZOWE I JEGO EFEKTY

Działalność procesów geomorfologicznych w wysokogórskim środowisku peryglacialnym Gór Skandynawskich jest determinowana przede wszystkim mrozem. Temperatury zbliżone do zera oraz cykle zamarzania i odmarzania odgrywają ważną rolę w procesie denudacji. Ich wpływ przejawia się bezpośrednio, gdyż procesy wietrzenia mrozowego, podnoszenia mrozowego, pełnienia gruzu czy geliflukcji mogą występować tylko w takim klimacie lub pośrednio, poprzez wpływ klimatu na szatę roślinną, cechy gleb czy wilgotność gruntu (Jonasson 1991).

Pola blokowe, powstające w wyniku wietrzenia *in situ*, są charakterystycznym elementem rzeźby, a w północnej części także elementem powszechnym. Najczęściej występują na wierzcholinie gór (fjeldach), ale także w niższych położeniach na spłaszczeniach stokowych lub na wyższych poziomach erozyjnych w dnach dolin. Położenie wysokościowe dolnej granicy ich występowania zmienia się, od 500 m n.p.m. w Storfjellet i Arnoy na północy Norwegii do około 1000–1250 m n.p.m. w górach północnej Szwecji (np. Abisko, Vasterbotten, Tärna) (Rudberg 1962; Harris 1982; Kverndal, Sollid 1993). Generalnie są dwie grupy opinii na temat ich pochodzenia. Pierwsza wiąże powstanie pól blokowych z okresem bezpośrednio po wycofaniu lodowców (Svenonius 1909; Lundquist 1962; Dahl 1966), zaś druga z okresem przedlodowcowym (Rea i in. 1996; Peulvast 1989; Rapp 1992). W obszarach o rzeźbie alpejskiej w północno-zachodniej Norwegii pola blokowe lub pokrywy zwietrzelinowe *in situ* zalegają na nunatakach z okresu późnego Vistulianu (Sollid, Sørbel 1979). Zasadniczo przyjmuje się, że są one reliktowe, aczkolwiek na fjeldach bardzo często widoczne są skutki makrogeliwacji w postaci świeżych, pękniętych bloków skalnych o średnicy od 0,5 m do ponad 1 m. Według L. Strömquista (1973) mróz może penetrować blokowiska pokrywające fjeldy do głębokości 0,5 m. Stąd nie można także wykluczyć ich współczesnego rozwoju.

Obecnie głębsze wietrzenie skał związane jest głównie z rocznym cyklem przejść przez zero, szczególnie z okresem wiosennego rozmarzania, kiedy dodatkowo występują częste płytkie (0–3°C) i krótkotrwałe przejścia przez zero temperatury gruntu, które obejmują jedynie górne kilka centymetrów gruntu (Harris 1973; Hall 1980; Nyberg 1993; Berrisdorf 1991). Długi okres wzmożonych krótkich cykli przejść przez zero stwierdzono w okresie późnego lata i jesieni. Skutkują one wietrzeniem mechanicznym w łupkach krystalicznych na wierzcholinie fjeldów (w wysokości >1200 m n.p.m.). Zasadniczo jednak krótkotrwałe cykle przejść przez zero mają umiarkowane geomorfologiczne znaczenie dla wietrzenia (Nyberg 1991, 1993).

Rozkład czasowy cykli zamarzania i rozmarzania w ciągu roku potwierdzają wyniki pomiarów odpadania (Rapp 1960; Bjerrum, Jorstad (1968) vide Rapp, Strömquist (1979)). W dolinie Kärkevage (G. Abisko, północna Szwecja) najwięcej materiału pochodzącego z odpadania stwierdzono wiosną, w czerwcu i latem, w okresie lipiec-sierpień (Rapp 1960), z kolei w Norwegii maksima odpadania przypadają na wiosnę (kwiecień-maj) oraz na jesień (październik-listopad) (Bjerrum, Jorstad (1968) vide Rapp i Strömquist (1979)).

Odpadanie dostarcza materiału, który formuje stożki i hałdy usypiskowe w dnach cyrków i żłobów lodowcowych (Rapp 1960; Pirola 1969). Tempo

depozycji wynosi 1,0–3,0 cm/rok (Rapp 1960). Odpadanie było znacznie większe w okresie małej epoki lodowej (McCarroll i in. 2001).

Stoki gruzowe są dodatkowo pocięte rynnami spływów gruzowych i ziemnych. Chociaż w Alpach działalność spływów gruzowych i błotnych jest bardziej widoczna, także i tutaj, jak dowodzi R. Nyberg (1985) aktywność tych procesów jest nawet ważniejsza niż procesów peryglacjalnych w modelowaniu stoków gruzowych. W wyniku wietrzenia i odpadania rozwijają się ściany skalne żłobów lodowcowych. Pocięte są one siecią żlebów i rynien modelowanych przez erozję wodną i lawiny. O aktywności lawin świadczy istnienie dobrze wykształconych stożków lawinowych (*avalanche boulder tonques, roadbank tonques*) np. w dolinie Tarfala (ryc. 13), typowych i powszechnych w Górach Skandynawskich, a nielicznych w innych górach. Stożki przybierają postać długich łap, o wyrównanej powierzchni i asymetrycznym profilu poprzecznym, z wyraźnym, stromym czołem (Rapp 1959, 1960, 1986). Oprócz lawin śnieżnych typowe dla tych gór, a równocześnie wyróżniające je spośród innych, są gwałtowne lawiny śniegowo-błotne (*slush-avalanche*), które tworzą rozległe stożki, z powierzchnią o bardzo małym nachyleniu (m. in. Nyberg 1989; Nyberg, Rapp 1998; Baumgart-Kotarba i in. 2001)

Tempo obniżania powierzchni skalnych w okresie postglacjalnym wynosi od 0,2 mm/tysiąc lat w kwarcytach do 1,0 mm/tysiąc lat w filitach, ale zachodzi także przy udziale wietrzenia chemicznego i biologicznego (André 1996; Dahl 1967). Wskaźnikiem tempa wietrzenia chemicznego może być wielkość ubytku masy, wynosząca dla dolomitu 0,5–2,0%/rok, a dla granitu 0,01–0,5%/rok (Thorn i in. 2006). Wielu autorów wskazuje, że wietrzenie chemiczne w środowisku peryglacjalnym Gór Skandynawskich jest współcześnie znaczącym składnikiem ich systemu morfogentycznego (m. in. Rapp 1960; Rapp, Strömquist 1979; André 1996; Dixon i in. 1995; Darmody i in. 2000; Allen i in. 2001; Thorn i in. 2006).

6.2.2.3. FORMY MROZOWE

W całej Szwecji możliwe jest występowanie i rozwój różnych typów gruntów strukturalnych związanych z sezonowym mrozem (pierścienie, sieci poligonalne, małe poligony, terasetki, pasy) (Rapp, Rudberg 1960, 1964; Lundquist 1962). Ważnym czynnikiem wpływającym na ich lokalne zróżnicowanie jest warstwa izolująca, czyli grubość pokrywy śnieżnej i roślinność (Rapp, Rudberg 1960, 1964).

Grnnty strukturalne są powszechną i zróżnicowaną, pod względem kształtu, wielkości, budowy i aktywności, grupą form peryglacjalnych w Górach Skandynawskich (tab. 18). Zasadniczo mają postać poligonów, siatek, pier-

ścieni oraz pasów i stopni sortowanych, a także niesortowanych. Większość z nich jest formami aktywnymi.

Występują zarówno w dnach dolin jak i na wierzchowinach (fjeldach) (Rapp 1960; Rudberg 1962; Rapp, Rudberg 1964; Melander 1977; Tolgensbakk, Sollid 1980; Sollid, Trop 1984; Flakstad i in. 1985; Tolgensbakk i in. 1985; Rączkowska 1990, 2003a; Kling 1996, 1997). Grunty strukturalne rozwijają się na terenach płaskich, pokrytych warstwą luźnego i odpowiednio wilgotnego materiału. Pokrywy stanowią, głównie osady polodowcowe (*scandinavian till*), zbudowane w większości z podatnych na działanie mrozu glin i pyłów (do 70% w składzie mechanicznym) oraz zróżnicowanej ilości większych okruchów skalnych (Harris 1982).

Dolna granica występowania form sortownia mrozowego (pierścieni, poligonów i pasów) leży na wysokości 900–950 do 1000–1075 m n.p.m., a porośniętych niesortowanych form na wysokości 625–675 m n.p.m. (Harris 1972; Rudberg 1972; Niessen i in. 1992). Także w strefie tundry subalpejskiej, w dnach dolin występują aktywne formy mrozowe, takie jak niesortowane pierścienie i zagłębienia gładowe (*stone pits*). Działalność mrozu zaznacza się poprzez obecność głazów i bloków wyruszonych z podłoża (Josefsson 1988).

Rozprzestrzenienie poszczególnych form gruntów strukturalnych zależy od nachylenia stoku. Na podstawie badań w południowej Norwegii, stwierdzono, że sortowane pierścienie i sieci występują na stoku o nachyleniu 0–6°, a najczęściej 2–3°, sortowane stopnie odpowiednio 2–11° i 3–4°, pasy sortowane 3–17° a języki blokowe 5–20° (Ødegård i in. 1988). Formy sortowanych pierścieni i poligonów częściej występują na stokach o ekspozycji wschodniej i południowej, co wiąże się z kierunkiem upadu warstw geologicznych i wiatrów nawiewających śnieg zimą (Kling 1997).

Przeciętnie długość średnicy aktywnych form sortowanych pierścieni i poligonów wynosi 1–2 m, ale może się ona zmieniać od kilku decymetrów do nawet 3–4 metrów w przypadku poligonów (Fot. 3). Wielkość sortowanych pierścieni jest mniejsza. Powierzchnia form czynnych jest wypukła. Niekiedy występują na niej pojedyncze kępki trawy lub mchu, a na grubszym gruzie, budującym wieniec pierścienia lub wypełniającym szczelinę między poligonami, mogą być widoczne nieliczne plechy porostów, co wskazuje jedynie na mniejszy stopień aktywności (Kling 1997).

Sortowane poligony częściej występują w dnach dolin lub miejscach, gdzie gromadzi się zimne powietrze, a pokrywa śnieżna jest cienka, co czyni dany obszar podatnym na penetrację mrozu i rozwój szczelin mrozowych (Kling 1997; Rączkowska 2003a).

Pierścienie sortowane rozwijają się na płaskich miejscach o większej wilgotności, gdzie w pokrywach jest znaczny udział drobnego materiału, glinisto-pylastego, co stwarza warunki dla krioturbacji. Typową lokalizacją, zarówno dla sortowanych jak i niesortowanych form pierścieni jest przedpole płatów śnieżnych, zarówno na fjeldach jak i na spłaszczeniach strukturalnych czy terasach krioplanacyjnych na stokach, a rzadziej w dnach dolin (Rączkowska 1990, 2003a; Kling 1996, 1997).

Bardzo często sortowane pierścienie występują w zagłębieniach pomiędzy wygładami lodowcowymi na fjeldach, jak obserwowałam np. na Låkkatjakka czy Jiebrenjakka w północnej Szwecji oraz na Pikku Malla, w rejonie Kilpisjärvi, w Finlandii (ryc. 11). Powyżej 1200 m n.p.m. zagłębienia te są zasilane wodą z wieloletniej zmarzliny.

W Górach Skandynawskich, podobnie jak w innych górach współcześnie zlodowaconych, pierścienie i poligony sortowane występują także w środowisku paraglacjalnym, co obserwowała autorka w Dolinie Tarfala. Według C. Ballantyne'a (1979, 1982) małe formy pierścieni sortowanych o średnicy $<0,6$ m, rozwijają się w bezpośrednim sąsiedztwie lodowca, na morenach żłobkowych "fluted moraine", które zostały odsłonięte nie wcześniej niż 50 lat temu, a na morenach datowanych na ok. AD 1750 roku ich średnica dochodzi do 3,5 m. Nawet w obrębie moreny środkowej lodowca Storbreen w Jotunheimen, w Norwegii obserwował on czasowe formy pierścieni i sieci sortowanych, o średnicy 0,2–0,6 m, które powstały jako wynik zróżnicowanej ablacji lodowcowej pod cienką (<20 cm) warstwą moreny (Ballantyne 1979).

Najbardziej kompleksowy opis sortowanych pierścieni i poligonów w północnej Szwecji i mechanizmu ich powstawania przedstawił J. Kling (1996). Budowa pierścieni jest podobna do opisywanych z Alp (Van Vliet-Lanoë i in. 1984). Górna warstwa o miąższości 20 cm jest zbita, gęsta i pozbawiona struktury, do głębokości 30 cm pocięta jest pionowymi szczelinami, poniżej w strukturze gleby dominują soczewki wypełnione wodą. Wyniki jego badań dowodzą, że wskutek krioturbacji, górne 15 cm gleby w tych formach jest wyruszane we wszystkich kierunkach, w tempie od 0 do 50 cm/rok. Materiał jest sortowany, gdyż okruchy skalne i drobne cząsteczki są podnoszone i obniżane przez mroz z intensywnością 7 cm/rok. Według S. Rudberga (1962) sortowanie w poligonach najczęściej sięga do głębokości 40–50 cm. W związku z reżimem termicznym gruntu określonym przez R. Nyberga (1993), należy raczej wykluczyć udział lodu włóknistego w rozwoju form sortowania mrozowego, podobnie jak i form soliflukcyjnych.

Gdy nachylenie stoku wzrasta do 2° pierścienie i poligony ulegają wydłużeniu i przechodzą w pasy lub stopnie (Rudberg 1962; Kling 1996, 1997; Rącz-

kowska 1990, 2003a). Te formy mają zazwyczaj do 1,5 m szerokości, są prostopadłe do linii spadku, a ich wysokość wynosi do kilkudziesięciu centymetrów (tab. 18). Większość z nich to pasy sortowane, z powierzchnią pozbawioną roślinności i porostów, szczególnie powyżej 1000–1100 m n.p.m. Powszechnie występują także pasy niesortowane, złożone z naprzemiennych pasów z powierzchnią gruzowo-ziemistą i pasów z roślinnością krzewinkową (Kozłowska, Rączkowska 2002).

Formy sortowanych i niesortowanych pasów rozwijają się na stokach wypukłych, gdzie w zimie śnieg jest wywiewany (Rapp, Rudberg 1960; Pirola 1969; Söderman 1980; Rapp 1986; Rączkowska 2003a). Nachylenie tych stoków może wynosić do 25°. Powstają wskutek podnoszenia i spełzywania mrozowego, którego tempo waha się od 0,2–1,6 cm/rok (tab. 19). Wiercenia autorki wykazały, że w pasach sortowanych miąższość pokrywy zwietrzelinowej nie przekracza 0,8 metra.

Ponadto A. Rapp (1986) opisywał niesortowane stopnie, z pozbawioną roślinności powierzchnią o nachyleniu 20°, występujące powyżej 1300–1400 m n.p.m. np. w dolinie Tarfala, przyjmując, że mogą one wskazywać na obecność wieloletniej zmarzliny. Jej obecność została potwierdzona przez wiercenia w programie PACE (Harris i in. 2001; Isaksen i in. 2001).

Powszechnymi formami mrozowymi w Górach Skandynawskich są tufury. Pola tufurów występują na spłaszczeniach stokowych, w dnach dolin oraz w zagłębieniach na wierzchowinie. Ich zasięg wysokościowy jest duży. Są to formy o średnicy 0,5–0,7 m, maksymalnie do 2 m. Ich wysokość wynosi 0,3–0,5 m. Rozdzielone są zagłębieniami o szerokości 0,4–0,6 m, często zawodnionymi. Wiercenia wykonane w tufurach, w masywie Njulli wykazały, że wewnątrz mineralne, przykryte jest warstwą z domieszką humusu, o miąższości maksymalnej 40 cm, przy czym górne 10–30 cm stanowi czysty humus lub torf. Charakter porastającej je roślinności zależy od podłoża i wysokości bezwzględnej (Harris 1982; Jossefson 1988; Niessen i in. 1992; Kozłowska, Rączkowska 2002). Wyniki badań statystycznych wskazują na to, że występowaniu tufurów sprzyja obecność torfu i roślinności krzewinkowej, wzrost wilgotności podłoża, wysokości nad poziom morza i liczby wklęsłych form terenu (Hjort, Luoto 2005).

6.2.2.4. RÓŻNORODNOŚĆ FORM SOLIFLUKCYJNYCH

Soliflukcja jest najbardziej rozprzestrzenionym i powszechnym procesem w Górach Skandynawskich (ryc. 12 i 13). Sprzyjają jej niewielka miąższość i duża wilgotność pokryw stokowych, a także duża zawartość drobnego materiału w ich budowie.

Tabela 19. Intensywność peryglacialnych ruchów masowych w Górach Skandynawskich

Proces (proces i forma)	Tempo na powierzchni (cm/rok)			Lokalizacja, rodzaj stoku, wysokość (m n.p.m.), okres badań	Autor
	średnio	max	min		
soliflukcja, loby	4,0	9,3		Jomfrunet, Finse, płd. Norwegia, 1470 m n.p.m.	Berthling i in. (2002)
soliflukcja, małe loby	1,4	2,6			
soliflukcja, bez form	0,9	2,6			
geliflukcja, lob soliflukcji związanej		7,5	0,0	Dolina Tarfala, 1100–1200 m n.p.m, dno doliny,	Jahn (1991)
soliflukcja	4,0	30,0		Dolina Karkevagge, Góry Abisko, płn. Szwecja, 1953–1959	Rapp (1960)
soliflukcja, lob soliflukcyjny	5,0			Dolina Karkevagge, 750 m n.p.m., 1957–1960	Rudberg (1962)
soliflukcja, lob soliflukcyjny	2,9–3,1			Dolina Karkevagge, zachodnie zbocze, 1961–1978	Rapp, Åkerman (1993)
soliflukcja, lob soliflukcyjny	5,0			Dolina Laktavagge, Góry Abisko, 615 m n.p.m., 1957–1960	Rudberg (1962)
soliflukcja	1,9	2,7	1,0	Laktajakka, Góry Abisko, 900 m n.p.m., 1957–1960, poniżej płata	Rudberg (1962)
soliflukcja	2,0	4,2	0,0	Björkliden, Góry Abisko, 615 m n.p.m., 1957–1960, poniżej płata	Rudberg (1962)
soliflukcja, lob soliflukcyjny	2,5			Njulla, Góry Abisko, 845 m n.p.m., 1957–1960	Rudberg (1962)
soliflukcja, lob soliflukcji związanej	1–3,5			Nissunjauro, Góry Abisko, 1080 m n.p.m., 1982–1983	Nyberg (1993)
soliflukcja, lob soliflukcji związanej	5,5–23,4			Nissunjauro, Góry Abisko, 1080 m n.p.m., 1982–1985	Nyberg (1993)
soliflukcja, loby, mikrosoliflukcja,	0,8–3,5	2,6– 4,3	0,0	Tama, płn. Szwecja, 895–930 m n.p.m., nachylenie 10–20°	Rudberg (1964)
soliflukcja, loby, mikrosoliflukcja,	0,9–3,8	6,5	0–2,0	Norra Storfall, płn. Szwecja, wys. 805–930 m n.p.m.	Rudberg (1964)
soliflukcja, lob soliflukcji związanej	2,1			Okstindan, płn. Norwegia	Harris (1972)
ruchy masowe	2,5–3,0			Okstindan, poniżej płata	Hall (1983)
geliflukcja	1,1			Dovrefjell, Norwegia, 2002–2004	Harris i in. (2005)
soliflukcja i spęływanie	2,0	3,0	1,0	Sanna fell, Kilpisjarvi, Fińska Laponia, zachodni stok z pokrywą usypiskową i soliflukcyjną, 1975–1977	Seppälä (1979)
soliflukcja i spęływanie		3,6	0,4	Fińska Laponia, 1977–78	Söderman (1980)
soliflukcja i spęływanie stok usypiskowy, terasетки		2,3	0,4	Jehkats fell, Kilpisjarvi, Fińska Laponia stok z pokrywą usypiskową i soliflukcyjną, 1977–78	Söderman (1980)
		1,2	0,2	Jehkats fell, Kilpisjarvi, Fińska Laponia stok usypiskowy i soliflukcyjną, 1978–1979	Söderman (1980)

Tabela 19 cd.

soliflukcja i spelzywanie	loby soliflukcyjny	1,3–6,2			Dolina Karkevagge, 1961–1974	Rapp, Stromquist (1979)
	stok soliflukcyjny	0,8–2,4				
	stok gruzowy	0,1–1,5				
soliflukcja i spelzywanie		1,8			Dolina Laktavagge, piętro tundry	Rudberg (1964)
spelzywanie mrozowe, lob soliflukcji związanej		2,5	1,9	0,0	Dolina Tarfala, 1100–1200 m n.p.m., dno doliny,	Jahn (1991)
spelzywanie gruzu		1,0–4,0	10,0		Dolina Karkevagge, stoki usypiskowe, 1953–1959	Rapp (1960)
spelzywanie gruzu			12,0	0,0	Dolina Karkevagge, stoki usypiskowe, max górna część stoku, min podstawa stoku	Rapp (1960) Rapp, Stromquist (1979)
przemieszczanie, pasy gruzowe		0,2–0,9			Laktatjakkå, Góry Abisko, 1290–1240 m n.p.m., 10–17°, 1957–60	Rudberg (1962)
przemieszczanie, pasy gruzowe		0,1–0,2	1,0	0,0	Norra Storfjall, pn. Szwecja, 1260–1355 m n.p.m., blokowiska	Rudberg (1962, 1964)
przemieszczanie, pasy gruzowe		0,5–1,6	1,1–3,0	0,0–0,9	Tarna, pn. Szwecja, 1310 m n.p.m., stok 15–25°, 1955–57, blokowiska	Rudberg (1962, 1964)
ponoszenie mrozowe		3,7–4,5			Dovrefjell, Norwegia, 2002–2004	Harris i in. (2005)
ponoszenie mrozowe		7,0			Latnajaure, sortowane pierścienie	Kling (1997)
ruchy masowe		do 1,0 cm			Laktatjakkå, Góry Abisko, poniżej płata	Nyberg (1991)

Miażdżość warstwy podlegającej soliflukcyjnemu przemieszczaniu wynosi od 10–35 cm w północnej Finlandii (Kejonen 1979) i Norwegii (Harris 1972), poprzez 39 cm w Tarfali (Jahn 1991), do 50–70 cm w rejonie Abisko w północnej Szwecji (Rudberg 1962, 1964; Jahn 1991). Grubość pokrywy kształtowanej przez soliflukcję może osiągać 1,5 m. Pod warstwą gruzu jest zwykle 10–20 centymetrowa warstwa drobnego osadu z głazami (Kejonen 1979).

W Skandynawii proces soliflukcji dominuje nad procesem spelzywania mrozowego, który przez niektórych jest wydzielany osobno, a przez innych traktowany łącznie (tab. 19). Wynika to, między innymi, z uwarunkowań termicznych, w tym z dominacji rocznych cykli przejść przez zero, które uruchamiają geliflukcję, a następnie soliflukcję (rozumianą wg definicji J.G. Andersona (1906)), wspomagane przez duże i długotrwałe zasilanie pokryw wodą roztopową z płatów śnieżnych. Badania termiki gruntu na łobie soliflukcyjnym pokazały brak, w okresie lata i jesieni, przejść przez zero temperatury gruntu, które mogłyby wskazywać na obecność spelzywania (Nyberg 1993). Chociaż N. Matsuoka (2001b) twierdzi, że małe formy mogą się rozwijać wskutek spelzywania mrozowego związanego z jesiennymi cyklami zamarzania i rozmarzania, ale są one zamazywane przez “*soup gelifluction*”, czyli typowe

zwłaszcza dla północnej części Gór Skandynawskich, plastyczne przemieszczanie, a właściwie spływanie pokryw przesyconych wodą, wzmożone przez wodę z topnienia śniegu wiosną. Proces “zupowej” geliflukcji, według moich badań w Górach Abisko, zachodzi w czerwcu-lipcu i powoduje powstanie mini lobów z mini oczkami wodnymi na ich powierzchni (Rączkowska 1990).

Z kolei powyżej wysokości 1100–1200 m n.p.m., a więc w strefie powszechnej wieloletniej zmarzliny, soliflukcja ma postać jedynie geliflukcji, na co wskazuje obecność lodu widoczna, także latem, pod głazami budującymi lob (Rączkowska 2003a).

Należy jednak podkreślić, że w Górach Skandynawskich stoki z rzeźbą soliflukcyjną są bardziej wilgotne niż w innych obszarach wysokogórskich, a sam proces, przynajmniej w niektórych okresach roku (początek lata), ma zasadniczo bardziej cechy płynięcia niż plastycznego pełznięcia. Wynika to z jednoczesnego topnienia dużej liczby płatów śnieżnych, co jest wyrazem strefowych cech klimatu i płytko leżącej warstwy nieprzepuszczalnej, którą stanowi skalne podłoże lub strop wieloletniej zmarzliny.

Soliflukcja pojawia się na stokach głównie o ekspozycji północnej i zachodniej, położonych na wysokościach 900–1000 m n.p.m., najczęściej pokrytych roślinnością trawiastych ziołorośli i łąk z niskimi krzewinkami, czyli na stokach charakteryzujących się grubszą pokrywą śnieżną (Ulfstedt 1993).

Tempo soliflukcji jest wyraźnie wyższe niż tempo spływania mrozowego, które najmniejsze wartości osiąga w pasach gruzowych, w obrębie pokryw blokowych. Wielkość tempa przemieszczania soliflukcyjnego jest bardzo różna, o czym świadczą dane zgromadzone w tabeli 19. Może to być wynikiem stosowania różnych metod, ale również prawdopodobne jest zmienne tempo procesu w różnych okresach. Zestawienie danych wskazuje także na konieczność stosowania dłuższych okresów pomiarowych w jednym miejscu, w celu prawidłowego określenia tempa soliflukcji. Badania A. Jahna (1991) dowodzą znacznego zróżnicowania, na niewielkiej przestrzeni (dno Doliny Tarfala 1150 m n.p.m.), wielkości i cech soliflukcji, która może mieć postać jedynie spływania mrozowego, geliflukcji lub krioturbacji, w zależności od klimatu i topografii, głównie od wilgotności gruntu, o której decyduje typ przemarznięcia gruntu (przemarzenie sezonowe czy wieloletnia zmarzlina) oraz obecność płatów śnieżnych.

W wyniku działania procesu soliflukcji powstają formy różniące się wielkością i wykształceniem (tab. 20). Najbardziej wyraziste formy to loby lub warstwy soliflukcji związanej – całkowicie porośnięte roślinnością trawiastą lub krzewinkową i loby lub warstwy z frontami gruzowymi, gdy ich czoła są pozbawione roślinności. Formy te najczęściej mają mniej niż 1–2 m wysokości, ale nierzadko przekraczają 2,5 m.

Loby soliflukcyjne mają kilkadziesiąt metrów. Na powierzchni dużych form często widoczne są mikroformy w postaci lobów, terasetek lub tufurów o rozmiarach od kilkadziesiątu centymetrów do kilku metrów.

Warstwy różnią się od lobów przede wszystkim szerokością. Ich czoła ciągną się w poprzek stoku na długości kilkadziesiątu, a nawet kilkuset metrów. Występują głównie na łagodnie nachylonych i rozległych wierzchowinach, porośniętych roślinnością trawiastą lub krzewinkową (Rapp 1960; Rudberg 1962, 1964; Kejonen 1979; Rączkowska 1990, 2003a).

W wyższych położeniach, nawet powyżej 1000 m n.p.m., rozwijają się formy soliflukcji swobodnej. Są to pozbawione roślinności mniejsze loby gruzowe, o długości przeciętnie od kilku do kilkunastu metrów. Ich czoła o wysokości 30–60 cm, zbudowane są z okruchów skalnych, większych niż na ich powierzchni (Kejonen 1979; Rączkowska 2003a). Analiza morfometryczna form w rejonie Abisko wykazała wyraźną korelację długości, szerokości i wysokości lobów z wysokością nad poziom morza oraz wilgotnością. Inne zależności np. od litologii, były mniej wyraźne (Ridefelt, Boelhouwers 2006). Zasadniczo formy soliflukcyjne w dnach dolin są większe niż te na fjeldach (Rączkowska 2003a).

Oprócz wyraźnych, dużych form w wyniku soliflukcji rozwijają się powszechnie drobne terasetki o wymiarach mniejszych od 1 m i wysokości czoła nie przekraczającej zasadniczo 0,5 m. Do drobnych form należą także występujące jedynie w górach północnej Skandynawii formy mini lobów z oczkami wodnymi na ich powierzchni (ryc. 12).

Soliflukcja w Skandynawii obejmuje często całe zbocza dolin (Fot. 3), od wierzchowiny do dna, o ile znajduje się na nich pokrywa zwietrzelinowa oraz gdy nie występują w ich obrębie ściany skalne. Wtedy zbocza pokryte są systemem wzajemnie przenikających się lobów i warstw soliflukcyjnych, np. wschodnie zbocze doliny Läkktavagge (Fot. 3), o czym pisał już S. Rudberg (1962). Często też cała zazwyczaj bardzo płytka (kilka do kilkadziesiątu cm) pokrywa zwietrzelinowa jest przemieszczana przez proces soliflukcji bez wyraźnych form (Rączkowska 1990). Bardzo wyraźna strefa nakładających się na siebie form lobów lub warstw soliflukcji obejmuje najniższą część zboczy dolin wraz z fragmentami dna (Rapp 1960; Jahn 1991; Baumgart-Kotarba i in. 2001; Kozłowska, Rączkowska 2002; Berthling i in. 2002; Rączkowska 2003a). Na stokach o ekspozycji wschodniej strefa ta jest szersza, a formy rzeźby soliflukcyjnej są lepiej wykształcone, najczęściej mają postać wyraźnych, długich lobów.

Tabela 20. Cechy przykładowych form soliflukcyjnych w Górach Skandynawskich

Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.)	Forma	Wielkość (m)	Autor
Okstindan, Pn. Norwegia	650–1050	lob soliflukcji związanej	wys. 0,5–1,5 gł. ruchu 0,3	Harris (1972)
Jeprenöhhkka, Góry Abisko	970	warstwa soliflukcji związanej	wys. czoła 1–1,5	autorka
Njulla, Góry Abisko	> 800	loby soliflukcji związanej	wys. 1 do kilku m	Rączkowska (1990)
Dolina Karkevagge, pn. Szwecja	~750	lob soliflukcji związanej	wys. 0,7	Rapp, Åkerman (1993)
Nissunjauro, Góry Abisko	1080	lob soliflukcji związanej	wys. 0,5	Nyberg (1993)
Lakktavagge	1150	lob soliflukcji swobodnej w obrębie starego jezora z porostami	dł. 25–30	autorka
Dolina Tarfala	1100–1200	lob soliflukcji związanej	gł. ruchu 0,39	Jahn (1991)

Rozwój form soliflukcyjnych jest stymulowany przez wodę roztopową (Rudberg 1962; Rączkowska 1990; Nyberg 1991; Ulfstedt 1993). Bardzo typowy układ form to nisza niwalna lub terasa krioplanacyjna, którą zajmuje płat śnieżny, a u jego czoła występują loby soliflukcyjne, które schodzą na krawędź kolejnej leżącej niżej niszy lub terasy. Loby soliflukcyjne są szczególnie częstym elementem w strefach czoł, niżej położonych płatów, w obszarach z pokrywą roślinną. W większych wysokościach, powyżej 1000 m n.p.m. z reguły w takich miejscach występują mniejsze loby lub terasety soliflukcji swobodnej (Rapp, Rudberg 1960; Rączkowska 1990, 2003a; Nyberg 1991; Kozłowska, Rączkowska 2002). Współcześnie aktywne formy soliflukcyjne w północnej Szwecji czy Finlandii występują w piętrze alpejskim, czyli powyżej 600 m n.p.m. (Rapp, Rudberg 1960; Rudberg 1962, 1964, 1972; Melander 1977), a w Norwegii powyżej 670 m n.p.m. (Harris 1982). Według M. Josefson (1988) soliflukcja i krioturbacja mogą być aktywne nawet w piętrze subalpejskim, na wysokościach 340–440 m n.p.m.

W Górach Skandynawskich soliflukcja odgrywa ważną rolę w modelowaniu stoków oraz w przemieszczaniu zwietrzelin, szczególnie na gładkich stokach peryglacialnych, o wyrównanym profilu podłużnym. Na tych stokach ilość materiału przemieszczanego w wyniku działania soliflukcji, może być porównywalna lub większa, od ilości materiału przemieszczanego przez szybkie ruchy masowe w obszarach o rzeźbie alpejskiej (Berthling i in. 2002). Jednakże A. Rapp (1960) dowodził, że podobnie jak w Górach Skalistych (Smith 1992), udział soliflukcji w denudacji Gór Skandynawskich jest współcześnie mniejszy niż szybkich ruchów masowych i transportu materiału rozpuszczonego, natomiast C. Harris (1982) ocenił tempo denudacji związanej z soliflukcją na 39 cm³/rok.

Jedną z najpowszechniej występujących postaci ruchów masowych w górach Skandynawii, związanych ze spelzrywaniem mrozowym i geliflukcją są orające głązy (Cailleux, Taylor 1954; Rudberg 1962; Reid, Nesje 1988; Berthling i in. 2001a, b, 2002). Orające głązy o rozmiarach kilku metrów, z rynnami długości kilku-kilkunastu metrów i nabrzmieniami poniżej, o wysokości około 0,5 m, obserwowała autorka na stokach w rejonie Abisko i Kebnekaise, także powyżej 1000 m n.p.m., gdzie nie ma już prawie roślinności. Tempo ruchu głązów waha się od 0,36 do 5,0 cm/rok (tab. 16).

Badania mechanizmu i wielkości ruchu prowadzono w Hardangervida, w Norwegii na wysokości 1300 m n.p.m. (ryc. 11), gdzie największy blok o średnicy około 5 m, wyżłobił powyżej na stoku rynnę o głębokości 0,4 m i długości 42,5 m i uformował nabrzmienie o wysokości 0,9 m i długości 13 m na stoku poniżej. Przyjmując, że ruch głązu rozpoczął się w okresie małej epoki lodowej, tempo ruchu oceniono na 0,5 cm/rok (Reid, Nesje 1988). Natomiast średnie tempo przemieszczania, według 5-letnich pomiarów, wynosi średnio 0,84 cm/rok (Berthling i in. 2001a). Ruch jest związany z sezonowym cyklem przejść przez zero. Głązy są podnoszone 3–7 cm w czasie każdej zimy i osadzone wiosną. Proces ten powoduje jednoczesne, powolne przemieszczanie głązu w dół stoku, żłobienie rynny powyżej i piętrzenie materiału zwierzelinowego poniżej głązu. Bilans pionowych ruchu głązów jest ujemny, w ciągu 4 lat osiadły one o 5 mm. Równocześnie zróżnicowanie termiczne gruntu wpływa na zróżnicowaną zawartość lodu w gruncie, zwiększając podatność na geliflukcję pod głązem (Berthling i in. 2001b). Ruch jest typu rotacyjnego (Ballantyne 2001).

6.2.2.5. FORMY NIWALNE

Płaty śnieżne są powszechnie obecne przez cały rok w obszarze ponad górną granicą lasu w Górach Skandynawskich. Ich obecność wpływa na rozwój i rozmieszczenie form peryglacjalnych np. sortowania mrozowego lub soliflukcji czy teras krioplanacyjnych.

Bezpośrednim skutkiem obecności płatów jest rozwój nisz niwalnych (ryc. 12 i 13). Nisze posiadają różne rozmiary i kształty. Najlepiej rozwinięte i największe formy mają rozmiary rzędu kilkuset metrów. Najczęściej spotykane są nisze poprzeczne, rozwijające się na fjeldach, po stronie zawietrznej grzbietu lub na stokach, głównie o ekspozycji wschodniej, wzdłuż krawędzi teras krioplanacyjnych (Rączkowska 1990, 1997b; Nyberg 1991). Obecność płatów śnieżnych potęguje intensywność wietrzenia mechanicznego tych krawędzi (Nyberg 1993). W ich obecności 35 razy wzrasta, na powierzchni krawędzi, procent okruchów zmienionych wskutek rozkruszania (Berrisdorf 1991).

Nisze niwalne współcześnie rozwijają się wolno, zarówno te wykształcone na podłożu skalnym, jak i w materiale luźnym (Rapp 1986; Rapp, Nyberg 1988; Nyberg 1991; Rączkowska 1997a). C. Thoru (1988) uważa nawet, że są to jedynie zagłębienia po zawietrznej stronie grani, wypełnione płatami śniegu.

W dnach nisz, szczególnie powyżej 1000 m n.p.m., wskutek nacisku dużych płatów rozwijają się bruki niwalne (Rączkowska 1990; Nyberg 1991), a na ich przedpolu zachodzą procesy soliflukcji lub spłukiwania i przemywania pokryw glacialnych w obszarze bez pokrywy roślinnej (Nyberg 1991; Rączkowska 1997a). Niezbyt często widoczne są przejawy innych ruchów masowych i procesu erozji liniowej (Lindh i in. 1988).

Wały niwalne (*protalus/pronival ramparts*) są formami stosunkowo powszechnie występującymi, szczególnie w norweskiej części Gór Skandynawskich. Najczęściej tworzą formę pojedynczego lub mnogiego wału, wygiętego łukowato, o wysokości od 0,7 do 4 metrów, o łagodnych (nachylenie $<25^\circ$) i krótkich (<10 m) stokach proksymalnych oraz bardziej stromych ($>26^\circ$) i dłuższych stokach dystalnych (>10 m), uformowanego u podnóża płatów śnieżnych z materiału dostarczanego przez lawiny, spływy gruzowe i odpadanie (Shakesby i in. 1995).

6.2.2.6. FORMY. DEFLACYJNE

O działalności wiatru świadczy obecność form deflacyjnych, głównie stosunkowo niewielkich nisz deflacyjnych. Na przykład nisza deflacyjna w Jeprenčorru, w Górach Abisko ma wymiary 1 na 2,5 metra, a wysokość jej krawędzi wynosi 0,15–0,2 m. W dnach nisz rozwinął się bruk deflacyjny. Skutki działania wiatru widoczne są także w postaci niewielkich płatów bruku deflacyjnego na załomach stoku o ekspozycji zachodniej, wystawionych w kierunku dominujących wiatrów lub na kopułach szczytowych. M. Seppälä (2004) nazywa je „*wind eroded bare ground sites in cold climates*”. Na udział deflacji w ich powstawaniu wskazuje struktura roślinności, wyrażona poprzez obecność roślinności typu *Loiseleuria procumbens* – *Arctostaphylos alpinus* – *Empetrum hermaphroditum* na stoku powyżej i typu *Empetrum hermaphroditum* na stoku poniżej (Kozłowska, Rączkowska 2002). Przy dużej wilgotności gruntu rola wiatru jest jednak ograniczona, a formy deflacyjne występują stosunkowo rzadko i są niewielkie.

6.2.3. PODSUMOWANIE

Zasadniczo na rozwój rzeźby peryglacjalnej w Górach Skandynawskich wpływają dwie cechy środowiska: roczne cykle wahań temperatury powietrza i gruntu, które jako jedyne mają znaczenie geomorfologiczne, oraz znaczny udział drobnych frakcji w składzie pokryw zwietrzelinowych, które są cienkie i nierównomiernie rozmieszczone, ale bardzo wilgotne, wskutek niemal całorocznego zasilania wodą roztopową z płatów śnieżnych oraz ze zmarzliny i dodatkowo z opadów, zwłaszcza po zachodniej stronie głównego grzbietu gór. Podobnie jak w Alpach istnieje przy lodowcach strefa z rzeźbą paraglacjalną powstającą wskutek działania procesów peryglacjalnych.

Obecnie w Górach Skandynawskich, powszechnym i dominującym procesem jest soliflukcja, a następnie sortowanie i spelzwanie mrozowe oraz niwacja. W soliflukcji dominuje proces plastycznego pełznięcia (ześlizgiwania się) lub płynięcia po zamrożonym podłożu (geliflukcja). Wietrzenie miało większe znaczenie w przeszłości, gdy powstawały pola gruzowe i lodowce gruzowe, które są dzisiaj nieaktywne.

Występuje tu pełna paleta aktywnych form peryglacjalnych, chociaż stopień ich aktywności jest różny, np. większość jezorów czy warstw soliflukcyjnych jest aktywna. Powszechne jest występowanie form soliflukcyjnych i gruntów strukturalnych, a wyróżnia je obecność palsa i poligonów tundrowych.

Rozkład przestrzenny form stanowi mozaikę odzwierciedlającą zróżnicowanie lokalnych warunków środowiska, ale płaty z rzeźbą peryglacjalną w tej mozaice są większe niż w innych górach np. niejednokrotnie występują całe zbocza doliny pokryte wzajemnie przenikającymi się różnorodnymi formami soliflukcyjnymi. Peryglacjalne modelowanie rzeźby jest powszechne i dominujące nad glacialnym. Dlatego nie ma wyraźnego zróżnicowania w przekształcaniu różnego rodzaju form rzeźby starszej, poza ścianami i stokami skalnymi, gdzie zachodzi wietrzenie i odpadanie, podobnie jak w innych górach wysokich. Na stokach gruzowych u podnóży ścian skalnych oraz na stokach z pokrywą zwietrzelinową rozwijają się formy soliflukcyjne, głównie loby. Grunty strukturalne – poligony i pierścienie, pasy występują zarówno na wierzchołkach jak i w dnach dolin. Natomiast głównie w dnach dolin rozwijają się poligony tundrowe i palsa.

Góry Skandynawskie wyróżnia także wyraźnie efektywna działalność lawin, co zaznacza się obecnością stożków lawinowych.

Współczesne modelowanie peryglacjalne i rzeźba peryglacjalna w Górach Skandynawskich są podobne jak występujące na Uralu (szczególnie Ural Południowy). Występują tam lodowce i liczne płaty śnieżne, a w północnym Uralu,

powyżej 500 m n.p.m. występuje wieloletnia zmarzlina aż do 63°N. Wśród procesów peryglacjalnych dominują wietrzenie mrozowe (cofanie ścian w tempie 0,01–0,1 mm/rok) i soliflukcja (tempo 3–4 cm/rok), znaczna jest również rola niwacji. Niwacja i soliflukcja wspólnie przyczyniają się do rozwoju teras krioplanacyjnych (*nagornyje terasy*). Procesy mrozowe powodują rozwój pól blokowych (*kurumy*), różnego typu i wielkości poligonów, strumieni gruzowych (*kamennyje potoki*), stożków usypiskowych u podnóży krótkich ścian (Kaleckaja i in. 1974; Romanovskij, Tjurin 1986).

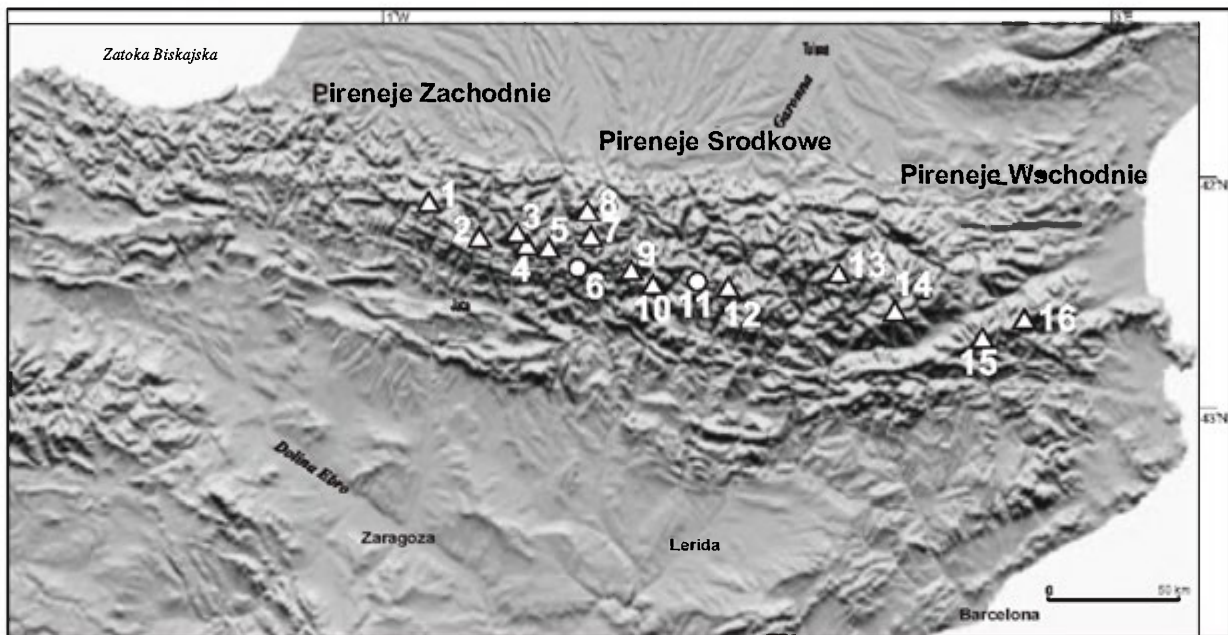
6.3. PIRENEJE

6.3.1. UWARUNKOWANIA ROZWOJU RZEŻBY PERYGLACJALNEJ

Łańcuch górski Pirenejów jest asymetryczny. Cechują go krótkie i strome skłony od strony północnej, która jest także bardziej wilgotna niż południowa. Zasadnicze rysy rzeźby zostały przemodelowane przez plejstoceny lodowce. Powstały wtedy rozległe cyrki lodowcowe, zawieszane kilkusetmetrowymi progami ponad głęboko wciętymi żłobami, o ścianach ponad 1000 m wysokości. W dnach cyrków często występują podłogi skalne i misy jeziorne. Granie są stosunkowo wąskie, szczególnie w obszarach granitowych. Oprócz nich występują także szerokie grzbiety a nawet rozległe wierzchowiny szczytowe w Pirenejach Wschodnich (Soutadé 1980; Gomez-Ortiz 1987; Garcia-Ruiz i in. 1992).

Współcześnie lodowce występują jedynie w kilku najwyższych masywach – Besiberii, Maladeta (3404 m n.p.m.), Perdiguero, Posets, La Munia, Monte Perdido, Vignemale, Picos del Inferno–Arguales, Balaitous (ryc. 14). Łącznie zajmują około 40 km² (Marti Bono, Garcia-Ruiz 1994). Granica wieloletniego śniegu leży na wysokości 3000–3050 m n.p.m. (tab. 1). Czoła lodowców w masywie Maladeta, gdzie występuje 6 małych lodowców o łącznej powierzchni 2 km² (Julián i in. 2001), położone są na wysokości 2900 m n.p.m. na stokach północnych oraz 2800 m n.p.m. na stokach południowo-zachodnich i 3000 m n.p.m., na stokach południowo-wschodnich (Lampre 1994). Najniżej czoła lodowców schodzą do 2400 m n.p.m. w masywie Vignemale. Jezory lodowców rzadko wychodzą poza cyrki glacialne (Martinez de Pisón, Arenillas 1988; Garcia-Ruiz i in. 1992; Serrano, Martinez de Pison 1994; Marti Bono, Garcia-Ruiz 1994). Od czasu małej epoki lodowej lodowce podlegają stałej recesji (Serrano, Martinez de Pisón 1994).

Dolna granica strefy peryglacjalnej jest trudna do wyznaczenia, gdyż z powodu wylesiania od czasów rzymskich w Pirenejach brakuje naturalnej górnej granicy lasu. Przyjmuje się, że środowisko peryglacjalne dominuje w obszarze wysokogórskim Pirenejów, powyżej 2300 m n.p.m., czyli potencjalnej



Ryc. 14. Lokalizacja obszarów badań w Pirenejach. Oznaczenia: koło – badania autorki, trójkąt – badania innych autorów. 1 – Pic Annie, 2 – Przełęcz Somport, 3 – Balaitous, 4 – Infierno (Las Arguallas, Cambales, Cerez, Fache), 5 – Vignemale (Bastampe), 6 – Monte Perdido, 7 – Néouvielle, 8 – Pic di Midi de Bigorre, 9 – Guerreys, 10 – Posets, 11 – Maladeta-Aneto, 12 – Bessiberi, 13 – Pic de Estats, 14 – Mont du Carlit (Pla Guillem), 15 – Mont du Puigmal, 16 – Mont du Canigou. Model wysokościowy terenu GTOPO30 ze strony <http://www.landcover.org>.

Location of main studies areas in the Pyrenees. Signs: circle sites studied by the author, triangle sites studied by other researchers. 1 the Pic Annie, 2 the Somport pass, 3 the Balaitous, 4 the Infierno (Las Arguallas, Cambales, Cerez, Fache), 5 the Vignemale (Bastampe), 6 the Monte Perdido, 7 the Néouvielle, 8 Pic di Midi de Bigorre, 9 the Guerreys, 10 the Posets, 11 the Maladeta-Aneto, 12 the Bessiberi, 13 the Pic de Estats, 14 the Mont du Carlit (Pla Guillem), 15 the Mont du Puigmal, 16 the Mont du Canigou. Digital elevation model GTOPO30 from <http://www.landcover.org>.

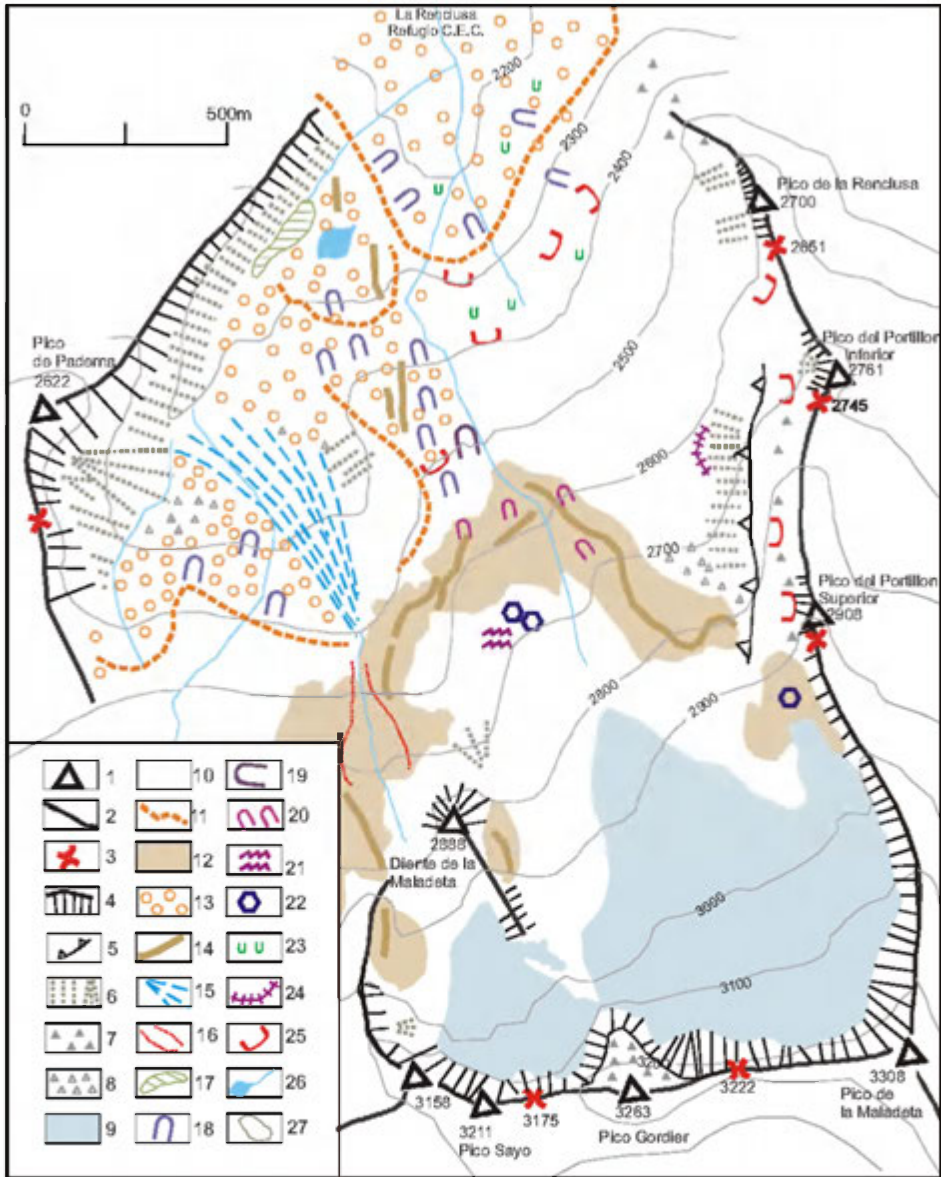
górną granicę lasu (Höllermann 1985; Garcia-Ruiz i in. 1990; Serrano i in. 2000). Wysokość bezwzględna górnej granicy lasu, granicy wieloletniego śniegu i dolnej granicy zasięgu soliflukcji oraz gruntów strukturalnych obniża się w kierunku zachodnim i przy brzegu gór (Höllerman 1967, 1972b).

Na podstawie, prowadzonych w ostatnich 15 latach, badań geofizycznych, pomiarów BTS, temperatury gruntu i rozmieszczenia aktywnych lodowców gruzowych stwierdzono obecność wieloletniej zmarzliny w następujących wysokogórskich masywach – Maladeta, Postes, Monte Perdido, Arguales, Vignemale, Bessiberri (tab. 3). W Pirenejach Środkowych wieloletnia zmarzlina występuje w postaci płatów zmarzliny sporadycznej, powyżej 2650–2700 m n.p.m., a w postaci zmarzliny ciągłej powyżej 2900–3300 m n.p.m. (Chueca 1992a; Lampre 1994; Serrano i in. 2000, 2001). Według G. Soutadé (1980) występowanie wieloletniej zmarzliny w Pirenejach Wschodnich jest możliwe powyżej 2400 m n.p.m., ale dotychczas brakuje przekonujących dowodów na jej istnienie w tym obszarze. Wyniki szczegółowych badań w masywie Posets (Pireneje Środkowe) wskazują na to, że zasięg pionowy wieloletniej zmarzliny jest zróżnicowany. Na stokach o ekspozycji północnej występuje ona powyżej 2700 m n.p.m., a na stokach południowych powyżej 2850 m n.p.m. (Serrano i in. 2000). W Pirenejach wieloletnia zmarzlina ma postać pogrzebanego masywnego lodu o ograniczonym, nieciągłym zasięgu, uformowanego w przeszłości lub współczesnego lodu wypełniającego przestrzenie pomiędzy gruzem w aktywnych lodowcach gruzowych (Serrano i in. 2001).

6.3.2. PROCESY I FORMY PERYGLACJALNE

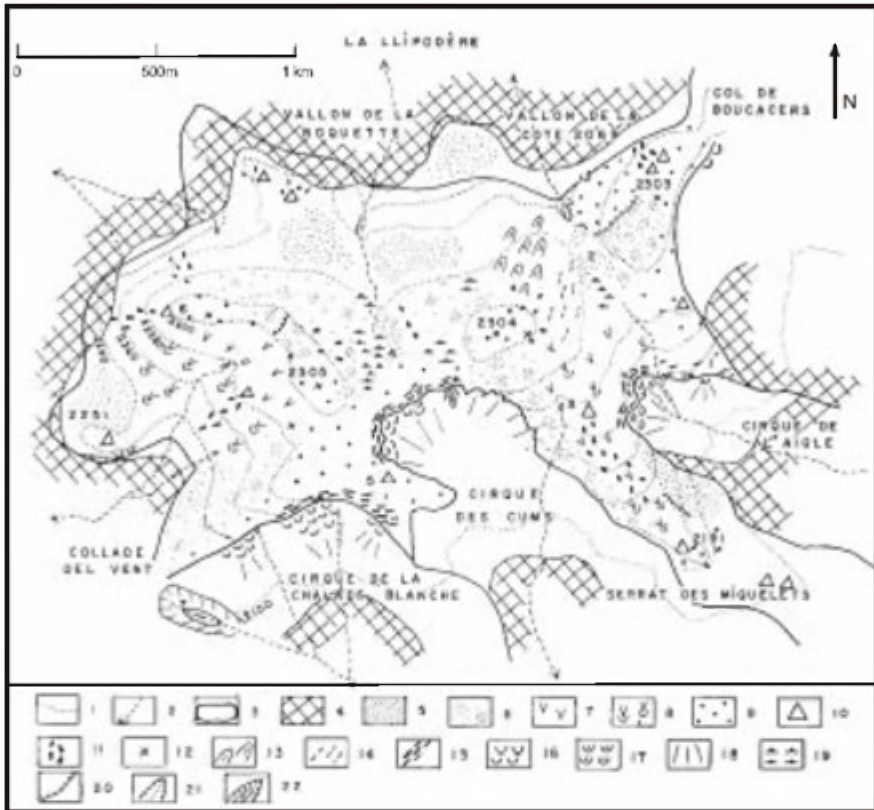
Rzeźba peryglacialna była przedmiotem studiów, w tym także kartowania geomorfologicznego w skali detalicznej (1:10 000, 1:25 000) (m. in. Soutadé 1980; Serrano i in. 2001; Garcia Ruiz, Marti Bono 2001) i większej (1:50 000) (Soutadé 1980; Gómez Ortiz 1987; Garcia-Ruiz 1989; Garcia Ruiz i in. 1992). Na wielu mapach najczęściej nie dokonano zróżnicowania na formy aktywne

Ryc. 15. Szkic geomorfologiczny cyrku lodowca Maladeta, Pireneje Środkowe. 1 – wierzchołki, 2 – granie, 3 – przełęcze, 4 – ściany i stoki skalne, 5 – załomy strukturalne na stoku, 6 – stoki i stożki usypiskowe, 7 – stoki skalne ze świeżymi pokrywami blokowymi z wietrzenia in situ, 8 – stoki gruzowe, 9 – lodowce, 10 – podłogi skalne w dnie cyrku lodowcowego, powyżej ok. 2400 m n.p.m. całkowicie pozbawione pokryw, 11 – załomy przegłębień glacialnych, 12 – moreny z małej epoki lodowej (wg R. Copons, J. Bordonau 1994), 13 – dno cyrku z materiałem morenowym, 14 – wały morenowe, 15 – stożek fluwio-glacialny, 16 – rozcięcie erozyjne, 17 – równina akumulacyjna, 18 – stoki modelowane przez soliflukcję (głównie terasetki), 19 – reliktywne loby z czołem kamienistym, 20 – loby soliflukcji swobodnej,



21 – aktywne pasy gruzowe, 22 – czynne poligony sortowane, słabo wykształcone, 23 – tufury, 24 – wały niwalne, 25 – nisze niwalne, 26 – potoki i jeziora, 27 – poziomicie

Geomorphic map of cirque of the Maladeta glacier, the Central Pyrenees. 1 summits, 2 ridges, 3 passes, 4 rockwalls and rocky slopes, 5 structural escarpment, 6 debris slopes and debris cones, 7 rocky slopes with active blocky covers resulted from *in situ* weathering, 8 debris slopes, 9 glaciers, 10 rocky floors without loose material, in the bottom of glacial cirque, above 2400 m a.s.l., 11 edges of glacially overdeepened depressions, 12 moraine deposits from Little Ice Age (after R. Copons, J. Bordonau 1994), 13 bottom of glacial cirque filled with moraine deposits, 14 moraine ridges, 15 fluvio-glacial cone, 16 erosion gullies, 17 alluvial plain, 18 slopes modelled by solifluction (mainly terracettes), 19 relict stone-banked solifluction lobes, 20 debris solifluction lobes, 21 active sorted strips, 22 active sorted polygons, weakly developed, 23 thufurs, 24 protalus ramparts, 25 nival niches, 26 streams and lakes, 27 contour lines



Ryc. 16. Szkic geomorfologiczno-geobotaniczny Pla Guillem w Pirenejach Wschodnich. (wg G. Soutadé 1980). 1 – poziomice, 2 – cieki wodne, 3 – granice spłaszczenia grzbietowego, 4 – odsłonięte powierzchnie skalne, 5 – murawa zwarta, 6 – murawa przerywana, 7 – murawa wypasowa naskalna zwarta, 8 – murawa wypasowa naskalna związana z lobami soliflukcji, 9 – murawa z gruzem skalnym, 10 – miniaturowe ostańce, 11 – rozwleczone płaskie głazy, 12 – wychodnie skalne, 13 – potoki gruzowe na stoku wyrównanym przez krioplanację, 14 – inicjalne terasety, 15 – terasety na krawędzi cyrku, 16 – terasety z *Festuca eskia* (murawy naskalne wypasowe), 17 – terasety z *Festuca scoparia*, 18 – stoki gruzowe, 19 – tufury (*mouillcre*), 20 – krawędź erozyjna, front wymarzania murawy, 21 – rynny, 22 – rynny w obrębie zagłębień o genezie wietrzeniowej. Cyfry: 1 – Roc de l'Agigle, 2 – Wysokość 2277 m n.p.m., 3 – Font de la Perdrix, 4 – Grande Mouillere, 5 – Cime des Cums, 6 – Roc des Lladres, 7 – Chalade Blanche.

Geomorphological-geobotanical sketch of the Pla Guillem in the Eastern Pyrenees. (Soutadé 1980). 1 contour lines, 2 streams, 3 margins of summit's plateau, 4 bare rocky slope, 5 alpine swards, 6 sparse alpine swards, 7 alpine pasture, 8 alpine pasture related to solifluction lobes, 9 alpine swards with rocky particles, 10 miniature tors, 11 slope surface with spread plate debris, 12 rocky outcrops, 13 debris stream on slope levelled by cryoplanation, 14 initial terracettes, 15 terracettes at cirque edge, 16 terracettes with *Festuca eskia* (alpine pasture), 17 terracettes with *Festuca scoparia*, 18 debris slopes, 19 thufurs (*mouillcre*), 20 erosional edges, front of frost degradation of alpine swards, 21 gullies, 22 gullies within the hollows of weathering origin. Numerals: 1 Roc de l'Agigle, 2 elevation 2277 m a.s.l., 3 Font de la Perdrix, 4 Grande Mouillere, 5 Cime des Cums, 6 Roc des Lladres, 7 Chalade Blanche.

i nieaktywne. Wyniki kartowania rzeźby peryglacjalnej w skali detalicznej autorka wykonała w cyрку lodowca Maladeta (Pireneje Środkowe) (ryc. 15). Masywy Maladeta i Monte Perdido (ryc. 14) to główne rejony objęte badaniami autorki.

Podstawową trudnością przy analizowaniu współczesnej rzeźby peryglacjalnej Pirenejów jest znikoma ilość badań i danych ilościowych określających przebieg i intensywność współczesnych procesów peryglacjalnych (Soutadé 1980; Serrano i in. 1999, 2001, 2006), przy równoczesnej obfitości jakościowych danych na temat form rzeźby peryglacjalnej oraz aktywności procesów peryglacjalnych (m.in. Boyé 1952a, b; Barrère 1952; Angely 1967; Höllerman 1967; Soutadé 1980; Hazera 1983; Gómez Ortiz 1987; Garcia-Ruiz 1989; Garcia-Ruiz i in. 1992; Serrano 1998; Serrano i in. 1999, 2001, 2006). Wyjątek stanowią badania lodowców gruzowych, których część została objęta stałym monitoringiem (Serrano i in. 1995, 1999, 2006; Sanjosé 2003; Chueca, Julián 2005).

W Pirenejach procesy peryglacjalne działają na całym obszarze powyżej klimatycznej górnej granicy lasu, a nawet z powodu wylesienia schodzą niżej (Höllerman 1985; Garcia-Ruiz i in. 1990). Już w obszarze powyżej 2000 m stwierdzono geomorfologiczne skutki przejść przez zero (Ramos i in. 1998).

Pełna różnorodność aktywnych form peryglacjalnych występuje w stosunkowo wąskim pasie wysokościowym, a w większości obszaru wysokogórskiego przeważają procesy soliflukcji, geomorfologiczna działalność lawin i wód okresowych potoków (Soutadé 1980; Garcia-Ruiz 1989; Garcia Ruiz i in. 1992; Serrano i in. 2001). Na rycinie 16 pokazano fragment Pirenejów Wschodnich, gdzie przeważają procesy soliflukcji, a działalność mrozu jest ograniczona przez obecność pokrywy roślinnej.

Zasięg wysokościowy aktywnych form peryglacjalnych jest różny w poszczególnych masywach. W najwyższej części Pirenejów, np. w masywie Posets czy Monte Perdido, procesy peryglacjalne wraz z wyraźnymi formami peryglacjalnymi występują pomiędzy 2400–2700 m n.p.m. (Serrano i in. 2000; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001). Także na północnych stokach masywu Maladety znajdowała autorka na podobnej wysokości czynne formy soliflukcyjne, niwalne i sortowania mrozowego (ryc. 15). Wyniki badań lichenometrycznych dowodzą, że w masywach Inferno, Balaituos (dolina Gállego) aktywne, czyli nie starsze niż 75–100 lat, formy peryglacjalne i niwalne, takie jak lodowce gruzowe, moreny niwalne, stoki i stożki usypiskowe występują na wysokości 2950–3200 m n.p.m. (Serrano 1998). Szczegółowe zróżnicowanie wysokościowe procesów i form peryglacjalnych w obrębie strefy peryglacjalnej przedstawiono w tabeli 21, na przykładzie masywu Posets, w Pirenejach Środkowych.

Tabela 21. Rozmieszczenie form rzeźby i procesów peryglacjalnych w masywie Postes, Pireneje Środkowe (Serrano i in. 2001)

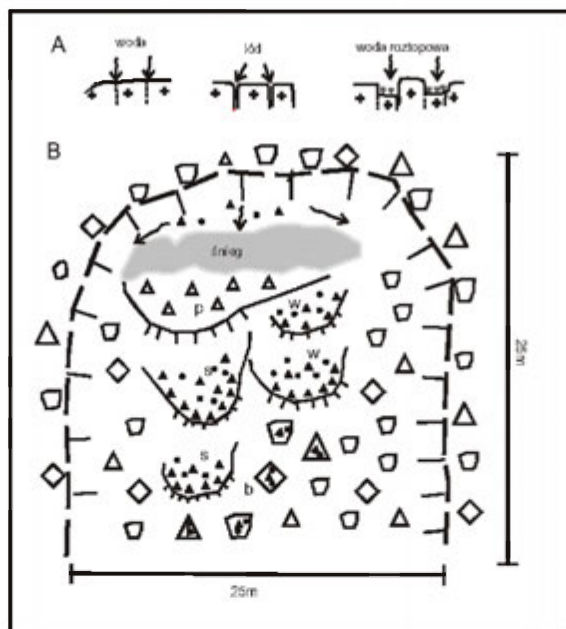
Wysokość (m n.p.m.)	Formy rzeźby	Procesy
2300–2500	terasety, stożki gruzowe i usypiskowe	soliflukcja i grawitacja
2500–2900	< 2800 m – stożki gruzowe i usypiskowe, soliflukcja warstwowa, loby soliflukcyjne > 2800 m – loby geliflukcyjne, stożki gruzowe i usypiskowe, lodowce gruzowe, strumienie blokowe, loby gruzowe i wały niwalne	< 2800m – grawitacja, niwacja, soliflukcja, geliflukcja > 2800m – dominuje geliflukcja
2900–3360	korzenie lodowce gruzowe, loby geliflukcyjne, loby gruzowe, spływy gruzowe, wały niwalne, bruki niwalne, stoki usypiskowe, stożki gruzowe i małe grunty strukturalne (na wys. 2950–3000 m, ekspozycja pld.)	dominuje geliflukcja

6.3.2.1. WIETRZENIE PERYGLACJALNE I JEGO EFEKTY

Wietrzenie mrozowe jest głównym procesem w strefie peryglacjalnej w Pirenejach, jak wskazują wyniki badań autorki w Pirenejach Centralnych i wyniki wielu wcześniejszych badań prowadzonych w różnych częściach Pirenejów (Barrère 1952; Boyé 1952a; Soutadé 1980; Vidal Romani i in. 1983; Garcia-Ruiz i in. 1990; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001; Serrano i in. 2001). Wietrzeniu poddane są rozległe powierzchnie wyglądów lodowcowych i podłóg skalnych odsłoniętych po wycofaniu lodowców, a także ściany i stoki skalne, zarówno w obszarze zbudowanym ze skał krystalicznych jak i węglanowych (Boyé 1952a; Barrère 1952; Vidal Romani i in. 1983; Garcia-Ruiz i in. 1990; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001).

Wietrzenie fizyczne ma postać makrogeliwacji (ryc. 17), jaką obserwowała autorka w granitach masywu Maladety, jak również mikrogeliwacji, o czym świadczą wypreparowane żyły kwarcu na wyglądach lodowcowych, rozwiniętych na granicie u czoła lodowca Maladeta (Vidal Romani i in. 1983).

Dominacja wietrzenia mrozowego jest uwarunkowana klimatycznie. Największa amplituda i częstość cykli zamarzania i rozmarzania w ciągu roku występuje na wysokościach 2000–2500 m n.p.m. (Galibert 1965). Powyżej 2700 m n.p.m. wzrasta częstość występowania cykli przejść przez zero latem i jesienią (Del Barrio i in. 1990; Serrano i in. 1999). Wietrzenie zachodzi przy udziale wody, głównie z topniejącego śniegu (Serrano i in. 1999). W lipcu obserwowałam lód w szczelinach skalnych poniżej płata, w pobliżu przełęczy Portillon Superior, na wysokości ok. 2850 m n.p.m. (ryc. 17). W dnach niski niwalnych w obszarze zbudowanym z granitu widoczne są liczne pęknięcia wskutek wietrzenia glazy o wielkości ok. 1 m i więcej.



Ryc. 17. Przykład przekształcania stoków skalnych Portillon Superior (wysokość 2850 m n.p.m.) przez procesy peryglacjalne (cyrk lodowca Maladeta, Pireneje Środkowe). A. Proces wietrzenia mrozowego przy udziale wody roztopowej, wskutek którego powstają duże głazy i drobna frakcja. B. Nisza niwalna na stoku pokrytym dużymi głazami, lipiec. Oznaczenia literowe: p – bruk niwalny, w – loby soliflukcyjne wilgotne, s – loby soliflukcyjne suche, b – akumulacja drobnej frakcji i okruchów do 30 cm średnicy na kilkumetrowych głazach.

An example of modelling of rocky slope by periglacial processes, the Portillon Superior ridge, 2850 m a.s.l., (Maladeta cirque, the Central Pyrenées). A. Frost weathering under influence of meltwater and resulting in boulders and fine material production. B. Nival niche on slope with boulder cover, July 2004. Letters: p nival pavement, w wet solifluction lobes, s dry solifluction lobes, b accumulation of fine fractions and rock particles up to 30 cm in diameter on boulder few meters in size.

Przebieg wietrzenia jest odmienny na stokach o ekspozycji północnej i południowej, w związku z różną długością zalegania pokrywy śnieżnej i rozkładem, sezonowych i dobowych, cykli zamarzania i rozmarzania (Galibert 1965). Tempo cofania ścian, a raczej denudacji, wyliczone na podstawie wielkości lodowców gruzowych wynosi zależnie od obszaru 0,6–1,0 lub 12–18 mm/rok (Serrano i in. 1999, 2006).

Efektom wietrzenia fizycznego jest rozwój pionowych ścian i stoków skalnych z długimi stożkami i stokami usypiskowymi u podnóży. Są to najpowszechniej występujące aktywne formy rzeźby w wysokogórskim obszarze Pirenejów, szczególnie w najwyższych położonych kotłach lodowcowych (Serrano

1998; Serrano i in. 2001; Garcia-Ruiz in. 1990; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001). G. Galibert (1961 vide Galibert 1965), a za nim L. Kaszowski (1985) przyjął powszechność występowania form usypiskowych jako jedno z kryteriów wyróżniania pirenejskiego typu morfogenetycznego rzeźby wysokogórskiej. W Pirenejach Środkowych i Zachodnich na stokach i grzbietach charakterystyczne są także pola gruzowe (blokowiska) (Somson 1983). W niższych wysokościach występują niewielkie ostańce, które obecnie, podobnie jak pola gruzowe, są prawdopodobnie reliktowe. Pola te są przekształcane przez wodę płynącą, opadową oraz roztopową, która wypłukuje drobny materiał zwietrzelinowy i przyczynia się do niewielkich ruchów głazów (Soutadé 1980).

Wielu badaczy wskazuje na to, że podobnie jak w innych obszarach wysokogórskich także wietrzenie chemiczne odgrywa istotną rolę w rozwoju rzeźby w strefie peryglacjalnej Pirenejów (Barrère 1952a; Boyé 1952b; Gómez Ortiz 1987; Diez i in. 1988; Garcia-Ruiz 1989; Garcia-Ruiz i in. 1992; Serrano i in. 2001), zwłaszcza, że w budowie najwyższych masywów Pirenejów dość znaczny jest udział skał węglanowych (Soler 1972).

Na znaczenie wietrzenia chemicznego wskazują formy krasowe rozwijające się w tej strefie, na przykład w węglanowym masywie Monte Perdido, gdzie znajdowała je autorka. W Pirenejach formy krasowe to głównie różnego rodzaju i wielkości zagłębienia (*dolinas*), formy krasu strukturalnego (*Kluftkarren*) oraz żłobki krasowe (*lapias en acanaladuras – Rillenkarrren*) (Barrère 1952a; Boyé 1952b; Gómez Ortiz 1987; Garcia-Ruiz 1989; Garcia-Ruiz i in. 1992; Serrano i in. 2001).

We współczesnym rozwoju form krasowych dużą rolę odgrywają płyty śnieżne. Wzrost intensywności wietrzenia chemicznego w otoczeniu wieloletnich płatów śnieżnych stwierdził M. Boyé (1952b). Z kolei według E. Serrano i in. (2001) woda roztopowa jest jednym z głównych czynników powodujących rozwój krasu. Formy krasowe powstające przy jej udziale należą do najpowszechniej występujących form rzeźby w obszarach z klimatem peryglacjalnym, zbudowanych ze skał węglanowych.

6.3.2.2. PROCESY I FORMY MROZOWE

Aktywne formy gruntów strukturalnych powstających w wyniku sortowania mrozowego są niewielkie i stosunkowo nieliczne. Większość form zaznaczonych na mapach geomorfologicznych to formy reliktowe, częściowo utrwalone darnią. Szczegółowo charakteryzuje je G. Soutadé (1980) we wschodniej części Pirenejów, przypisując ich formowanie okresowi późnego glacjału. Aktywne formy gruntów strukturalnych w większych skupiskach występują w Pirenejach jedynie w trzech obszarach – Neouvielle (2500–3000 m n.p.m.), Tu-

carroya-Marbore (2560–2800 m n.p.m.), Turbon (2400 m n.p.m.) – (Troll 1944; Barrère 1952; Boyé 1952a; Nicolas Martinez 1981; Chueca 1992b; Serrano i in. 2000; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001). Powstawanie poligonów jest możliwe w całej strefie powyżej granicy roślinności (gruzowej), w miejscach gdzie w budowie pokryw duży udział ma drobna frakcja gliniasto-piaszczysta. Jednakże rozwijają się głównie w obszarach zbudowanych ze skał węglanowych lub łupków krystalicznych (Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001).

Wśród aktywnych gruntów strukturalnych są zarówno poligony, pierścienie jak i pasy sortowane. Inicjalne, choć wyraźne formy pierścieni i poligonów znajdowała je autorka na wysokości 2740 m n.p.m. w granitowym obszarze Maladety (ryc. 15). Były one także opisywane w masywie Postes pomiędzy 2950–3000 m n.p.m. (Serrano i in. 1999, 2001). Dobrze wykształcone czynne poligony i pierścienie przeciętnie mają średnicę 50–80 cm. W centrum aktywnych form występuje bardzo drobny materiał, otoczony większymi okruchami skalnymi, o średnicy kilkunastu-kilkudziesięciu cm (tab. 22). Większe, nieaktywne formy sortowania mrozowego np. pierścienie sortowane na Planita de Calmquerodos (2750 m n.p.m.), we Wschodnich Pirenejach pochodzą z okresu późnego glacjału (Gomez Ortiz, Salvador i Franch 1994). Często w ich obrębie rozwijają się współcześnie miniaturowe gleby strukturalne, o średnicy 20–30 cm (Soutadé 1980; Somson 1983). Szczeliny poligonów powstają w wyniku procesów mrozowych przy udziale wody, a nie są szczelinami z wysychania (Barrère 1952; Boyé 1952a). Głębokość sortowania wynosi 20 cm (Boyé 1952a; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001), co stwierdziła autorka wykonując wkop w pasach sortowanych w pobliżu jeziora Lago Helado de Marbore, (2600 m n.p.m.) w lipcu 2004 roku. Niekiedy w wyniku krioturbacji powstają mini-walki drobnej frakcji pylasto-piaszczystej, nie dłuższe niż 0,5 m, wypiętrzone z bruku kamiennego (Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001), podobne do opisywanych w Alpach (Höllerman 1964; Stingl 1969).

Występowanie poligonów i pierścieni sortowanych związane jest z obecnością wieloletniej zmarzliny. M. Boyé (1952a) stwierdził, w cyrku Tucarroya-Marbore w sierpniu, zamrożony grunt do głębokości 70–80 cm. Również J.M. Garcia-Ruiz i C. Marti Bono (2001) w lecie 1981 roku znajdowali granulki lodu do głębokości 50 cm.

Na stokach o nieco większym nachyleniu w tych samych miejscach rozwijają się pasy gruzowe (tab. 23), o szerokości od kilkadziesiąt centymetrów do 1 m. Mają różną postać. Niekiedy są to pasy sortowane, pozbawione roślinności, złożone z naprzemiennych pasów różniących się wielkością frakcji gruzu, jakie stwierdziła autorka zarówno w obszarach zbudowanych z granitu jak ze skał węglanowych (Fot. 5), albo pasy niesortowane, złożone z pasów gruzo-

Tabela 22. Cechy przykładowych form mrozowych w Pirenejach

Lokalizacja	Średnica /Szerokość (m)	Forma	Wysokość (m n.p.m.)	Cechy stoku	Podłoże	Autor
Puigmal, Pireneje Wsch.	1,2	pierścienie kamieniste, środek drobny gruz	2850	gruzowy	łupki	Höllerman (1967)
Masyw Carlit, Pireneje Wsch.	~ 1	pasy drobnego i grubego gruzu	2870	nachylenie 8–15°	łupki krystaliczne	Soutade (1980)
Pla Guilem, Pireneje Wsch.	0,2–0,3–0,5 (podstawa), 0,15–0,3 (góra), 0,3–0,45 (wys.)	tufury		płasko	gnejsy	Soutade (1980)
Lac de la Commasa, masyw Carlit, Pireneje Wsch.		pasy sortowane	2200			Höllerman (1967)
Monte Perdido, cyrk Marbore, Pireneje Śr.	0,7–1,0 0,3–0,4 (pierścień kamienisty)	pierścienie kamieniste, b. drobny materiał w środku, świeże	2600–2800	dno doliny	węglanowe	Garcia-Ruiz, Marti Bono (2001), autorka
Monte Perdido, cyrk Marbore, Pireneje Śr.	0,4–0,6 (gruz) 0,2–0,3 (trawa)	pasy gruzowe	2620	morena boczna	węglanowe	autorka
Monte Perdido, cyrk Marbore, Pireneje Śr.	0,3–0,4 (pas kamienisty) 0,7–0,1 (pas drobny)	pasy gruzowe	2639	dno niszy niwalnej	węglanowe	autorka
Neouvielle masyw, Pireneje Zach.	0,15–0,2	pasy niesortowane	2820	stok kamienisty 5–10°	łupki węglanowe	Höllerman (1967)

wych leżących na przemian z pasami gruntu z pokrywą darniową, które obserwowano w rejonie Celer, w dolinie Benasque. Ich występowanie jest udokumentowane w różnych częściach Pirenejów (Höllerman 1967; Soutadé 1980; Nicolas Martinez 1981; Somson 1983; Garcia-Ruiz, Marti-Bono 2001).

Badania na stokach Gorra Blanc w masywie Puigmal (Pireneje Wschodnie), wykazały ruch w obrębie pasów sortowanych położonych na wysokości 2440–2470 m n.p.m. W latach 1973–1977 znaczony materiał przemieścił się w formie lobów na odległość do 56–62 cm na stoku o nachyleniu 6° , i do 90 cm na stoku o nachyleniu 11° , a sztucznie zniszczone pasy zostały uformowane ponownie w ciągu 3 lat (Soutadé 1980). Warunkiem koniecznym jest odpowiednia wilgotność podłoża, co widoczne było np. w cyrku Marbore, w Pirenejach Środkowych, gdzie obserwowała autorka pasy tylko w dnach nisz niwalnych lub poniżej płatów śnieżnych, na stoku o nachyleniu $1-5^\circ$.

Miniaturowe formy gleb strukturalnych są formami powszechnymi. Najczęściej ich centrum, otoczone pasem ziemisto-gruzowym jest porośnięte. Przeciętnie ich średnica nie przekracza 0,2-0,3 m (tab. 22). Występują nie tylko w najwyższych partiach gór, ale także w piętrze muraw. Ich rozwój jest wynikiem działania lodu włóknistego związanego głównie z krótkotrwałymi przejściami przez zero temperatury gruntu (Höllerman 1967; Soutadé 1980; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001).

Stosunkowo rzadko na płaskich podmokłych terenach (*moullières*), leżących na szerokich grzbietach, zwłaszcza we Wschodnich Pirenejach, a także w dnach dolin glacialnych, występują pola tufurów (Soutadé 1980). Ich powstanie i rozwój wiązane są z procesami gelifrakcji przy udziale wody roztopowej i deszczowej (Somson 1983).

6.3.2.3. FORMY SOLIFLUKCYJNE

W Pirenejach występuje szeroki wachlarz form, których rozwój jest przypisywany soliflukcji, jak wskazują między innymi wyniki moich badań w masywie Maladety (ryc. 15). Należą do nich, różnego kształtu i wielkości loby soliflukcyjne, strumienie gruzowe i lodowce gruzowe, a także terasy (girlandy) i terasetki soliflukcyjne oraz orające głazy (Höllerman 1967; Soutadé 1980; Serrano i in. 2001). Formy te rozwijają się w szerokiej strefie wysokościowej, o rozpiętości 1150 m (Höllerman 1967).

Tabela 23. Cechy form soliflukcyjnych w Pirenejach

Lokalizacja	Długość (m)	Szerokość (m)	Wysokość (m)	Forma	Wysokość (m n.p.m.) ekspozycja	Cechy stoku	Podłoże	Autor
Maladeta, Pireneje Śr.	6,0	3,5	0,3–0,4	lob sortowany, czoło kamieniste, nachylenie powierzchni 10°	2660–2650, N	wał moreny z MEL	granit	autorka
Maladeta, Pireneje Śr.	4–4,5	1,0	0,25–0,3	lob sortowany, czoło kamieniste	2590, N	wał moreny z MEL	granit	autorka
Col de Puymorenas, Puigmal, Pireneje Wsch.	kilkanaście	kilka	0,5–1,0	lob soliflukcji związanej, z mini-lobami na powierzchni	2050–2500, NW	stok zadarniony	łupki	Höllerman (1967)
Maladeta, Pireneje Śr.	0,3–0,5	0,3–0,5	0,5	świeża terasetka, krawędź darniowa, przewieszona, pow. kamienista,	2450, N	wygląd lodowcowy, nachylenie 20°	granit	autorka
Capdella, Pireneje Śr.	kilkanaście	~1,0	0,5–1,0	terasy soliflukcyjne	2400, NW	stok zadarniony	łupki	Höllerman (1967)
Galinero, Pld. Pireneje Śr.	kilka-kilkanaście	0,5	0,2–0,3	terasetki, czoło darniowe, powierzchnia kamienista	2400–2450, N	stok zadarniony, nachylenie 20°	łupki	Höllerman (1967)
Sierra Custodia, Monte Perdido, Pireneje Śr.	kilka	0,5–1,0	0,1–0,2	girlandy, czoło trawiaste, powierzchnia kamienista	2350–2400, N	10–15°, terasetki	flisz	Höllerman (1967), Garcia-Ruiz, Marti Bono (2001)
Puigmal, Pireneje Wsch.	1,0	2,0	0,5	girlanda, czoło kamieniste	2900	grzbiet, gruz z kępami traw	łupki	Höllerman (1967)
Pla Guillem, Pireneje Wsch.		25–40	0,2–0,25	terasetki, czoło darniowe, powierzchnia kamienista			gnejsy	Soutade (1980)
Pla Guillem, Pireneje Wsch.	100–250	25–40	1,0–2,0	terasy soliflukcji związanej, nachylenie terasy 3-8°	2305	stok zadarniony, 12–20°	gnejsy	Soutade (1980)

Uwaga: MEL – mała epoka lodowa

Przejawy działania procesów soliflukcji widoczne są w najwyższych częściach Pirenejów, w tym na szerokich grzbietach oraz także na rozległych, łagodnie nachylonych stokach z pokrywą zwietrzelinową i roślinną. E. Serrano i in. (2001) stwierdzają, że w masywie Posets, w Pirenejach Środkowych, powyżej 2600 m n.p.m. współcześnie są aktywne loby i języki gruzowe, nie będące lodowcami gruzowymi. Materiał budujący te formy może pochodzić ze stożków i stoków usypiskowych. Również w masywie Maladeta, znajdowałam na podobnej wysokości, czynne loby soliflukcji swobodnej, bez roślinności i porostów na okruchach skalnych, często położone poniżej płata śnieżnego. Na ich aktywność wskazywały wartości azymutów osi najdłuższej głązów wynoszące 290–260°, zgodne z ekspozycją stoku (NNW) i prawie pionowe ustawienie głązów w czole lobu.

Na stokach w niższych położeniach, z pokrywą roślinną, występują loby soliflukcji związanej oraz terasy soliflukcyjne (tab. 23). Ich powstanie i rozwój powodują nie tylko procesy związane z zamarzaniem i rozmarzaniem gruntu w wyniku przejść przez zero temperatury gruntu, ale także z cyklami zwilgotnienia i wysychania pokryw zwietrzelinowych (Soutadé 1980; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001).

Znacznie częściej niż loby i terasy soliflukcyjne występują drobne formy terasetek (tab. 23 i ryc. 15, 16), z płaską powierzchnią gruzową i zadarnionym czołem o nachyleniu 30°. W zależności od podłoża zmienia się skład gatunkowy roślinności na tych formach, w Pirenejach Wschodnich w składzie gatunkowym dominuje *Festuca durissima* (Soutadé 1980), a w masywie Monte Perdido *Festuca gautieri* (Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001). Rozwój terasetek jest wynikiem współdziałania wody roztopowej i opadowej oraz geliflukcji (Soutadé 1980; Somson 1983; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001).

W Pirenejach, oprócz typowych form lobów soliflukcyjnych występują strumienie gruzowe. Według G. Soutadé (1980), a także P. Somsona (1983) strumienie gruzowe na wysokości 2500–2700 m n.p.m., w Pirenejach Wschodnich są ruchome. Przemieszczanie gruzu w ich obrębie umożliwia woda opadowa lub roztopowa, wymywająca drobne frakcje materiału i przemieszczająca je w głąb pokryw, gdzie tworzą podłoże ułatwiające poślizg grubego gruzu. Podobny mechanizm przyjmuje C. Ballantyne (1996) w masywie Cairngorms, dla wyjaśnienia ruchu lobów soliflukcyjnych zbudowanych z dużych głązów.

6.3.2.4. LODOWCE GRUZOWE

Jako pierwszy o możliwości występowania w Pirenejach lodowców gruzowych pisał Sole Sabarais w roku 1951 (vide Chueca 1989). Badania lodowców gruzowych rozwinęły się w latach 80. XX wieku i doprowadziły do po-

znania ich morfometrii, morfologii i genezy (m. in. Angely 1967; Soutadé 1980; Cazenave-Piarrot, Tihay 1983; Hamilton 1988; Serrano, Rubio 1989; Agudo i in. 1989; Chueca 1989, 1991, 1992a, b; Garcia-Ruiz i in. 1990; Serrano i in. 1991; Marti, Serrat 1995; Martinez de Pisón i in. 1998; Serrano 1998), a także rozmieszczenia (Hazera 1983; Gomez Ortiz 1987; Gomez Ortiz, Salvador i Franch 1994). Lodowce gruzowe są w Pirenejach formami powszechnymi. W prowincji Huesca, w Pirenejach Aragońskich na obszarze 6500 km² występuje 170 lodowców gruzowych, położonych na stokach N i NE, pomiędzy 2540–2320 m n.p.m. (Chueca 1989, 1992a). Należy jednak podkreślić, że lodowce gruzowe w Pirenejach w 99% są nieaktywne (Chueca 1994). Pochodzą głównie z późnego glaciału (Gomez Ortiz, Salvador i Franch 1994; Soutadé 1980), chociaż na podstawie badań w masywie Turbon (Pireneje Wschodnie) stwierdzono, że w okresie małej epoki lodowej, w XVIII wieku, lodowce gruzowe uaktywniły się wskutek dostawy materiału z obrywów (Chueca 1992b). Występowanie lodowców gruzowych jest uwarunkowane litologicznie. Rozwijają się głównie w obrębie skał granitowych (57% lodowców gruzowych) oraz łupków metamorficznych i andezytów (Serrat 1979; Hazera 1983; Chueca 1992a).

Współcześnie w Pirenejach zidentyfikowano 14 aktywnych lodowców gruzowych, o kształcie lobu lub języka (CAPS 1998), z czego 93% leży na stokach o ekspozycjach N, NW i NE. Większość z nich występuje w cyrkach glacialnych, w zamknięciach dolin, a tylko dwa z nich to lodowce podstokowe. Jeden z lodowców gruzowych w masywie Posets jest przedłużeniem lodowca górskiego. Najczęściej są położone powyżej wałów morenowych z młodszego dryasu i często na zewnątrz wałów morenowych z małej epoki lodowej. Ich charakterystykę przedstawiono w tabeli 24. Aktywne lodowce gruzowe w Pirenejach są formami niewielkimi, jedynie długość czterech z nich przekracza 500 m, a ich szerokość wynosi od 40 do 600 metrów. Wśród aktywnych lodowców gruzowych są formy powiązane z procesami krioniwalnymi, powstałe w obrębie stoków gruzowych (*talus rock glacier*) oraz formy rozwinięte w obrębie pokryw morenowych (*debris rock glacier*) (Cazenave-Piarrot, Tihay 1983; Serrano, Agudo 1998, 2001; Serrano i in. 1999, 2002, 2006). Ich korzenie są położone na wysokości > 3000 m n.p.m., gdzie występuje ciągła wieloletnia zmarzlina, a czoła na wysokości około 2700 m n.p.m. Aktywne lodowce występują pojedynczo, w różnych masywach tego łańcucha górskiego.

Na podstawie wyników badań rozmieszczenia lodowców gruzowych w relacji do wieloletniej zmarzliny (Serrano, 1998; Serrano, Agudo 1998, 2004; Serrano i in. 2001, 2002) oraz badań przy użyciu metod geofizycznych (Fabre i in. 1995; Lugon i in. 2004) oceniono, że aktywne lodowce gruzowe powstały

Tabela 24 Charakterystyka aktywnych lodowców gruzowych w Pirenejach

Nazwa lodowca. Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.) Ekspozycja	Długość (m)	Szerokość (m)	Kształt	Źródło materiału	Wielkość ruchu (cm/rok)	Autor
Bastampe, Masyw Ardiden, Francja	2700–2580 NE	500	200	język	morena	10	Hazera (1983) Cazenave-Piarrot, Tihay (1983)
Guerreys, Masyw Culfreda –Batoua, Francja	2690–2590 NW	425	200	język	morena	-	Angely (1967), Hazera (1983)
Cerez Masyw Argualas	2850–2760 N	300	150	lob	stok	-	Serrano i in. (1999)
Argualas Masyw Argualas	2730–2590 NW	750	400	język	stok	20,0–40,0 nasuwanie 1,7–16,5 obniżanie	Serrano i in. (2006)
Besiberri NW Masyw Besiberri	2780–2570 NW	680	250	język 20–25 wys.	morena	8,72–13,35 nasuwanie 5,0–7,1 obniżanie	Chueca, Julian (2005)
Besiberri N Masyw Besiberri	2800–2620 N	540	570	lob	stok	-	Serrano i in. (1999)
Alba Masyw Maladeta	3000–2950 N	240	180	lob	stok	-	Serrano i in. (1999)
Maladeta Masyw Maladeta	3010–2920 N	240	45	język	morena	-	Serrano i in. (1999)
Cambales Masyw Marcadau	2720–2640 NNE	475	250	język	stok	-	Serrano i in. (1999)
Pene de Aragon Masyw Marcadau	2730–2580 NE	500	200	język	morena	-	Serrano i in. (1999)
Grande Fache Masyw Marcadau	2750–2680 NE	375	275	lob	stok	-	Serrano i in. (1999)
Los Gemelos Masyw Posets	2975–2850 N	300	150	język	stok	-	Serrano i in. (1999)
Posets Masyw Posets	2995–2875 ENE	400	200	język	morena	-	Serrano i in. (1999)
La Paul Masyw Posets	2950–2830 N	400	125	język	morena	-	Serrano i in. (1999)

między 4000 a 500 lat BP (Serrano, Agudo 2004), a tempo ich przemieszczania wynosi 8–150 cm/rok (Serrano i in. 1999). Wyniki badań potwierdziły występowanie kilku faz rozwoju lodowców gruzowych w okresie od późnego glacjału do małej epoki lodowej (Serrano i in. 2002; Serrano, Agudo 2004). W Pirenejach, w przeszłości, zmiany środowiska z glacialnego na peryglacialne, prowadziły do gwałtownego rozwoju lodowców gruzowych (Serrano i in. 2001, 2002; Lugon i in. 2004).

Miażdżość warstwy aktywnej w lodowcach gruzowych wynosi 1,7–4,0 m (lodowiec Arguales) i 1–3 m (lodowce Posets i La Paul). Warstwa aktywna w lodowcu La Paul zawiera masywny lód (Lugon i in. 2004). W lodowcu Arguales poniżej warstwy aktywnej występuje warstwa zmrożona o miąższości 5–20 m, w której spągu znajduje się warstwa niezamarzniętych osadów (Fabre i in. 1995; Serrano i in. 2006). Grubość warstwy aktywnej jest podobna do lodowców gruzowych w Alpach, ale całkowita grubość lodowców jest prawie dwukrotnie mniejsza niż np. alpejskiego lodowca Murtel, gdzie wynosi 50 m (Vonder Mühl, Kingelé 1994; Haerberli i in. 1998;).

W latach 90. XX wieku podjęto badania dynamiki aktywnych lodowców gruzowych (Marti, Serrat 1995; Serrano i in. 1995, 2006; Sanjosé 2003; Chueca, Julián 2005). Wyniki pomiarów E. Serrano i in. (1999, 2006) wskazują na to, że tempo przemieszczania lodowców wynosi od 12–40 cm/rok. Najdłużej badany jest lodowiec Arguales w dolinie Gallego, przy pomocy metod geodezyjnych, fotogrametrycznych i GPS. Lodowiec przemieszcza się w tempie 20–40 cm/rok w poziomie, a pionowe zmiany w obrębie języka lodowca wynoszą średnio od –1,7 do –16,5 cm/rok. Prędkość przemieszczania jest większa w dolnej i w środkowej części lodowca, a mniejsza w strefie marginalnej. Pionowe zmiany są szybsze w części centralnej. Średnio powierzchnia lodowca obniża się w tempie –0,94 mm/rok. Tempo przemieszczania i pionowych ruchów jest najbardziej zależne od temperatury, szczególnie w czasie lata (Serrano i in. 2006). W lodowcu gruzowym Besiberri stwierdzono nieco mniejsze tempo ruchu niż w Arguales, chociaż przestrzenny rozkład prędkości ruchu jest podobny (tab. 24). Ten pierwszy, w przeciwieństwie do drugiego, mającego źródło materiału na stokach usypiskowych, jest zasilany przez materiał morenowy z pokrywy i wałów w dnie cyrku (Chueca, Julián 2005).

6.3.3.4. RZEŻBA KRIONIWAŁNA

Wskutek działania zespołu procesów niwacji, wokół powszechnie występujących wieloletnich płatów śniegu rozwijają się różnej wielkości i kształtu nisze niwalne z brukami niwalnymi w dnie (ryc. 15 i tab. 25) (Boyé 1952b; Soutadé 1980; Gómez Ortiz 1987; Garcia-Ruiz 1989; Gracia Ruiz i in. 1992;

Serrano i in. 2001; Garcia-Ruiz, Marti Bono 2001). W dnach nisz rozwiniętych na podłożu węglanowym, znajdowane są formy sortowania mrozowego. Zarówno przy krawędziach jak i w dnie nisz widoczne są także skutki aktywnego wietrzenia *in situ*. Płaty śnieżne często utrzymują się w miejscu nawisów śnieżnych na zawietrznych stokach, na granicy płaskich platform szczytowych i spłaszczeń stokowych. Ich obecność prowadzi do rozwoju nisz niwalnych i wyostrażania krawędzi załomu poprzez cofanie i podcinanie (ryc. 17), co szczególnie dobrze udokumentował we Wschodnich Pirenejach G. Soutadé (1980).

U podnóży płatów leżących pod ścianami skalnymi rozwijają się wały niwalne (Fot. 6), o wysokości najczęściej większej od 1 metra, z których wyższe (o wysokości kilku metrów) mogą dawać początek lodowcom gruzowym podstokowym (Serrano i in. 2001).

Z kolei głównie w Pirenejach Wschodnich na szerokich grzbietach i wierzchołkach występują rozległe stopnie teras krioplanacyjnych, o szerokości kilku-kilkunastu metrów, z zadarnionymi krawędziami. Ich powierzchnia pokryta jest brukiem gruzowym, a w niektórych formach także pokrywą roślinną i współcześnie przekształcaną przez procesy krio-eoliczne (gelideflacji) lub przez sohflukcję (Soutadé 1980).

Tabela 25. Cechy nisz niwalne w Pirenejach

Lokalizacja	Długość (m)	Szerokość (m)	Wysokość	Forma	Wysokość (m n.p.m.) ekspozycja	Cechy stoku	Podłoże
Maladeta, Pireneje Sr.	20–25	15–20		nisza niwalna z brukiem i lobami w dnie	2850, NW	bark żłobu	granit
Portillon di Superior, Maladeta	40	30		nisza niwalna, nachylenie dna 15°, krawędzi 30°	2660, WN	stok	granit
Maladeta, Pireneje Sr.	8–10	2–8	0,25–0,3	nisze niwalne, krawędzie przewieszane, dno gruzowe	2480, N	stok wygładu z pokrywą	granit
Monte Perdido, Pireneje Sr.	10	15	1,0	nisza niwalna, dno gruzowe	2639, SW	morena boczna	węglanowe

6.3.4. PODSUMOWANIE

Środowisko peryglacjalne Pirenejów jest zróżnicowane poprzez litologię, obecność lodowców, występowanie zmarzliny.

Działanie procesów peryglacjalnych prowadzi do rozwoju różnego rodzaju form rzeźby peryglacjalnej, ale nie są one tak liczne i dobrze wykształcone, jak w innych górach wysokich. Charakterystyczną cechą obszaru wysokogórskiego Pirenejów są widoczne efekty mikro i makrowietrzenia mechanicznego w obrębie ścian i stoków skalnych.

Aktywne formy rzeźby peryglacjalnej ograniczają się do najwyższych pięter gór, gdzie rozwijają się różne formy od lodowców gruzowych, poprzez formy soliflukcyjne, mrozowe i niwalne. Niewielkie lodowce karowe nie wykształcają wyraźnej strefy paraglacjalnej, tak jak lodowce w Alpach.

Działanie potoków torencjalnych powstałych z wody roztopowej oraz ulewnych deszczy (głównie w lecie i jesieni), które niekiedy są typu spływów gruzowych, jest jednym z ważniejszych procesów przekształcających rzeźbę Pirenejów, także w strefie peryglacjalnej (Soutadé 1973, 1980; Vidal Romani i in. 1983; Garcia-Ruiz 1989; Gracia Ruiz i in. 1992). Badania G. Soutadé (1980) udowodniły, że w tym samym okresie czasu, liczba lat z modelowaniem stoków przez procesy kriogeniczne i przez procesy erozji wodnej (torencjalne) oraz lawiny jest podobna.

W strefie peryglacjalnej Pirenejów udział procesów peryglacjalnych w współczesnym rozwoju rzeźby, także peryglacjalnej, może być gwałtownie zastąpiony przez inne procesy geomorfologiczne, szczególnie związane z wodą, przez co ich środowisko peryglacjalne można określić mianem granicznego. W tym widoczne jest podobieństwo z Tatrami.

6.4. CAIRNGORMS

6.4.1. WSTĘP

Cairngorms to granitowy masyw leżący w obszarze wpływu klimatu morskiego (ryc. 18). Rzeźba tych gór jest podobna do Gór Skandynawskich. Wyróżnia ją rozległa, pofalowana wierzchowina leżąca na wysokości 1070-1220 m n.p.m., ponad które wznoszą się wierzchołki z łagodnymi stokami i ze skałkami ostańców. Wierzchowina rozcięta jest żłobami lodowcowymi o stromych stokach i ścianach skalnych ze stokami usypiskowymi u podnóży, modelowanymi głównie przez spływy gruzowe oraz przez lawiny, których znaczenie jest mniejsze niż spływów gruzowych (Gordon 1993; Glasser, Bennett 1996).

W obszarze ponad górną granicą lasu, leżącą na wysokości 700 m n.p.m., działają współcześnie trzy zespoły procesów peryglacjalnych. Należą do nich: procesy mrozowe i niwacja, procesy eoliczne oraz procesy modelujące stoki usypiskowe i strome stoki skalne z pokrywą gruzową (Ballantyne, Harris 1994).

Rzeźba peryglacjalna masywu była przedmiotem wielu studiów. Do najważniejszych i najbardziej kompleksowych należą prace R.B. Kinga (1968) oraz D. Kelletata (1970a, b), który wykonał także mapę rzeźby peryglacjalnej otoczenia szczytu Cairn Gorm, w skali 1:25 000. R.B. King (1968) objął badaniami cały masyw górski, używając jako podstawy zdjęć lotniczych w skali 1:1000. Badania i obserwacje autorki koncentrowały się głównie w rejonie objętym badaniami D. Kelletata (ryc. 19).



Ryc. 18. Lokalizacja masywu Cairngorms. Oznaczenia: koło – badania autorki, trójkąt – badania innych autorów. Model wysokościowy terenu GTOPO30 ze strony <http://www.landcover.org>.

Location of the Cairngorms massif. Signs: circle – sites studied by the author, triangle – sites studied by other researchers. Digital elevation model GTOPO30 from <http://www.landcover.org>.

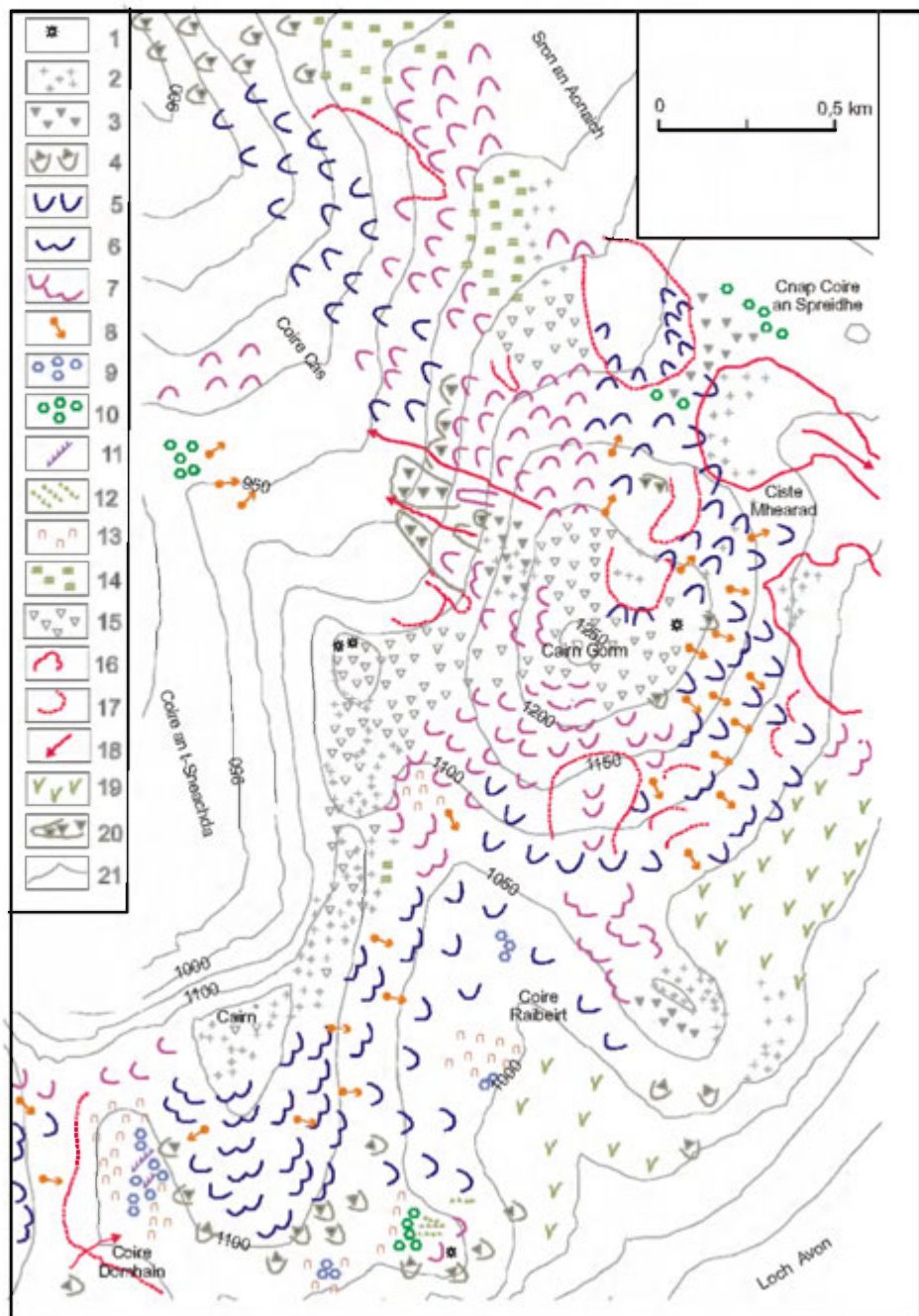
6.4.2. WIETRZENIE MROZOWE

W Cairngorms jednym z bardziej efektywnych elementów rzeźby są liczne ostańce skałkowe (*tors*) oraz blokowiska (ryc. 19). Rzeźba skałkowa w masywie granitowym Cairngorms rozwinęła się w wyniku głębokiego wietrzenia w okresie przedczwartorzędowym, po czym nastąpiło usunięcie zwietrzelin przez lodowce i postglacjalne wymodelowanie szczegółów morfologii skałek (Sudgen 1968; King 1968; Ballantyne 1994; Ballantyne, Harris 1994). Również blokowiska (gołoborza) przykrywające całe stoki skalne lub ich fragmenty, podobnie jak ostańce są zasadniczo formami reliktowymi. Pokrywy blokowe mają miąższość <1m, co obserwowała autorka w roku 2003, w wykopie na podpory kolejki na szczyt Cairn Gorm. W niektórych fragmentach stoku pokrywy są zupełnie pozbawione matriksu z drobnego materiału (Ballantyne, Harris 1994). V. Hayness i in. (1998) stwierdzili, że także obecnie może zachodzić wyflukiwanie drobnych frakcji materiału z pokryw na stromych stokach.

W związku z cechami klimatu wietrzenie mrozowe współcześnie jest możliwe przeważnie w zimie. Wietrzenie zachodzi zasadniczo wskutek mikrogeliwacji (Hills 1969; Ballantyne 1996; Hayness i in. 1998) ale także hydratacji oraz wietrzenia chemicznego, o którym świadczą mikrozagłębienia na powierzchni skał (King 1968) lub obecność gibbsytytu w granitowej zwietrzelinie (Hall 1983). Procesom wietrzenia sprzyja obecność płatów śnieżnych (Ballantyne i in. 1989; J.H. Dickson (1993) vide C.K. Ballantyne 1996).

Ryc. 19. Mapa rzeźby peryglacjalnej Cairngorms: 1 – ostańce skalne, 2 – wierzchowina skalna, 3 – pokrywy blokowe, 4 – reliktywne loby soliflukcyjne z czołem głazowym, 5 – loby soliflukcyjne z pokrywą darniową, 6 – warstwy (girlandy) soliflukcyjne z pokrywą darniową, 7 – loby i warstwy soliflukcyjne przemodelowane przez wiatr, możliwe formy pasów, terasetek i girland wiatrowych na powierzchni, 8 – orające głazy, 9 – świeże poligony i pierścienie sortowane, 10 – reliktywne poligony i pierścienie sortowane, 11 – pasy sortowane świeże, 12 – pasy niesortowane (gruzowo-roślinne), 13 – turfury, 14 – pasy oraz girlandy wiatrowe, 15 – bruk deflacyjny, 16 – nisze niwalne, 17 – zagłębienia niwalne, 18 – rynny erozyjne, 19 – stok z pokrywą utrwaloną roślinnością torfowiskową, 20 – reliktywne jezory gruzowe, 21 – poziomic

Map of periglacial relief in the Cairngorms massif: 1 tors, 2 rocky summit surface, 3 blockfields, 4 - relict boulder-banked solifluction lobes, 5 vegetated solifluction lobes, 6 vegetated solifluction sheets, 7 solifluction lobes and solifluction sheets modelled by deflation wind strips, terracettes and garlands possibly occurring on lobe surfaces, 8 ploughing boulder, 9 active sorted circles and polygons, 10 relict sorted circles and polygons, 11 active sorted strips, 12 non-sorted strips (strips of debris and vegetation), 13 thurfurs, 14 wind strips and garlands, 15 deflation pavement, 16 nival niches, 17 nival hollows, 18 erosion gullies, 19 slope with weathering cover stabilised by peat vegetation, 20 relict boulder tongues, 21 contour lines



Skutki wietrzenia są ograniczone do dezintegracji granularnej i łagodzenia ostrych krawędzi głazów i skał. Na taki przebieg wietrzenia wskazuje powszechna obecność „kaszy” granitowej na powierzchni wierzchowiny gór, zaokrąglone krawędzie głazów oraz brak strzałek lodowcowych (King 1968; Ballantyne 1981). Ziarna „kaszy” mają średnicę 2–4 mm (Hayness i in. 1998).

6.4.3. PROCESY I FORMY MROZOWE

Współczesna aktywność procesów mrozowych prowadzących do rozwoju gruntów strukturalnych jest w masywie Cairngorms możliwa, chociaż aktywne formy występują sporadycznie.

Wyniki szczegółowych badań składu mechanicznego pokryw zwietrzeliowych wskazują na to, że są one podatne na procesy sortowania, w całym ich profilu pionowym, gdyż frakcja >2mm średnicy stanowi 53,8% składu pokryw, a pozostałe 46,2% przypada głównie na frakcje pylaste (Hayness i in. 1998). Sezonowe przemarzanie gruntu jest prawdopodobnie ograniczone do kilku decymetrów, a przemarznięcie wskutek krótkotrwałych cykli do 10 cm. Głębokość sortowania wynosi 6–19 cm, przeciętnie 12–15 cm, a wielkość frakcji podlegającej sortowaniu nie przekracza 15 cm (Ballantyne 1991; Ballantyne, Harris 1994; Hayness i in. 1998). Udział w procesie sortowania ma także lód włóknisty, które może pojawiać się przez około 6–8 miesięcy w roku, kiedy średnie miesięczne temperatury powietrza są ujemne. Według obserwacji R.B. Kinga (1971b) lód włóknisty o wysokości 4 cm, przesunął po powierzchni gruntu 46 okruchów skalnych o rozmiarze średnio 2,8 cm, a także obrócił 16 okruchów o rozmiarze 6,58 cm (King 1971b). V. Hayness i in. (1998) stwierdzili, że lód włóknisty może podnosić warstwę gleby grubości około 1 cm, ale podnoszenie mrozowe jest związane głównie z przemarzaniem sezonowym.

Formy sortowania mrozowego są najrzadziej występującym elementem rzeźby peryglacjalnej. Mają postać sortowanych pierścieni lub poligonów oraz pasów (ryc. 19). Występują także tufury. Dolna granica występowania form położona jest na wysokości 860 m n.p.m. (Kelletat 1970a).

Szczególnie nieliczne są aktywne formy gruntów strukturalnych (King 1968; Kelletat 1970a; Ballantyne 1996), co potwierdziły także obserwacje autorki (ryc. 19 i Fot. 7), także poza obszarem objętym kartowaniem. Rozwijają się tam, gdzie w składzie pokryw występuje więcej materiału drobnej frakcji, a w pobliżu długo zalegają płyty śniegu, np. w podmokłych dnach, słabo wykształconych cyrków glacialnych, na barku lodowcowym lub na szerokich grzbietach. Ich rozmiary rzadko przekraczają 0,3–0,69 m (King 1968; Ballantyne 1996). W dnach zawieszonych cyrków Coire Domhain i Coire Raibeirt

(ryc. 19), na wysokości około 1100 m n.p.m. znajdowano formy pierścieni lub nieregularnych poligonów, o średnicy do 1m (tab. 26). Ich środek zbudowany był z części ziemistych i otoczony pasem gruzu o szerokości 0,3–0,4 m, złożonym z ustawionych pionowo okruchów o średnicy kilku do kilkunastu centymetrów (Fot. 7). Występujące obok pasy na przemian drobnego i grubego materiału miały parametry zbliżone do poligonów. Podobne formy znajdował R.B. King (1971a) w Wells of Dee.

Tabela 26. Morfometria form peryglacialnych w rejonie Cairn Gorm, masyw Cairngorms, Szkocja

Nazwa formy	Wysokość (m n.p.m.) Ekspozycja	Rozmiary (m)
Nisze erozyjna	1130, EES	4–5 dł., 13 szer., 0,3 wys. krawędzi
Nisza niwalne	1170, EES	30–40 dł., 10–15 szer., krawędź skalna, 1,5 wys.
Terasetki	1170, EES	0,3–0,4 dł., 0,7 szer., krawędź od 0,1–0,15 do 0,45 wys.
Lob soliflukcyjny	900–1000	10–15 dł., 0,5–1,0 wys. czoła, przemodelowane przez wiatr
Pasy wiatrowe	1030, NW	0,1 wys., 0,4 szer.
Tufury	1040	0,3–0,4
Oczka ziemiste	1060, E	0,4 średnica; 0,17 średnica drobnego materiału otoczonego wieńcem z gruzu granitowego
Poligony reliktowe	1070	1–3 średnica,
Pierścienie	Coire Raibeirt	0,5–1,0 średnica, 0,4–0,5 szer. wieńca głazów
Pierścienie	Coire Domhain	0,4–1,0, środek ziemisty
Pasy sortowane	Coire Domhain	0,3–0,4 szer. pasa grubego gruzu

Najmniejsze, miniaturowe formy gruntów strukturalnych mają wymiary nawet 0,1–0,15 m (Kelletat 1970a), ale maksymalnie do 0,3–0,45 m (King 1968; Sudgen 1971), a otaczający je wieńiec kamienisty ma szerokość 0,15 m i zbudowany jest z drobnego gruzu o średnicy kilku centymetrów. Formy te mogą się rozwijać nawet w obrębie terasetek wiatrowych. Małe pasy sortowane złożone z grubszego piasku i drobnego gruzu występują sporadycznie. Rozwój form sortowania jest ograniczony obecnością pokrywy roślinnej.

Największe formy poligonów mające rozmiary 1–4 m, (Kelletat 1970b) lub 2–10 m (Hayness i in. 1998) są reliktowe. Występują na granicy pokrywy blokowych i obszarów z regolitem granitowym na stokach o nachyleniu $<5^\circ$ (King 1971a). R.B. King (1968, 1971a) wyróżnił na podstawie stosunku uczestniczących w ich budowie głazów do frakcji drobnych, dwie kategorie tych form: „*coarse polygons and strips*” – komórki zbudowane z drobnej frakcji otoczone głazami i „*fine polygons and strips*” – gdzie budujący je materiał jest odpowiednio drobniejszy. Formy należące do drugiej grupy mogą być aktywne współcześnie (Hayness i in. 1998). Można zaliczyć do nich formy występujące w Coire Domhain i Coire Raibeirt (ryc. 19).

Na stokach powyżej 10° poligony wydłużają się, a przy nachyleniu większym niż 18° przechodzą w pasy (King 1971a). Reliktowe pasy tworzą 1,5 m szerokie pasy gruzowe i 3,3 m szerokie pasy z pokrywą roślinną. Głębokość sortowania w tych formach wynosi ok. 0,6 m i jest większa niż głębokość współczesnej penetracji mrozowej. Datowania lichenometryczne wskazują na to, że były one aktywne w czasie małej epoki lodowej AD 1740 ± 50 do 1830 ± 60 (King 1971a).

Oprócz form sortowanych występują tufury, które rozwijają się tam gdzie pył i glina stanowią więcej niż 20% składu mechanicznego pokryw, a nachylenie stoku jest mniejsze niż 15° . Ich porośnięte darnią pagórki, mające wysokość 0,3–0,9 m i około 1,0 m średnicy, występują na stokach pomiędzy 550–1150 m n.p.m. (King 1968). Przyjmuje się, że są raczej aktywne współcześnie (Ballantyne 1986; Hayness i in. 1998).

6.4.4. PROCESY I FORMY SOLIFLUKCJI

W górach Cairngorms istnieją warunki dla rozwoju soliflukcji, gdyż skład mechaniczny pokryw oraz duża wilgotność gruntu sprzyjają penetracji mrozowej. W czasie roztopów zawartość wody w pokrywach wynosi 18,8% w warstwie powierzchniowej i 28,9% na głębokości 8 cm (Hayness i in. 1998). Stąd w rzeźbie widoczne są liczne formy soliflukcyjne, do których należą duże loby kamieniste (głazowe) z czołami kamienistymi i darniowymi, warstwy soliflukcyjne i loby soliflukcji związanej, terasetki i orające głazy, które występują na stokach o różnej ekspozycji, najrzadziej na stokach o ekspozycji zachodniej (ryc. 19). Dolna granica występowania form soliflukcyjnych położona jest na wysokości 760 m n.p.m. (Kelletat 1970a).

Najbardziej wyraźną i widoczną formą rzeźby soliflukcyjnej Cairngorms są duże blokowe loby, które licznie pojawiają się na obrzeżach wierzchowiny gór i na stokach rozcinających ją dolin, o nachyleniu $5\text{--}35^\circ$, pomiędzy 1210 a 540 m n.p.m. (King 1968, 1971a; Hayness i in. 1998). Najczęściej ich wysokość wynosi 0,4–3,5 m, średnio 1,2 m, nachylenie powierzchni $20\text{--}30^\circ$, a długość 3,5–16,5 m. Zbudowane są z głazów o średnicy 0,2–0,5 m, widocznych na powierzchni i czole. Niektóre są całkowicie pozbawione drobnych frakcji (King 1968; Chattopadhyay 1982). Są to formy reliktowe, chociaż sugerowano ich aktywność w okresie małej epoki lodowej (King 1968, 1971a; Sudgen 1971). Współcześnie modelowanie zachodzi przez przemywanie, gdyż po dużych opadach u czoła widoczne są stożki świeżego materiału (Hayness i in. 1998). Według C.K. Ballantyne'a i C. Harrisa (1994) obecność podścielającej, cienkiej warstwy drobnego materiału umożliwia bierne przemieszczanie nadległych bloków lobu wskutek pełznięcia mrozowego i geliflukcji.

Aktywne warstwy i loby soliflukcyjne występują powyżej 800 m n.p.m. (Kelletat 1970a), a raczej powyżej 950–1000 m, czyli na wysokości wierzchowiny gór (Fot. 8). Mają szerokość od kilku metrów – loby, do dziesiątek metrów – warstwy i wysokość 0,3–1,0 m (tab. 26). Najpowszechniej występują na stokach o ekspozycji wschodniej. Są całkowicie zadarnione, często występują przy średnio długo zalegających płatach śnieżnych (w trzy stopniowej skali), bo wskazuje na to roślinność (zbiorowiska *Nardus-Carex*) (Ballantyne, Harris 1994; Hayness i in 1998). Wyniki badań autorki wskazują na to, że występuje tu typowy układ, gdyż loby soliflukcyjne rozwijają się poniżej płata śniegu oraz schodzą na krawędź zagłębienia, które zajmuje kolejny płat. Na ich powierzchni niekiedy występują mikroformy terasetek lub tufurów.

Powyżej około 880 m n.p.m. formy soliflukcyjne są zmienione przez erozję wiatrową, która niszczy roślinność i tworzy na powierzchni lobów bruk deflacyjny albo formy terasetek lub girland wiatrowych.

Ze względu na brak bezpośrednich pomiarów tempa ruchu współczesne przemieszczanie tych form budzi wątpliwości. Loby przykrywają poziom glebowy na głębokości 0,4–0,7 m, datowany na 4880 ± 140 BP i 2680 ± 120 BP (Kelletat 1970b; Sudgen 1971), co może świadczyć o ciągłym powolnym ruchu (Kelletat 1970a; Ballantyne, Harris 1994) lub o stabilności (Hayness i in 1998). Tempo soliflukcji mierzone w sąsiednich górach Szkocji wynosi od 1,1 do 1,8 cm/rok. Przemieszczaniu wskutek pełnienia mrozowego ulegała tam powierzchniowa warstwa o miąższości 20 cm (Ballantyne 1981; Chatopadhyay 1982). Powyższe przesłanki także przemawiają za aktywnością tych form współcześnie.

Orające głazy to charakterystyczny dla tych gór morfologiczny wyraz ruchów soliflukcyjnych (ryc. 19). Ich występowanie jest ograniczone do obszarów z podatnymi na mróz zwietrzelinami (Ballantyne, Harris 1994). Najczęściej zlokalizowane są na zadarnionych, zazwyczaj wklęsłych stokach, o nachyleniu 5–30°, w wysokości od wierzchowiny gór do 450–500 m n.p.m. (Kelletat 1970a) lub pomiędzy 850–1200 m n.p.m. (King 1968), u czoła średnio długo zalegających płatów śniegu (Hayness i in. 1998). Bloki skalne mają wymiary 0,5–1,0 na 1,0–3,5 metra.

Nabrzemia u czoła i rynny o długości 1,0–3,5 m, na stoku powyżej głazu, wskazują na jego przemieszczanie (King 1968). Szczelina wokół głazu, o głębokości kilku centymetrów i nabrzemie u czoła, świadczą o ich współczesnej aktywności (Hayness i in. 1998). Wskaźnik ruchu orających głazów (tab. 16) jest podobny do występującego w górach zachodniej Szkocji, gdzie wynosi 0,24–3,62 cm/rok (Ballantyne 2001). Ruch najczęściej zachodzi w czasie wiosennych roztopów, a jego wielkość zależy od nachylenia stoku (Chat-

topadhay 1982; Ballantyne 2001). Ruch jest związany z geliflukcją, gdyż w ziemi tworzą się soczewki lodu w gruncie pod głazem, uwarunkowane mniejszą przewodnością skały niż otoczenia. W czasie ruchu bloki skalne obracają się tak by dopasować się do linii najmniejszego oporu (Ballantyne 1981, 2001; Reid, Nesje 1988).

6.4.5. PROCESY I FORMY EOLICZNE

Najważniejszą rolę wśród procesów peryglacjalnych w Cairngorms odgrywają procesy eoliczne. W obszarach zimnych, gdy współdziałają z procesami mrozowymi nazywane są gelideflacją (Troll 1944, 1973b). Proces ten najwcześniej opisywany był na Islandii jako „*turfexfoliation*” (Sapper 1915 vide Troll 1944). Gelideflacja polega na zniszczeniu pokrywy roślinnej, wskutek wywiania drobnych części z podścielającej ją gleby i podkopania roślinności. Powstaje wtedy odkryte podłoże z resztkami roślinności. Wywiewanie jest inicjowane w miejscu, gdzie zwarta pokrywa roślinna została rozerwana przez procesy naturalne lub antropogeniczne. C. Troll (1973b) udowadnia, że deflacja jest procesem drugorzędym, gdyż procesem zasadniczym jest podnoszenie mrozowe przy częstych przejściach przez zero temperatury gruntu, także dobowych i udziale lodu włóknistego. Powoduje to rozluźnienie, podniesienie i osuszenie cząstek gleby, co później ułatwia wywiewanie. Gelideflacja obecna jest wszędzie w górach wysokich, tam gdzie częste dobowe przejścia przez zero temperatury gruntu i obecność lodu włóknistego nakładają się na brak lub nieciągłość pokrywy śnieżnej.

Gelideflacji w Cairngorms sprzyjają występujące przez cały rok silne wiatry, mogące unosić zwietrzelinę o średnicy 2–4 mm, powstającą w wyniku wietrzenia granitu. Ich maksymalna prędkość wynosi do 76,3 m/s. Rejestrowano także „ciągłe strumienie” okruchów o średnicy 10, a nawet 20 mm (Hayness i in. 1998).

W wyniku gelideflacji powstają wiatrowe grunty strukturalne, które są najpowszechniej występującymi formami współczesnego peryglacjału. Należą do nich „*deflation scars*” – blizny deflacyjne, „*wind strips*” – pasy eoliczne i „*wind-crescents*” girlandy i terasetki eoliczne (ryc. 19). Występują głównie na wierzchowinie, ale także na stokach powyżej 450 m n.p.m. (King 1968). Modelowanie wiatrowe jest widoczne głównie na stokach zachodnich i północno-zachodnich.

Blizny deflacyjne to pozbawione roślinności płyty na stoku wśród ciągłej pokrywy roślinnej, mające około 1 m szerokości i 2–4 m długości, wypełnione kaszą granitową o średnicy około 5 mm. Od strony zawietrznej ograniczone skarpą o wysokości 0,3 m (King 1968, 1971b).

Pasy eoliczne, a raczej girlandy eoliczne, to poprzeczne do kierunku wiatru pasy darni ograniczające od strony dowietrznej lekko spłaszczone pasy z odsłoniętym podłożem. Mają one wysokość 5–10 cm i szerokość 0,85–1,38 m. Pasy roślinne są powyginane łukowato, czasem poprzerywane. Na wierzchowinie, na wysokości 700–1000 m n.p.m., złożone są głównie ze zbiorowiska krzewinkowego *Callunetum* z *Calluna vulgaris* (m.in. Watt 1947; Metcalfe 1950; Ingram 1958; Hayness i in. 1998). Profil poprzeczny pasa roślinności jest podobny jak wydmy. W związku z tym, ich genezę przypisuje się selektywnej kolonizacji przez roślinność miniaturowych wydmy lub fał piaszczystych, powstałych w okresie małej epoki lodowej, na powierzchni stoku całkowicie pozbawionej roślinności (Bayfield 1984; Ballantyne, Harris 1994). Wyniki badań ruchu w obrębie pasów wiatrowych wskazują na to, że pasy roślinne przemieszczają się w kierunku wiatru, wskutek wywiewania materiału mineralnego. 65% materiału frakcji 5–10 mm jest przemieszczane w tempie $7,1 \pm 11,3$ cm/rok i aż 92% materiału frakcji 2–3 mm w tempie 9,5–6,2 cm/rok (Bayfield 1984).

Terasety tworzą wyraźne stopnie porośnięte darnią. Nachylenie czoła terasety wynosi 30° , a powierzchni 5° . Ich wysokość i szerokość są zmienne i wynoszą odpowiednio 0,3–2,0 m i 0,5–4,0 m. Terasety rozwijają się w wyniku współdziałania wiatru i spełzywania mrozowego na stokach o nachyleniu około 6 – 31° . Są formami powszechnymi (Metcalfe 1950; King 1971a). Obecność roślinności na ich czole opóźnia spełzywanie gruzu i w ten sposób rozwijają się stopnie. Chociaż nie jest pewne, czy stanowią one dalsze stadium rozwoju pasów, czy są wynikiem selektywnej kolonizacji osłoniętych od wiatru części pasa i jego powiększenia (Ballantyne, Harris 1994).

Materiał wywiewany z przełęczy i grzbietów jest transportowany i składany po zawietrznej, wschodniej stronie grzbietu. Wielkość akumulacji materiału zmienia się z odległością od grzbietu i wynosi w górach zachodniej Szkocji 10–300 g/m²/rok. Równocześnie materiał jest wywiewany z miejsc jego akumulacji i krawędzie nie chronionych darnią warstw piaszczystych cofają się w tempie 25–30 mm/rok (Ballantyne, Harris 1994).

6.4.6. PROCESY I FORMY NIWALNE

Niwacja w masywie Cairngorms jest współcześnie aktywna, ale jej efektywność morfologiczna jest kontrowersyjna (Ballantyne 1996; Hayness i in. 1998). Szczególnie na stokach zawietrznych widoczne są liczne, różnej wielkości i kształtów zagłębienia, które są zajmowane przez płyty śnieżne i przekształcane przez procesy niwacji (tab. 26). Niektóre z nich posiadają ciągłą pokrywę roślinną. Krawędzie większości form są pozbawione roślinności, a w

dnie występuje gruzowy bruk niwalny, który wskazuje na aktywność procesów niwacji. Na stoku poniżej nisz niwalnych, zazwyczaj występują wyraźne loby soliflukcyjne, co w świetle wyników badań alpejskich wiąże się z wpływem wody roztopowej (np. Jasche i in. 1997, 2003). Jedną z największych, współcześnie aktywnych form jest nisza niwalna Ciste Mhearaid (1100 m n.p.m.) położona jest na wschodnim zawiętrznym stoku Cairn Gorm. Formy niwalne rozwijały się bardziej intensywnie w okresie małej epoki lodowej, o czym świadczy zwiększone tempo sedymentacji na stożku poniżej niszy Ciste Mhearaid, wynoszące minimalnie 0,1 cm/rok. Ponadto dane historyczne wskazują na liczną obecność wieloletnich płatów śnieżnych w tym czasie, szczególnie w okresie XVII–XIX wieku (Christianssen 2000). Natomiast wały niwalne w Cairngorms są formami reliktowymi (Ballantyne, Harris 1994; Ballantyne 1996).

6.4.7. PODSUMOWANIE

W „morskiej odmianie” środowiska peryglacialnego w Cairngorms wiatr jest dominującym czynnikiem morfogenetycznym. Przyczyniając się do nierównomiernego rozmieszczenia pokrywy śnieżnej, wpływa na lokalizację form niwalnych, a poprzez wodę roztopową także form *stricto* peryglacialnych. Ponadto silne wiatry występują tu przez cały rok, natomiast mróz działa głównie wiosną i jesienią.

Rzeźba peryglacialna dominuje w krajobrazie tych gór, ale głównie ze względu na obecność dużych dobrze wykształconych i zróżnicowanych form reliktowych, od ostańców skałkowych, poprzez blokowiska, duże poligony i pasy sortowane, formy soliflukcyjne i niwalne.

Wśród aktywnych form peryglacialnych powszechnie występują formy soliflukcyjne i eoliczne, które tworzą zwarte „płaty” na stokach. Liczne są tu również nisze niwalne, a raczej zagłębienia niwalne utrwalone darnią. Inne aktywne formy peryglacialne występują sporadycznie i są mało zróżnicowane. Nie ma lodowców gruzowych ani wałów niwalnych.

Wykształcenie współczesnej rzeźby peryglacialnej wskazuje na to, że procesy eoliczne i soliflukcja są powszechne, z dominacją procesów eolicznych, które przekształcają także formy soliflukcyjne. Z kolei niezbyt liczne występowanie aktywnych form sortowania mrozowego wskazuje na graniczne środowisko peryglacialne. Wysokie opady sprawiają, że istotne znaczenie we współczesnym modelowaniu rzeźby mają również spływy gruzowe i lawiny (m.in. Luckman 1992, Ballantyne, Harris 1994)

Wśród gór wysokich Europy podobny sposób współczesnego rozwoju rzeźby peryglacialnej występuje w Masywie Centralnym, gdzie także dominują niwacja, procesy kriogeniczne oraz deflacja (Valadas 1984; Krzemień, Sobiecki 2004).

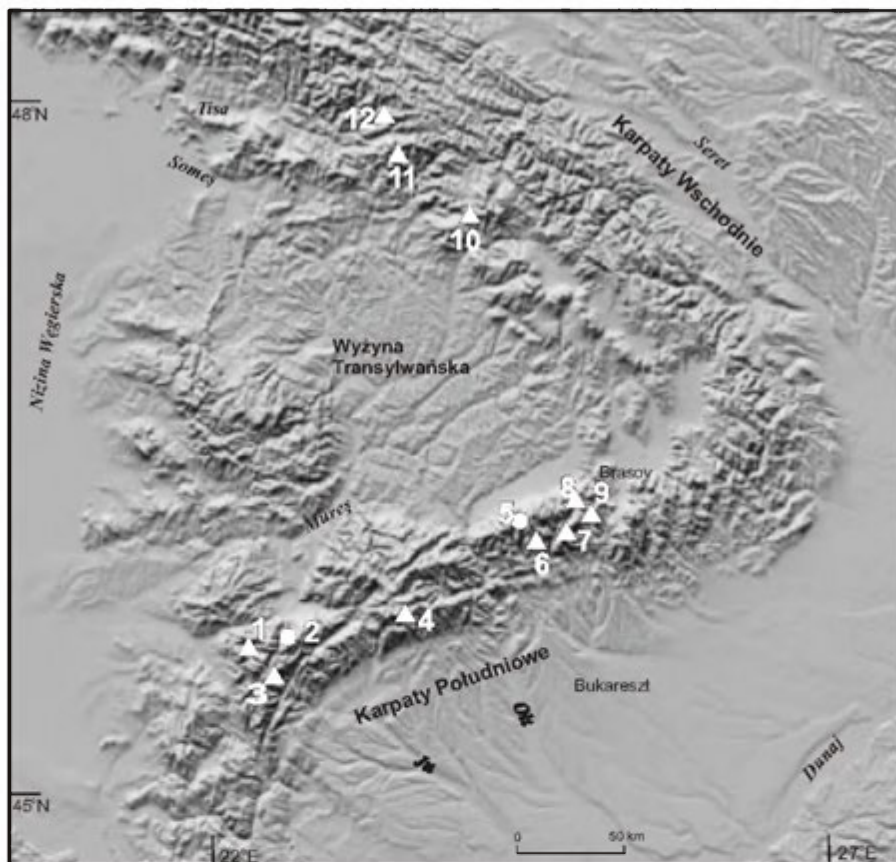
6.5. KARPATY POŁUDNIOWE

6.5.1. WPROWADZENIE

W południowej części Karpat aktywne formy peryglacialne występują w najwyższych masywach takich jak Făgăraș, Retezat oraz w Bucegi, Parîng, Izer, Leaota, Pietra Craiului, Godeanu i Tarcu, a także w masywach Maramureș i Rodnei położonych w północnej części Karpat rumuńskich. W wymienionych masywach (ryc. 20), procesy peryglacialne dominują w systemie denudacyjnym obszarów ponad górną granicą lasu, głównie na wysokościach 1700–1900 m n.p.m. Obszary te są współcześnie modelowane przez procesy krioniwalne, odzwierciedlające sezonowy rytm zmian temperatury (Niculescu, Nedelcu 1961; Iancu 1961; Morariu, Mac 1974; Niculescu 1979, 1994). Jakkolwiek M. Florea (1998) przyjmuje, że formy rzeźby krioniwalnej w masywie Făgăraș są głównie wynikiem oscylacji dobowych, zachodzących szczególnie wiosną w maju.

W Karpatach rumuńskich liczne są reliktowe formy rzeźby peryglacialnej. Geomorfolodzy rumuńscy wyróżniają dwa typy reliktywnej rzeźby krioniwalnej: a/ typ charakterystyczny dla masywów Godeanu i Tarcu, który cechuje występowanie spłaszczonych, pokrytych blokowiskami wierzchowin i grzbietów, rozciętych cyrkami lodowcowymi, gdzie w dnach rozwinęły się zespoły form o innej genezie, b/ typ charakterystyczny dla masywów Făgăraș, Retezat, Parîng i Rodnei, który cechuje występowanie wąskich grani, kotłów lodowcowych i żłobów oraz bardziej urozmaiconą rzeźbę (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1979; Niculescu 1979).

W Karpatach Południowych prawdopodobna jest obecność wieloletniej zmarzliny (Urdea 1988, 1993; Voiculescu 2000; Dobiński 2005). Wskazuje na to obecność nieaktywnych lodowców gruzowych w masywach Retezat, Tarcu, Parîng i Făgăraș, ujemna średnia roczna temperatura powietrza powyżej 2000 m n.p.m. oraz temperatura wód wypływających z lodowców gruzowych w lecie, równa 1,2–1,8°C (Urdea 1992, 1993). Prawdopodobieństwo występowania zmarzliny potwierdzają wyniki badań BTS, na noszących ślady przemieszczania blokowiskach na stokach Judele (2200 m n.p.m.) w Retezacie, a także temperatura, wypływającej z nich wody, wynosząca latem od 0 do 1°C oraz obecność kryształów lodu pomiędzy głazami w tym czasie (Kern i in. 2004).



Ryc. 20. Lokalizacja obszarów badań w Karpatach Rumuńskich. Oznaczenia: koło – badania autorki, trójkąt – badania innych autorów 1 – Tarcu, 2 – Retezat, 3 – Godeanu, 4 – Parîng, 5 – Făgăraș, 6 – Izer, 7 – Leaota, 8 – Piatra Craiului, 9 – Bucegi, 10 – Calimani, 11 – Rodnei, 12 – Maramureș. Model wysokościowy terenu GTOPO30 ze strony <http://www.landcover.org>.

Location of study sites in the Romanian Carpathians. Signs: circle – sites studied by the author, triangle – sites studied by other researchers. 1 – the Tarcu, 2 – the Retezat, 3 – the Godeanu, 4 – the Parîng, 5 – the Făgăraș, 6 – the Izer, 7 – the Leaota, 8 – the Piatra Craiului, 9 – the Bucegi, 10 – the Calimani, 11 – the Rodnei, 12 – the Maramureș. Digital elevation model GTOPO30 from <http://www.landcover.org>.

6.5.2. WSPÓŁCZESNA RZEŻBA PERYGLACJALNA

Podstawową trudnością w analizie współczesnej rzeźby peryglacjalnej Karpat Południowych jest brak, pomimo bogatej literatury, wyraźnego podziału form rzeźby peryglacjalnej na aktywne i nieaktywne oraz niewielka liczba danych ilościowych charakteryzujących procesy. Badania autorki w masywach Făgăraș i Retezat dostarczyły również jedynie danych jakościowych w tym zakresie.

6.5.2.1. DZIAŁALNOŚĆ MROZU

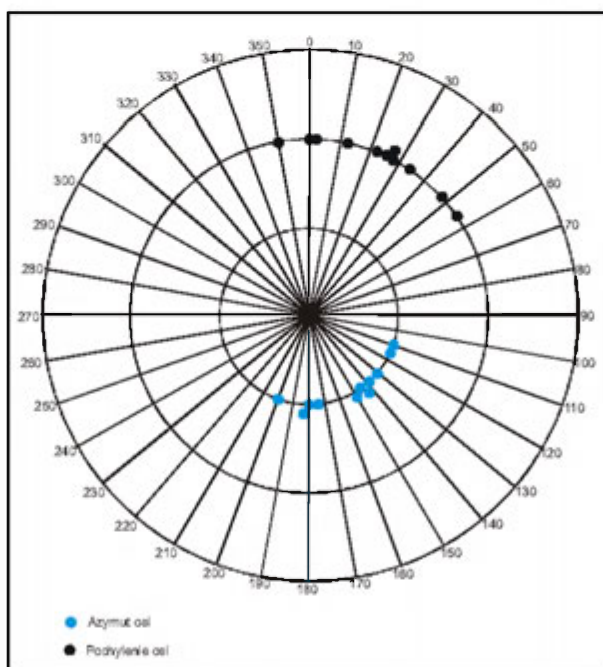
Współczesna aktywność wietrzenia mrozowego, głównie w postaci gelifrakcji obserwowana jest jedynie na najwyższych grzbietach, najwyższych masywów, takich jak Făgăraș i Izer (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Florea 1998), Retezat i Tarcu (Niculescu, Nedelcu 1961) oraz Leaota i Piatra Craiului (Nedelcu 1964). Gelifrakcja zachodzi w strefie alpejskiej, tzn. powyżej 1700 m n.p.m. w Karpatach Wschodnich i powyżej 1900–2000 m n.p.m. w Karpatach Południowych (Niculescu 1994), głównie w okresie wiosny i jesieni (Florea 1998). Znacznie częściej występuje na zimniejszych stokach północnych, gdyż na przykład w masywie Făgăraș różnice temperatur pomiędzy stokami południowymi i północnymi wynoszą 15–20°C (Florea 1998). Wietrzenie mrozowe wraz z odpadaniem przyczynia się do rozwoju ostrych grani (*custuri*) i mikroreliefu typu ostańców, przybierających kształt igieł czy piramid (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Florea 1998), a także ścian i stoków skalnych. Wietrzenie przygotowuje również materiał gruzowy procesom grawitacyjnym, które modyfikują stoki, poprzez rozwój żlebów i rynien w górnej części stoków i akumulację materiału gruzowego u podnóży (Niculescu 1994). Według M. Florea (1998) gruz powstający w wyniku dezintegracji skał wskutek wietrzenia mrozowego, zasila istniejące na grzbietach i stokach pola gruzowe, które zasadniczo zostały uformowane w okresie plejstocenijskim.

Z materiału dostarczanego przez wietrzenie i odpadanie formowane są stożki i stoki piargowe. Współcześnie są one aktywne jedynie w piętrze alpejskim i najwyższych partiach gór Făgăraș (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Florea 1998), Retezat, Tarcu, Godeanu (Niculescu, Nedelcu 1961), Piatru Craiului (Nedelcu 1964), Leaota (Nedelcu 1964; Murătoareanu, Tanislav 2004) oraz Rodnei, gdzie występują największe stoki gruzowe w dolinie Piatra Rea (Niculescu, Nedelcu 1961; Tufescu 1966; Sircu 1978), Tempo akumulacji materiału, pochodzącego z wietrzenia fizycznego i odpadania w obrębie ścian skalnych, w zbudowanym głównie z granitów Retezacie, wynosi 0,32 mm/rok (Urdea 2000). Świeży materiał gruzowy widoczny głównie w górnej części stoków gruzowych, najczęściej na stokach o ekspozycji północnej, co stwierdziłam, zarówno w Retezacie, jak i w Făgărașu.

W najwyższych partiach gór, powyżej 2000 m n.p.m. obserwowała autorka w masywie Făgăraș na zacięzionych stokach piargowych, z wieloletnimi płatami śniegu, mini loby gruzowe, sortowane, o długości 2–3 m, szerokości 0,9–1,3 m świadczące o przekształcaniu tych stoków przez spływanie mrozowe i geliflukcję. Loby te zbudowane były z pionowo ustawionych okruczków skalnych, o średnicy 2–3 cm i obramowane u czoła większymi okruczka-

Tabela 27. Charakterystyka form mrozowych w masywach Karpat Południowych

Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.)	Cechy form i stoku	Autor
Făgăraș, Paltinu	2350	pierścienie o średnicy < 1 m, krąg kamienny, w środku drobny materiał, gleby poligonalne, reliktywne, pokryte ziołoroślami, występują na płaskich, szerokich grzbiętach	Sircu (1978)
Tarcu	2170–2190	poligony o średnicy 2 do 4-6 m, w centrum drobny materiał, girlandy kamieniste o szerokości ok. 30 cm, nieaktywne, utrwalone przez roślinność	Niculescu, Nedelcu (1961)
Tarcu	1500	poligony na stokach o ekspozycji zachodniej	Niculescu, Nedelcu (1961)
Retezat	2485	pierścienie o średnicy 2-4 m, w centrum drobny materiał, girlandy kamienne o szerokości kilkudziesięciu cm, nieaktywne, utrwalone przez roślinność	Niculescu, Nedelcu (1961)
Retezat, Dol. Zlatna	2100	miniaturowe grunty strukturalne, świeże, średnica 0,2–0,3 m	autorka
Făgăraș, przeł. Lăitel	2240	tufury, średnica 0,5 m, stok o nachyleniu 5–7°	autorka



Ryc. 21. Orientacja i azymut osi najdłuższej okruchów na stoku piargowym pod ścianami Porta Arpasului (górną część doliny Fundu Capra, Făgăraș) stok o ekspozycji południowej, najdłuższa średnica okruchów wynosi od 39–120 cm

Azimuth and inclination of longest axis of boulders on talus slopes below rockwalls of the Porta Arpasului (the upper Fundu Capra valley, Făgăraș massif); south-facing slopes, maximum diameters of boulders is 39–120 cm

mi o średnicy kilkunastu centymetrów, również prawie pionowo ustawionymi. Podobne formy udokumentował E. Nedelcu (1964) na wysokości 2000–2200 m n.p.m., w Piatra Craiului, Izer i Leaota. O aktywności spełzywania mrozowego na stokach piargowych w masywie Făgăraș świadczy także ułożenie gruzu (ryc. 21). Tempo spełzywania gruzu mierzone w granitowym masywie Retezat (stoki Bucury, piętro alpejskie) wynosiło 9–17 cm/rok (Urdea 2000).

Rozwój gruntów strukturalnych związanych z działaniem mrozu współcześnie ogranicza się głównie do miniaturowych gleb strukturalnych, jakie obserwowała autorka w Retezacie w dniu cyrku lodowcowego Stirba w dolinie Zlatna czy w Dolinie Sambata w górach Făgăraș. Są to podobnie jak w Tatrach formy o średnicy mniejszej od 0,5 m, złożone z pierścienia gruzowego otaczającego środek z drobnego materiału. Niekiedy ich centralna część jest zadarniona. Formy większe w pełni wykształcone (tab. 27) są reliktowe. Inicjalne poligony w obrębie bruków niwalnych obserwowała autorka, np. w masywie Făgăraș, w dolinie Fundu Capra na wysokości 2300 m n.p.m.

Podobnie jak w Alpach czy Tatrach rozwój miniaturowych gruntów strukturalnych w Karpatkach Południowych może być związany z lodem włóknistym. P. Urdea (2000) na podstawie badań w Retezacie, stwierdził, że amplituda podnoszenia materiału przez lód włóknisty wynosi przeciętnie kilka centymetrów, a maksymalnie 13,5 cm. Zachodzi głównie zimą i wiosną (grudzień–marzec), gdy wahania temperatury powietrza sięgają niemal 30 °C.

Lód włóknisty przyczynia się także do rozwoju tufurów (Urdea 2000), które powszechnie występują w obszarze powyżej lasu, tworząc skupiska na terenie płaskim lub o niewielkim nachyleniu. Kopczyki tufurów są niewielkie, ich średnica wynosi 40–70 cm, a wysokość 30–50 cm. Mniejsze formy kopczyków występują także na pastwiskach i mogą mieć pochodzenie antropogeniczne (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Tufescu 1966; Sircu 1978; Murătoareanu, Tanislav 2004) Formy aktywne położone są w płytkich zagłębieniach terenu, gdzie jest bardziej wilgotno, na wysokościach pomiędzy 1500–1900 m n.p.m. (Niculescu, Nedelcu 1961).

6.5.2.1. FORMY SOLIFLUKCYJNE

W Karpatkach Południowych największe znaczenie wśród współczesnych procesów peryglacjalnych ma soliflukcja. Aktywność procesu soliflukcji jest skoncentrowana w okresie wiosny. Na stokach południowych zachodzi głównie od kwietnia do maja, a na stokach północnych od kwietnia do czerwca (Niculescu, Nedelcu 1961; Urdea 1995). Czynnikiem wspomagającym jest woda roztopowa (Nedelcu 1964). Nachylenie stoków, na których działa soli-

flukcja wynosi 1–25°. Ponadto, szczególnie jesienią, widoczny jest udział lodu włóknistego w przemieszczaniu materiału. Brak ilościowych danych nie pozwala precyzyjnie ocenić jego morfologicznej roli, podobnie jak roli spływania mrozowego.

W wyniku soliflukcji rozwijają się formy teras albo girland, lobów, mikroterasetek oraz rynny i nabrzmienia związane z orającymi głazami (tab. 28). Większość z nich ma pokrywą darniową (Fot. 9). Terasetki soliflukcyjne, o rozmiarach kilkudziesięciu centymetrów są najpowszechniej występującą formą soliflukcyjną, spotykaną powyżej górnej granicy lasu (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Tufescu 1966; Sircu 1978; Florea 1998; Urdea 2000). Większe formy teras albo girland uwarunkowane są bardziej obecnością drobnego materiału w pokrywach zwietrzelinowych, stąd częściej rozwijają się w masywach, gdzie w podłożu występują skały, które w procesie wietrzenia dają więcej drobnej zwietrzliny np. łupki krystaliczne w Făgăraș (ryc. 22). Terasy albo girlandy w masywie Făgăraș są co najmniej kilkadziesiąt metrów długie, a ich czoła są zadarnione (Fot. 9). Natomiast powierzchnia tych form jest często pozbawiona darni. Wtedy tworzy ją mieszanina płaskich okruchów skalnych i drobnych frakcji materiału. Formy te występują w górnej części stoku lub na szerokich grzbietach i przełęczach, powyżej 2000 m n.p.m. Z kolei loby soliflukcyjne są formami rzadziej spotykanymi. Liczne loby i terasy soliflukcyjne z czołami głazowymi (*stone-banked*) są współcześnie formami nieaktywnymi (Niculescu, Nedelcu 1961; Florea 1998; Urdea 2000). Świadczy o tym także obecność porostów na głazach.

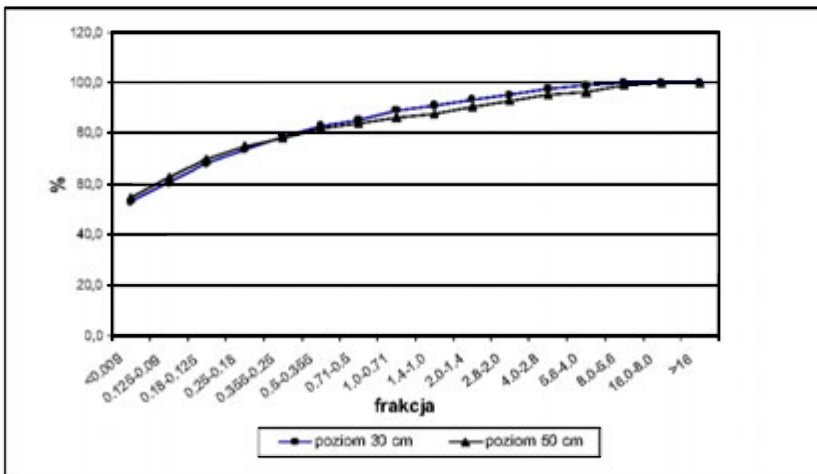
W zbudowanym z granitów masywie Retezat soliflukcja ma mniejsze znaczenie, w porównaniu ze spływaniem pokryw (także pokryw gruzowych) oraz procesami mrozowymi (podnoszenie mrozowe, wymarzenie, działalność lodu włóknistego). Soliflukcja jest aktywna powyżej 1600 m n.p.m., czyli powyżej izotermi 0°C, i występuje głównie poniżej stoków piargowych. Wskutek jej działania powstają przede wszystkim mikro- i mezofomy terasetek (Urdea 2000).

Orające głazy o różnych rozmiarach są podobnie, jak tufury wśród form mrozowych, powszechnie spotykane w piętrze alpejskim i subalpejskim wysokogórskich masywów Karpat rumuńskich (Niculescu 1965; Morariu i Savu 1966). Różnią się wielkością rynien i wałów powstających w wyniku ich spływania. Tempo ruchu głazów wynosi od 1,0 do 7,0 cm/rok (Urdea, wiadomość ustna).

O znaczeniu soliflukcji we współczesnym modelowaniu omawianych obszarów świadczy fakt, że obliczone średnie tempo związanej z nią denudacji, w okresie postglacjalnym, w masywie Făgăraș wynosi 1,6 mm/rok i jest wyższe od tempa erozji (Florea 1998).

Tabela 28. Aktywne formy soliflukcyjne w Karpatach Rumuńskich

Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.)	Nachylenie, ekspozycja stoku	Forma	Autor
Făgăraș, Palintu	2300	W	terasetki poniżej niszy niwalnej, szer. 0,2–0,5 m, wys. czoła 0,1–0,2 m	autorka
Făgăraș, szczyt Palintu	2300	15–20°	łob soliflukcyjny, 3 m szer., 3–4 m dł., 0,7–1,0 m wys. czoła, zwietrzelina gliniasta z poj. okruciami	autorka
Făgăraș, przełęcz Lăitel	2320	10–20°	terasa-girlanda, szer. 2 m, wys. ~1m, powierzchnia płaska, kamienista, mokra i ruchoma, krawędź zadawniona, nach. 30–40°	autorka
Făgăraș	2300–2100 2100–1900		terasy o szerokości 0,5–1,5 m	Nedelcu (1964), Florea (1998)
Retezat	>1600	1–3° do 20–25°	mikro i mezorelief – terasetki poniżej stoków piargowych	Urdea 2000
Retezat, Dol. Złata, Stirba	2110	stoki SW 20°	terasetki, czoło zadarnione, pow. gruzowa, szer. 0,3–0,5 m, wys. czoła 0,3–0,5 m	autorka
Rodnei, Izer, Leaota, Piatra Craiului			terasetki	Sircu (1978), Tufescu (1966), Nedelcu (1964) Murătoreanu, Tanislav (2004)
Godeanu	2000–2500	stoki SW <15–20°	nieregularne girlandy, szer. 0,5–1,5 m, wiele metrów długie, terasetki	Niculescu, Nedelcu (1961)
Muntelui Mic	1600–1700	15–20°	orażące głazy 4–8 m ³ , rymna 3–5 m długa	Niculescu, Nedelcu (1961)



Ryc. 22. Skład mechaniczny pokryw na stoku modelowanym przez soliflukcję w masywie Făgăraș, wys. 2300 m n.p.m., przełęcz Palintu

Grain-size composition of covers on the slope modelled by solifluction in the Făgăraș massif, altitude 2300 m a.s.l., the Palintu pass

6.5.2.3. FORMY WSKAŹNIKOWE WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

Specyfiką Karpat rumuńskich jest występowanie strumieni gruzowych, form charakterystycznych dla gór o klimacie kontynentalnym (Haerberli i in. 1993; Harris 1994). E. Nedelcu (1964) uważa, że strumienie gruzowe leżące na powierzchni zrównania Borascu (2000–2200 m n.p.m.) w masywach Făgăraș, Piatru Craiului i Izer są mobilne, także współcześnie. Wątpliwości dotyczące prawdziwości tego stwierdzenia wynikają z obecności plech porostów, jakie obserwowała autorka na głazach, z których te strumienie gruzowe są zbudowane.

W każdym z wysokogórskich masywów Karpat rumuńskich, od Maramureș (Ichim 1978) po Retezat (Urdea 1991, 1992, 2000), występują lodowce gruzowe różnych kształtów, leżące w dnach dolin i u podnóży stoków piargowych. Są to formy o rozmiarach kilkuset lub więcej metrów, np. w masywie Paring ich szerokość wynosi 280–840 m, a długość 600–1800 m (Urdea 1992). Tylko nieliczne z nich są zaliczane na podstawie pośrednich przesłanek do tzw. nieaktywnych (tab. 29), jednakże dotychczas nie przedstawiono wyraźnych dowodów w postaci badań geofizycznych lub wierceń na obecność w nich jądra z wieloletnią zmarzliną.

Tabela 29. Rozmieszczenie aktywnych i nieaktywnych lodowców gruzowych w Karpatach Rumuńskich

Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.)	Cechy środowiska	Formy	Autor
Karpaty Południowe, Godeanu, Retezat, Paring, Făgăraș	> 2000	temperatura wody z lodowca 1,2–1,8 °C	nieaktywne lodowce gruzowe	Urdea (1992)
Rodnei, dol. Puzdrele	2100–2250	stok ocieniony	aktywny łob gruzowy	Ichim (1978)
Făgăraș Arpasului Mic, Pietroasa, Domaniei, Negoiu, Paltinu, Podagres, Muchiei Izvoru Doamnele, Grohotisului Tunsul	2100–2200	temp. wody z lodowca 0°C, zmiany lodowców w okresie 30 lat widoczne na zdjęciach lotniczych	14 dużych lodowców gruzowych, typ <i>active/inactive</i>	Florea (1998)
Retezat, doliny: Pietrele, Galesul, Rea Judele	2200–2250	stok ocieniony, 50–70 cm grube jądro z lodem interstycjalnym	aktywne lodowce gruzowe, dł. 100–150 m, szer. 20–30 m, wys. 2–5 m	Ichim (1978)

6.5.2.4. FORMY NIWALNE

W strefie wysokogórskiej Karpat, tzn. powyżej 1700 m w Karpatach Wschodnich i powyżej 1900–2000 m n.p.m. w Karpatach Południowych, procesy kriogeniczne i niwalne tworzą mikrorelief niwalny, głównie w efekcie mechanicznego działania śniegu (nacisku, ześlizgiwania i lawin) oraz w mniejszym stopniu działania chemicznego poprzez rozpuszczanie i oksydację (Niculescu 1994). Morfologiczne działanie śniegu obejmuje w szczególności stoki o ekspozycji północnej i wschodniej, na których płyty śnieżne zalegają najdłużej ze względu na zacienienie lub dużą akumulację po zawiętrznej stronie grani (Nedelcu 1964; Florea 1998; Voiculescu 2000, 2002; Urdea 2000).

W masywie Făgăraș, gdzie niwacja ma duże znaczenie w modelowaniu stoków, pokrywa śnieżna pojawia się w grudniu, a maksymalną grubość, do 2 m w dnach cyrków glacialnych, osiąga w kwietniu. W okresie wiosny wszystkie zagłębienia na grzbietach i spłaszczeniach w obrębie stoku wypełnione są przez płyty śnieżne. Stąd też należy sądzić, że geneza i rozwój tych zagłębień są wynikiem niwacji. Znaczna część tych form jest jednak współcześnie całkowicie zadarniona i nie nosi śladów przekształcania przez niwację. Do tej grupy należą głównie większe formy, o wymiarach od kilkudziesięciu do kilkuset metrów (tab. 30). Wyjątkiem są fragmenty w ich obrębie, gdzie brak zwartej pokrywy roślinnej. Są one przekształcane przez procesy mrozowe i erozję uruchomioną przez wodę roztopową lub deszczową, podobnie jak w Tatrach (Rączkowska 1997a). W dnach niektórych nisz w masywach Făgăraș czy Retezat obserwowano bruki niwalne, w których mrozowe ruchy gruntu prowadzą do wykształcenia inicjalnych form gruntów strukturalnych, np. dolinie Fundu Capra.

Według obserwacji autorki współczesny rozwój mniejszych nisz niwalnych, o wymiarach od kilku do kilkudziesięciu metrów, ze względu na ich wykształcenie i położenie w obrębie stoku, jest prawdopodobnie, efektem erozji niwalnej, na stokach z pokrywą zwietrzelinową lub „akumulacji” na stokach gruzowych, głównie w piętrze alpejskim, jak to zostało stwierdzone w Tatrach (Rączkowska 1993, 1997a, b).

Oprócz nisz czy depresji niwalnych, poniżej ścian i stoków skalnych u podnóża stoków gruzowych występują wały niwalne (*potcoavale*) (Fot. 10). Formy wałów o wysokości kilku metrów, często łukowato wygięte, występują we wszystkich masywach wysokogórskich Karpat Rumuńskich (Niculescu, Nedelcu 1961; Tufescu 1966; Sircu 1978; Florea 1998; Urdea 2000; Murătoresanu, Tanislav 2004). Są to formy reliktowe, z których np. w masywie Parîng, mogły rozwijać się lodowce gruzowe jeszcze w okresie małej epoki lodowej (Urdea 1992, 1995). Współcześnie są one od strony wewnętrznej nadbudowy-

Tabela 30. Formy niwalne w Karpatach Południowych

Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.)	Forma	Długość (m)	Szerokość (m)	Wysokość (m)	Cechy stoku	Autor
Fag?raş	2100	mikrodepresje niwalne z brukiem	70 lub 10-tki	30	20–15	wierzchowina, grzbiet	Niculesu, Nedelcu (1961)
Fag?raş, Palintu	2300	nisza z brukiem w dnie. aktywna	20	15		stoki zach.	autorka
Retezat Tarcu Fag?raş, Izer		nisze niwalne podłużne poprzeczne najczęściej owalne,			2–5	wierzchowina, stoki	Niculesu, Nedelcu (1961), Nedelcu (1964)
Muntele Mic	1800	mikrodepresje niwalne	56	17	0,5–0,7	wierzchowina	Niculesu, Nedelcu (1961)
Muntule Mic Tarcu	1600–1700	mikrodepresje niwalne	200–300			stoki północne i zachodnie	Niculesu, Nedelcu (1961)
Retezat (Mariei, Gruniu)		mikrodepresje niwalne	250	100	10–15	wierzchowina, grzbiet	Niculesu, Nedelcu (1961)
Godeanu (Moraru, Scartisoara)		mikrodepresje niwalne	10-tki	10–15	3–4	wierzchowina, grzbiet	Niculesu, Nedelcu (1961)
Izer (Mare, Catun)	2100	mikrodepresje niwalne sinusoidalne	700		5–7	grzbiet	Niculesu, Nedelcu (1961)
Fag?raş (dol. Podagru, Bilea)	2200–2300	wały niwalne półkoliste	70	10	3–5	zacięzione stoki w cyrkach polodowcowych	Niculesu, Nedelcu (1961), Nedelcu (1964), Florea (1998), autorka

wane, z niewielką intensywnością, materiałem odpadającym ze ścian powyżej. Strona zewnętrzna jest przekształcana przez procesy spęływania, procesy mrozowe i soliflukcję.

Z obecnością śniegu wiąże się także działalność lawin. Najczęściej lawiny występują w maju i czerwcu, na stokach o ekspozycji od zachodniej do południowo-zachodniej. Największą efektywność morfologiczną wykazują lawiny z gruzem na stokach o nachyleniu 30–35° w masywie Făgăraș (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Florea 1998; Voiculescu 2002) i 40–45° w Retezacie (Urdea 2000). Lawiny transportują materiał zwietrzelinowy od grani do podstawy stoku, gdzie u wylotu różnej wielkości rynien lawinowych rozwijają się stożki lawinowe (Niculescu, Nedelcu 1961; Nedelcu 1964; Urdea 2000; Voiculescu 2002; Murătoareanu, Tanislav 2004).

6.5.3. PODSUMOWANIE

Działanie procesów peryglacjalnych w Karpatach Południowych obejmuje cały obszar powyżej górnej granicy lasu, gdzie występuje klimat peryglacjalny. Procesy związane z mrozem, zarówno wietrzenie fizyczne jak i mrozowe ruchy gruntu są ograniczone czasowo i przestrzennie. Działają zasadniczo od jesieni do wiosny, ale i w tym czasie poszczególne procesy wykazują znaczne zróżnicowanie okresu ich aktywności. Intensywność działania procesów mrozowych jest niewielka, sądząc po ilości i wykształceniu form rzeźby z nimi związanych. Najpowszechniej występującym procesem jest soliflukcja na stokach z pokrywą zwietrzelinową. Rodzaj form rzeźby, jakie powstają w efekcie jej działania, jest uzależniony od warunków lokalnych środowiska. Dobrze wykształcone formy soliflukcyjne występują na spłaszczeniach w obrębie stoków w partiach szczytowych.

6.6. WSPÓŁCZESNA RZEŻBA PERYGLACJALNA TATR

6.6.1. WPROWADZENIE

W Tatrach powyżej górnej granicy lasu, ok. 1500 m n.p.m., panują warunki klimatyczne (tab. 6), określane mianem umiarkowanej strefy peryglacjalnej (Jahn 1958, 1970b; Sekyra 1950; Lukniš 1973). Sprzyjają one działalności procesów peryglacjalnych, które są uznawane, za jedne z najważniejszych w przekształcaniu rzeźby tego obszaru (Kłapa 1980; Kotarba i in. 1987; Stan-koviński, Midriak 1998; Kotarba 2002). Dolna granica tej strefy była lokowana na wysokości 1650 m n.p.m. (Jahn 1958) lub 1750 m n.p.m. (Sekyra 1950), podczas gdy izoterma 0°C średniej rocznej temperatury powietrza przebiega na wysokości 1800 m n.p.m.

W odróżnieniu od Alp, Gór Skandynawskich czy Pirenejów w Tatrach nie występuje współcześnie zlodowacenie. Jedynie w Miedzianej Dolince istnieje mały lodowczyk (o powierzchni ok. 0,22 ha), z którym związana jest współczesna rzeźba glacialna (Rączkowska 2005). Natomiast przeciętnie w okresie od maja do lipca w Tatrach zalegają liczne płyty śnieżne (Rączkowska 1993), a na zacienionych stokach, najczęściej pomiędzy 1900–2100 m n.p.m., wieloletnie płyty śnieżne (Rączkowska 1997a; Wiśliński 1996). W podobnej wysokości występują także płyty wieloletniej zmarzliny (Dobiński 1997a, b, 2004; Mościcki, Kędzia 2001; Kędzia 2004; Dobiński 2004; Gądek, Żogała 2005).

Procesy peryglacjalne działające w strefie peryglacjalnej są związane głównie z mrozem i śniegiem. Wśród nich występują procesy wietrzenia, sortowania, podnoszenia i spęływania mrozowego, a także proces geliflukcji, związane z mrozem oraz niwacji i działalności lawin, związane ze śniegiem. Na przebieg wymienionych powyżej procesów oraz rozwój związanych z nimi form rzeźby, mają ponadto wpływ inne czynniki morfogenetyczne takie jak woda opadowa i roztopowa oraz wiatr. Problemem jest jednak jednoznaczne stwierdzenie, czy współczesna działalność procesów peryglacjalnych prowadzi do rozwoju form peryglacjalnych, które występują w Tatrach (tab. 31).

W wyniku badań geomorfologów polskich i słowackich, głównie w latach 50. XX wieku, uzyskano pierwsze rozpoznanie rozmieszczenia form peryglacjalnych i ich cech. Podejmowano także próby wyjaśnienia ich genezy w oparciu o dane jakościowe (Jahn 1947, 1950, 1958, 1970a; Sekyra 1950, 1954, 1960; Ksandr 1953, 1954; Pelišek 1953a, 1953b; Andrusov 1954; Gerlach 1959; Lukniš 1973). Zasadniczo formy peryglacjalne są niewielkie i rozproszone (ryc. 23), dlatego w większości, nawet na szczegółowych mapach geomorfologicznych, są zaznaczone punktowo (Lukniš 1973; Klimaszewski 1985; Kotarba 2002). Badania ilościowe współczesnych procesów geomorfologicznych, zapoczątkowane w Tatrach na przełomie lat 50. i 60. XX wieku (m. in. Gerlach 1959; Kłapa 1963, 1966; Kotarba 1976) stwarzają możliwość oceny współczesnej aktywności procesów peryglacjalnych i rozwoju form.

6.6.2. WIETRZENIE I JEGO EFEKTYWNOŚĆ

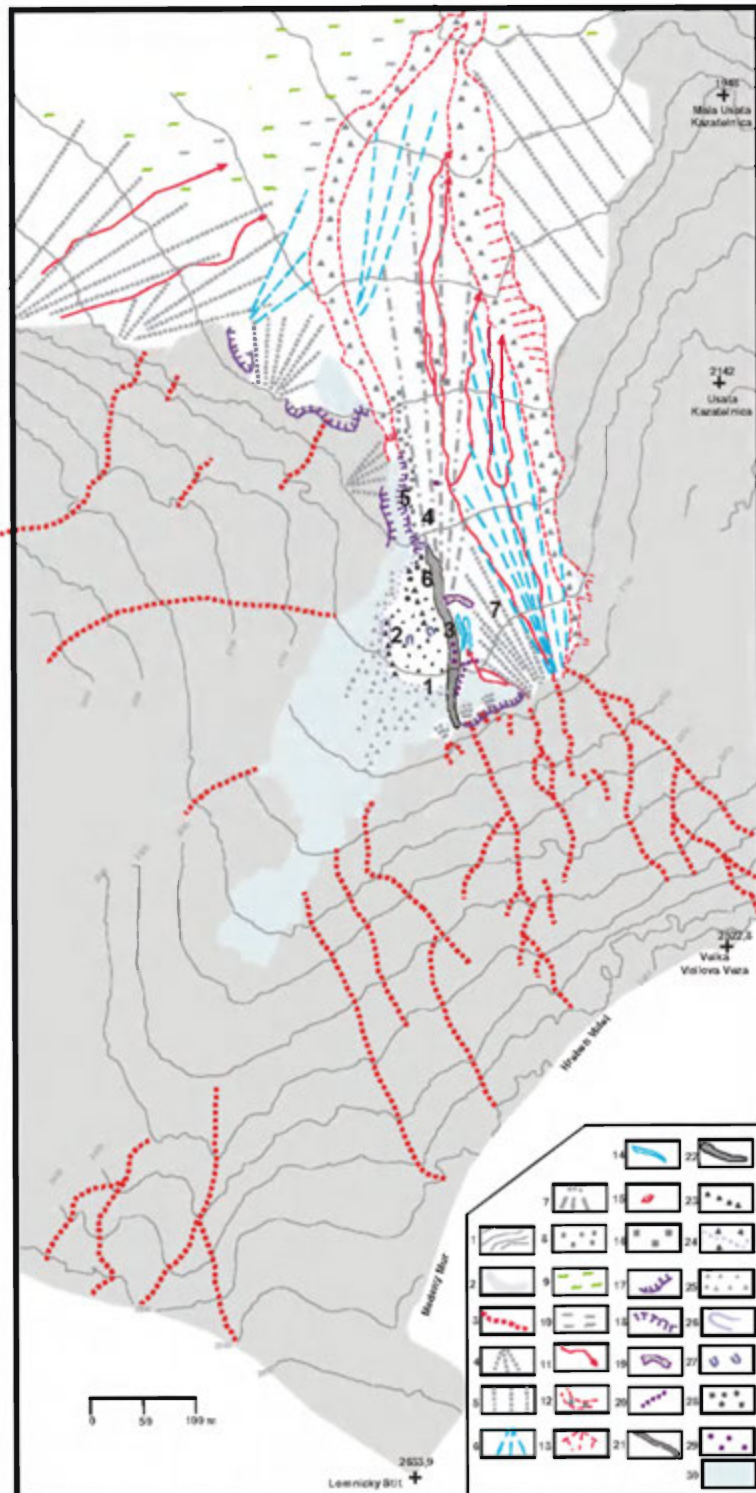
Wietrzenie mechaniczne zachodzi współcześnie w Tatrach, o czym bezpośrednio świadczy obecność pękniętych, pozbawionych porostów gładów, o wielkości od kilku do kilkudziesięciu decymetrów. Najkorzystniejsze warunki termiczne i wilgotnościowe dla wietrzenia fizycznego występują na wysokości 1700–2050 m n.p.m. w pobliżu średniej rocznej izotermy 0°C (Klimaszewski 1971). Powyżej, w piętrze seminiwalnym, liczba dni z temperaturą minimalną < -10°C jest największa (120), jednak pokrywa śnieżna chroni pod-

łoże przed aktywnością mrozu średnio przez 290 dni w roku (Hess 1965). Wietrzeniu sprzyjają znaczne amplitudy dobowe temperatury powierzchni gruntu, w miesiącach od maja do września. W piętrze alpejskim dochodzą one maksymalnie do 40°C (Rączkowska 1993). Wietrzenie zachodzi prawdopodobnie przy udziale wody roztopowej. Według M. Kłapy (1980) potencjalne

Tabela 31. Charakterystyka form peryglacialnych Tatr

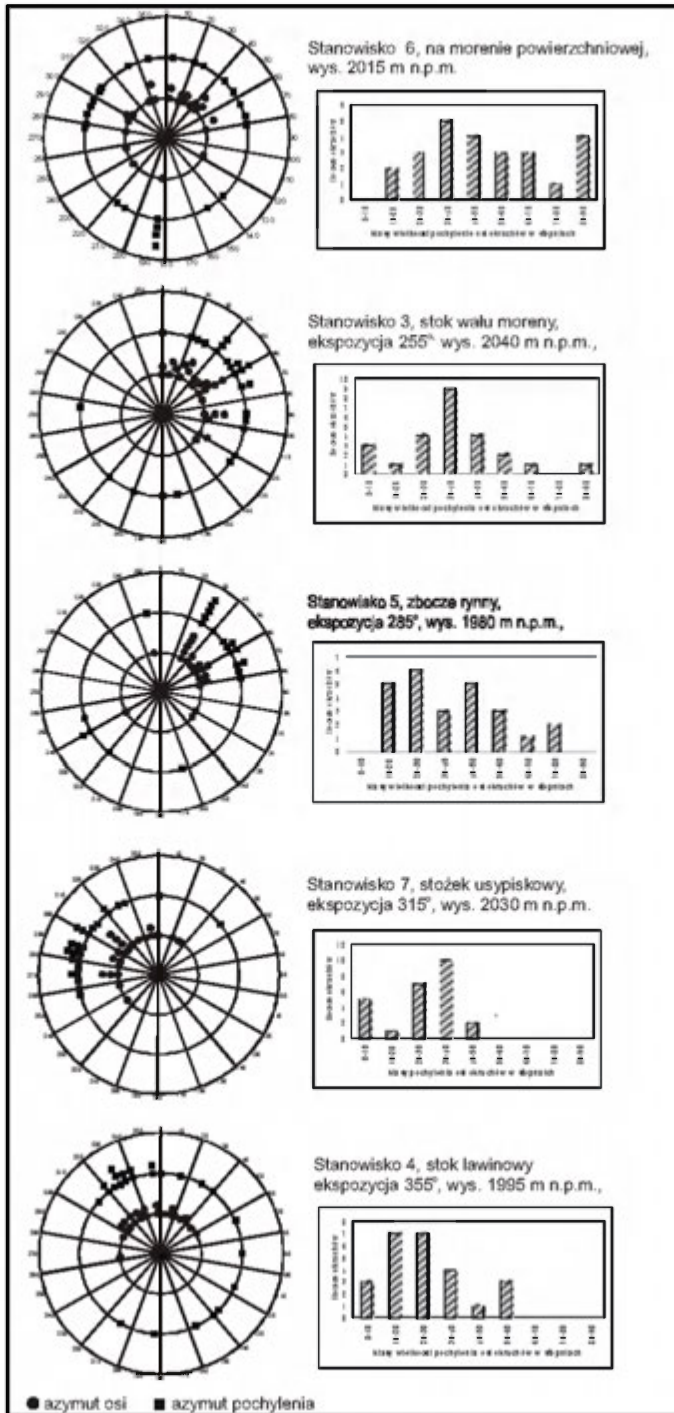
Formy peryglacialne	Lokalizacja (wysokość m n.p.m.)	Morfometria form	Autor
Pierścienie sortowane	Tatry Wysokie – Szatanowe jeziora, Hińczowe Oko (1950); Barania Kotlina (2180); Miedziana Kotlina (2050)	średnica 0,8–1,0 m, drobny gruz w środku otoczony wieńcem z głazów, bez porostów	Rączkowska (2002)
Poligony sortowane	Tatry Wysokie – Sławkowski Szczyt, południowe stoki; Wielka Świstówka, południowo-wschodnie stoki, (2040); przeł. Krzyżne (2112); przeł. Lucne (2168); Kryżna (2040); Gulały Wierch (2125) Hińczowe Oko (1950); dolina Pięciu Stawów Spiskich (2000); Skalne Pleso (1751) Tatry Zachodnie – przełęcz Łuczne i Niska	średnica do 3–7 m, porośnięte darnią; modelowane przez wiatr i mróz, reliktowe, średnica 0,5–3,5 m, świeży gruz na powierzchni średnica 0,5–3,5 m, zwietrzały gruz na powierzchni	Pelisek (1953a) Ksandr (1954), Jahn (1958) Andrusov (1954) Luknis (1973) Rączkowska (2002) Jahn (1958)
Pasy sortowane	Tatry Bielskie - Bujaczy W., Skalne Wrota, (1860-1960); Kopska przeł. (1930) Tatry Wysokie - przeł. Krzyżne (2130) Tatry Zachodnie – północne stoki i grzbiet Kamienistej (1840).	szerokość 0,4 m, szerokość 0,8 m, wys. 0,4 m szerokość 0,2–0,4m, wys. 0,3m	Pelisek (1953b) Ksandr (1954), Autorka Jahn (1958)
Miniaturowe gleby strukturalne	Tatry Bielskie - Bujaczy Wierch, stoki północne i północno wschodnie; Skalne Wrota, (1860-1960) Tatry Wysokie – grzbiet Wielkiej Kopy Koprowej (1948); Hińczowe Oko (1950) Tatry Zachodnie – Pysznińska przełęcz, Długi Uplaz	 średnica 0,4–0,6 m średnica 0,1–0,2 m, aktywne średnica 0,2–0,4 m, drobny gruz lub gleba z darnią w środku	Pelisek (1953b) Sekyra (1954) autorka Jahn (1958) autorka
Tufury	Tatry Bielskie - Kopska przełęcz (1750) Tatry Wysokie – północne stoki Małej Koszycy, (> 1600) Tatry Zachodnie - Gładkie Uplazińskie (1650-1700); Trzydniwiański Wierch (1740); Czerwony Grzbiet, Kominy Tylkowe (1500); Czerwone Wierchy (> 1800); Kobylarz, Wielka Świstówka (1600-1700); przełęcz Pysznińska (1787); dolina Pyszna (1600–1650), przełęcz Liliowe (1880); Kopa Magury	średnica 0,9–1,1 m, wysokość 0,6 m wysokość 0,2–0,3 m do 0,5 m, średnica 0,7–0,9 m	Sekyra (1950) Jahn (1958) Ksandr (1953) autorka

Loby soliflukcyjne	<p>Tatry Bielskie – Zadnie i Przednie Jatki, Belanska kopa (>1650–1750)</p> <p>Tatry Wysokie – Mała Koszysta, stoki północne (> 1600); przeł. Krzyżne (2130); próg cyrku Hńiczowego Stawu (1925); Miedziana dolinka (2000); Barania Kotlina (2180)</p> <p>Tatry Zachodnie - Gładkie Uplaziańskie (1700-1800); Kominy Tylkowe, południowe stoki, (1470); Rzędy, południowe stoki (1600-1700); Ciemniak-stoki północno-zachodnie; Giewont; przełęcz Liliowe; Kopa Magury; pn. stoki Błyszczca (1700-1800)</p> <p>dolina Pyszna (1650); przełęcz Pyszniańska (1800).</p>	<p>loby soliflukcji związanej szerokość 10–15 m, wys. czoła 0,7 m, loby gruzowe, szer. 3–5 m., dł. 7–10 m</p> <p>loby zadarnione, wysokość czoła 1–3,5 m, szerokość 10–15 m, tufury na powierzchni lobu</p> <p>loby gruzowe o szerokości 2–3 m, bez porostów, aktywne</p>	<p>Jahn (1958) autorka</p> <p>autorka</p>
Girlandy i terasetki soliflukcyjne	<p>Tatry Bielskie - Bujaczy Wierch (1850), Przednie Jatki (2011), Zdiarska Widła (2100); Skalne Wrota (1860-1960), Belanska Kopa (1730)</p> <p>Tatry Wysokie – dolina Pięć Stawów Spiskich (2000); grzbiet Koszystej (2000); Waksmundzki Wierch (2130), przeł. Krzyżne (2130); Świstówka (1870); Osterwa (1850); Klin (2020)</p> <p>Tatry Zachodnie – zachodnie stoki Kamienistej i przełęcz Pyszniańska; 1650 m n.p.m.; Czerwony Vrch 1820-1830 m n.p.m. Czerwone Wierchy, Kopa Kondracka</p>	<p>stopnie o wysokości 0,2–0,5 m</p> <p>krawędź trawiasta o wysokości 0,1–0,5 m, szer. 0,7–0,8 m, powierzchnia pozbawiona pokrywy damiowej, czoło zadarnione, aktywne</p> <p>terasetki – szer. 0,2–0,3 m, wys. 0,05–0,1 m, girlandy – szer. 0,4, wys. 0,5 m girlandy</p>	<p>Sekyra (1950) Lukniš (1973)</p> <p>Pelišek (1953a) Jahn (1958), autorka, Lukniš (1973)</p> <p>autorka</p> <p>Jahn (1958)</p>
Nisze niwalne	<p>Tatry Wysokie – nisze niwalne erozyjne i “akumulacyjne” w miejscu długiego zalegania płatów śniegu</p> <p>Tatry Zachodnie – rowy grzbietowe Suchy Kondracki Wierch, przełęcz Pyszniańska, Wołowiec, Czerwony Wierch, przełęcz Hlińska,</p>	<p>rozmiary kilku do kilkudziesięciu metrów, wyjątkowo bruk kamienny w dnie i loby soliflukcyjne poniżej szerokość kilka-kilkadziesiąt m, długość kilkadziesiąt m, bruki niwalne w dnach, aktywność mrozu na ich krawędziach</p>	<p>Rączkowska (1997a)</p> <p>Jahn (1958)</p>
Wały niwalne	<p>Tatry Wysokie - Wielki Kocioł Mięguszowiecki (2200); Zadnia Galeria Cubryńska (2200); Dolina Suchej Wody, Zadnie Koło (1970)</p>	<p>1–1.5 m wysokości</p> <p>inicjalne wały < 1 m</p>	<p>Rączkowska (1997a)</p>
Lodowce gruzowe	<p>Tatry Wysokie - Dolina Suchej Wody: Dwoisty Staw (1650-1700), Dubrawiska (1450-1500); Dolina Pańszczy (1770-1810); Dolina Buczynowa (1700-1800); Świstówka Roztocka (1730-1850); Dolina Mięguszowiecka (1950-2000) Tatry Zachodnie – Doliny Pyszna, Starorobociańska, Jarząbcza, Wyżnia Chochołowska</p>	<p>jęzory lub łopaty o dł. kilkuset m, reliktowe</p> <p>jęzor, nieaktywny reliktowe</p>	<p>Kotarba (1992b)</p> <p>Kędzia i in. (2004) (Kotarba i in. 1987)</p>
Pola gruzu (blokowiska)	<p>Tatry Wysokie - Skrajna Turnia, Pośrednia Turnia, Kozi Wierch, Kończysty, Gerlach, Solisko</p> <p>Tatry Zachodnie – Jarząbczy, Wołowiec, Kamienista, Starorobociański</p>	<p>duże płyty na wierzchołkach i stokach</p>	<p>Lukniš (1968)</p> <p>Jahn (1958)</p>



Ryc. 24. Mapa geomorfologiczna Miedzianej Kotliny. 1 – poziomice, 2 – ściany i stoki skalne, 3 – żełby skalne, 4 – stożki usypiskowe, 5 – hałdy usypiskowe, 6 – stożki napływowe, 7 – stok gruzowy modelowany przez lawiny, 8 – akumulacja świeżego gruzu, 9 – stok skalny proggu lodowcowego z pokrywą morenową i roślinną, modelowany przez spełzywanie i geli-flukcję, 10 – stok skalny proggu lodowcowego, 11 – małe rynny spływów gruzowych (0,3–1,0 m głęb., do 3 m szerokości), 12 – duże rynny spływów gruzowych (do 6 m szer.), 13 – krawędzie erozyjne, wys. >5m, 14 – języki spływów gruzowych, 15 – progi skalne, 16 – bloki skalne (wys. >1m), 17 – nisze niwalne, 18 – krawędzie nisz niwalnych wycięte w pokrywie gruzowej, 19 – reliktywne wały niwalne, 20 – aktywne wały niwalne, 21 – wał moreny czołowo-bocznej z okresu małej epoki lodowej, obecnie modelowane przez działalność mrozu, 22 – aktywny wał moreny czołowo-bocznej, 23 – wały morenowe w obrębie moreny powierzchniowej, 24 – morena powierzchniowa, 25 – okresowa morena powierzchniowa, 26 – inicjalny lodowiec gruzowy/lob soliflukcyjny, 27 – drobne loby swobodnej soliflukcji, 28 – zagłębienia termokrasowe o średnicy od 1 do kilku metrów, 29 – grunty strukturalne, 30 – wieloletnie płyty śniegu i lodowczyk, zasięg w lecie 2003 roku. Numery 1–7 oznaczają stanowiska do pomiaru ułożenia i mobilności gruzu. Podkład topograficzny L. Kolondra (2003).

Geomorphological map of the Miedziana Kotlina valley. 1 contour lines, 2 rockwall and rocky slopes, 3 chutes, 4 talus cones, 5 talus heaps, 6 alluvial cones, 7 debris slope modelled by avalanches, 8 accumulation of fresh debris, 9 rocky slopes of glacial step covered by moraine material and vegetation, modelled by gelifluction and soil creep, 10 rocky slope of glacial step, 11 small gullies of debris flows (0,3-1,0 m depth, do 3 m width), 12 large gullies of debris flows (up to 6 m width), 13 erosional edges, height >5m, 14 debris flows tongues, 15 rocky steps, 16 rocky blocks (height >1m), 17 nival niches, 18 edges of nival niches cut in debris cover, 19 relict protalus ramparts, 20 active protalus ramparts, 21 ridge of frontal-lateral moraine, formed in the Little Ice Age, at present modelled by frost action, 22 active ridge of frontal-lateral moraine, 23 moraine ridges within surface moraine, 24 surface moraine, 25 periodical surface moraine, 26 initial rock glacier or solifluction lobe, 27 small lobes of free solifluction, 28 thermokarst hollows with diameters form 1 to few metres, 29 patterned grounds, 30 perennial snow patches and tiny glacier (glacierette), state in summer 2003. Numbers 1 7 refer to the measuring sites of debris texture and dynamics. Topography after L. Kolondra (2003).



Ryc. 25. Struktura piargu w Miedzianej Kotlinie
Texture of debris on slopes in the Miedziana Kotlina valley

warunki do wietrzenia mrozowego istnieją w Tatrach przez około 138 dni roku. Zimą wietrzenie występuje jedynie w obrębie ścian skalnych, natomiast wiosną zachodzi na każdej powierzchni odsłoniętej spod śniegu. Latem jest to głównie wietrzenie insolacyjne prowadzące do warstwowego łuszczenia powierzchni skały oraz do rozpadu ziarnistego polegającego na produkcji „kaszki granitowej” wskutek rozluźnienia minerałów.

Aktywność wietrzenia fizycznego i odpadania potwierdzają wyniki pomiaru tempa cofania ścian skalnych. Jego wielkość porównywalna jest z innymi obszarami wysokogórkimi, poza strefą subarktyczną i arktyczną (tab. 7). Intensywność tego procesu jest większa na podłożu węglanowym, niż na podłożu zbudowanym ze skał krystalicznych. Najwyższe tempo cofania ścian skalnych stwierdzono w piętrze zimnym, na stokach eksponowanych na zachód. Tempo cofania stoków o ekspozycji wschodniej jest 10-krotnie niższe (Kotarba 1976). Badania lichenometryczne dowodzą pośrednio, że intensywność wietrzenia fizycznego i odpadania była wyższa w okresie małej epoki lodowej (Kotarba, Pech 2002).

Rozwój ścian i stoków skalnych wskutek wietrzenia i odpadania oraz stoków gruzowych w wyniku akumulacji odpadniętego materiału, przedstawiany w wielu pracach, został podsumowany przez A. Kotarbę i in. (1987). Jak dotychczas brakuje szczegółowych danych na temat rozwoju pokryw blokowych z wietrzenia *in situ*, tak jak np. w Alpach. Istniejące w Tatrach blokowiska są reliktove. Na powierzchni nieruchomych głazów skalnych, tworzących blokowiska, widoczne są plechy porostów.

6.6.3. WIELOLETNIA ZMARZLINA A FORMY PERYGLACJALNE W TATRACH

Badania nad relacją pomiędzy morfodynamiką stoku a wieloletnią zmarzliną prowadzono w Miedzianej Kotlinie, gdzie metodami geofizycznymi udokumentowano obecność wieloletniej zmarzliny w postaci pogrzebanego masywnego lodu (Gądek i in. 2006) oraz badaniami termicznymi jej obecność w postaci zamrożonego gruntu tzw. współczesnej wieloletniej zmarzliny (Gądek, Kędzia 2006).

Wyniki kartowania geomorfologicznego (ryc. 24), badania tekstury i struktury piargów (ryc. 25) wykazały zasadniczo brak relacji pomiędzy morfodynamiką stoku a obecnością pogrzebanego lodu. Formy wskaźnikowe wieloletniej zmarzliny (zagłębienia termokrasowe, loby gruzowe (inicjalny lodowiec gruzowy?) występują tylko w obrębie moreny powierzchniowej lodowczyka (Rączkowska 2005; Gądek i in. 2006). Obecność tzw. współczesnej wieloletniej zmarzliny przejawia się głównie w rozluźnieniu powierzchni wału more-

ny czołowo-bocznej lodowczyka (ryc. 24), w którym występuje. Widoczne są szczeliny o szerokości 1–2 cm pomiędzy głazami skalnymi a drobnym materiałem. Stwierdzono również występowanie sortowanych pierścieni. Przejawem panującego w tym obszarze surowego mikroklimatu jest obecność licznych płatów śnieżnych, zalegających również np. pod ścianami Koziego Wierchu, gdzie także udokumentowano zmarzlinę (Kędzia 2004). Prawdopodobnie szczytkowy charakter płatów wieloletniej zmarzliny sprawia, że nie rozwijają się typowe dla niej formy rzeźby np. lodowce gruzowe. Jej obecność sprzyja rozwojowi form peryglacialnych, chociaż rozwój gruntów strukturalnych jest ograniczony przez duże nachylenie stoków i brak drobnego materiału w składzie mechanicznym powierzchniowych warstw piargów. Również działalność lawin i procesów grawitacyjnych może zamazywać ewentualnie powstające formy.

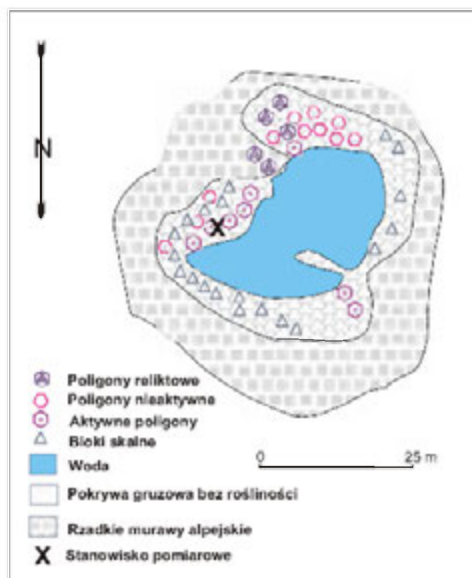
6.6.4. GRUNTY STRUKTURALNE

Grunty strukturalne w Tatrach mają postać poligonów sortowanych, pierścieni sortowanych, pasów sortowanych, miniaturowych gruntów strukturalnych i tufurów (Ksandr 1953, 1954; Sekyra 1954, 1960; Jahn 1958; Lukniś 1973; Rączkowska 2002b, 2003b, 2004a, b). Nie stwierdzono obecności czynnych poligonów niesortowanych, które są jednymi z form wskaźnikowych wieloletniej zmarzliny (Rapp 1982; Etzemüller i in. 2001). M. Lukniś (1973) dzieli grunty strukturalne na wielkie i małe poligony. Do małych poligonów zalicza sortowane pierścienie i formy o nieregularnych kształtach np. poligony w Hińczowym Oku (ryc. 23 i 26).

Formy sortowania mrozowego występują w dnach dolin, szczególnie w najwyższych piętrach, albo na szerokich przełęczach, w tych miejscach gdzie w budowie pokryw stosunkowo duży udział ma drobny materiał.

Pierścienie i poligony rozwijają się w miejscach wilgotnych, takich jak bezpośrednie otoczenie małych jezior, zagłębienia w obrębie wygładów lodowcowych zasilane głównie wodą roztopową i opadową oraz przedpola długozalegających i wieloletnich płatów śnieżnych zasilane wodą roztopową (Sekyra 1950, 1960; Pelišek 1953a, b; Ksandr 1954; Jahn 1958; Lukniś 1973; Rączkowska 2002b, 2003b, 2004a, b). Wyjątkowo wilgotność gruntu jest związana z topnieniem wieloletniej zmarzliny, jak np. w obrębie wału moreny czołowo-bocznej w Miedzianej Kotlinie (Rączkowska 2005; Gądek i in. 2006).

W Tatrach pierścienie są liczniejsze, ale mniejsze niż poligony (Fot. 11). Pojedyncze formy pierścieni lub ich skupiska spotyka się powyżej 2000 m n.p.m. Na tej wysokości według A. Jahna (1970a) przebiega dolna granica aktywnych form gruntów strukturalnych. Występują one na płaskich lub mało



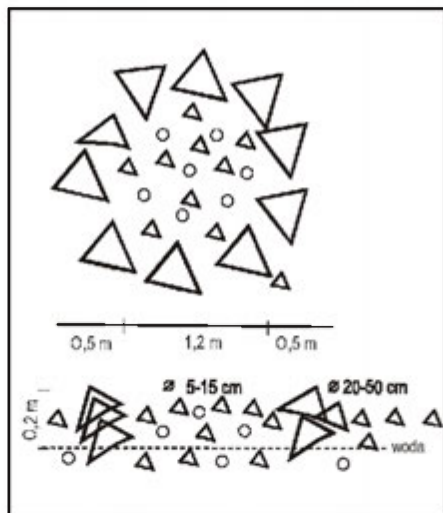
Ryc. 26. Szkic sytuacyjny gruntów strukturalnych w Hińczowym Oku, w Dolinie Mięguszwieckiej, w Tatrach Słowackich, wys. 1950 m n.p.m.

Sketch of patterned grounds in Hińczowe Oko lake, in the Mięguszwiecka valley, the Slovak Tatra Mts., altitude 1950 m a.s.l.

nachylonych powierzchniach ($0-2^{\circ}$), szczególnie w dnach cyrków lodowcowych Tatr Wysokich (tab. 31). Na przykład w wysoko zawieszonych cyrkach w Dolinie Kieżmarskiej Białej Wody (ryc. 23), z wyjątkiem tych o ekspozycji południowej, występują czynne pierścienie sortowane o średnicy $0,7-1,0$ m. Ich część centralna jest zbudowana z drobnego materiału i otoczona wieńcem złożonym z ostrokrawędzistego, świeżego gruzu o średnicy kilkunastu-kilkudziesięciu cm. Na okruchach skalnych budujących wieńiec nie ma żadnych porostów.

Największe skupisko pierścieni sortowanych (Fot. 11) stwierdziła autorka w obrębie misy okresowego Satanowego jeziorka w dolinie Mięguszwieckiej, na wysokości około 1940 m n.p.m. (tab. 31 i ryc. 23). Są to formy większe, o średnicy $1-1,5$ m (ryc. 27), usytuowane w brzeżnej strefie dna Satanowego jeziorka i do lata, do kiedy jezioro jest wypełnione wodą, znajdują się w wodzie lub pod wodą. W jesieni okresowe jezioro całkowicie wysycha, a w jego dnie powstają wtedy szczeliny z wysychania oraz widoczna jest działalność lodu włóknistego.

Cześć centralna pierścieni sortowanych zbudowana jest z drobnego materiału, który w 75% ma średnicę mniejszą od 4 mm (ryc. 28). Wieniec, o szerokości kilkadziesiąt centymetrów, składa się okruchów skalnych frakcji od kilkunastu do kilkadziesiąt centymetrów, na których widoczne są plechy

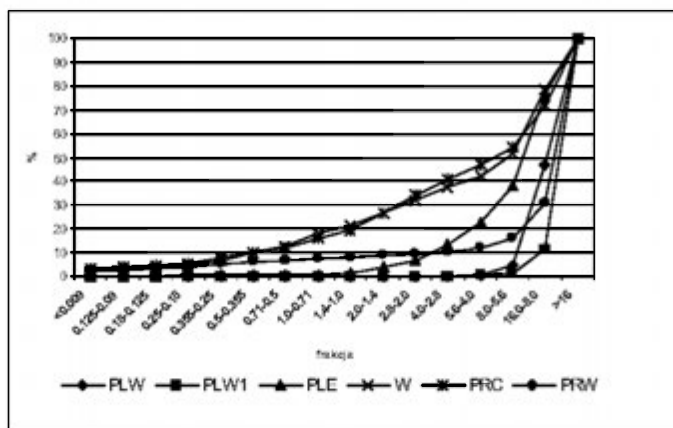


Ryc. 27. Szkic pierścieni sortowanych w Satanowym Oku, w Dolinie Mięguszowieckiej, w Tatrach Słowackich, wys. 1950 m n.p.m.

Sketch of sorted circles in Satanowe Oko lake, in the Mięguszowiecka valley, the Slovak Tatra Mts., altitude 1950 m a.s.l.

Tabela 32. Wyniki pomiarów lichenometrycznych na formach peryglacialnych w Tatrach (badania własne)

Lokalizacja	Wysokość (m n.p.m.)	Forma rzeźby	Średnia średnica maksymalna (mm)	Wiek form (ilość lat)	Wiek form (AD)
Miedziana Kotlina	1920	bloki skalne	79,6	200	1805
Miedziana Kotlina	2000	wał moreny czołowo-bocznej	26	67	1938
Miedziana Kotlina	2035	wał moreny czołowo-bocznej	33	83	1922
Szatanowe jeziorka w dol. Hińczowego Stawu	1950	pierścień sortowany	26,6	68	1937
Szatanowe jeziorka w dol. Hińczowego Stawu	1950	pierścień sortowany	23,0	61	1944
Hińczowe Oko	1940	nieczynne poligony	54,6	133	1862
Hińczowe Oko	1940	formy mrozowe w obrębie nieczynnych poligonów	19,7	54	1951
Wielki Kocioł Mięguszowiecki	1980	wał niwalny	40	22	211



Ryc. 28. Skład mechaniczny materiału z pierścieni i poligonów sortowanych w Dolinie Mięguszwieckiej, w Tatrach Słowackich, wys. 1950 m n.p.m. PLW – poligon we wschodniej części Hińczowego Oka, PLW1 – poligon eksperymentalny we wschodniej części Hińczowego Oka, część środkowa, PLE – poligon eksperymentalny, część brzeżna, W – świeży materiał w obrębie reliktoowego poligonu, PRC – środek pierścienia w Satanowym Oku, PRW – wieniec kamienisty w pierścieniu w Satanowym Oku.

Grain-size composition of mineral material from sorted circles and polygons in the Mięguszwiecka Valley, in the Slovak Tatra Mts., altitude 1950 m a.s.l. PLW polygon in eastern part of Hińczowe Oko lake, PLW1 experimental polygon in eastern part of Hińczowe Oko lake, centre, PLE experimental polygon, outer part, W fresh mineral material within relict polygon, PRC centre of sorted circle in Satanowe Oko lake, PRW debris circle in sorted circle in Satanowe Oko lake

porostów *Rizocarphon geographicum*, o średniej średnicy maksymalnej 23,0–26,6 mm (tab. 32), co wskazuje na to, że powstał on około 60–70 lat temu, kiedy to prawdopodobnie pierścienie były w pełni czynne. Wygląd pierścieni sortowanych wskazuje na obecną aktywność procesów mrozowych, w tym lodu włóknistego obejmującego tylko część centralną pierścienia.

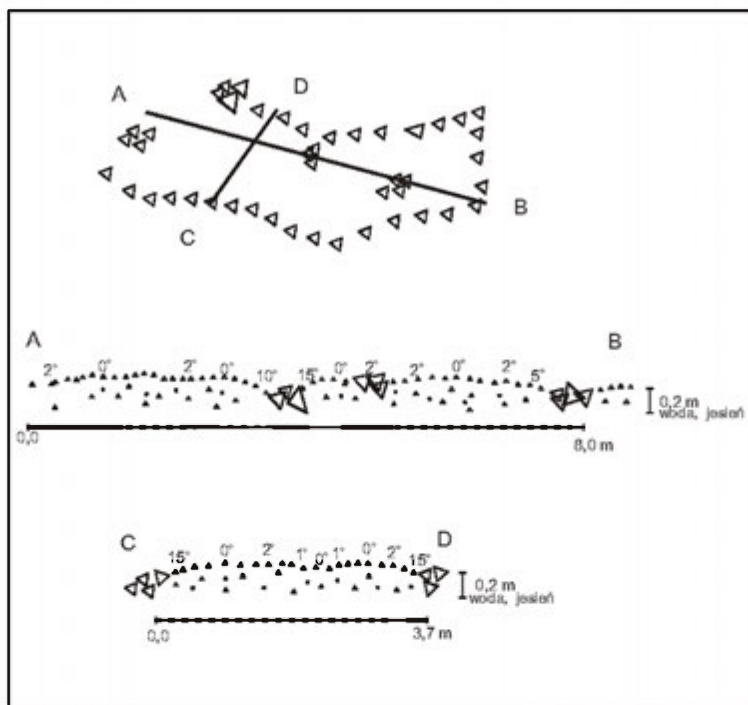
W tej samej Dolinie Mięguszwieckiej, na południowym skłonie Tatr, w zagłębieniu prawego Hińczowego Oka, na wysokości około 1950 m n.p.m. znajduje się, badane przez autorkę, stanowisko aktywnych poligonów sortowanych (Fot. 12), a także reliktowych poligonów niesortowanych (ryc. 26), wymienianych także przez M. Lukniša (1973). Jezioro jest zasilane wodą z leżącego powyżej Wielkiego Hińczowego Stawu, a w okresie wiosny dodatkowo wodą roztopową. Jesienią i zimą, w związku z niskim stanem wody w Wielkim Hińczowym Stawie, zasilanie powierzchniowe praktycznie ustaje i stawek Hińczowe Oko prawie całkowicie wysycha.

Czynne poligony sortowane są wypukłe. Ich powierzchnię tworzą okruchy skalne pozbawione porostów (ryc. 29). Rozdzielone są linijnymi zagłębieniami z okruchami skalnymi o średnicy od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Świeże formy poligonów mają średnicę około 1,0–3,5 m. Ich kształt jest nieregularny, są nieco wydłużone w kierunku spadku doliny, chociaż nachylenie terenu wynosi od 0 do 1°. Poligony zbudowane są z okruchów skalnych bez widocznej domieszki drobnego materiału (ryc. 28).

Skład mechaniczny materiału budującego poligony (ryc. 28) różni się od składu materiału budującego wysady mrozowe w obrębie reliktowych poligonów, pierścienie sortowane, a także inicjalne, nie w pełni wykształcone, poligony niesortowane, znajdujące się w zachodniej części Hińczowego Oka, gdzie 51% budującego je materiału ma frakcję mniejszą niż 5,6 mm. Wielkość inicjalnych poligonów niesortowanych nie przekracza 1 m.

W celu obserwacji aktywności poligonów, latem 2001 roku zaznaczyła autorka lakierem linie na ich powierzchni (ryc. 26 i Fot. 12). W kolejnych latach stwierdzono zaburzenia linii, odwracanie i nasuwanie kamieni. W wkopie, który wykonano jesienią 2004 roku w poligonie, znalazła autorka drobne, około 1–2 cm średnicy okruchy skalne na głębokości od 7–20 cm. Jednocześnie stwierdzono, że na powierzchni i w części brzeżnej poligonu materiał jest drobniejszy (ryc. 29). W okresie wiosny i lata woda przykrywa całkowicie lub częściowo większość form w Hińczowym Oku. Natomiast jesienią poziom wody w jeziorku obniża się, tak, że w październiku znajduje się około 20–22 cm poniżej powierzchni poligonów czynnych. Wyniki prowadzonych badań wskazują na to, że są to formy aktywne. Podobne pod względem wielkości formy poligonów występują nieco niżej przy Skalnatym Plesie oraz w Spiskim Stawie. Ich centra, zbudowane z drobnego materiału, są wypukłe (Andrusov 1954; Ksandr 1954, 1955; Lukniš 1973). Słabiej wykształcone formy poligonów były także charakteryzowane w przybrzeżnej części dna Czerwonego Stawka w dolinie Pańszczycy (Jahn 1970a) i w Dolinie Furkotskiej, Batożowieckiej, Kieżmarskiej Białej Wody (Zatko 1961). Prawdopodobnie były to formy okresowe, gdyż nie wszystkie zostały przez autorkę odnalezione.

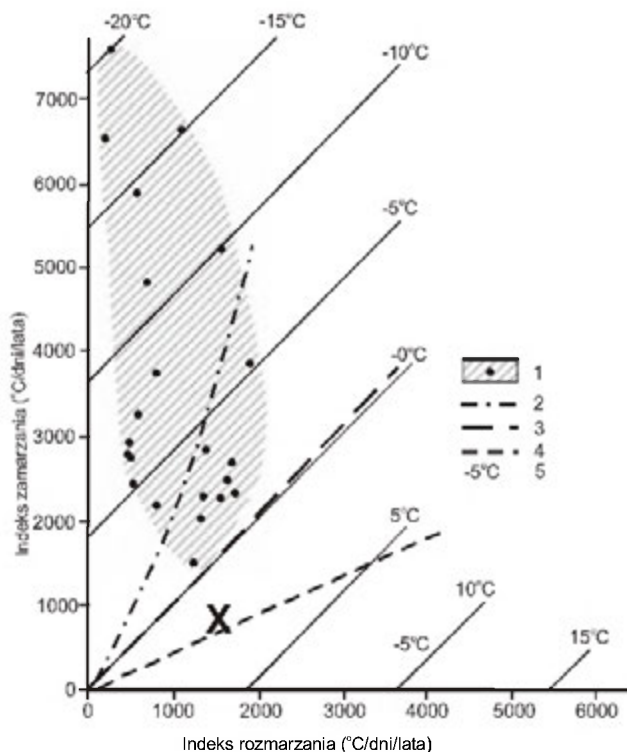
Grunty strukturalne w Dolinie Mięguszowieckiej są formami zonalnymi (ryc. 30), ponieważ lokują się tuż powyżej linii sporadycznej wieloletniej zmarzliny na wykresie S. Harrisa (1981). Ich obecność mogłaby zatem wskazywać na obecność zmarzliny w podłożu. Leżą w obrębie klimatycznie wyznaczonego zasięgu zmarzliny (Dobiński 1997a, b, 2004), w pobliżu dolnej granicy jej występowania udokumentowanej przez pomiary BTS i geofizyczne w innych częściach Tatr, lecz głównie na stokach o ekspozycji północnej lub północno-wschodniej (Dobiński 1996, 1998; Mościcki i Kędzia 2001; Kędzia 2004; Gądek i in. 2006).



Ryc. 29. Szkic poligonu eksperymentalnego w Hińczowym Oku, w Dolinie Mięgoszowieckiej (Tatry Słowackie, wys. 1950 m n.p.m., linia ciągła – brak zmian w linii gruzu znaczonego lakierem na powierzchni poligonu, linia przerywana – zmiany w linii gruzu znaczonego lakierem na powierzchni poligonu

Sketch of experimental sorted polygon in Hińczowe Oko lake, in the Mięgoszowiecka valley (the Slovak Tatra Mts.), altitude 1950 m a.s.l., continuous line no changes in line of painted debris on polygon surface, dashed line changes in line of painted debris on polygon surface

J. Sekyra (1960) wiązał rozwój tych form z kapilarnym podsiąkaniem jeśnienią, a M. Lukniš (1973) z przemierzaniem dna okresowego jeziora w zimie, gdy nie ma w nim wody. Wyniki badań autorki wskazują na to, że rozwój gruntów strukturalnych jest raczej związany z procesami podnoszenia mroźowego i prawdopodobnie sortowania, uruchamianymi przez zamarzanie i rozmrażanie wilgotnego gruntu i wody w podłożu jeśnienią, kiedy częste są dobowe lub krótkotrwałe przejścia przez zero temperatury gruntu, mierzonej na różnych głębokościach, ale w podobnej wysokości bezwzględnej, chociaż na północnych stokach Tatr (tab. 33). Przypuszczalnie, na stokach południowych, amplituda i częstość przejść przez zero temperatury gruntu, w tym samym okresie, np. jeśnienią jest większa, natomiast z ruchami gruntu w okresie jeśnienią współdziałają ruchy mroźowe związane z zimowym przemierzaniem, kiedy w Tatrach, temperatura gruntu na głębokości 0,5 m spada do $-8,0^{\circ}\text{C}$, a w miejscach ze zmarzliną do $-17,0^{\circ}\text{C}$ (Baranowski i in. 2004, 2005). Oznacza to, że



Ryc. 30. Zonalność gruntów strukturalnych z Doliny Mięgoszowieckiej na wykresie S. Harrisa (1981). 1 – poligony sortowane, 2 – granica ciągłej zmarzliny, 3 – granica nieciągłej zmarzliny, 4 – granica sporadycznej zmarzliny, 5 – średnia roczna temperatura Zonality of patterned grounds in the Mięgoszowiecka valley, on the diagram of S. Harris (1981). 1 – sorted polygons, 2 – limit of continuous permafrost, 3 – limit of discontinuous permafrost, 4 – limit of sporadic permafrost, 5 – mean annual air temperature

zimowe przemarzanie obejmuje także wodę w misie Hińczowego Oka, której lustro, późną jesienią, leży na głębokości większej niż 20 cm pod powierzchnią poligonu. Zmiany objętości wody przy zamarzaniu także przyczyniają się do przemieszczania materiału skalnego w obrębie poligonu, pomimo stosunkowo niewielkiej ilości drobnych frakcji. Przemieszczanie poziome jest natomiast bardziej wynikiem nierównego osiadania okruchów.

Zatem rozwój poligonów w Hińczowym Oku związany jest z dobowymi i sezonowymi wahaniami temperatury i ze zmianami poziomu wody w okresowym jeziorzku, a nie z obecnością wieloletniej zmarzliny w podłożu, chociaż w świetle badań termicznych możliwe jest jej występowanie w położonym w tym samym cyrku, reliktowym lodowcu gruzowym (Kędzia i in. 2004). Wyniki moich badań zaprzeczyły także opinii, że poligony te są odnawiane każdego roku (Lukniš 1973), gdyż wtedy znaczone lakierem linie powinny zaniknąć całkowicie. Należy dodać, że jednoznaczne wyjaśnienie mechani-

Tabela 33. Częstotliwość przejść przez zero temperatury gruntu na stokach z pokrywą zwietrzelinową, o ekspozycji północnej w Kotle Goryczkowym Świńskim. Lokalizacja stanowisk na rycinie 32. (Badania prowadzone we współpracy z J. Baranowskim)

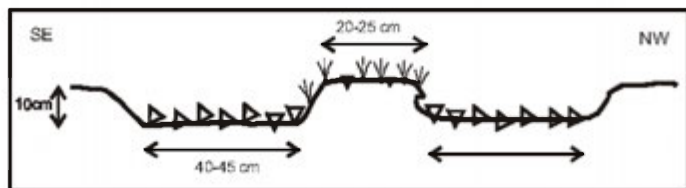
ROK	PORA ROKU	STANOWISKO T1, 1790 m n.p.m.						STANOWISKO T2, 1730 m n.p.m.			
		Głębokość w cm /czas trwania cyklu						Głębokość w cm /czas trwania cyklu			
		5	czas	25	czas	50	czas	25	czas	50	czas
2001/2002	jesień	1	sezonowy	1	sezonowy						
	zima					11	0,5 godz., 0,3°C				
	wiosna	1	sezonowy	3	0,5 godz., 0,3°C						
	razem	2		4		11					
2002/2003	jesień	34	0,5 godz.	1	sezonowy	1	sezonowy	1	sezonowy	5	0,5 godz., 0,3°C
	wiosna	13	0,5 godz. do kilku dni	7	0,5 godz. do kilku dni	7	0,5 godz. do kilku dni	13	0,5 godz. do kilku dni	6	0,5 godz. do kilku dni, 0,3°C
	razem	47		8		8		14		11	
2003/2004	jesień	33	0,5 godz. do kilku dni	3	0,5 godz.	1	sezonowy	1	sezonowy	5	0,5 godz.
	wiosna	5	0,5 godz.	1	sezonowy	54	0,5 godz., 0,3°C	13	0,5 godz., 0,3°C	13	0,5 godz., 0,3°C
	razem	38		4		55		14		18	

Uwaga: lokalizacja stanowisk ryciną 27

zmu rozwoju gruntów strukturalnych w Tatrach wymaga badań prowadzonych przy użyciu instrumentalnego, ciągłego i równoczesnego zapisu wielkości ruchów gruntu i jego parametrów termiczno-wilgotnościowych.

Występowanie zmarzliny było bardziej prawdopodobne w czasie, kiedy powstawały poligony niesortowane położone w południowej części Hińczowego Oka (ryc. 26). Głazy budujące formy nieaktywne pokryte są plechami porostów *Rizocarphon geographicum*, a formy reliktowe porośnięte roślinnością krzewinkową lub mchami (tab. 31). Średnia maksymalna średnica plech porostów wskazuje na aktywność poligonów około połowy XIX wieku, w końcowym okresie ochłodzenia małej epoki lodowej. Śladem ponownej aktywności procesów mrozowych w tych reliktowych poligonów są wysady, drobniejszego materiału gruzowego, o średnicy 20–40 cm, datowane podobnie jak nieaktywne pierścienie sortowane na około 70 lat temu (tab. 32).

Współcześnie warunki klimatyczne nie są odpowiednie dla rozwoju dużych form gruntów strukturalnych (Jahn 1958; Lukniš 1973; Kotarba 1976; Klimaszewski 1988). Według moich badań powierzchnie dużych, fosylnych poligonów na grzbietach i przełęczach (np. Przełęcz Krzyżne, Gulaty Vrch, Krzyżna) są obecnie przekształcane przez procesy eoliczne.



Ryc. 31. Szkic pasów gruzowych z Kopskiej Przełęczy, Tatry Bielskie
Sketch of strips on the Kopska Pass, the Belanske Tatras

W Tatrach występują także sortowane pasy gruzowe (*brzdęne pudy, pruhovite pudy*), składające się z naprzemianległych pasów gruzu o szerokości przeciętnie 0,4 m i darniowych stopni o wysokości około 0,3 m (ryc. 31). Występują zarówno na podłożu węglanowym jak i na podłożu krystalicznym, głównie na stokach o ekspozycji zachodniej, o nachyleniu 15–35°. Są to formy rzadkie (tab. 31). Okruchy skalne w pasach gruzowych są pozbawione porostów. Według badań autorki, w pasach na stoku Kamienistej (Tatry Zachodnie) ostrokrawędzisty gruz, bez plech porostów, ustawiony pionowo wskazuje na udział procesów spelzwywania mrozowego w ich rozwoju współcześnie. W pasach na stoku Hlupego Wierchu nad Kopską Przełęczą (ryc. 31), gruz o średnicy 2–5 cm i nieco wygładzonych krawędziach, wykazuje pochylenie osi zgodne z nachyleniem stoku. Dodatkowo stopnie darniowe są podcięte na głębokość około 3,5 cm, co świadczy o udziale wiatru i geliflukcji w ich powstawaniu. Według P. Plesnika (1956) skład gatunkowy roślinności w pasach darniowych również wskazuje na aktywny udział wiatru w ich rozwoju. Dlatego J. Sekyra (1960) uważa, że powstają one głównie poprzez naruszenie pokrywy roślinnej przez wiatr w okresie regelacji, głównie wiosną. Także M. Klimaszewski (1978) podobne formy w masywie Czerwonych Wierchów nazywa stopniami gelideflacyjnymi, przypisując ich genezę gelideflacji definiowanej przez C. Trolla (1973b). Wyniki badań alpejskich wskazują na to, że przemieszczanie materiału w pasach gruzowych jest głównie spowodowane przez działalność lodu włóknistego i spelzwywanie mrozowe (Lautridou, Gabert 1987; Coutard i in. 1996), a przy wzbogaceniu zwietrzliny w drobne frakcje przez geliflukcję (Van Vliet Lanöe 1988a, 1988b). Aktywność tych procesów w Tatrach jest możliwa, szczególnie w okresie wiosennych przejść przez zero temperatury gruntu (tab. 33 i J. Baranowski i in. 2004, 2005). Wyniki badań T. Gerlacha (1959) wskazują, że lód włóknisty w Tatrach, w zależności od nachylenia stoku (18–33°) może powodować przemieszczanie okruszków na odległość 0,05–6,0 cm w ciągu doby, co przy około 70 dniach z przymrozkiem w ciągu roku, umożliwia przemieszczenie na odległość około 38 cm/rok. Zatem należy uznać, że to procesy mrozowe zasadniczo są odpowiedzialne za rozwój pasów sortowanych, a wiatr jest tylko czynnikiem

wspomagającym. Zwłaszcza, że gelideflacja działa wszędzie tam w górach wysokich, gdzie oprócz częstych nocnych przejść przez zero i lodu włóknistego pokrywa śnieżna jest nieciągła lub jej nie ma (Troll 1973b). Takie warunki w Tatrach występują stosunkowo krótko na początku zimy i wczesną wiosną.

Miniaturowe gleby strukturalne (*poličkove pudy*), stosunkowo często występujące, to najmniejsze formy mrozowe, wykształcone w postaci małych komórek drobnego materiału otoczonych wieńcem grubszych okruchów. Najczęściej położone są na przełęczach lub szerokich grzbietach np. Liptowskie Kopy, na wysokości 1800–2000 m n.p.m. (tab. 31), rzadziej w dnach dolin, w obrębie wygładów i progów cyrków lodowcowych w całych Tatrach. J. Sekyra (1960) stwierdzał także miniaturowe gleby strukturalne w okresie wiosny w jaskini Kamzici (2002 m n.p.m.) na Zadnich Jatkach, w Tatrach Bielskich. Formy miniaturowe gleb rzadko przekraczają 0,5 m średnicy. Centralne części form zbudowane są z drobnego materiału mineralnego i humusu o miąższości kilkunastu centymetrów, niekiedy porośnięte murawą, najczęściej z *Juncus trifidus*. Wznoszą się one maksymalnie 10 cm ponad otaczający je wieńiec gruzowy, o szerokości 0,1–0,3 m, maksymalnie 0,5 m. Rozwój miniaturowych gleb strukturalnych jest wynikiem działania lodu włóknistego w glebie nasączonej wodą roztopową, jak to udokumentował A. Pissart (1973, 1974) w Alpach Francuskich. Podobnie mogą rozwijać się w Tatrach formy gleb bez roślinności. Aktywność lodu włóknistego wywołana jest tu przez krótkotrwałe lub dobowe przejścia przez zero temperatury gruntu, które częściej występują jesienią (tab. 33). Również według M. Kłapy (1980) jesienią (w porze pluwniwalnej) przypada w Tatrach główna faza aktywności lodu włóknistego. Z kolei wiosną, w związku z wodą roztopową, grunt jest bardziej i głębiej wilgotny, a na głębokości 25 cm wahania temperatury wokół zera są częstsze wiosną (tab. 33). Stąd też prawdopodobnie na ten okres przypada główna faza rozwoju miniaturowych gleb. Deflacja również przyczynia się, w okresie bez śniegu, do wywiewania najdrobniejszych cząstek z wieńca ziemnego i obniżania jego powierzchni (Sekyra 1960; Jahn 1958; Rączkowska 2004a, b).

Wśród form związanych z działalnością mrozu w Tatrach największy zasięg wysokościowy wykazują tufury, czyli niewielkie kopczyki darniowe (tab. 31). Występują zarówno na szerokich przełęczach w obrębie grzbietów np. Kopske sedlo (Sekyra 1950) czy Gładkie Uplaziańskie (Jahn 1958), jak i na słabo nachylonych stokach tuż powyżej górnej granicy lasu np. na Kopie Magury (Gerlach 1972). Najczęściej tworzą skupiska. Pagórki tufurów mają średnicę 0,9–1,2 m, wysokość 0,6 m. Są rozdzielone zagłębieniami o szerokości około 0,2 m. Warstwa darniowo-humusowa, o grubości około 15 cm, okrywa jądro mineralne, zbudowane z piaszczystej gliny (Sekyra 1950; Ksandr 1953, 1954; Jahn 1958), co stwierdziła także autorka, rozkopując formy w re-

jonie przełęczy Świnskiej Goryczkowej. Tufury tworzą się głównie na podłożu skał osadowych (Sekyra 1950; Ksandr 1953, 1954; Jahn 1958). Według J. Sekyry (1950, 1960) i J. Peliška (1953a, b) na ich współczesną aktywność tych form wskazuje obecność soczewek lodu w okresie przemarznięcia, które podnoszą ich kopuły, spłaszczane później w okresie lata. Gleba na powierzchni tufurów na Kopie Magury (1600 m n.p.m.) była podnoszona około 43 mm (Gerlach 1972). W świetle wyników badań alpejskich (np. *Centre...* 1980, Jorda i in. 1984) oraz z innych obszarów (Schunke, Zoltai 1988; Grab 2005), w Tatrach warunki termiczne gruntu (Baranowski i in. 2004, 2005), a także wilgotnościowe w okresie topnienia pokrywy śnieżnej, są wystarczające dla współczesnego rozwoju tufurów.

Równocześnie S. Grab (2005) dowodzi, że tufury mogą przestać istnieć nawet w czasie kilku lat przy zmianie warunków środowiskowych. Dlatego prawdopodobnie obecnie w Tatrach tufury nie rozwijają się tak powszechnie, jak były dokumentowane w okresie wypasu owiec (Sekyra 1950; Peliška 1953a, b; Ksandr 1953, 1954; Jahn 1958).

6.6.5. GELIDEFLACJA I JEJ EFEKTY

Najwyraźniejszym przejawem współdziałania procesów eolicznych i mrozowych, czyli gelideflacji, są fragmenty stoków pokryte brukiem złożonym z drobnego gruzu skalnego z pojedynczymi kępami roślinności, który geomorfolodzy słowaccy nazwali *hysinowe pudy* (Sekyra 1954; Lukniš 1973). Bruki takie występują powyżej 1700 m n.p.m., na szerokich, dowietrznych grzbietach i przełęczach, zarówno na skałach krystalicznych jak i węglanowych np. na Zubercu w Tatrach Zachodnich. Wiatry przewiewające śnieg mechanicznie naruszają pokrywę roślinną i na gruzowo-gliniastym podłożu, tworzą się różnego kształtu zagłębienia, o średnicy rzadko przekraczającej 1 m i o głębokości od kilku do 20–30 centymetrów. Lód włóknisty wiosną podnosi korzenie słabo zwartej roślinności i odrywa od podłoża. Wymarzanie grubych okruszków i wywiewanie drobnego materiału przez wiatr powoduje tworzenie bruków złożonych z grubszego gruzu (Plesnik 1956; Lukniš 1973). Według badań A. Kotarby (1976) w masywie Czerwonych Wierchów, degradacja wskutek deflacji, powierzchni pozbawionych roślinności, wynosi co najmniej 0,5 mm w ciągu 10 lat, a krawędzie nisz deflacyjnych cofają się w tempie 2,28 cm/rok. Na rozwój bruków wpływa roślinność, ułatwiając erozję, gdy przeważa np. *Dryas octopetala* lub chroniąc grunt przed erozją, gdy dominuje np. *Festuca versicolor* (Plesnik 1956). Analizowane formy są podobne blizn deflacyjnych, występujących w Cairngorms. Prawdopodobnie ich rozwój był uwarunkowany także przez wypas owiec, gdyż obecnie trudno zgodzić się z opinią M. Luk-

niša (1973), że występują one częściej niż inne grunty strukturalne. Aczkolwiek zalicza on do tej kategorii także gleby girlandowe i pasy sortowane, będące według niego dalszym etapem rozwoju bruków.

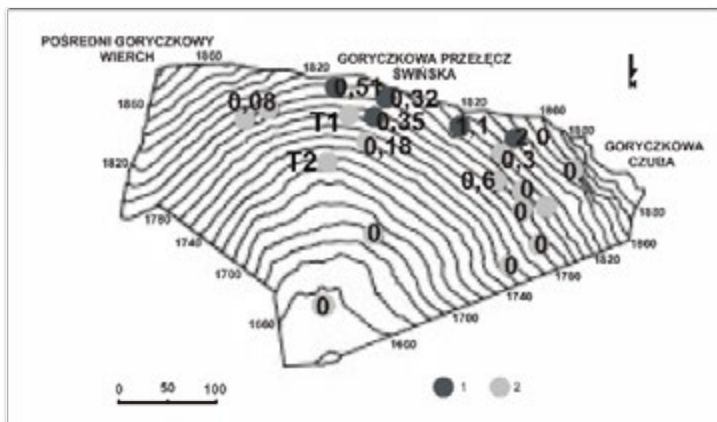
6.6.6. PROCESY I FORMY SOLIFLUKCYJNE

Przemieszczanie pokryw zwietrzelinowych na stokach pokrywowych i skalno-pokrywowych w obszarze ponad górną granicą lasu w Tatrach odbywa się niewątpliwie przy udziale spelzywania mrozowego i geliflukcji, objętych wspólną nazwą soliflukcji według definicji N. Matsuoka (2004). Jednakże tylko niektóre fragmenty stoku są modelowane głównie przez te procesy. Miejsca te są zaznaczone obecnością dobrze wykształconych form rzeźby soliflukcyjnej. Procesy soliflukcji obejmują głównie najwyższe partie stoków. W związku z tym, że czynnikiem sprzyjającym ich działaniu jest obecność drobnego materiału w budowie pokryw, częściej występują poza obszarem granitowym Tatr.

Aktywność soliflukcji koncentruje się głównie w okresie wiosny, kiedy istnieją warunki zarówno do spelzywania mrozowego jak i geliflukcji. Wyniki badań termiki gruntu (Baranowski i in. 2004, 2005), prowadzonych w latach 2001–2004, w dolinie Świńskiej Goryczkowej, w piętrze alpejskim, na stoku dojrzałym z pokrywą darniową modelowanym przez soliflukcję, wskazują na to że wiosną, na przełomie kwietnia i maja, przez okres od kilku dni do 20–25 dni w każdym roku, warunki termiczne w gruncie sprzyjają geliflukcji. Warstwa powierzchniowa w tym okresie jest rozmarznięta, a na głębokości 25 cm grunt jest stale zamrożony. Działaniu soliflukcji sprzyja nasączenie pokryw wodą roztopową z płatów śnieżnych, zalegających dość powszechnie w okresie od maja do końca czerwca (Rączkowska 1993). Podobnie w Wysokich Taurach na podstawie 8-letnich badań stwierdzono, że soliflukcja najintensywniej działa przez okres około jednego tygodnia na początku lata (Veit i in. 1995).

Dodatkowo w warstwie powierzchniowej występują krótkotrwałe (od godziny do kilku dni) i płytkie przejścia przez zero, których liczba waha się od 1 do 13 w poszczególnych latach (tab. 33). Wahania temperatury wokół zera sprzyjają spelzowaniu mrozowemu, które może zachodzić częściej, także jesienią. Na powierzchniach bez pokrywy roślinnej główną rolę w spelzowaniu pełni lód włóknisty. Jego działanie ma miejsce także w innych porach roku, głównie jesienią, gdyż w Tatrach potencjalne warunki dla działania lodu włóknistego występują przez około 3 miesiące w roku (Kłapa 1980).

Badania tempa przemieszczania pokryw zwietrzelinowych, prowadzone przez autorkę w latach 1996–2005 na stokach kotła Goryczkowego Świńskiego wykazały duże zróżnicowanie tempa ruchu (ryc. 32) i dużą zmienność w po-



Ryc. 32. Tempo powolnych ruchów masowych na gładkich stokach z pokrywą zwietrzelinową i roślinną w Dolinie Świńskiej Goryczkowej w Tatrach. 1 – stanowiska na stoku modelowanym przez soliflukcję, 2 – stanowiska na stoku modelowanym przez inne procesy geomorfologiczne (wg Z. Rączkowska 1999a)

Rates of slow mass movements on smoothed slopes with weathering and vegetation covers in the Goryczkowa Świńska valley, the Western Tatra Mts. 1 – sites on slopes modelled by solifluction, 2 – sites on slopes modelled by others geomorphic processes (after Z. Rączkowska 1999a)

szczególnych latach (Rączkowska 2000; Baranowski i in. 2004, 2005). Na stanowiskach zlokalizowanych na stoku modelowanym przez soliflukcję (Rączkowska 1999a, 2002a), średnie tempo ruchu wynosi od 0,3–2,7 cm/rok i jest wyższe w warstwie powierzchniowej pokryw. Podobne wartości osiąga tempo spalania mrozowego, które wynosi 1,7 cm/rok, w masywie Czerwonych Wierchów, na stokach w piętrze umiarkowanie zimnym (2000 m n.p.m.), wcześniej odsłaniających się spod pokrywy śnieżnej. Znacznie mniejszy ruch, bo zaledwie 0,14 cm/rok oszacowano na łobie soliflukcyjnym (Kotarba 1976).

Dane dotyczące tempa soliflukcji są bardzo zróżnicowane także w innych obszarach, np. w Alpach czy Skandynawii (tab. 15, 19). Wynika to prawdopodobnie z niedoskonałości metod pomiarowych i bardzo dużego zróżnicowania ruchu, nawet w obrębie jednego łobu soliflukcyjnego (Coutard i in. 1988a, 1996).

W Tatrach formy rzeźby rozwijające się wskutek soliflukcji, ze względu na kształt i wielkość można zaliczyć do trzech grup, a mianowicie łobów soliflukcyjnych, teras lub girland (Fot. 13) oraz najpowszechniej występujących terasetek (Sekyra 1950; Pelišek 1953; Jahn 1958, 1970b; Lukniš 1973; Rączkowska 2004a, b). Zasadniczo formy soliflukcyjne występują na stokach pokrywowych i skalno-pokrywowych z pokrywą darniową. Często terasetki lub niewielkie łoby soliflukcyjne rozwijają się poniżej długozalegających płatów

śnieżnych (Sekyra 1960; Kotarba 1976; □, Rączkowska 1997a). Według A. Jahna (1970b) aktywne formy soliflukcyjne, głównie terasetki występują już powyżej 1600 m n.p.m.

Wyraźne, dobrze wykształcone loby soliflukcyjne, podobnie jak girlandy występują stosunkowo rzadko. Lokalizację oraz charakterystykę morfometryczną ich większych skupisk podano w tabeli 31. Najczęściej są to loby soliflukcji związanej, o długości kilku do kilkunastu metrów, całkowicie zadaruione, niekiedy z tufurami lub terasetkami na powierzchni np. Gładkie Uplaziańskie. Formy te położone są blisko grzbietu. Według A. Kotarby (1976) loby soliflukcji związanej są formami mało aktywnymi. W wysokich położeniach, np. na przełęczy Krzyżne na powierzchni lobów, która jest pozbawiona roślinności widoczne są ślady świeżych ruchów mrozowych lub rozwijają się wtórne pasy gruzowe sortowane. Czoła tych lobów są od 0,5 do 1,0 m wysokie i są zadaruione lub gruzowe. Plechy porostów na głazach w obrębie czoł świadczą o braku ruchu, ale drobne formy na ich powierzchni są aktywne. Nachylenie stoku z lobami wynosi 15–20°.

Loby soliflukcji swobodnej są niewielkie i występują bardzo rzadko. Długość stwierdzanych przez mnie form nie przekracza 2,5–3,0 m, a wysokość 0,5 m. Występują na stokach blisko grzbietów lub w dnach najwyżej położonych cyrków (tab. 31).

Najbardziej powszechne są najmniejsze formy soliflukcyjne, aktywne terasetki soliflukcyjne o średnicy kilkudziesięciu centymetrów, szczególnie często występujące na stokach o różnej ekspozycji w Tatrach Zachodnich i Bielskich, od grzbietów, aż do granicy lasu (Sekyra 1950; Jahn 1958; Lukniš 1973; Kotarba 1976; Izmailow 1984; Rączkowska 1999a, 2002a). Ich powierzchnia jest prawie pozioma, często pozbawiona roślinności, a czoła stopni zawsze są utrwalone darnią. Szerokość terasetek wynosi 0,7–1,0 m, długość 0,5–0,7 m i wysokość około 0,2–0,4 m. Większe formy 2–3 m szerokie, 1,0–1,5 m długie i 0,5 m wysokie, są formami reliktowymi, np. na stokach Kamienistej (2000 m n.p.m.). Gruz skalny na powierzchni stopnia pokryty jest dużymi i poprzerastanymi plechami porostów.

Do tej grupy należą także girlandy lub terasy soliflukcyjne, czyli poziome stopnie na stoku, ciągnące się poprzecznie do spadku. Ich czoła są pokryte darnią, a płaska powierzchnia pozbawiona roślinności. Wykształcenie girland zależy od litologii. Według J. Sekyry (1950) na stokach w obrębie margli i łupków stopnie mają 0,2–0,5 m wysokości, nie szersze niż 1 m i są przykryte grubszym gruzem. Z kolei terasy na stokach w obrębie dolomitów i wapieni są wyższe, ale węższe (około 0,5 m), a ich powierzchnia pokryta jest gruzem o średnicy 2–4 cm. Szerokość teras zależy także od nachylenia stoku. Na stoku o nachyleniu większym od 35°, formy te przechodzą w pasy (Sekyra 1950).

Geneza girland jest niejasna. Ponieważ często występują na stokach do-wietrznych to przypisywano im genezę eoliczną, nazywając „lysinowymi pu-dami” (Plesnik 1956). Girlandowe terasy różnią się od gleb eolicznych tym, że budujące je warstwy są nachylone zgodnie ze stokiem, czego nie obserwuje się w profilu stopni gleb wiatrowych (Lukniś 1973). Z kolei na udział wiatru w ich rozwoju wskazuje brak mikroagregatów glebowych o frakcji $<0,05$ mm na ich powierzchni. Również makroagregaty w dużym stopniu są wynoszone przez wiatr z przesuszonych powierzchni teras (wilgotność 13%) (Midriak 1972). Wielkość deflacji w piętrze alpejskim Tatr wynosi $87,9$ g/m²/rok, mak-symalnie $163,7$ g/m²/rok (Izmaïłow 1984). Z kolei A. Kotarba (1976) dowo-dzi, że głównym czynnikiem rozwoju terasetek jest woda opadowa.

W świetle wyników dotychczasowych badań, w tym badań termiki gruntu wydaje się, że rozwój tych form to wynik współdziałania różnych procesów, w różnych porach roku. W okresie wiosny i jesieni działa spełzywanie mrozo-we związane z obecnością lodu włóknistego i geliflukcja, a latem proces speł-zywania. Proces gelideflacji ma udział w przekształcaniu terasetek zadarnio-nych w terasetki z odsłoniętą powierzchnią. Podobny pogląd na ich genezę prezentował J. Sekyra (1960), stwierdzając, że rozwój girland i teras zależy od litologii, głównie nachylenia, kierunku, grubości i uszczelinienia warstw, cha-rakteru zwietrzliny oraz od klimatu, który odpowiada za przebieg procesów mrozowych, głównie wymarzania i działalności lodu włóknistego oraz geli-flukcji. Klimat wpływa na rozwój girland i teras poprzez wiatr, który wydmu-chuje śnieg, wysusza, wywiewa drobne cząsteczki oraz narusza roślinność i przez wodę płynącą.

Z aktywnością soliflukcji związane jest także przemieszczanie orających głązów, które w Tatrach występują licznie w obszarze ponad górną granicą lasu, ale były znajdowane także poniżej tej górnej granicy lasu (aż do wysoko-ści 1130 m n.p.m.). Między innymi, dlatego ich przemieszczania nie wiązano jednoznacznie z procesami peryglacjalnymi, chociaż większe tempo ruchu wiosną wskazuje na możliwy udział procesów peryglacjalnych (Jahn 1958; Kotarba 1976). Tempo przemieszczania głązów wynosi $0,14$ – $3,35$ cm/rok, średnio $1,3$ cm/rok na podłożu węglanowym, a na podłożu krystalicznym jest pra-wie dwukrotnie mniejsze (Kotarba 1976; Kotarba i in. 1987). Wyniki ostatnio prowadzonych badań w Skandynawii i Szkocji (Ballantyne 2001; Berthling i in. 2001a) dowodzą, że orające głązy swój ruch zawdzięczają geliflukcji. W Tatrach na prawdopodobieństwo udziału geliflukcji w ich przemieszczaniu wskazują także wyniki badań termiki gruntu (Baranowski i in. 2004, 2005) oraz pośrednio, mniejsze tempo przemieszczania głązów w obszarze zbudowa-nym ze skał krystalicznych i metamorficznych, gdzie pokrywają się mniej podatne na procesy mrozowe.

6.6.7. FORMY NIWALNE

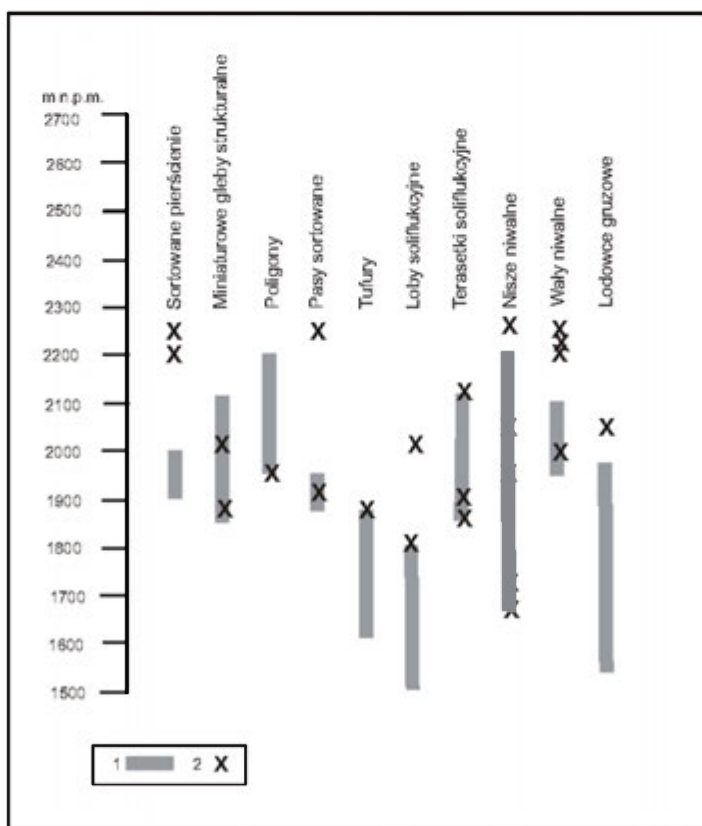
Niwacja działa w całej strefie peryglacialnej Tatr (Rączkowska 1993, 1997a, b), a jej głównym efektem geomorfologicznym jest rozwój nisz niwalnych. Ich rozmieszczenie zależy od grubości i długości zalegania pokrywy śnieżnej, co wiąże się między innymi z orientacją stoku w stosunku do kierunku przeważających wiatrów. Na stokach dojrzałych z pokrywą zwietrzelinową, głównie w Tatrach Zachodnich i Bielskich, dominują nisze rozwijające się wskutek erozji niwalnej, polegającej na cofaniu krawędzi nisz niwalnych spowodowanym głównie zamrażaniem i rozmarzaniem pokryw oraz działaniem lodu włóknistego, a także na tworzeniu przez wody roztopowe rynien w dnie nisz. W Tatrach Wysokich przeważają tzw. akumulacyjne nisze niwalne (Rączkowska 1997a) z niewielkimi wałami niwalnymi u podnóży. Te ostatnie formy są bardzo rzadkie, najlepiej wykształcone u czoła wieloletnich płatów śniegu, najczęściej położonych na wysokości około 2000 m n.p.m. Większość płatów śnieżnych zalega w Tatrach jedynie w czasie 30–60 dni w roku. Zatem działanie niwacji ogranicza się do takiego samego okresu. Erozja niwalna wynosi 0,0–5,0 cm/rok w piętrze subalpejskim (Rączkowska 1997a), w piętrze alpejskim, na podłożu węglanowym 0,05–4,2 cm (Midriak 1996).

W niszach niwalnych Tatr bruki niwalne występują rzadko. Ich współczesna aktywność budzi wątpliwości, gdyż najczęściej występujące w ich obrębie głązy nie mają ostrych krawędzi np. w Dolince za Mnichem. Brak porostów na gładkach jest raczej związany z długim zaleganiem śniegu. Aktywne mogą być bruki niwalne związane z najwyższymi leżącymi wieloletnimi płatami śniegu, jak np. na Zadniej Galerii Cubryńskiej czy Baraniej Kotlinie, gdzie tworzą je ostrokrawędziste głązy. Wskazuje na to także ich struktura wewnętrzna, przedstawiona przez J. Sekyrę (1960) na przykładzie bruku przy płacie pod Baraniami Rogami (2180 m n.p.m.), w Małej Studenej Dolinie, w którym pod warstwą złożoną z ostrokrawędzistych gładów, o maksymalnej średnicy 40 cm, znajduje się warstwa piasku z pojedynczymi okruchami o grubości 30 cm, pod którą leży gruz aż do litej skały na głębokości 0,93 m. Taka struktura powstała w wyniku nacisku śniegu i lodu włóknistego (Ksandr 1954, 1955; Sekyra 1960). Bruki w niszach niwalnych, zarówno czynne jak i reliktowe, podobnie jak te na powierzchni terasetek zaliczono do tzw. gleb brukowych (*Pflasterboden*) (Jahn 1950), po południowej stronie Tatr nazywanych *dlaždené pudy/pôdy* (Sekyra 1950, 1960; Ksandr 1954; Lukniš 1973). Ich geneza i wiek nie zostały dotychczas wyjaśnione. Najczęściej powstają w miejscach, gdzie gliniasta pokrywa jest grubsza niż 1 metr (Lukniš 1973). J. Sekyra (1960) dowodzi, że powstają one głównie w wyniku segregacji mrozowej, a tylko w niektórych przypadkach także nacisku śniegu. Pewne znaczenie ma również bliskość podłoża skalnego.

6.6.8. PODSUMOWANIE

W całej strefie peryglacjalnej Tatr występuje rzeźba peryglacjalna. Na rycinie 33 przedstawiano zasięgi pionowe form peryglacjalnych. Zasięgi wysokościowe poszczególnych form są bardzo zróżnicowane. Największa różnorodność form występuje na wysokości od 1850 do 2050 m n.p.m., a najniżej występują loby soliflukcyjne i tufury. Takie rozmieszczenie form jest prawdopodobnie uwarunkowane bardziej przez topografię, a raczej przez odziedziczoną rzeźbę glacialną, w tym położenie den cyrków lodowcowych niż przez klimat.

Wysokość 1900–2000 m n.p.m. jest wysokością graniczną aktywności form peryglacjalnych rozwijających się w wyniku działania procesów, dla których głównym czynnikiem jest mróz, takich jak np. poligony, pierścienie sortowane, loby soliflukcji swobodnej, soliflukcji związanej. W obszarze poniżej tej wysokości do górnej granicy lasu występują formy peryglacjalne, dla których



Ryc. 33. Zasięgi wysokościowe form peryglacjalnych w Tatrach. X – formy czynne
Altitudinal extent of periglacial forms in the Tatra Mts. X active forms

mróz jest ważnym, ale nie jedynym czynnikiem morfogenetycznym warunkującym ich rozwój np. nisze niwalne, terasety soliflukcyjne, tufury, rynny orających głazów. Strefa występowania aktywnych form peryglacjalnych wydaje się korespondować z klimatologicznie zdefiniowaną dolną granicą wieloletniej zmarzliny, która według W. Dobińskiego (1997a, b) leży na wysokości około 2000 m n.p.m.

Środowiskowe uwarunkowania istotnie wpływają na współczesny rozwój form peryglacjalnych. Ograniczają one rzeczywisty zasięg aktywności procesów peryglacjalnych i współczesnego rozwoju form peryglacjalnych do fragmentów klimatycznej strefy peryglacjalnej. O rozwoju form peryglacjalnych w tej strefie decydują głównie lokalne uwarunkowania litologiczne, wilgotnościowe i mikroklimatyczne.

W wyniku działania procesów peryglacjalnych współcześnie rozwijają się w Tatrach niewielkie formy lub mikroformy. Dodatkowo wiele z nich to formy nie w pełni wykształcone. W porównaniu z Alpami czy Górami Skandynawskimi znacznie ograniczona jest różnorodność form i ich liczba, podobnie jak w Karpatach Południowych.

Ich rozwój związany jest z sezonowym czy okresowym przemarznięciem gruntu a nie z wieloletnią zmarzliną, prawdopodobnie ze względu na jej wyspowe zaleganie. Nie stwierdzono również obecności form wskaźnikowych obecności zmarzliny.

Aktywność procesów peryglacjalnych jest także ograniczona czasowo, do stosunkowo krótkich okresów wiosny i jesieni. Formy peryglacjalne w pozostałej części roku są modelowane przez inne procesy np. erozję związaną z wodą opadową.

Obecność większych i lepiej wykształconych form reliktowych wskazuje na to, że w przeszłości, w tym w okresie małej epoki lodowej, procesy peryglacjalne odgrywały większą rolę w rozwoju rzeźby Tatr.

7. PRAWIDŁOWOŚCI ROZMIESZCZENIA I WYKSZTAŁCENIA WYBRANYCH FORM PERYGLACJALNYCH W WYSOKICH GÓRACH EUROPY

Podstawą określenia prawidłowości w rozmieszczeniu i wykształceniu form peryglacjalnych w górach wysokich są odpowiedzi na następujące pytania:

– czy geomorfologiczne efekty procesów peryglacjalnych są takie same w różnych górach wysokich?

– czy istnieje prawidłowość w rozmieszczeniu form w obrębie stoku, masywu, inna niż wynikająca z piętrowości geoeologicznej?

– czy istnieje zmienność w przebiegu i tempie procesów peryglacjalnych?

Analizie zostaną poddane podstawowe procesy peryglacjalne, czyli procesy sortowania mrozowego i soliflukcja oraz pełnienie wieloletniej zmarzliny, które są najlepiej rozpoznane.

Przedstawiona w poprzednich rozdziałach charakterystyka rzeźby peryglacjalnej w poszczególnych obszarach wysokogórskich Europy, uwidoczniała jej zróżnicowanie wyrażone poprzez morfometrię i wykształcenie form, tempo ich rozwoju i sposób rozmieszczenia. W tabeli 34 zestawiono występowanie aktywnych form peryglacjalnych w górach wysokich Europy, według 4 kategorii intensywności ich występowania: brak formy, forma występuje rzadko (lub nie ma pewności co do jej rozwoju współcześnie), forma występuje, oraz forma występuje licznie (powszechnie). Widoczne są wyraźne różnice pomiędzy obszarami wysokogórskimi w „nasyce” współczesną rzeźbą peryglacjalną, wyrażonym liczbą typów form i częstością ich występowania. Wszystkie lub prawie wszystkie typy form rozwijają się w Alpach, Górach Skandynawskich i Pirenejach, chociaż w Pirenejach większość z nich występuje mniej licznie. Zatem współczesną rzeźbą peryglacjalną tych obszarów można określić mianem rzeźby peryglacjalnej *sensu stricto*, natomiast w pozostałych obszarach rzeźbą peryglacjalną *sensu lato*. W tych ostatnich obszarach mniejsza jest różnorodność rzeźby peryglacjalnej, nie rozwijają się wszystkie rodzaje form, szczególnie związanych z mrozem, formy występują mniej licznie i często są małe oraz nie w pełni wykształcone. Należy zauważyć, że w obszarach z rzeźbą peryglacjalną *sensu stricto* występuje wieloletnia zmarzlina ciągła. Stąd ich środowisko peryglacjalne jest bardziej pełne. Podobnie jak rzeźbę tych obszarów można je nazwać środowiskiem peryglacjalnym *sensu stricto*, w przeciwieństwie do środowiska peryglacjalnego zasadniczo bez

Tabela 34. Występowanie aktywnych form peryglacialnych w górach wysokich Europy

Formy	Tatry Wysokie	Tatry Zachodnie	Tatry Bielskie	Góry Skandynawskie	Alpy	Retezat	Fagaraș	Pireneje	Cairngorms
Pola gruzowe	-	-	-	±	+	-	-	±	-
Lodowce gruzowe	-	-	-	+	++	-	-	+	-
Moreny z jądrem lodowym	-	-	-	+	±	-	-	-	-
Palsa	-	-	-	+	-	-	-	-	-
Poligony niesortowane	-	-	-	+	±	-	-	-	-
Poligony sortowane	+	-	-	++	++	-	-	+	±
Pierścienie sortowane	+	-	-	++	++	±	±	+	±
Pasy sortowane	+	+	+	++	+	-	-	+	±
Miniaturowe gleby strukturalne	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Tufury	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Loby soliflukcyjne	±	+	+	++	++	±	+	+	+
Warstwy soliflukcyjne	-	-	-	+	-	-	-	-	+
Girlandy/terasy soliflukcyjne	±	+	+	+	+	+	+	+	+
Terasetki	+	++	++	+	++	+	++	+	+
Orające głazy	+	+	+	++	+	+	+	+	++
Formy gelideflacyjne	-	+	±	+	+	-	-	±	++
Nisze niwalne	+	+	+	++	+	+	+	+	+
Wały niwalne	±	-	-	+	+	±	±	+	-

„-” - nie występuje, „±” występuje rzadko, „+” występuje, „++” występuje obficie

zmarzliny (tu zaliczam obszary z izolowanymi płatami zmarzliny), które odpowiednio można nazwać środowiskiem peryglacjalnym *sensu lato*.

Ponadto w każdych górach występuje dodatkowe zróżnicowanie współczesnej rzeźby peryglacjalnej ze względu na zmienność litologii, rzeźby odziedziczonej czy piętrowość. Powoduje ono, że warunki dla działania procesów peryglacjalnych się zmieniają. Już P. Höllerman i H. Poser (1977) stwierdzili, że na jednorodnym podłożu przestrzenny rozkład i wykształcenie rzeźby peryglacjalnej oraz postaci lodu gruntowego zależy wyraźnie od takich zmiennych jak temperatura, opady, ekspozycja i wilgotność pokryw. Dodatkowo zależą one od innych, bardziej specyficznych zmiennych, takich jak częstość, intensywność i głębokość przemarzania, cech wiatru oraz głębokości i czasu trwania pokrywy śnieżnej. Dlatego wykształcenie form jest zróżnicowane w poszczególnych obszarach.

Wyróżnione powyżej typy współczesnej rzeźby peryglacjalnej i środowisk peryglacjalnych można stwierdzić również w innych górach wysokich Europy. Niemal wszystkie formy rzeźby peryglacjalnej rozwijają się współcześnie w górach Spitsbergenu (m. in. Klimaszewski 1960; Jahn 1970b, 1976; Pękala 1980; Sollid, Ströbel 1992; André 1993; Åkerman 2005), na Uralu (Kaleckaja i in. 1974) czy na Kaukazie (Dumitraško 1974; Dunaeva, Korejša 1989), dlatego współczesną rzeźbę peryglacjalną tych obszarów można także określić rzeźbą peryglacjalną *sensu stricto*. Należy jednak zaznaczyć, że w każdym z wymienionych obszarów wachlarz współczesnych form peryglacjalnych jest nieco inny. Z kolei do obszarów z rzeźbą peryglacjalną *sensu lato* można zaliczyć np. masyw Mont Dore w Masywie Centralnym, gdzie powyżej górnej granicy lasu rozwija się rzeźba krioniwalna (Krzemień, Sobiecki 2004; Valadas 1984) lub masyw Sierra da Estrela w Portugalii, gdzie stwierdzono aktywność procesów mrozowych prowadzącą do rozwoju niewielkich gruntów strukturalnych (Vieira i in. 2003).

7.1. FORMY UWARUNKOWANE OBECNOŚCIĄ WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

Formy wskaźnikowe obecności wieloletniej zmarzliny są różne w badanych górach wysokich. W górach Skandynawskich występuje największe bogactwo tych form (tab. 34), co można wiązać z surowością klimatu wynikającą z ich położenia w strefie subarktycznej (tab. 4). Formami związanymi ze zmarzliną są pinga i zagłębienia termokrasowe po ich degradacji, niesortowane poligony tundrowe (Seppälä 1979, 1986, 1995; Rapp 1982; Josefson 1988; Sollid, Sørbel 1998), a także rzadziej występujące wały morenowe z jądrem lodowym i aktywne lodowce gruzowe (Østrem 1964; Barsch 1971; Sollid,

Sørbel 1992; CAPS 1998). Typ form, które dominują wśród form zmarzlinowych jest raczej uwarunkowany rzeźbą odziedziczoną. W Alpach z kolei obecność wieloletniej zmarzliny przejawia się głównie niemal powszechną aktywnością lodowców gruzowych, udokumentowaną pomiarami w całym łańcuchu (m.in. Barsch 1969a, b; Vietoris 1972; Evin 1983; Haeberli 1985; Carton i in. 1988; Barsch 1996; Haeberli i in. 2006). Pozostałe formy w zasadzie nie występują. Prawdopodobnie znaczna grubość pokrywy śnieżnej nie sprzyja rozwojowi takich form jak np. pingo czy palsa. Aktywne lodowce gruzowe występują również w Pirenejach (m.in. Serrano i in. 1995, 2001, 2006; Sanjosé 2003; Lugon i in. 2004; Chueca, Julián 2005), ale podobnie jak w Górach Skandynawskich (CAPS 1998) w bardzo ograniczonej liczbie, zaledwie kilkunastu form. Dominacja lodowców gruzowych wśród form wskazujących na obecność zmarzliny zarówno w Alpach jak i w Pirenejach jest uwarunkowana nie tylko klimatycznie, ale także determinowana obecnością wystarczająco miększych pokryw gruzowych, na stokach usypiskowych lub pochodzenia glacialnego w obrębie wałów morenowych, co odzwierciedla wypracowany na podstawie badań alpejskich podział na morenowe (gruzowe) lodowce gruzowe (*debris rock glaciers*) i piargowe lodowce gruzowe (*talus rock glaciers*) (Barsch 1988). Lodowce gruzowe poruszają się szybciej w Alpach niż w Pirenejach (tab. 9 i 24), ale największe różnice tempa ich przemieszczania są widoczne pomiędzy poszczególnymi latami czy dłuższymi okresami czasu, co ma raczej uzasadnienie klimatyczne.

Obecność wieloletniej zmarzliny została także udokumentowana przy użyciu metod pośrednich w Tatrach (Dobiński 1996, 1997a, b; Mościcki, Kędzia 2001; Kędzia 2004, Gądek, Żogała 2005) i w Karpatach Południowych (Urdea 1992; Kern i in. 2004), ale ze względu na jej typ – izolowanych płatów, nie tworzą się żadne formy wskaźnikowe.

Zasadniczo typowe formy związane z wieloletnią zmarzliną położone są w dnach dolin.

7.2. FORMY SOLIFLUKCYJNE

Rozmieszczenie form soliflukcyjnych zależy od różnych czynników związanych z rzeźbą uprzednią (np. nachyleniem stoku) i klimatem. Procesy soliflukcji działają w każdym z omawianych górach wysokich, ale ich efekty morfologiczne ze względu na wymienione powyżej uwarunkowania są zróżnicowane (tab. 34). Dotyczy to szczególnie wykształcenia wyraźnych, dużych form soliflukcyjnych. Terasetki, girlandy czy orające głazy występują we wszystkich górach i zasadniczo w całym obszarze klimatycznej dziedziny peryglacialnej (tab. 34). Natomiast duże, wyraźne formy lobów, które są współ-

częściej aktywne, spotykamy głównie w Alpach i Górach Skandynawskich, gdzie ich ruch jest także udokumentowany pomiarami (m. in. Rapp 1960; Rudberg 1962, 1964; Pissart 1964; Kaiser 1980; *Centre...* 1980; Gamper 1983; Jahn 1991; Coutard i in. 1996; Matsuoka i in. 1997, 2002, 2003; Jaesche i in. 1997, 2003). W Alpach rozwijają się głównie loby i języki soliflukcyjne (m.in. Höllerman 1964, 1967; Pissart 1964; Furrer 1972; Kaiser 1980, 1983; Coutard i in. 1988a, 1996; Matsuoka i in. 2005), natomiast w Górach Skandynawskich równie często występują warstwy, czyli formy z wyraźnym czołem, w których trudno określić ich długość i szerokość (m. in. Rapp 1960; Rudberg 1962, 1964; Rączkowska 1990, 2003a). W obu omawianych obszarach występują zarówno formy z pokrywą roślinną, jak i pozbawione roślinności formy soliflukcji swobodnej.

Rozwój warstw soliflukcyjnych w Górach Skandynawskich ma związek z dużą wilgotnością pokryw uwarunkowaną wysokimi opadami i zasilaniem wodą roztopową z płatów śnieżnych zalegających przez prawie całe lato i bliskością mniej przepuszczalnego podłoża skalnego, a także z budową pokryw stokowych, głównie z dużym udziałem drobnych frakcji w ich składzie. N. Matsuoka (2001b) dowodząc, że warstwy soliflukcyjne są typowe dla wysokich szerokości geograficznych np. Spitsbergenu, wiąże ich obecność z bardziej jednorodnym typem modelowania rzeźby, a z kolei dominację lobów soliflukcyjnych w górach średnich szerokości geograficznych przypisuje ograniczeniu heterogeniczności warunków dla rozwoju rzeźby soliflukcyjnej.

Fakt, że wilgotność ma podstawowe znaczenie dla przebiegu soliflukcji może uzasadniać dominację form soliflukcyjnych również w górach Cairngorms, położonych w klimacie morskim, chociaż współczesny rozwój dużych form w tym obszarze nie jest oczywisty (m.in. Kelletat 1970a, b; King 1968, 1971a, b; Hayness i in. 1998; Ballantyne, Harris 1994).

Jedynie w Górach Skandynawskich soliflukcja jest tak powszechna, że niejednokrotnie system wzajemnie przenikających się lobów i warstw soliflukcji zajmuje całe zbocza i dna dolin. W Alpach, rzadziej w Cairngorms czy w Pirenejach, takie układy obejmują tylko fragmenty zboczy. Natomiast w Tatrach i Karpatach Południowych aktywne loby soliflukcyjne występują zdecydowanie rzadko, często jako formy pojedyncze na danym stoku. Przyczyny takiego rozmieszczenia trudno jednoznacznie określić, pomimo coraz większej wiedzy na temat mechanizmu soliflukcji.

Do głównych czynników wpływających na przebieg soliflukcji należą reżim zamarzania i odmarzania, głębokość przemarzania, cechy strukturalne i teksturalne pokryw stokowych, wilgotność i rzeźba uprzednia oraz cechy pokrywy roślinnej (Benedict 1970; Stocker 1979; *Centre ...* 1980; Harris 1981;

Coutard i in. 1988a, 1988b; Jaesche i in. 1997, 2003; Jaesche 1999; Matsuoka 2001c). Dodatkowo roczne wartości tempa soliflukcji zależą od długości okresu, jaki potrzebny jest do rozmarznięcia gruntu po wytopieniu pokrywy śnieżnej, tempa topnienia pokrywy śnieżnej, które z kolei decyduje o ilości dostarczonej wody roztopowej, długości zalegania płata śniegu powyżej lobów w okresie lata, dostarczających wodę i podtrzymujących działanie soliflukcji po rozmarznięciu gruntu (Jaesche i in. 2003). Wskazana powyżej złożoność uwarunkowań sprawia, że przebieg soliflukcji różni się w górach strefy subarktycznej i umiarkowanej.

N. Matsuoka (2001b) dowodzi, że w górach średnich szerokości geograficznych oraz w strefie subarktycznej, w których występuje ciepła wieloletnia zmarzlina (temperatura -5°C , warstwa aktywna o miąższości $>1\text{m}$) i sezonowe przejścia przez zero, sezonowe zamarzanie i rozmarzanie gruntu obejmuje warstwę o głębokości od 0,5 do 2,0 metrów, wskutek zarówno dobowych jak sezonowych przejść przez zero temperatury gruntu. Na stokach z cienką pokrywą drobnej zwietrzliny ($<20\text{cm}$), pozbawionych roślinności powstają loby o małej grubości. W miejscach, gdzie pokrywa z drobnej zwietrzliny ma większą miąższość, wskutek rocznego spelzwywania lub geliflukcji, wspomaganych przez sezonowe podnoszenie i konsolidację w czasie rozmarzania, uruchamiana jest warstwa zwietrzliny o grubości kilku decymetrów, która przemieszcza się z prędkością kilku centymetrów rocznie. W efekcie powstają loby soliflukcyjne o wysokości od 0,3 do 2,0 metra. W tabeli 35 przedstawiono zróżnicowanie morfometryczne lobów w zależności od cech środowiska przyrodniczego.

Loby i warstwy soliflukcji mogą mieć powierzchnię gruzową lub pokrytą roślinnością. Zmienia się ona głównie w zależności od wysokości bezwzględnej, co jest dobrze widoczne w górach strefy subarktycznej. W Alpach, a także w Pirenejach, zależność ta jest zaburzona, gdyż często na przeciwnych zboczach tej samej doliny występują loby soliflukcji swobodnej, na stokach zimnych i związanej na stokach ciepłych.

N. Matsuoka (2001b) przypisuje powstawanie lobów gruzowych, soliflukcji swobodnej, ruchowi związanemu z cyklami dobowymi zamarzania i rozmarzania, w wyniku którego, następuje stosunkowo szybko przemieszczanie, głównie powierzchniowej warstwy o miąższości 20 cm, zachodzącemu przy udziale lodu włóknistego lub spelzwywania mrozowego. W warstwie głębszej (30–50 cm), w której większe znaczenie mają roczne cykle przejść przez zero, w stosunku do cykli dobowych, przemieszczanie wskutek soliflukcji (rocznego spelzwywania mrozowego lub geliflukcji) jest wolniejsze. W lobach soliflukcji związanej przemieszczanie związane jest głównie z rocznymi cyklami przejść przez zero, a cykle krótkoterminowe są prawie bez znaczenia. Powol-

Tabela 35. Morfometria lobów lodowców gruzowych i geliflukcyjnych jako wskaźnik cech środowiska i struktury wewnętrznej

(według N. Matsouka i in. 2005)

H (m)	L lub W (m)	Rodzaj materiału na powierzchni	Forma rzeźby	Przyczyna	Struktura wewnętrzna
< 0,2	< 2	gleba	LSL	dobowe przemarznięcie	drobny gruz, o miąższości < =2 m
0,2–3	2–30	gleba	HSL	sezonowy zamarznięcie lub topnienie	drobny gruz, o miąższości > 2 m
0,2–5	2–30	gleba	MSL	sezonowy mróz oraz wydłużone topnienie śniegu	drobny gruz, o miąższości > 2 m
3–30	30–300	gleba	PRG	wieloletnia zmarzlina	gruby i drobny gruz o miąższości > 3 m
> 5	> 100	bloki i głązy skalne	BRG	wieloletnia zmarzlina oraz konwekcyjne chłodzenie	gruby gruz, o miąższości > 5 m

LSL niski lob soliflukcyjny (*low solifluction lobe*), rozwija się, gdy cienka warstwa drobnej zwierzeliny jest uruchamiana przez dobowe pełnienie mrozowe,

HSL wysoki lob soliflukcyjny (*high solifluction lobe*), rozwija się wskutek sezonowego zamarzania i rozmarzania, powierzchniowej warstwy zwierzeliny (0,5 m grubości),

MSL wysoki lob soliflukcyjny (*mud-flow solifluction lobe*) wspomagany przez gwałtowne spływy rozmrożonej warstwy powierzchniowej, uruchamiane w czasie długiego topnienia śniegu,

PRG lodowiec gruzowy kamienisty (*pebbly rock glacier*), oprócz głązów ma domieszkę drobnego gruzu z wietrzenia mniej odpornych skał

BRG lodowce gruzowe, blokowe (*bouldery rock glacier*), ma warstwę aktywną złożoną z głązów bez domieszki drobnego materiału

ny ruch obejmuje warstwę o głębokości 30–60 cm i odbywa się poprzez pełnienie mrozowe i geliflukcję (Matsuoka 2001c). Zasadniczo w lobach soliflukcji swobodnej prędkość przemieszczania zmniejsza się z głębokością i zbliża się do zera na głębokości około 0,5 m (Matsuoka i in. 2003, 2005), ale w lobach soliflukcji związanej rozkład prędkości jest odwrotny, gdyż górna warstwa 10–20 cm przemieszcza się najwolniej, hamowana przez zwartą pokrywą roślinną (np. Benedict 1970; Gamper 1981; Price 1991)

W każdym z omawianych obszarów wysokogórskich występuje układ form soliflukcyjnych powiązany z płatami śniegu, niezależnie od strefy klimatycznej czy odmiany klimatu, a także piętrowości. Loby i terasetki soliflukcyjne rozwijają się u czoła płatów śnieżnych, często schodząc na krawędzie niż położonych niżej. Takie układy są jednak częstsze w górach strefy subarktycznej lub klimatu morskiego. Rozwój lobów poniżej płata może być wspomagany przez spływy błotne, które mogą przemieszczać warstwę powierzchniową o miąższości 0,15–0,2 m, co stwierdzano w Alpach. Ich działanie może skutkować przyśpieszeniem tempa przemieszczania lobu do 1 m/rok (Matsuoka i in. 2003; Jaesche i in. 2003). Jednak zjawisko wspomagania soliflukcji przez spływy błotne prawdopodobnie nie występuje zbyt powszechnie.

Zasadniczo loby soliflukcyjne występują najczęściej w dolnej części zbocza doliny np. w Dolinie Madriccio (badania własne), w Engadin (Matsuoka i in. 1997), Kärkevagge (Rapp 1960), Tarfali (Rączkowska 2003a). Wyniki wieloletniej serii pomiarów japońskiego zespołu w Alpach Szwajcarskich (Matsuoka i in. 1997, 2003) dowodzą, że loby soliflukcyjne rozwijają się głównie u podnóży stoku, gdzie dominuje sezonowy cykl przejść przez zero temperatury gruntu i procesów mrozowych. U podnóży stoku zwietrzelina jest grubsza i zawiera większą ilość drobnych frakcji materiału, co wzmacnia efektywność cykli przejść przez zero i przyczynia się do rozwoju dużych form lobów i warstw (Matsuoka i in. 1997; Matsuoka 2001c). Potwierdzają to wyższe wskaźniki tempa soliflukcji mierzonej w profilu podłużnym stoku (Coutard i in. 1996).

Dynamika soliflukcji wyrażona zarówno przez tempo powierzchniowe jak i objętościowe zmienia się znacząco w zależności od cech klimatu (Matsuoka 2001c). Wskaźniki określające powierzchniowe tempo soliflukcji są bardzo zróżnicowane i równocześnie podobne w różnych górach (tab. 15 i 19). Takie duże zróżnicowanie wartości tempa powierzchniowego wynika z jednej strony z różnorodności stosowanych metod pomiarowych, ale głównie jest wyrazem lokalnych uwarunkowań procesu, w tym litologii i położenia. D.J. Smith (1992), na podstawie badań w Górach Skalistych dowodzi, że błąd w określaniu tempa soliflukcji na podstawie krótkich serii pomiarowych sięga ponad 150%. Średnie tempo geliflukcji określone na podstawie najdłuższych serii pomiarowych wynosi 2,9–3,1 cm/rok dla Gór Skandynawskich w strefie subarktycznej (Rapp, Åkerman 1993) i 2,9 cm/rok w Alpach w strefie umiarkowanej (Gamper 1987), podczas gdy na Spitsbergenie osiąga 5–7 cm/rok (Repelewska-Pękałowa, Pękała 1993, Åkerman 1996). Wyniki długich serii pomiarowych, na Spitsbergenie (Åkerman 1996, 2005) lub w Górach Skalistych (Smith 1992), dowodzą, że tempo soliflukcji cechuje duża zmienność w czasie.

W obszarach wysokogórskich, o płytkim przemarzaniu dominuje dzienne spalanie mrozowe, prędkość powierzchniowa wynosi do 100 cm/rok, ale ruch obejmuje tylko warstwę o miąższości do 10 cm, przez co tempo objętościowe jest małe. W warunkach płytkiego przemarzania gruntu soliflukcja stosunkowo często jest wspomagana przez spływy gruzowe (Matsuoka i in. 2003; Jaesche i in. 2003). Najwięcej materiału zwietrzelinowego (prędkość objętościowa) zostaje przemieszczane przez soliflukcję w obszarach z ciepłą wieloletnią zmarzliną lub w warunkach głębokiego przemarznięcia (średnia roczna temperatura powietrza od -6 do 0 °C), zarówno subpolarnych jak i wysokogórskich, gdzie w wyniku pełznięcia dziennego i sezonowego uruchamiana jest warstwa o miąższości 30–50 cm ze średnią prędkością powierzchniową kilku cm/rok (Matsuoka 2001c).

7.3. FORMY MROZOWE

Dla rozwoju gruntów strukturalnych ważna jest wilgotność i dostępność luźnego, heterogenicznego materiału, z udziałem drobnych frakcji. Procesy sortowania mrozowego zasadniczo nie wymagają większej aktywności mrozu niż soliflukcja, ale są bardziej uwarunkowane przez specyficzne warunki geologiczne, takie jak odsłonięte podłoże, pozbawione roślinności, złożone z drobnego i wilgotnego materiału (Höllerman 1985). K. Graff (1993) dowodzi, że przy wilgotności gruntu wynoszącej 20–25% na stoku o nachyleniu powyżej 10° rozwijają się pasy, lecz gdy grunt jest suchy to poligony powstają nawet przy nachyleniu stoku wynoszącym 25°, a pasy rozwijają się dopiero na bardziej stromych stokach. Zasadniczo sortowane formy poligonów i sieci występują na stokach o nachyleniu 0–6°, stopnie 1–11°, pasy sortowane 2–17°, a języki głazowe 5–20° (Ødegård i in. 1988).

Mechanizm powstawania form mrozowych pomimo licznych badań nie został jednoznacznie określony. M. Dąbski (2006) podsumowując istniejące hipotezy wyróżnił 8 grup teorii. Hipotezy wyjaśniające powstawanie form sortowanych w górach mieszczą się w grupach zakładających – pulsację i ekspansję ośrodków pęcznienia (Van Vliet Lanoë 1988b), powstawanie szczelin, a następnie pulsację i ekspansję szczelin poligonów, (Pissart 1973; Stingl 1974), a także soliflukcję, erozję liniową lub sływ spiralny. (Pissart 1974; Matsuoka i in. 2003). Potwierdzenie prawdziwości poszczególnych grup teorii wymaga dalszych badań, podobnie jak numeryczny model zaproponowany przez M.A. Kesslera i B.T. Wernera (2003).

Rozbieżne są także opinie na temat długości okresu czasu potrzebnego do wykształcenia się form mrozowych, który wynosi od 10 dni do 2 lat (Pissart 1974), 60 dni (Graff 1993), 2–6 lat (Ballantyne, Mathews 1983) lub 10–100 lat (Peterson, Krantz 2003).

Procesy mrozowe prowadzą wszędzie do dezintegracji podłoża poprzez wietrzenie. Zasadniczo natężenie tego procesu jest niewielkie i nie ma znaczących różnic pomiędzy poszczególnymi omawianymi obszarami wysokogórkimi. Jakkolwiek rozwój pokryw blokowych z wietrzenia *in situ* jest współcześnie prawdopodobny tylko w Alpach i Górach Skandynawskich.

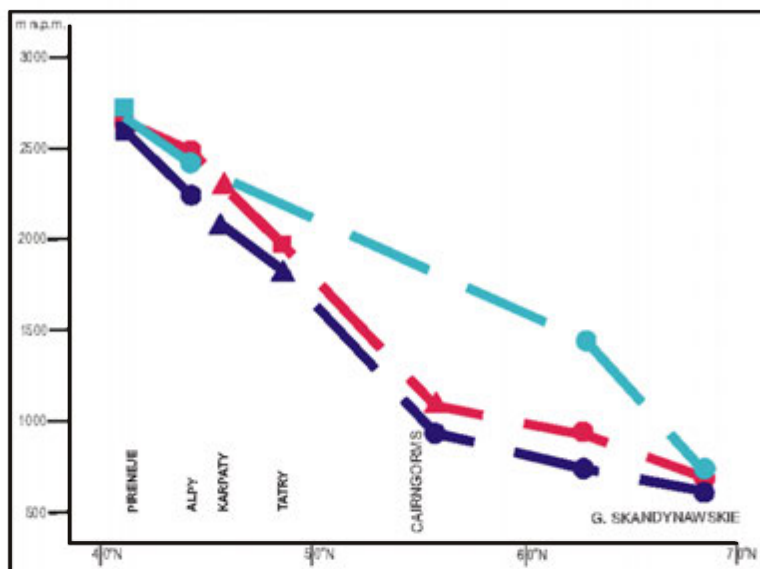
W efekcie działania procesów mrozowych w każdym omawianych górach wysokich rozwijają się grunty strukturalne, ale ich zestaw i powszechność występowania są bardzo różne (tab. 34). Powszechnie rozwijają się formy drobne, miniaturowych gruntów strukturalnych i tufurów. Wszystkie rodzaje form występują tylko w Alpach i Górach Skandynawskich. W pozostałych omawianych górach wysokich formy te występują w znacznie ograniczonej liczbie lub prawie nie występują, jak np. w Karpatach Południowych.

Formy mrozowe, takie jak poligony i pierścienie, rozwijają się na powierzchniach płaskich, ale jednocześnie charakteryzujących się dużym stopniem wilgotności. Dlatego przypisane są głównie do den dolin i cyrków glacialnych lub niwalnych. Rzadziej występują na spłaszczeniach stokowych czy grzbiecach, z wyjątkiem Gór Skandynawskich. Pojedyncze formy występują w różnych położeniach. Bardzo charakterystyczne jest występowanie pierścieni lub poligonów na przedpolu wieloletnich płatów śniegu. Sortowane i niesortowane pasy występują natomiast na stokach, często wypukłych.

7.4. WPLYW STREFOWEGO I PIĘTROWEGO ZRÓŻNICOWANIA ŚRODOWISKA NA ROZMIESZCZENIE FORM PERYGLACJALNYCH

Wpływ zróżnicowania środowiska na rozmieszczenie form zostanie oceniony przy użyciu form najlepiej poznanych, czyli form wskaźnikowych wieloletniej zmarzliny, aktywnych lobów i warstw soliflukcyjnych oraz gruntów strukturalnych. Na rycinie 34 przedstawiono zróżnicowanie położenia wysokościowego dolnej granicy strefy z pełną aktywnością wymienionych powyżej form peryglacialnych w poszczególnych obszarach. Obniżanie granic występowania form wraz ze wzrostem szerokości geograficznej nawiązuje do zmienności klimatu związanego z położeniem w różnych strefach klimatycznych. Aktywne formy peryglacialne, w leżących w strefie subarktycznej Górach Skandynawskich, w tym także formy związane z wieloletnią zmarzliną, występują powszechnie na wysokości kilkuset metrów, natomiast w górach strefy umiarkowanej te same formy powstają dopiero na wysokości około 2500 m n.p.m. Aktywne formy peryglacialne, od różnego kształtu oraz wielkości gruntów strukturalnych i form soliflukcyjnych, do związanych z wieloletnią zmarzliną lodowców gruzowych i wieloboków szczelinowych, występują na poziomie morza w górach Spitsbergenu, (m.in. Czeppe 1961; Jahn 1970b, 1976; Sollid, Sørbel 1992; Repelewska-Pękałowa, Pękała 1993; André 1993), lecz panujący tam klimat jest całkowicie odmienny niż w pozostałych górach wysokich Europy, gdyż obszar ten leży w okołobiegunowej strefie klimatycznej.

Współczesna rzeźba peryglacialna gór wysokich zmienia się także w zależności od wpływów morskich lub kontynentalnych na klimat danego obszaru. Na przykład na podobnej wysokości bezwzględnej, w masywach Alp podlegających wpływom klimatu morskiego (np. Alpy Berneńskie), lodowce zajmują większość obszaru i rozwija się głównie rzeźba glacialna, a w masywach z wpływami kontynentalnymi (np. Alpy Austriackie, Włoskie) występują lodowce gruzowe (Imhof 1996, 1998; Lieb 1996, 1998). Z kolei na wschodnim skłonie Gór Skandynawskich wpływ klimatu kontynentalnego, wyraża się obecnością form wieloletniej zmarzliny np. palsa, pinga, które nie wystę-

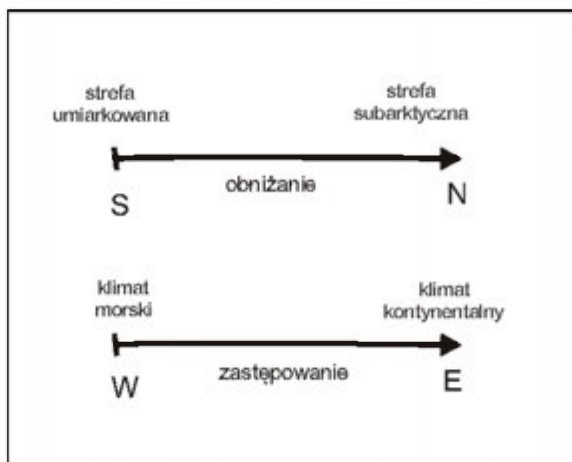


Ryc. 34. Zmienność występowania aktywnych form peryglacjalnych w górach wysokich Europy w profilu południkowym. Kolory: zielony – formy wskaźnikowe zmarzliny, czerwony – grunty strukturalne, niebieski – soliflukcja. Symbole: kółko – forma występuje licznie, kwadrat – forma występuje, trójkąt – forma występuje rzadko. Longitudinal variability of occurrence of active periglacial forms in the high-mountains of Europe. Colours: green indicator forms of permafrost, red patterned grounds, blue solifluction. Symbols: circle the form occurs frequently, square the form is present, triangle the form occurs rarely

pują na zachodnim skłonie gór, gdzie z kolei rozwijają się lodowce gruzowe (Rapp 1982; Sollid, Sørbel 1992; CAPS 1998). Zatem można stwierdzić, że w zależności od odmiany klimatu następuje zastępowanie jednych form innymi (ryc. 35), ale zasadniczo wzrost stopnia kontynentalizmu klimatu sprzyja rozwojowi rzeźby peryglacjalnej. W morskim klimacie masywu Cairngorms niemal nie rozwijają się współcześnie formy gruntów strukturalnych.

Z kolei piętrowość znajduje wyraz głównie w sposobie wykształcenia form peryglacjalnych lub w samej obecności niektórych form, a także w istnieniu, uwarunkowanych klimatycznie dolnych granic występowania form. Problemy te zostały dobrze rozpoznane w górach wysokich już do lat 70. XX wieku (Höllerman 1964, 1967, Stingl 1969, Kelletat 1970a, b; Jahn 1970b). Równocześnie zwracano uwagę na możliwość występowania form poniżej wyznaczonych granic.

Piętrowe zróżnicowanie środowiska wpływa także na różne wykształcenie form peryglacjalnych powstających w wyniku działania tego samego procesu. Formy soliflukcji swobodnej, pozbawione pokrywy roślinnej, podobnie jak pasy sortowane złożone z pasów materiału gruzowego różnej frakcji mogą się



Ryc. 35. Rozwój współczesnej rzeźby peryglacialnej a zmienność klimatu peryglacialnego

Development of present-day periglacial relief and variability of periglacial climate

rozwijać tylko w najwyższych piętrach. Obecność zwartej pokrywy roślinnej w piętrze alpejskim znacznie ogranicza możliwość rozwoju gruntów strukturalnych.

Zależność efektywności procesów peryglacialnych od uwarunkowań środowiskowych powoduje, że w rozmieszczeniu form peryglacialnych znajduje odzwierciedlenie mozaikowe zróżnicowanie środowiska przyrodniczego gór wysokich. Mozaikowość wynika głównie ze zróżnicowania rzeźby starszej, które ma wpływ na nachylenia stoku, ekspozycję, typ i miąższość pokryw, a także klimatu lokalnego i warunków wilgotnościowych. Wskutek tego obok siebie mogą występować różne formy rzeźby np. loby soliflukcji czy pasy sortowane lub poligony, a na podobnej wysokości na sąsiednich stokach loby soliflukcji i lodowce gruzowe (np. Matsouka i in. 2005). Wynika z tego, że naczelną cechą rozmieszczenia form peryglacialnych w górach jest mozaikowość, odzwierciedlająca uwarunkowania lokalne w obrębie klimatycznej dziedziny peryglacialnej.

7.5. STREFA SUPRAGLACJALNA I PROGLACJALNA

W górach gdzie występują współcześnie lodowce strefa peryglacialna jest dodatkowo zróżnicowana. W jej obrębie można wyróżnić obszar ponad lodowcami, nazywany strefą supraglacialną, gdzie najczęściej występuje ciągła wieloletnia zmarzlina. W okresie krótkiego lata w warstwie czynnej działają

głównie procesy wietrzenia mechanicznego prowadzące do rozwoju pokryw blokowych *in situ* w Alpach czy Pirenejach lub rozwijają się formy mrozowego sortowania i poligony niesortowane jak to się dzieje w Górach Skandynawskich.

Oprócz tego w bezpośrednim sąsiedztwie lodowców górskich, także jezior lodowcowych występuje strefa o różnej szerokości, którą można uznać za odpowiednik strefy peryglacjalnej w rozumieniu W. Łozińskiego (1909, 1912), czyli przylodowcowej i nazwać strefą proglacjalną. Cechą charakterystyczną tego obszaru jest bogactwo żywych form peryglacjalnych, gruntów strukturalnych, lobów soliflukcyjnych czy lodowców gruzowych. Formy te są jednym z elementów rzeźby paraglacjalnej wyróżnianej przez C. Ballantyne'a (2002b).

W strefie proglacjalnej występuje duża ilość nieskonsolidowanego materiału, który jest podatny na działanie procesów peryglacjalnych, poprzez znaczne zróżnicowanie frakcjonalne i składu mineralnego, oraz możliwość przetrzymywania wody. Ponadto strefa ta jest najczęściej objęta wieloletnią zmarzliną. Wyniki badań w Alpach szwajcarskich wskazują, że takie właściwości mają obszary w dnach dolin, z których lodowce się wycofują od czasu małej epoki lodowej (Reynard i in. 2003; Lugon, Delaloye 2004). Wielkość tego obszaru jest różna w różnych masywach. W Argentera najbardziej południowym i zlodowaconym masywie Alp lodowce od małej epoki lodowej cofnęły się o 100–150 m (Federici, Stefanini 2001), natomiast w masywie Ortles-Cevedale czy w Ecrins, według moich badań terenowych, te odległości są kilkakrotnie większe.

Obszary, z których wycofały się lodowce, objęte wieloletnią zmarzliną w obecnym klimacie podlegają degradacji (Lambiel, Reynard 2001). Grubość zmarzliny i warstwy czynnej jest zróżnicowana przestrzennie w zależności od długości okresu czasu od ustąpienia lodowców z danego obszaru (Cannone i in. 2003). Zmienia się zasięg i termika tej starszej zmarzliny, a neo-zmarzlina występuje tylko bardzo lokalnie (Reynard i in. 2003).

Największymi z form peryglacjalnych rozwijających się w strefie proglacjalnej są lodowce gruzowe np. w Vanoise (m.in. Marnezy 1977b; Evin 1983; Barsch 1988). W Alpach Ötzalskich aktywne lodowce gruzowe rozwinęły się z lodowców górskich z pokrywą gruzową istniejących w małej epoce lodowej ok. 1850 roku. Lodowce te obecnie zawierają w środku pogrzebany lód lodowcowy (Berger i in. 2004). W środowiskach marginalnych, np. w Pirenejach lodowce gruzowe szybko reagują na przejście od glacialnego do peryglacjalnego środowiska (Serrano i in. 2001, 2002; Lugon i in. 2004). Obniżanie powierzchni lodowców gruzowych wynika z ich dopasowywania się do współ-

czesnego klimatu (wyższa temperatura, większa suchość i ograniczone opady śniegu) od czasu końca małej epoki lodowej, szczególnie widoczne w ostatnich dekadach (Chueca, Julián 2005).

Obszary, z których ustąpiły lodowce podlegają również intensywnym procesom mrozowym, które prowadzą do rozwoju sortowanych gruntów strukturalnych (Ballantyne 1982, 2002a, b; Ballantyne, Mathews 1982; Gerdol, Smiraglia 1990; Haugland 2006) lub łobów soliflukcyjnych (Kellerer-Pirklbauer 2005). Aktywność procesów sortowania mrozowego w strefie przy lodowcach jest dodatkowo stymulowana poprzez występowanie katabatycznych wiatrów, które oziębiają temperaturę w bezpośrednim sąsiedztwie lodowców (Ballantyne, Mathews 1982; Obleitner 1994; Van Den Broeke 1997).

8. WPŁYW RZEŻBY ODZIEDZICZONEJ NA ROZWÓJ RZEŻBY PERYGLACJALNEJ

W każdym z analizowanych w tej pracy masywów starsza rzeźba, która współcześnie poddana jest peryglacjalnej transformacji ma podobną genezę glacialną, ale typy rzeźby są różne.

Typ alpejski z wąskimi graniem i stromymi ścianami skalnymi otaczającymi kotły i żłoby lodowcowe oprócz Alp występuje także w Tatrach i niektórych masywach Karpat Południowych – Făgăraș i Retezat oraz częściowo w Pirenejach. W Górach Skandynawskich i Cairngorms wierzchowina jest prawie płaska, rozległa, rozcięta głębokimi żłobami o skalistych ścianach. W Pirenejach grzbiety o skalistych ścianach wznoszą się ponad wyrównaną rozległą powierzchnię wierzchwinową. Wykształcenie starszej rzeźby jest zależne od budowy geologicznej, która ma także wpływa na jej cechy np. asymetrię, a głównie na cechy pokryw.

Odziedziczona rzeźba decyduje o przestrzeni dla rozwoju form peryglacjalnych, stwarza ramy dla ich rozwoju. Od typu rzeźby odziedziczonej zależy wielkość powierzchni płaskich lub stromych, wyniesienie obszaru, ekspozycja stoków oraz cechy i miąższość pokryw. Formy mrozowe rozwijają się na powierzchniach płaskich lub stokach o niewielkim nachyleniu, podobnie jak formy soliflukcyjne, chociaż soliflukcja może zachodzić na stokach nawet do 35°. Stąd rozwojowi rzeźby peryglacjalnej sprzyjają rozległe i prawie płaskie wierzchowiny fjeldów w Skandynawii lub obecność wysoko położonych barków lodowcowych w Alpach.

Istnienie stosunkowo płaskich nie „zjedzonych” przez lodowiec wierzchwin (Góry Skandynawskie, Cairngorms, częściowo Pireneje), czy grzbietów i przełęczy (Alpy, Tatry, Karpaty Rumuńskie) stwarza odpowiednie warunki do rozwoju rzeźby peryglacjalnej, podobnie jak rozległych fragmentów den dolin z materiałem morenowym. Obecność ścian skalnych, z których w wyniku wietrzenia dostarczany jest materiał gruzowy, jest jednym z podstawowych czynników umożliwiających rozwój lodowców gruzowych, które w Alpach występują licznie (tab. 34), a np. w Górach Skandynawskich sporadycznie, chociaż w obu obszarach istnieje wieloletnia zmarzlina.

Typ starszej rzeźby, odziedziczonej, decyduje czy formy peryglacjalne koncentrują się jedynie w dnach dolin czy są obecne także na wierzchwinie.

Wyniesienie obszaru wpływa na cechy klimatu, obecność lodowców lodowych, wieloletniej zmarzliny oraz na typ pokrywy roślinnej, który z kolei decyduje o typie rzeźby peryglacjalnej rozwijającej się na tym obszarze.

W górach wysokich, w których nie występują lodowce lodowe rzeźba peryglacjalna rozwija się w całej strefie (dziedzinie) peryglacjalnej, aż po grzbiety. Rozległe zlodowacenie gór ogranicza przestrzeń dla rozwoju rzeźby peryglacjalnej.

Starsza rzeźba odziedziczona wpływa także na dystrybucję ciepła i śniegu w górach, a tym samym w sposób zasadniczy determinuje przebieg i typ procesów peryglacjalnych. W Górach Skandynawskich płaty śnieżne czy pola występują głównie na stokach o ekspozycji wschodniej. Zacienienie stoków przez ściany cyrków lodowcowych w Alpach, a także w Pirenejach, wpływa na termikę gruntu, w tym na obecność wieloletniej zmarzliny. W górach, gdzie panują warunki graniczne dla strefy peryglacjalnej, zacienienie stoku umożliwia utrzymywanie się płatów wieloletniej zmarzliny.

9. ROLA PROCESÓW PERYGLACJALNYCH WE WSPÓŁCZESNYM ROZWOJU RZEŻBY WYSOKOGÓRSKIEJ

Ocena roli, jaką pełnią procesy peryglacjalne we współczesnej ewolucji rzeźby gór wysokich, może opierać się na obecności form peryglacjalnych w krajobrazie wyrażonych liczbą, spectrum i powszechnością ich występowania, ich stosunkiem do form o innej genezie oraz na udziale tych procesów w obiegu materii i energii.

W strefie klimatu zimnego gór wysokich, czyli w obszarze powyżej górnej granicy lasu, działaniu procesów peryglacjalnych poddany jest cały obszar poza fragmentami zajętyymi przez lodowce. Niemniej procesy peryglacjalne współwystępują na tym obszarze z innymi procesami morfogenetycznymi, nie związanymi bezpośrednio z mrozem i ze śniegiem. Dodatkowo obecność mrozu wpływa również na przebieg innych procesów. Udział procesów z tych dwu grup zmienia się w ciągu roku. Każda forma, również utworzone przez inne niż peryglacjalne procesy, jest przekształcana przez procesy peryglacjalne, gdyż podlega, z różną intensywnością, działaniu mrozu, lodu gruntowego i śniegu przez cały rok, lub tylko przez jego część. W takim sensie rola procesów związanych z tymi czynnikami jest znacząca. Jeżeli intensywność procesów peryglacjalnych jest duża, a podłoże podatne na ich działanie to wtedy powstają odpowiednie formy rzeźby. Dla przykładu podnoszenie mrozowe może zachodzić, jeżeli występują przejścia temperatury gruntu przez zero, ale nie jest to tożsame z wykształceniem się gruntów strukturalnych. Powstają one dopiero przy sprzyjających warunkach lokalnych (m.in. Pissart 1973, 1974; *Centre* ...1980; Coutard i in. 1988a, 1996; Kling 1996; Matsuoka i in. 2002; Rączkowska 2003b, 2004b).

Procesy peryglacjalne włączają się także w działanie powolnych ruchów masowych, w stopniu uzależnionym od litologii i cech klimatu, co wyraża sposób pełnienia od lodowców gruzowych do soliflukcji (m.in. Soutadé 1980; Coutard in. 1988a, 1988b, 1996; Nyberg 1993; Ballantyne, Haris 1994; Haynes i in. 1998; Jaesche i in. 2003; Matsuoka i in. 2003).

Przyjmując, na podstawie najdłuższych serii obserwacyjnych w Alpach i w Górach Skandynawskich, że średnie tempo przemieszczania wskutek soliflukcji wynosi 3–4 cm/rok (Gamper 1987; Rapp, Åkerman 1993), możemy ocenić, że pokrywy stokowe w holocenie uległy przemieszczeniu o 300–400 m. Oznacza to, że najczęściej transportowany w ten sposób materiał zwietrzeli-

nowy mógł w tym okresie dotrzeć do podstawy stoku. Przemieszczanie materiału w lodowcach gruzowych jest bardzo zróżnicowane (tab. 9, 15), ale zasadniczo o rząd wielkości większe. Jednak udział lodowców gruzowych w transporcie jest ograniczony wskutek mniejszej częstości ich występowania w porównaniu z soliflukcją, która jest powszechna, szczególnie w Górach Skandynawskich.

Należy dodać, że ważną rolę w transporcie zwietrzelin w środowisku peryglacjalnym pełni splukiwanie, gdyż ze względu na brak roślinności istnieje duża dostępność materiału do transportu i wody pochodzącej z topienia śniegu lub zmarzliny (French 1976, 1996). Znacząca rola tego procesu została stwierdzona zarówno w Alpach (Dolfus, Kaiser 1979, *Centre...* 1980), jak i w Pirenejach (Soutadé 1980) oraz w Górach Skandynawskich (Rapp, Strömquist 1979).

Na istotną rolę procesów peryglacjalnych we współczesnym modelowaniu rzeźby gór wysokich wskazuje obecność i bogactwo form peryglacjalnych (tab. 34), które jak dowodzą ilościowe wyniki badań są aktywne. Tempo procesów odpowiadających za rozwój form peryglacjalnych jest jednak małe w porównaniu z gwałtownymi ruchami masowymi takimi jak spływy gruzowe, lawiny czy obrywy, gdzie w trakcie jednego zdarzenia może być przemieszczana duża ilość materiału od grani do podstawy stoku, z jednoczesnym powstaniem nowych form rzeźby, często istniejących w krajobrazie, także wysokogórskim, przez długi okres czasu (n.p. Pippan 1974, Rapp, Strömquist 1979; Soutadé 1980; Garcia-Ruiz i in. 1992; Kotarba 1992a; Luckman 1992; Becht 1995; Fuschs i in. 2001). Ich powstanie niszczy, w całości lub częściowo, istniejące formy peryglacjalne (Rączkowska 1999b).

Występowanie jednego i drugiego typu procesów w tym samym obszarze skutkuje wzajemnymi zależnościami, jak między innymi dowodzi G. Soutadé (1980) na podstawie badań we Wschodnich Pirenejach. Dla przykładu spływy gruzowe stymulują procesy peryglacjalne poprzez przyśpieszenie ich tempa (Matsuoka i in. 2003; Jaesche i in. 2003). Z kolei topienie się wieloletniej zmarzliny wskutek zmian klimatu powoduje uruchamianie spływów gruzowych (Haeberli 2005) lub powstawanie dużych obrywów na stokach alpejskich (Davis i in. 2001; Noetzli i in. 2003). Spływy gruzowe w strefie peryglacjalnej charakteryzowano w Alpach w związku z powodzią w 1987 roku (m.in. Van Steijn i in. 1988, Naef i in. 1989; Haeberli i in. 1990; Roesli, Schindler 1990; Zimmermann 1990; Zimmermann, Haeberli 1990; Rączkowski 1997).

W Górach Skandynawskich także wskazywano na dominującą rolę gwałtownych ruchów masowych, szczególnie spływów gruzowych w przekształcaniu ich rzeźby (m.in. Rapp, Strömquist 1979; Rapp 1985; Nyberg 1985,

1989; Jonasson, Strömquist 1987; Nyberg, Rapp 1998). Wyniki najnowszych badań nad przemieszczaniem pokryw (program SEDIFLUX) wskazują na to, że soliflukcja odgrywa główną rolę w modelowaniu stoków i przemieszczaniu zwietrzelin, szczególnie na gładkich stokach peryglacialnych o wyrównanym profilu podłużnym, gdzie ilość przemieszczanego w ten sposób materiału może być porównywalna lub większa od ilości przemieszczanej przez szybkie ruchy masowe w obszarach o rzeźbie alpejskiej (Berthling i in. 2002). Także liczba form peryglacialnych i tworzonych w wyniku gwałtownych ruchów masowych wskazuje na większe znaczenie procesów peryglacialnych.

Dużo czasu poświęca się dyskusjom nad rzeczywistą efektywnością procesów peryglacialnych i ich obecność w rzeźbie (Thorn 1988, 1992; French, Harry 1992; Ballantyne, Harris 1994; André 2003). Zauważono, że niebezpieczne jest przypisywanie rozwoju pewnych form rzeźby procesom peryglacialnym, przy ograniczonej wiedzy na temat natury i tempa tych procesów. Do najlepszych przykładów należy niwacja czy krioplanacja (Thorn 1988; Thorn, Hall 2002). Także powstanie skałek ostańcowych (*tors*), najczęściej przyjmowane jest jako wynik krioplanacji i wietrzenia peryglacialnego, podczas gdy ich geneza może być peryglacialna (Ballantyne 1994). Rola procesów peryglacialnych może być właściwie oceniona po uzyskaniu większej liczby danych z ciąglego zapisu cech klimatu i przebiegu procesów. Takie podejście badawcze umożliwi lepsze zdefiniowanie procesów poprzez fizyczno-chemiczne zależności i przypisanie tym procesom ich morfogenetycznej roli.

Rola procesów peryglacialnych jest zmienna w czasie. Współczesny klimat znacząco ją redukuje, także przestrzennie, zwłaszcza w górach takich jak Tatry czy Karpaty Południowe, gdzie reliktove formy rzeźby peryglacialnej np. lodowce gruzowe, poligony są stosunkowo dobrze rozwinięte. Obecność starszych, nieaktywnych i reliktowych, większych form w wysokich górach różnych stref i odmian klimatu, świadczy, że w przeszłości rola procesów peryglacialnych mogła być większa niż współcześnie.

10. WNIOSKI

W każdym górze wysokich Europy klimat jest wystarczająco surowy, aby w obszarze powyżej górnej granicy lasu działały procesy peryglacjalne, prowadząc do wykształcenia odrębnych form rzeźby peryglacjalnej lub uczestnicząc w rozwoju form o innej genezie. Jednak tylko w tych górach gdzie surowość klimatu pozwala na występowanie wieloletniej zmarzliny, typu ciągłego lub nieciągłego, ale nie w formie sporadycznych, izolowanych wysp, występuje rzeźba peryglacjalna *sensu stricto*. Rozwijają się tam współcześnie wszystkie lub prawie wszystkie rodzaje form peryglacjalnych, a ich rozwój w sposób parametryczny można przypisać procesom peryglacjalnym. Do tych obszarów zaliczają się Alpy i Góry Skandynawskie, oraz częściowo Pireneje. W górach, gdzie wieloletnia zmarzlina nie występuje lub występuje tylko w izolowanych, niewielkich płatach, rozwija się współcześnie rzeźba peryglacjalna *sensu lato*. Działalność procesów peryglacjalnych w tych obszarach nie zawsze prowadzi do wykształcenia wyraźnych form rzeźby. Rozwijają się w nich jedynie niektóre formy peryglacjalne.

Występowanie wyróżnionych powyżej typów rzeźby peryglacjalnej nie jest ograniczone jedynie do omawianych w tej pracy gór wysokich. Rzeźba peryglacjalna *sensu stricto* występuje między innymi na Kaukazie i Uralu w strefie umiarkowanej oraz w górach strefy okołobiegunowej, np. na Spitsbergenie. Natomiast rzeźba peryglacjalna *sensu lato* jest powszechna, gdyż większość gór wysokich w Europie nie jest współcześnie zlodowacona ani nie występuje w nich ciągła wieloletnia zmarzlina.

Przebieg i skutki poszczególnych procesów peryglacjalnych są bardzo zróżnicowane regionalnie. W efekcie działania tego samego procesu powstają odmienne formy, ale równocześnie trudno wskazać wyraźne różnice pomiędzy jego tempem w poszczególnych obszarach. Dlatego zadaniem przyszłych badań jest konieczność powiązania procesów i ich uwarunkowań z formami, przy użyciu całorocznego monitoringu obu elementów.

Niezależnie od powszechności występowania i różnorodności form peryglacjalnych, ich rozmieszczenie w obrębie klimatycznie uwarunkowanej strefy cechuje, podobnie jak środowisko wysokogórskie, mozaikowość, gdyż wykształcenie rzeźby zależy w znacznym stopniu od uwarunkowań lokalnych. Dlatego, chociaż procesy peryglacjalne działają w całej strefie (dziedzinie klimatycznej) peryglacjalnej, rzeźba peryglacjalna rozwija się tylko we fragmen-

tach tej strefy. Ze względu na stopień „nasylenia” rzeźbą peryglacialną obszarów wysokogórskich można wśród nich wydzielić, przez analogię do podziałów obszarów z wieloletnią zmarzliną, obszary z rzeźbą peryglacialną ciągłą, nieciągłą i wyspową. Pierwszy typ reprezentują Góry Skandynawskie, szczególnie ich północna część, drugi typ to Alpy, a pozostałe obszary, chociaż różnią się znacznie między sobą można zaliczyć do trzeciej grupy.

Współczesne peryglacialne modelowanie wysokich gór Europy cechuje duże zróżnicowanie (tab. 34). Każdy obszar górski cechuje się inną specyfiką, zmienia się rodzaj procesu dominującego we współczesnym rozwoju rzeźby peryglacialnej i zespół form typowych dla danego obszaru, równocześnie wyróżniających ten obszar spośród innych. W Górach Skandynawskich procesy peryglacialne, a szczególnie soliflukcja, odgrywają główną rolę we współczesnym modelowaniu ich rzeźby, prowadząc do rozwoju dużych i licznych form lobów i warstw soliflukcyjnych oraz gruntów strukturalnych. Występują tu wszystkie typy form, chociaż spośród innych obszarów wyróżnia je występowanie palsa i poligonów niesortowanych (tundrowych). Z kolei Cairngorms wyróżnia się spośród innych gór dominującą działalnością wiatru, prowadzącą do degradacji zwartych, dużych fragmentów stoku na szczytowej wierzchołkowej, w tym również aktywnych form soliflukcyjnych, które są tam najczęstszym elementem rzeźby peryglacialnej. Stąd też częste są tam także formy eoliczne, natomiast grunty strukturalne występują sporadycznie. W Tatrach, podobnie jak w Karpatach Południowych (Retezat, Făgăraș) działanie procesów peryglacialnych jest ograniczone czasowo oraz przestrzennie, stąd aktywne formy peryglacialne są stosunkowo niewielkie i mało liczne. Jednak w Tatrach różnorodność tych form jest największa. Rozwój form peryglacialnych jest wynikiem współdziałania z innymi procesami, przy czym procesy peryglacialne odgrywają najważniejszą rolę, poza gwałtownymi ruchami masowymi, w modelowaniu obszaru powyżej górnej granicy lasu. W strefie umiarkowanej, wśród badanych gór, jedynie Alpy cechuje podobne do Gór Skandynawskich, bogactwo rzeźby peryglacialnej. W obu obszarach rozwijają się prawie wszystkie typy form. Wyróżnia je duże zróżnicowanie rzeźby, w tym obecność dobrze widocznej strefy proglacialnej oraz znaczna liczba aktywnych lodowców gruzowych. Procesy peryglacialne są powszechne w obszarze wysokogórskim Alp, nie objętym zlodowaceniem, ale gwałtowne ruchy masowe (spływy gruzowe, obrywy i lawiny) prawdopodobnie odgrywają większą rolę w przekształcaniu rzeźby, ze względu na ilość przemieszczanego materiału i wielkość tworzonych przez nie form. Współczesna rzeźba peryglacialna Pirenejów jest niemal tak bogata jak rzeźba Alp, ale formy są niewielkie i nie tak liczne. Występują tam także lodowce gruzowe. Najbardziej widoczne są skutki wietrzenia oraz formy soliflukcyjne i niwalne.

Dolna granica występowania aktywnych form peryglacjalnych obniża się wraz ze wzrostem szerokości geograficznej, pod wpływem strefowej zmienności klimatu, od około 2500 m n.p.m. w strefie umiarkowanej do kilkuset (600–800) w strefie subarktycznej (ryc. 34). Zwiększenie stopnia kontynentalizmu klimatu wyraża się większym udziałem peryglacjalnego modelowania rzeźby (ryc. 35).

W wysokich górach procesy peryglacjalne, chociaż należą do najważniejszych modelujących ich stoki, nie są wystarczająco „intensywne”, aby zasadniczo zmienić morfometrię i morfologię odziedziczonej rzeźby.

LITERATURA

- Agudo C., Serrano E., Martínez de Pisón E., 1989, *El glaciar rocoso activo de los Gemelos en el Macizo del Posets (Pirineo Aragonés)*, Cuaternario y Geomorfología, 3, s. 83–91.
- Åhman R., 1976, *The structure and morphology of minerogenic palsas in northern Norway*, Biul. Perygl., 26, s. 25–31.
- Åkerman H.J., 1996, *Slow mass movements and climatic relationships, 1972–1994, Kapp Linné, West Spitsbergen*, [w:] M.G. Anderson, S.M. Brooks (red.), *Advances in hillslope processes*, Wiley, Chichester, s. 1219–1256.
- 2005, *Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972–2002, Kapp Linné, Svalbard*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, 2, s. 116–128.
- Åkerman H.J., Johansson M., 2005, *Changes in permafrost in relation to climate change and its impacts on terrestrial ecosystems in the Subarctic, Sweden*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 118.
- Åkerman H.J., Malmström B., 1986, *Permafrost mounds in the Abisko area, northern Sweden*, Geografiska Annaler, 68A, 3, s. 155–165.
- Albertini R., 1955, *Contributo alla conoscenza della morfologia crionivale del Gruppo Ortles-Cevedale*, Fondaz. per i Problemi Montani dell’Arco Alpino, 11.
- Allen C.E., Darmody R.G., Thorn C.E., Dixon J.C., Schlyter P., 2001, *Clay mineralogy, chemical weathering and landscape evolution in arctic-alpine Sweden*, Geoderma, 99, s. 277–294.
- Anderson J.G., 1906, *Solifluction, a component of subaerial denudation*, Journal of Geology, 14, s. 91–112.
- André M.F., 1993, *Les versants du Spitsberg*, Presses Universitaires de Nancy, Nancy.
- 1996, *Rock weathering rates in arctic and subarctic environments (Abisko Mts., Swedish Lapland)*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 40, 4, s. 499–517.
- 2003, *Do periglacial landscapes evolve under periglacial conditions?*, Geomorphology, 52, s. 149–164.

- Andrusov D., 1954, *Polygonálne pôdy na dne tatranských plies*, Geologický zborník, 5, s. 107–110.
- Angely G., 1967, *Anciens glaciers rocheux dans l'Est des Pyrénées centrales*, Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Quest, 38, 1, s. 5–28.
- Arenson L., Hoelzle M., Springman S., 2002, *Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland*, Permafrost and Periglacial Processes, 13, 2, s. 117–135.
- Aulitzky H., 1961, *Die Bodentemperaturen in der Kampfzone oberhalb der Waldgrenze und im subalpinen Zirben-Lärchgenwald*, [w:] *Ökologische Untersuchungen in der subalpine Stufe zum Zwecke der Hochlagenaufforstung*, Teil I, Mitteilungen der Frostlichen Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn, 59.
- Balcells E., Gil-Pelegrin E., 1992, *Considerations fenológicas de la biocenosis de altitud en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, acompañadas y apoyadas mediante estudio preliminar de los datos meteorológicos obtenidos, desde 1981 a 1989, en el observatorio de Góriz*, Lucas Mallada, 4, s. 71–162.
- Ballantyne C.K., 1979, *Patterned ground on an active medial moraine, Jotunheimen, Norway*, Journal of Glaciology, 22, 87, s. 396–401.
- 1981, *Periglacial landforms and environments on mountains in the Northern Highlands of Scotland*, Ph.D. Thesis, University of Edinburgh, Edinburgh.
- 1982, *The development of sorted circles on recently deglaciated terrain, Jotunheimen, Norway*, Arctic and Alpine Research, 14, 4, s. 341–354.
- 1986, *Nonsorted-patterned ground on mountains in Northern Highlands of Scotland*, Biul. Perygl., 30, s. 15–34.
- 1991, *Late Holocene erosion in upland Britain: climatic deterioration or human influence?* The Holocene, 1, s. 81–85.
- 1994, *The tors of the Cairngorms*, Scottish Geographical Magazine, 110, s. 54–59.
- 1996, *Periglacial landforms in the Cairngorm Mountains*, [w:] N.F. Glasser, M.R. Bennett (red.), *The Quaternary of the Cairngorms*, Quaternary Research Association, London, s. 70–103.
- 2001, *Measurement and theory of ploughing boulder movement*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 267–288.
- 2002a, *A general model of paraglacial landscape response*, The Holocene, 12, s. 371–376.
- 2002b, *Paraglacial geomorphology*, Quaternary Sciences Reviews, 21, s. 1935–2017.
- Ballantyne C.K., Harris C., 1994, *Periglaciation of Great Britain*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Ballantyne C.K., Matthews J.A., 1982, *The development of sorted circles on recently deglaciated terrain, Jotunheim, Norway*, Arctic and Alpine Research, 14, s. 341–354.
- 1983, *Desiccation cracking and sorted polygons development, Jotunheimen, Norway*, Arctic and Alpine Research, 15, 3, s. 339–349.
- Baranowski J., Kędzia S., Rączkowska Z., 2005, *Badania przemarzania gruntu i przemieszczania pokryw w otoczeniu Hali Gąsienicowej*, [w:] K. Krzemień, J. Trepińska, A. Bokwa (red.), *Rola stacji terenowych w badaniach*

- geograficznych, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 251–262.
- Baranowski J., Rączkowska Z., Kędzia S., 2004, *Soil freezing and its relation to slow movements on alpine slopes (of the Tatra Mountains, Poland)*, *Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie*, 19, s. 169–179.
- Baroni C., Carton A., Seppi R., 2004, *Distribution and behaviour of rock glaciers in the Adamello-Prezanella massif (Italian Alps)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, s. 243–259.
- Barrère P., 1952, *Evolution mécanique et nivation sur les versants calcaires de la haute montagne Pyrénéennes*, *Pirineos*, 1, s. 201–213.
- Barsch D., 1969a, *Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen*, *Geographia Helvetica*, 24, s. 10–12.
- 1969b, *Studien und Messungen an Blockgletschern in Macun, Unterengadin*, *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Supl. Bd.*, 8, s. 11–30.
- 1971, *Rock glaciers and ice cored moraines*, *Geografiska Annaler*, 53A, 3–4, s. 203–206.
- 1977, *Ein permafrost Profil aus Graubünden, Schweizer Alpen*, *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F.*, 21, s. 79–86.
- 1978, *Active rockglaciers as indicators of discontinuous permafrost. An example from the Swiss Alps*, [w:] *Proceedings of the Third International Conference On Permafrost, NCR-Ottawa*, 1, s. 349–352.
- 1988, *Rockglaciers*, [w:] M.J. Clark (red.), *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley&Sons, Chichester, s. 69–90.
- 1992, *Permafrost creep and rockglaciers*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 175–188.
- 1996, *Rockglaciers*, Springer, Berlin.
- Barsch D., Caine N., 1984, *The nature of mountain geomorphology*, *Mountain Research and Development*, 4, s. 287–298.
- Barsch D., Fierz H., Haeberli W., 1979, *Shallow core drilling and borehole measurements in permafrost of an active rock glacier near the Gruben-gletscher, Wallis, Swiss Alps*, *Arctic and Alpine Research*, 11, s. 215–228.
- Barsch D., Hell G., 1975, *Photogrametrische Bewegungsmessungen am Blockgletscher Murtel I, Oberengadin, Schweizer Alpen*, *Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 11, 2, s. 111–142.
- Baulig H., 1956, *Vocabulaire franco-allemand de géomorphologie*, Public. Fac. Lettres Strasbourg, XIV, Paris.
- Baumgart-Kotarba M., Kędzia S., Kotarba A., Mościcki J., 2001, *Geomorphological and geophysical studies in a subarctic environmental of Kärkevagge valley, Abisko Mounatins, Northern Sweden*, *Bulletin PAS, Earth Sciences*, 49, 2, s. 123–135.
- Bayfield N.G., 1984, *The dynamics of heather Calluna vulgaris stripes in the Caingorm Mountains, Scotland*, *Journal of Ecology*, 72, s. 515–527.
- Becht M., 1995, *Slope erosion processes in the Alps*, [w:] O. Slaymaker (red.), *Steeplenad Geomorphology*, John Wiley&Sons, Chichester, s. 45–61.
- Benedict J.B., 1970, *Downslope soil movement in Colorado alpine region: rates, processes and climatic significance*, *Arctic and Alpine Research*, 2, s. 195–226.

- Berger H., 1967, *Vorgänge und Formen der Nivation in den Alpen*, Buchreihe des Landesmuseums für Kärnten, Klagenfurt, 13.
- Berger J., Krainer K., Mostler W., 2004, *Dynamics of an active rock glacier (Ötztal Alps, Austria)*, Quaternary Research, 62, s. 233–242.
- Berrisdorf M.S., 1991, *Evidence for enhanced mechanical weathering associated with seasonally late-lying and perennial snow patches, Jotunheimen, Norway*, Permafrost and Periglacial Processes, 2, s. 331–340.
- Berthling I., Eiken T., Madsen H., Sollid J.L., 2001a, *Downslope displacement rates of ploughing boulders in a mid-alpine environment: Finse, Southern Norway*, Geografiska Annaler, 83A, 3, s. 103–116.
- Berthling I., Eiken T., Solid J.L., 2001b, *Frost heave and thaw consolidation of ploughing boulders in a mid-alpine altitude environment, Finse, Southern Norway*. Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 165–177.
- Berthling I., Etzelmüller B., Kielland Ch., Larsen C., Nordahl K., 2002, *Sediment fluxes from creep processes at Jomfrunut, southern Norway*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 56, s. 67–73.
- Birse E.L., Robertson L., 1970, *Assesment of climatic condition in Scotland 2: based on exposure and accumulated frost*, Macauley Institute, Aberdeen.
- Boelhouwers J., 1991a, *Present-day periglacial activity in the Natal Drakensberg, Southern Africa, a short review*, Permafrost and Periglacial Processes, 2, s. 5–12.
- 1991b, *Present-day soil activity at the Hexriver Mountains, Western Cape, South Africa*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 39, 2, s. 237–248.
- Boyé M., 1952a, *Gélivation et crioturbation dans le massif du Mont-Perdu (Pyrénées centrales)*, Pirineos, 23, s. 25–30.
- 1952b, *Névés et érosion glaciaire*, Révue de Géomorphologie Dynamique, 3, s. 20–36.
- Bremmer H., 2004, *Morphogenetic region*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London and New York, s. 694–696.
- Brown J., Ferrians Jr. O.J., Hehinbottom J.A., Melnikov E.S., 1998, *Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions*, [w:] *International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost system (CAPS) version 1.0, NSIDC User Service: nsidc@kryos.colorado.edu*, University of Colorado, Boulder.
- Brown R.J.E., 1970, *Permafrost in Canada*, University Toronto Press, Toronto.
- Brown R.J.E., Johnston G.H., Mackay J.R., Morgenstern N.R., Shilts W.W., 1981, *Permafrost distribution and terrain characteristics*, [w:] G.H. Johnston (red.), *Permafrost Engineering Design and Construction*, Wiley, Toronto, s. 31–72.
- Brown R.J.E., Pewe T.L., 1973, *Distribution of permafrost in North America and its relationship to the environment, 1963–1973, a review*, [w:] *North American Contribution, 2nd International Conference on Permafrost, Yakutsk*, National Academy of Sciences, Washington DC, s. 71–100.
- Büdel J., 1977, *Klima-Geomorphologie*, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Cailleux A., Taylor G., 1954, *Cryopédologie, études des sols gelés: Expéditions Polaires Françaises, Missions Paul-Emile Victor IV*, Herman&Cie, Paris.

- Caine N., 1992, *Spatial patterns of geochemical denudation in a Colorado alpine environment*, [w:] J.C. Dixon, A.D. Abrahams, *Periglacial geomorphology*, John Wiley&Sons, Chichester, s. 63–88.
- Cannone N., Guglielmin M., 2005, *Different impacts of climatic change in permafrost and permafrost-free areas in the Italian Central Alps*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 35–36.
- Cannone N., Guglielmin M., Hauck C., Vonder Mühll D., 2003, *The impact of recent glaciers fluctuation and human activities on permafrost distribution, Stelvio Pass (Italian Central-Eastern Alps)*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets&Zeitlinger, Lisse, s. 125–130.
- Cappello C.F., 1958, *Prime recherche sulle pietraie semoventi del settore montuoso del Gran Paradiso*, *Revista Mensile del Club Alpino Italiano*, 78, s. 294–300.
- 1962, *Périglaciaire or cryonival?*, *Biul. Perygl.*, 11, s. 145–148.
- CAPS (Circumpolar Active-Layer Permafrost System), 1998, *International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost system (CAPS) version 1.0, National Snow and Ice Data Center/World Data Center for Glaciology (NSIDC) User Service nsidc@kryos.colorado.edu*. University of Colorado, Boulder.
- Carton A., Dramis F., Smiraglia C.A., 1988, *First approach to the systematic study of the rock glaciers in the Italian Alps*, [w:] K. Senneset (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 712–117.
- Cazenave-Piarrot F., Tihay J.P., 1983, *Eboulis, formations morainiques et glaciers rocheux dans le massif de l'Ardiden (Pyénées centrales)*, [w:] *Eboulis et environnement géographique passé et actuel. Colloque A.G.F.*, Publications du Centre de Géographie Physique H. Elhai de l'Université Paris, 10, s. 121–138.
- Centre de Géomorphologie C.N.R.S.-Caen, Institut de Géographie d'Aix-en-Provence, 1980, *Observations sur quelques formes et processus périglaciaires dans le massif du Chambeyron (Alpes de Haute-Provence)*, *Révue Géographie Alpine*, 68, 4, s. 349–382.
- Chaix A., 1923, *Les coulées de blocs du Park National Suisse d'Engandine (Note préliminaire)*, *Le Globe*, 62, s. 1–35.
- Chardon M., 1984, *L'étagement des paysages et les processus géomorphologiques actuels dans les Alpes occidentales*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 18, s. 33–44.
- Chattopadhyay G.P., 1982, *Periglacial geomorphology of parts of the Gramphian Highlands of Scotland*, Unpublished Ph.D. thesis, University of Edinburgh, Edinburgh.
- Cheng G., Dramis F., 1992, *Distribution of mountain permafrost and climate*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 83–91.
- Cheng Zhu, 1996, *Rates of periglacial processes in the Central Tianshan, China*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, s. 79–94.

- Cheng Zhu, Jianxin Zhang, Peng Cheng, 1996, *Rock glaciers in the Central Tianshan Mountains, China*, Permafrost and Periglacial Processes, 7, s. 69–78.
- Chorley R.J., Schumm S.A., Sudgen D.E., 1984, *Geomorphology*, Routledge, London.
- Christianssen H., 2000, *Evidence of Late Devensian – Holocene nivation in the Cairngorm Mountains, Scotland*, [w:] C. Ballantyne (red.), *Abstracts. Periglacial Workshop 2000. St. Andrews*, s. 4.
- Chueca J., 1989, *Características de los glaciares rocosos del area meridional del batolito de Panticosa (Pirineo oscense)*, Geographicalia, 26, s. 61–74.
- 1991, *Análisis de la distribución especial de los glaciares rocosos en el Pirineo Central oscensense*, Geographicalia, 28, s. 85–99.
- 1992a, *A statistical analysis of the spatial distribution of rock glaciers, Spanish Central Pyrennes*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 261–265.
- 1992b, *Geomorfología de la Alta Ribagorza aragonesa. Analisis de la dinamica de procesos en el ambito supraforestalia*, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza.
- 1994, *Modelos de flujo en glaciares rocosos pirenaicos*, [w:] C. Marti Bono, J.M. Garcia-Ruiz (red.), *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*, Geoforma Ediciones, Logroño, s. 91–109.
- Chueca J., Julián A., 1991, *Genesis de glaciares rocosos a partir de desprendimientos rocosos masivos: macizo del Turbon (Pirineo oscense)*, Alisios. Revista de Geografis, 1, s. 71–80.
- 2005, *Movement of Besiberris rock glacier, Central Pyrennes, Spain: Data from a 10-year geodetic survey*, Arctic, Antarctic and Alpine Research, 37, 2, s. 163–170.
- Clark M.J. (red.), 1988, *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Copons R., Bordonau J., 1994, *La Pequeña Edad del hielo en el Macizo de la Maladeta (Alta cuenca del Esera, Pirineos centrales)*, [w:] M. Bono, J.M. Garcia Ruiz (red.), *El glaciario surpirenaico: nuevas aportaciones*, Geoforma Ediciones, Logroño, s. 111–124.
- Corbel J., 1959, *Vitesse de l'érosion*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 3, s. 1–28.
- Corte A., 1966, *Particle sorting by repeated freezing and thawing*, Biul. Perygl., 15, s. 175–240.
- 1976, *Rock glaciers*, Biul. Perygl., 31, s. 175–198.
- 1988, *Geocryology of the Central Andes and rock glaciers*, [w:] K. Senneset (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 718–723.
- Coutard J.P., 1985, *La Crête de Vars (Hautes Alpes). Exploitation de données thermiques. Période du 20.08.83 au 16.08.84*, Bulletin Centre de Géomorphologie Caen, 30, s. 85–98.
- Coutard J.P., Francou B., 1989, *Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for forst shattering*, Arctic and Alpine Research, 21, s. 399–416.

- Coutard J.P., Gabert P., Ozouf J.C., 1988a, *Etude du processus de cryoreptation en divers sites de la Haute-Ubaye (Alpes du Sud)*, Bulletin Centre de Géomorphologie Caen, 34, s. 9–28.
- Coutard J.P., Ozouf J.C., 1993, *Etude des cycles de gel-dégel sur les crêtes de Vars et des Counietes (Commune de Vars, Hautes-Alpes)*, Bulletin Centre de Géomorphologie Caen, 42, s. 41–51.
- Coutard J.P., Ozouf J.C., Gabert P., 1996, *Modalités de la cryoreptation dans les massifs du Chambeyron et de la Mortice, Haute-Ubaye, Alpes Françaises du Sud*, Permafrost and Periglacial Processes, 7, s. 21–51.
- Coutard J.P., Van Vliet-Lanoë B., Auzet A.V., 1988b, *Frost heaving and frost creep on an experimental slope. Results for soil structures and sorted strips*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Supl. Bd., 71, s. 13–23.
- Czeppe Z., 1961, *Roczny przebieg mrozowych ruchów gruntu w Horsundzie (Spitsbergen) 1957–1958*, Prace Geogr. UJ, 25.
- Dahl R., 1966, *Block fields, weathering pits and tor-like forms in the Narvik mountains*, Geografiska Annaler, 48A, 2, s. 55–85.
- 1967, *Post-glacial microweathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway*, Geografiska Annaler, 49A, 2–4, s. 155–166.
- Darmody R.G., Thorn C.E., Harder R.L., Schlyter J., Dixon J.C., 2000, *Weathering implications of water chemistry in an Arctic-Alpine environment, northern Sweden*, Geomorphology, 34, s. 89–100.
- Davis M., Hamza O., Harris C., 2001, *The effect of rise in mean annual air temperature the stability of rock slopes containing ice-filles discontinuities*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 137–144.
- Dąbski M., 2003, *Analiza porównawcza gruntów strukturalnych i innych typów sortowania powierzchniowego w strefach marginalnych lodowców Flaa (SE Islandia) i Elizy (NW Spitsbergen)*, Praca doktorska, Zakład Nauk Fizycznogeograficznych WGiSR, Uniwersytet Warszawski, Warszawa.
- 2006, *Geneza sortowanych gruntów strukturalnych – przegląd literatury*, Przegl. Geogr., 78, 1, s. 91–107.
- Del Barrio G., Creus J., Puidefabregas J., 1990, *Thermal seasonality of the high mountain belts of the Pyrennes*, Mountain Research and Development, 10, 3, s. 227–233.
- Delaloye R., Lambiel C., 2005, *Evidence of winter ascending air circulation through talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps)*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, s. 194–203.
- Delaloye R., Morand S., 1998, *Les glaciers rocheux da la région d'Entremont (Alpes Valaisannes): inventaire et analyse spatiale à l'aide d'un SIG*, Mitteilungen der VAW, 158, s. 75–86.
- Demek J., 1978, *Periglacial geomorphology: present problems and future prospects*, [w:] C. Embleton, D. Brunnsden, D.K.C. Jones (red.), *Geomorphology – present problems and future prospects*, Oxford University Press, Oxford, s. 139–155.
- Diez J.C., Alvera B., Puigdefabregas J., Gallart F., 1988, *Assessing sediment sources in small drainage basin above the timberline in the Pyrenees*, IAHS Publication, 174, s. 197–205.

- Dixon J.C., Abrahams A.D. (red.), 1992, *Periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Dixon J.C., Darmody R.G., Schlyter P., Thorn C.E., 1995, *Preliminary investigation of geochemical process responses to potential environmental change in Karkevagge, Northern Scandinavia*, Geografiska Annaler, 77A, s. 259–267.
- Dobiński W., 1996, *Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS)*, Geographia Studia et Dissertationes, 20, s. 15–22.
- 1997a, *Distribution of mountain permafrost in the High Tatras based on freezing and thawing indices*, Biul. Perygl., 36, s. 29–37.
- 1997b., *Wurunki występowania zmarzliny w alpejskim piętrze Tatr Wysokich*, Praca doktorska. Archiwum Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi US, Sosnowiec.
- 1998, *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce 'Roztockiej*, Dokumentacja Geograficzna IGIPZ PAN, 12, s. 35–58.
- 2004, *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*, Przegl. Geogr., 76, 3, s. 327–343.
- 2005, *Permafrost of the Carpathian and Balkan Mountains, Eastern and Southern Europe*, Permafrost and Periglacial Processes, 16, s. 395–398.
- Dolfus O., Kaiser B., 1979, *Experimentation de terrain et mesures climatiques associées dans les Alpes Françaises (Briançonnais, Chambeyron, Vanoise)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 13, s. 57–79.
- Domaradzki J., 1951, *Blockströme im Kanton Graubunden*, Arbeiten Geographische Universität Zurich, 54, s. 173–235.
- Dostovalov B.N., Kudrjasev V.A., 1967, *Obščee merzlotovedene*, Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta, Moskwa.
- Dragne D., Micu M., Cheval S., 2004, *The snow layer in the Romanian Carpathians and the influencing factors*, Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie, 19, s. 145–175.
- Dumitraško I.V. (red.), 1974, *Gornyje strany evropejskoj časti SSSR i Kavkaz*, Izdatelstvo Nauka, Moskwa.
- Dumitraško N.V., 1974, *Kavkaz*, [w:] I.V. Dumitraško (red.), *Gornyje strany evropejskoj časti SSSR i Kavkaz*, Izdatelstvo Nauka, Moskwa, s. 90–226.
- Dunaeva E.N., Korejša M.M., 1989, *Geokriologičeskie uslovija Kavkaza*, [w:] E.D. Ersova (red.) *Geokriologija SSSR. Gornyje strany juga SSSR*, Nedra, Moskwa, s. 331–341.
- Dylik J., 1952, *Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 4, 2, s. 54–113.
- 1964, *Elements essentiels de la notion de "périglaciairs"*, Biul. Perygl. 14, s. 111–132.
- Embleton C., King C. A., 1975, *Periglacial geomorphology*, Edward Arnold Ltd., London.
- Embleton C., Thornes J., 1985, *Process in geomorphology*, Edward Arnold Ltd., London.

- Eriksson B., 1982. *Data concerning the air temperature climate of Sewden. Normal values for the period 1951–1980*, SMHI Reports Meteorology and Climatology, RMK, 39.
- Ersova E.D., (red.), 1989, *Geokriologija SSSR. Gornyje strany juga SSSR*, Nedra, Moskva.
- Etienne S., 2002, *The role of biological weathering in periglacial areas: a study of weathering rinds in South Iceland*, *Geomorphology*, 47, s. 75–86.
- Etzemüller B., Hoelzle M., Heggem E.S.F., Isaksen K., Mittaz K., Vonder Muhll C., Ødegård R.S., Haerberli W., Sollid J.L., 2001, *Mapping and modelling the occurrence and distribution of mountain permafrost*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, s. 186–194.
- Everdingen R.O., 1976, *Geocryological terminology*, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13, s. 862–867.
- Evin M., 1983, *Structure et mouvement des glaciers rocheux des Alpes du Sud*, Thèse 3e cycle, Université de Grenoble, Grenoble.
- 1987, *Lithology and fracturing control of rock glaciers in southwestern Alps of France and Italy*, [w:] J.R. Giardino, J.F. Shroder, J.D. Vitek (red.), *Rock glacier*, Alen&Unwin, Boston, s. 83–106.
- 1991, *Une moraine de refoulement au Viso (Italie)*, *Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 27/28, s. 11–24.
- Evin M., Assier A., 1982, *Mise en évidence de mouvements sur le glacier rocheux d'Asti (Queyras)*, *Revue Géomorphologie Dynamique*, 4, s. 127–136.
- Evin M., Fabre D., 1990, *The distribution of permafrost in rock glaciers of the southern Alps (France)*, *Geomorphology*, 3, s. 57–71.
- Fabre D., Garcia F., Evin M., Martinez R., Serrano E., Assier A., Simraglia C., 1995, *Structure interne du glacier rocheux actif de Las Argualas (Pyénées aragonaises, Espagne)*, *La Houille Blanche*, 5/6, s. 144–147.
- Federici P.R., Stefanini M.C., 2001, *Evidence and chronology of the Little Ice Age in the Argentera Massif Italian Maritime Alps*, *Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 37, s. 35–48.
- Firsterwalder S., 1928, *Begleitworte zur Karte des Gepatschferners*, *Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 16, s. 20–41.
- Flakstad N., Sollid J.L., Toglensback J., 1985, *Norde Andøya kvartærgeologi og geomorfologi, 1:50 000*, Geografisk Institutt Universitetet I Oslo, Oslo.
- Florea M., 1998, *Muntii Făgăraşului. Studiu geomorfologic*, Editura Foton, Brasov.
- Francou B., 1977a, *Formes d'éboulis élevés en Briançonnais*, *Revue Géographie Alpine*, 65, 1, s. 63–77.
- 1977b, *La moraine de neige du Lautaret. Nouvelle interprétation*. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 445–446, s. 247–253.
- 1981, *Géodynamique des éboulis et formes associées de la combe de Laurichard, Hautes Alpes*, Thèse 3^e Cycle, Grenoble.
- 1982, *Chutes de pierres et éboulisation dans les parois de l'étage périglaciaire*, *Revue Géographie Alpine*, 70, 3, s. 279–300.
- 1988, *L'éboulisation en Haute Montagne (Alpes, Andes). Contribution à l'étude du système corniche – éboulis en milieu périglaciaire*, Thèse d'Etat, Editec, Caen.

- 1993, *Hautes montagnes. Passions d'Explorations*, Maisson, Paris.
- Francou B., Le Mehaute N., Jomelli V., 2001, *Factors controlling spacing distances of sorted stripes in a low-latitude, alpine environment (Cordillera Real 16°S, Bolivia)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, s. 367–377.
- Francou B., Reynaud L., 1992, *10 year surficial velocity on rock glacier (Laurichard, French Alps)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 209–213.
- Frauenfelder R., Haeberli W., Hoelzle M., 2003, *Rockglacier occurrence and related terrain parameters in a study area of the Eastern Swiss Alps*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets & Zeitlinger, Lisse, s. 253–258.
- Frauenfelder R., Käab A., 2000, *Towards a paleoclimatic model of rock glacier formation in the Swiss Alps*, *Annales of Glaciology*, 31, s. 281–286.
- French H., 1976, *The periglacial environment*, Longman, London.
- 1996, *The periglacial environment*, Wyd. 2, Addison Wesley Longman, London.
- 2000, *Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term "periglacial"*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, s. 35–42.
- French H., Harry D.G., 1992, *Pediments and cold climate conditions, Barn Mountains, unglaciated Yukon territory*, *Geografiska Annaler*, 74 A, s. 145–157.
- French H., Karte J., 1988, *A periglacial overview*, [w:] M.J. Clark (red.), *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley & Sons, Chichester, s. 463–471.
- Fuchs S., Keiler, Zischg A., 2001, *Risikoanalyse. Oberes Suldental. Vinschgau*, *Insbrucker Geographische Studien*, 31.
- Furrer G., 1965, *Die subnivale Höhenstufe und ihre Untergrenze in den Bündner und Walliser Alpen*, *Geographica Helvetica*, 20, s. 185–192.
- 1972, *Bewegungsmessungen auf Solifluktiionsdecken*, *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd., 13, s. 87–101.
- Furrer G., Dorigo G., 1972, *Abgrenzung und Gliederung der Hochgebirgsstufe der Alpen mit Hilfe von Solifluktiionsformen*, *Erdkunde*, 26, s. 98–107.
- Furrer G., Fitze P., 1970a, *Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen*, *Vierteljahresschr. Naturforsch. Ges. Zurich*, 115, s. 353–368.
- 1970b, *Die Hochgebirgsstufe – ihre Abgrenzung mit Hilfe der Solifluktiionsstufe*, *Geographica Helvetica*, 25, s. 156–161.
- 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)*, *Impimerie Boisseau, Toulouse*.
- Gamper M.W., 1981, *Heutige Solifluktiionsbeträge von Erdströmen und klimamorphologische Interpretation fossiler Böden*, *Ergebnisse der Wissenschaftlichen Untersuchungen des Schweizerischen Nationalparks*, 79, s. 355–443.
- 1983, *Controls and rates of movement of solifluction lobes in the eastern Swiss Alps*, [w:] *Proceedings of 4th International Conference on Permafrost (Fairbanks, Alaska)*, *National Academy of Sciences, Washington DC*, s. 433–438.

- 1987, *Mikroklima und Solifluktion: Resultate von Messungen im Schweizerischen Nationalpark in den Jahren 1975–1985*, Göttingen Geographische Abhandlungen, 84, s. 31–44.
- Garcia-Ruiz J.M., 1989, *Mapa geomorfológico. Sallent*, Geoforma Ediciones, Lorgoño, s. 3–29.
- Garcia-Ruiz J.M., Alvera B., Del Barrio G., Puigdefabregas J., 1990, *Geomorphic processes above the timberline in the Spanish Pyrenees*, Mountain Research and Development, 10, 3, s. 201–214.
- Garcia-Ruiz J.M., Bordonau J., Martinez de Pison E., Vilaplana J.M., 1992, *Benasque (M.T.N. 180), Mapa Geomorfológico*, Geoforma Ediciones, Lorgoño, s. 2–39.
- Garcia-Ruiz J.M., Marti Bono C., 2001, *Mapa geomorfológico del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido*, Organismo Autonomo de Parques Nacionales, Madrid, s. 2–106.
- Gardaz J.-M., 1997, *Distribution of mountain permafrost, Fontanesses basin, Valaisian Alps, Switzerland*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, s. 101–105.
- Garleff K., 1970, *Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialscheinungen in Skandinavien*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 51.
- Gądek B., Kędzia S., 2006, *Reżim termiczny gruntu u spodu pokrywy śnieżnej w strefie wieloletniej zmarzliny w Tatrach*, [w:] A. Kotarba, W. Borowiec (red.), *Tatrzański Park Narodowy na tle innych górskich terenów chronionych, Tom 1, Nauki o Ziemi*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane, s. 105–112.
- Gądek B., Rączkowska Z., Wzientek K., Żogała B., 2006, *Wieloletnia zmarzlina Miedzianej Kotliny (Tatry Słowackie) w świetle wyników badań geofizycznych i geomorfologicznych*, [w:] A. Kotarba, W. Borowiec (red.), *Tatrzański Park Narodowy na tle innych górskich terenów chronionych, Tom 1, Nauki o Ziemi*, Tatrzański Park Narodowy, Zakopane, s. 97–104.
- Gądek B., Żogała B., 2005, *Występowanie kopalnego lodu w Miedzianej Kotlinie (Tatry Wysokie) w świetle danych elektrooporowych*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świechowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, 19–22 września 2005*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, Kraków, s. 255–260.
- Gerdol R., Smiraglia C., 1990, *Correlation between vegetation pattern and micro-morphology in periglacial areas of central Alps*, Pirineos, 135, s. 13–27.
- Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts.*, Przegl. Geogr., 31, s. 590–605.
- 1972, *Contribution à la connaissance du développement actuel des buttes gazonnées (thufurs) dans les Tatras polonaises*, [w:] *Processus périglaciaires, études sur le terrain*, Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, 67, s. 57–74.
- Giacomini V., 1959, *I suoli a "cuscinetti erbosi" come aspetti particolari della degradazione dei pascoli in Valtelina e in Val Chiavenna*, Studii sui fenomeni crionivali, 11, s. 139–144.
- Giardino J.R., Shroeder J.F., Vitek J.D., (red.), 1987, *Rock glacier*, Alen&Unvin, Boston.

- Glasser N.F., Bennett M.R., 1996, *The Quaternary of the Cairngorms*, Quaternary Research Association, London.
- GNGFG CNR (Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia CNR), 1986, *Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Peio (Gruppo del Cevedale)*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 9, s. 137–191.
- Godard A., MF. André, 1999, *Les milieux polaires*, Armand Colin, Paris.
- Gómez Ortiz A., 1987, *Contribució geomorfològica a l'estudi dels espais supraforestals pirenenes. Gènesi, organització i dinàmica dels modelats glacials i periglacials de la Cerdanya i l'Alt Urgell*, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Gómez Ortiz A., Salvador i Franch F., 1994, *Glaciarismo en el extremo oriental del Pirineo: Baja Cerdanya y sur de Andorra*, [w:] C. Marti Bono, J.M. Garcia-Ruiz (red.), *El glaciarismo surprenaico: Nuevas aportaciones*, Geofoma Ediciones, Logroño.
- Goodrich I.E., 1982, *The influence of snow cover on the ground thermal regime*, Canadian Geotechnical Journal, 19, s. 421–432.
- Gorbunov A. P., Titkov S.N., Polyakov V. G., 1992, *Dynamics of rock glaciers in northern Tien Shan and Djungar Ala Tau, Kazakhstan*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 29–29.
- Gordon J.E., 1993, *The Cairngorms*, [w:] J.E. Gordon, D.G. Sutherland (red.), *Quaternary of Scotland*, Chapman and Hall, London, s. 259–276.
- Grab S., 2005, *Aspects of the geomorphology, genesis and environmental significance of earth hummocks (thúfur, ponus): miniature cryogenic mounds*, Progress in Physical Geography, 29, 2, s. 139–155.
- Graff K., 1973, *Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Supl. Bd., 16, s. 104–154.
- 1993, *Solifluction forms, their distribution and climatic relationships – an overview of present-day conditions with particular reference to the Swiss Alps and tropical Andes*, [w:] B. Frenzel, J.A. Mathews, B. Glaser (red.), *Solifluction and climatic variations in the Holocene*, Paläoklimaforschung, 2, Special issue: ESF Project “European Paleoclimate and Man“, 6, Gustaw Fischer Verlag, Stuttgart, s. 197–207.
- Grahmann R., 1951, *Begriffe in der Quartarforschung*, Eiszeitalter und Gegenwart, 1, s. 69–73.
- Grove J.M., 2004, *Little Ice Ages. Ancient and Modern*, Wyd. 2, Routledge, London.
- Gruber S., Hoelzle M., Haerberli W., 2004, *Rock-wall Temperatures in the Alps: Modelling their Topographic Distribution and Regional Differences*, Permafrost and Periglacial Processes, 15, 3, s. 299–307.
- Guglielmin M., Lozej A., Tellini C., 1994, *Permafrost distribution and rock-glaciers in the Livignio area (northern Italy)*, Permafrost and Periglacial Processes, 5, s. 1–12.
- Guglielmin M., Simraglia C., 1997, *Catasto dei rock glacier delle Alpi Italiane*, Archivio del Comitato Glaciologico Italiano, 3.
- Haerberli W., 1973, *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen*, Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 9, s. 221–227.

- 1975, *Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden)*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 17.
 - 1978, *Special aspects of high mountain permafrost methodology and zonation in the Alps*, [w:] *Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, NCR-Ottawa*, 1, s. 378–384.
 - 1979, *Holocene push-moraines in alpine permafrost*, *Geografiska Annaler* 61A, 1–2, s. 43–48.
 - 1985, *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 77.
 - 1990, *Glacier and permafrost signals of 20th century warming*, *Annales of Glaciology* 14, s. 99–101.
 - 1992, *Construction, environmental problems and natural hazards in periglacial mountain belts*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 111–124.
 - 1996, *On the morphodynamics of ice/debris-transport system in cold mountains area*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 50, s. 3–5.
 - 2005, *Climate changes and glacial/periglacial geomorphodynamics in the Alps: a challenge and historical dimensions*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Suppl.*, 7, s. 9–14.
- Haerberli W., Evin M., Tenthorey G., Kensen H.R., Hoelzle M., Keller F., Vonder Mühll D., Wagner S., Pelfini M., Smiraglia C., 1992, *Permafrost research sites in the Alps: Excursions of the International Workshop on Permafrost and Periglacial Environments in Mountain Areas*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 3, s. 189–202.
- Haerberli W., Guodong C., Gorbunov A.P., Harris S.A., 1993, *Mountain Permafrost and climatic change*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 4, s. 165–174.
- Haerberli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlum O., Kääb A., Kaufman V., Landay B., Matsuoka N., Springman S., Vonder Mühll D., 2006, *Permafrost creep and rock glacier dynamics*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, s. 189–214.
- Haerberli W., Hoelzle M., Kääb A., Keller A., Vonder Mühll D., Wagner S., 1998, *Ten years after drilling trough the permafrost of the active rock glaciers Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives*, [w:] *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 23–27 June 1998*, Université Laval Press, Quebec, Nordicana, 57, s. 403–410.
- Haerberli W., Kääb A., Wagner S., Vonder Mühll D., Geissler P., Hass J.N., Glatzel-Mattheier H., Wagenbach D., 1999, *Polen analysis and 14C age of moss remains in a permafrost core recovered from the active rock glacier Murtèl-Corvatsch, Swiss Alps; geomorphological and glaciological implications*, *Journal of Glaciology*, 45, s. 1–8.
- Haerberli W., King L., Flotron A., 1979, *Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis Swiss Alps*, *Arctic and Alpine Research*, 11, s. 421–441.

- Haeberli W, Rickmann D., Zimmermann M., Rosli U., 1990, *Investigation of 1987 debris-flows in the Swiss Alps: general concept and geophysical soundings*, IAHS Publication, 194, s. 303–310.
- Haeberli W., Schmid W., 1988, *Aerophotogrametrical monitoring of rock glaciers*, [w:] K. Senneset (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 764–769.
- Hagedorn J., 1964, *Geomorphologie des Uelzener Beckens*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 31.
- 1980, *The montane periglacial zone and its morphological lower limit*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Supl. Bd., 36, s. 96–103.
- Hagedorn J., Poser H., 1974, *Raumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozesskombinationen auf der Erde*, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte Folge, 29, s. 427–439.
- Hall A.M., 1983, *Weathering and landform evolution in north-east Scotland*, Unpublished Ph.D thesis, University of St. Andrews, St. Andrews.
- Hall K., 1980, *Freeze-thaw activity at a nivation site in northern Norway*, Arctic and Alpine Research, 12, s. 193–194.
- 1983, *Some observations on ground temperatures and transport processes at a nivation site in northern Norway*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 39, s. 27–37.
- 1986, *Rock moisture content in the field and the laboratory and its relationship to mechanical weathering studies*, Earth Surface Processes and Landforms, 11, s. 131–142.
- 1995, *Freeze-thaw weathering: the cold region “panacea”*, Polar Geography and Geology, 19, s. 79–87.
- Hall K., Thorn C., Matsuoka N., Prick A., 2002, *Weathering in cold regions: some thoughts and perspectives*, Progress in Physical Geography, 26, s. 577–603.
- Hamilton L., 1988, *The development, age and present status of a rock glacier in the Posets Massif, Spanish Pyrenees*, Pirineos, 131, s. 43–56.
- Hanson S., Hoelzle M., 2005, *Installation of a shallow borehole network and monitoring of the ground thermal regime of high alpine discontinuous permafrost environment, Eastern Swiss Alps*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, s. 84–93.
- Harris C., 1972, *Process of soil movement in turf-banked solifluction lobes, Okstidan, northern Norway*, [w:] R.J. Price, D.E. Sudgen (red.), *Polar geomorphology*, Institute British Geographers, Spec. Publ., 4, s. 155–174.
- 1973, *Some factors affecting the rates and processes of periglacial mass movements*, Geografiska Annaler, 55A, s. 24–28.
- 1982, *The distribution and altitudinal zonation of periglacial landforms, Okstidan, Norway*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 26, 3, s. 283–304.
- 1985, *Geomorphological applications of soil micromorphology with particular reference to periglacial sediments and processes*, [w:] K.S. Richards, R.R. Arnett, S. Ellis (red.), *Geomorphology and soils*, Allen and Unwin, London.

- Harris C., Cook J. D., 1986, *The detection of high altitude permafrost in Jotunheimen, Norway, using seismic refraction techniques: an assessment*, Arctic and Alpine Research, 18, s. 19–26.
- Harris C., Davies M.C.R., Coutard J-P., 1996, *An experimental design for large-scale modelling of solifluction processes*, Earth Surface Processes and Landforms, 21, 67–76.
- Harris C., Davies M., Rea B.R., 2000, *Geotechnical centrifuge modelling of gelifluction: validation of a new approach to cryogenic mass movement processes studies*, Annales of Glaciology, 31, s. 417–421.
- Harris C., Davies M., Smith F., 2005, *Field monitoring of gelifluction, Dovrefjell, Norway: A validation of physical modelling experiments*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 64.
- Harris C., Haeberli W., Vonder Mühl D., King L., 2001, *Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE project in its global context*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 3–11.
- Harris C., Vonder Mühl D., Isaksen K., Haeberli W., Sollid J.L., King L., Holmlund P., Dramis F., Guglielmin M., Palacios D., 2003, *Warming permafrost in European mountains*, Global and Planetary Change, 39, s. 215–225.
- Harris S.A., 1981, *Distribution of active glaciers and rock glaciers compared to permafrost landforms, based on freezing and thawing indices*, Canadian Journal of Earth Sciences, 18, s. 376–381.
- 1982, *Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices*, Biuletyn Peryglacjalny, 28, s. 163–182.
- 1988, *The alpine periglacial zone*, [w:] M.J. Clark (red.), *Advance in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, s. 369–411.
- 1994, *Climatic zonality of periglacial landforms in mountains areas*, Arctic, 47, 2, s. 184–192.
- Harris S.A., Corte A., 1992, *Interaction and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 273–282.
- Harris S.A., French H., Heginbottom J.A., Johnston G.H., Landanyi B., Sego D.C., Everdingen R.O., 1988, *Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms*, National Research Council of Canada Technical Memorandum, 142, Ottawa.
- Hastenrath S., 1960, *Zur vertikalen Verteilung der Frostwechsel- und Schneedeckenverhältnisse in den Alpen*, Dissertation, Universität Bonn, Bonn.
- 1973, *Observations on periglacial morphology of Mts. Kenya and Kilimanjaro, East Africa*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 16, s. 161–179.
- 1977, *Observations on soil frost phenomena in the Peruvian Andes*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 21, 3, s. 357–362.
- Haugland J. E., 2006, *Short-term periglacial processes, vegetation succession and soil development within sorted patterned ground: Jotunheimen, Norway*, Arctic, Antarctic and Alpine Research, 38, 1, s. 82–89.

- Hayness V.M., Grieve I.C., Price-Thomas P., Salt K., 1998, *The geomorphological sensitivity of the Cairngorms high plateaux*, Scottish Natural Heritage Report, 66, s. 2–171.
- Hazera J., 1983, *Recent morphological studies about the late and neoglacial in the Upper Ossau valley, Pic di Midi, Western Central Pyrenees*, [w:] H. Schroeder-Lanz, H. Kinzl (red.), *Late and Postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms*, Balkema, Rotterdam, s. 203–213.
- Heggem E.F., Juliussen H., Etzelmüller B., 2005, *Mountain permafrost in Central-Eastern Norway*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, s. 94–108.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 44.
- 1974, *Piętra klimatyczne Tatry*, Czasopismo Geogr., 45, 1, s. 75–94.
- Hewitt K., 1972, *The mountain environment and geomorphic processes*, [w:] O. Slaymaker, H.J. McPherson, *Mountain geomorphology*, Tantalus Research Limited Publisher, Vancouver, s. 17–34.
- Hills R.C., 1969, *Comparative weathering of granite and quartzite in a periglacial environment*, Geografiska Annaler, 51A, s. 46–47.
- Hjort J., Luoto M., 2005, *Environmental determinants of earth hummock occurrence in Finnish Lapland: a case study based on generalized linear modelling (GLM) and hierarchical partitioning (HP)*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 65.
- Hoelzle M., 1994, *Permafrost und Gletscher in Obergandien. Grundlagen und Anwendungsbeispiele für automatisierte Schatzverfahren*, Mitteilungen der VAW-ETH Zurich, 132.
- 1998, *Rock glaciers, Upper Engadin, Switzerland*, [w:] *International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost system (CAPS) version 1.0, NSIDC User Service: nsidc@kryos.colorado.edu*, University of Colorado, Boulder.
- Hoelzle M., Haeberli W., Keller F., 1993, *Application of BTS-measurements for modelling mountain permafrost distribution*, [w:] G. Cheng (red.) *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost (Beijing, China, 5–9 July 1993)*, South China University of Technology Press, Wushan Guangzhou, s. 272–277.
- Hoelzle M., Wagner S., Käab A., Vonder-Mühl D., 1998, *Surface movement and internal deformation of ice-rock mixtures within rock glaciers at Portesina-Schafberg, Upper Engadin, Switzerland*, [w:] *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 23–27 June 1998*, Université Laval Press, Quebec, Nordicana, 57, s. 465–471.
- Holmlund P., Jonasson C., 2005, *The extent of permafrost in the Swedish high mountains*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 131.
- Högbom B., 1914, *Über die geologische Bedeutung des Frostes*, Bulletin of the geological institutions of the University of Uppsala, 12.

- Höllerman P.W., 1964, *Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in der Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Örtlergruppe)*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., 4.
- 1967, *Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 40.
- 1972a, *Beiträge zur Problematik der rezenten Strukturbodengrenze*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 60, s. 235–260.
- 1972b, *Zur naturräumlichen Höhenstufung der Pyrenäen*, Erdwissenschaftliche Forschung Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz, 4, s. 36–60.
- 1985, *The periglacial belt of mid-latitude mountains from a geoecological point of view*, Erdkunde, 39, s. 259–271.
- Höllerman P.W., Poser H., 1977, *Grundzüge der räumlichen Ordnung in der heutigen periglazialen Höhe stufen der Gebirge Europas und Afrikas. Rückblick und Ausblick*, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte Folge, 31, s. 333–354.
- Hövermann J., 1962, *Über Verlauf und Gesetzmässigkeit der Strukturbodengrenze*, Biuletyn Peryglacjalny, 11, s. 201–206.
- 1985, *Das System der klimatischen Geomorphologie auf landschaftskundlicher Grundlage*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., 56, s. 143–156.
- Hugenholtz C.H., Lewkowicz A.G., 2002, *Morphometry and environmental characteristics of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada*, Permafrost and Periglacial Processes, 13, s. 301–303.
- Humlum O., 1998, *The climatic significance of rock glaciers*, Permafrost and Periglacial-Processes, 9, 4, s. 375–395.
- 2000, *The geomorphic significance of rock glaciers: estimates of rock glaciers debris volumes and headwall recession rates in West Greenland*, Geomorphology, 35, s. 41–67.
- Humlum O., Matsuoka N., 2004, *Handbook of periglacial field methods*, <http://www.geo.uio.no/IPA/A> handbook of periglacial field methods. Pdf
- Hustich I., 1966, *On the forest tundra and the northern treelines. Report of the Kevo Subarctic Research Station*, 3, s. 7–47.
- Iancu S., 1961, *Elemente periglaciare in masivul Parângului*, Probleme de Geografie, 8, s. 191–203.
- Ichim I., 1978, *Preliminary observations on the rock glaciers phenomenon in the Romanian Carpathians*, Revue Roumaine de Géologie Géophysique et Géographie, Série Géographie, 23, 2, s. 295–299.
- Igout M., 1971, *Le massif Chambéryon méridional (Alpes de Haute-Provence). Etude morphologique*, Mémoire de Maîtrise, Université d'Aix-en-Provence.
- Ikeda A., Matsuoka N., 2002, *Degradation of talus-derived rock glaciers in the Upper Engadin, Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes, 13, 2, s. 145–161.
- 2006, *Pebbly versus bouldery rock glaciers: Morphology, structure and processes*, Geomorphology, 73, s. 279–296.

- Ikeda A., Matsuoka N., Kääh A., 2003, *A rapidly moving small rock glacier at the lower limit of the mountain permafrost belt in the Swiss Alps*, [w:] *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost (Zurich, Switzerland)*, Balkema, Lisse, s. 455–460.
- Imhof M., 1996, *Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, s. 267–280.
- Imhof M., 1998, *Rock glaciers, Bernese Alps, western Switzerland*, [w:] *International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost system (CAPS) version 1.0, NSIDC User Service: nsidc@kryos.colorado.edu*, University of Colorado, Boulder.
- Imhof M., Pierrehumbert G., Haerberli W., Kienholz H., 2000, *Permafrost investigation in the Schilthorn Massif, Bernese Alps, Switzerland*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, s. 189–206.
- Ingram M., 1958, *The ecology of Cairngorms. IV. The Juncus zone: Juncus trifidus communities*, *Journal of Ecology*, 46, s. 707–737.
- Isaksen K., Holmlund P., Solid J.L., Harris Ch., 2001, *Three deep alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 1, s. 13–25.
- Ishikawa M., Watanabe T., Nakamura N., 2001, *Genetic differences of rock glaciers and the discontinuous mountain permafrost zone in Kanchanjunga Himal, Eastern Nepal*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, s. 243–253.
- Izmailow B., 1984, *Eolian process in alpine belt of the High Tatra Mts., Poland*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 9, 2, s. 143–151.
- Jäckli H., 1957, *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, Geotechnische Serie Bern, 36.
- Jaesche P., 1999, *Bodenfrost und Solifluktdynamik in einen alpinen Periglazialgebiet (Hohe Tauern, Osttirol)*, *Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten*, 20, s. 1–154.
- Jaesche P., Veit H., Huwe B., 2003, *Snow cover and soil moisture controls on solifluction in an area of seasonal frost, Eastern Alps*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 14, 4, s. 399–410.
- Jaesche P., Veit H., Stingl H., Huwe B., 1997, *Influence of water and heat dynamics on solifluction movements in a periglacial environment in the Eastern Alps (Austria)*, [w:] I.K. Iskandar (red.), *Proceedings International Symposium Physics, chemistry and ecology of seasonally frozen soils (Fairbanks, Alaska)*, CR-REL, Special Reports, 97–100, s. 80–86.
- Jahn A., 1947, *Badania naukowe w Tatrach*, Wierchy, 17, s. 180.
- 1950, *Gleby strukturalne w polskiej części Tatr*, *Przegl. Geogr.*, 22, 121–139.
- 1958, *Mikrorelief peryglacialny Tatr i Babiej Góry*, *Biul. Perygl.*, 6, s. 57–80.
- 1970a, *Najniższe stanowisko czynnych gruntów strukturalnych w Tatrach i problem dolnej granicy występowania zjawisk peryglacialnych w górach*, *Acta Geographica Lodziensia*, 24, s. 217–223.
- 1970b, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa.
- 1975, *Problems of the Periglacial Zone*, PWN, Warszawa.

- 1976, *Contemporaneous geomorphological processes in Longyeardalen, Vestspitsbergen (Svalbard)*, Biul. Perygl., 26, s. 252–268.
- 1991, *Slow soil movement in Trafala valley, Kebnekaise Mountains, Swedish Lapland*, Geografiska Annaler, 73A, 2, s. 132–147.
- Jeckel P., 1988, *Permafrost and its altitudinal zonation in N Lapland*, [w:] K. Senneset (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 170–175.
- Jin H.J., Cheng G.D., Zhu Y.L., 2000, *Chinese geocryology at the turn of the twentieth century*, Permafrost and Periglacial Processes, 11, s. 23–33.
- Johnston G. H. (red.), 1981, *Permafrost Engineering Design and Construction*, Wiley, Toronto.
- Jonasson C., 1991, *Holocene slope processes of periglacial mountain areas in Scandinavia and Poland*, Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen Rapport, 79.
- Jonasson C., Strömquist L., 1987, *The impact of meteorological events on sediment production and sediment transfer in different periglacial areas in Northern Scandinavia*, Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen Rapport, 65, s. 149–159.
- Jorda M., 1983, *Eboulis et glaciers rocheux*, Bulletin de l'Association de Géographes Français, 491, s. 15–24.
- Jorda M., Gabert P., Chardon M., 1984, *Alpes occidentales et sud-est de la France*, [w:] G. Soutadé (red.), *Recherches françaises récentes sur les phénomènes périglaciaires*, Paryż, s. 63–78.
- Jossefson M., 1988, *Subalpine heath as an indicator of a periglacial environment*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 42, s. 215–223.
- Julián A., Chueca J., Peña J.L., Lopez-Moreno L., Lapeña A., 2001, *Dinámica de los glaciares del pirineo Aragonés: resultados de la campaña glaciológica del año 1999*, Boletín Glaciológico Aragonés, 2, s. 13–26.
- Kääb A., 2002, *Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and Aster data*. ISPRS, Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, 57, 1–2, s. 39–52.
- Kääb A., Frauenfelder R., 2001, *Temporal variations of mountain permafrost creep*, [w:] *Abstracts of the First European Permafrost Conference, Rome, Italy, 26–26 March 2001*, Roma, s. 56.
- Kääb A., Gudmundsson G.H., Hoelzle M., 1998, *Surface deformation of creeping mountain permafrost. Photogrammetric investigations on rock glacier Murtèl, Swiss Alps*, [w:] *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 23–27 June 1998*, Université Laval Press, Quebec, Nordicana, 57, s. 531–537.
- Kääb A., Haeblerli W., Gudmundsson G.H., 1997, *Analysing the creep of mountain permafrost using high precision aerial photogrammetry: 25 years of monitoring Gruben rock glacier, Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, 4, s. 409–426.

- Kääb A., Kaufman V., Ladstädter R., Eiken T., 2003, *Rock glacier dynamics: implications from high-resolution measurements of surface velocity fields*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003*, Zurich, Swets & Zeitlinger, Lisse, s. 501–506.
- Kääb A., Reichmuth T., 2005, *Advance mechanisms of rock glaciers*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, s. 187–193.
- Kääb A., Weber M., 2004, *Development of transverse ridges on rock glaciers: field measurements and laboratory experiments*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 4, s. 379–391.
- Kaiser B., 1975, *Etude géodynamique de versants dans le massif de la Vanoise: orientations et résultats récents*, *Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise*, 6, s. 9–40.
- 1980, *Observations et premières mesures sur la gélifluction en Vanoise; les loupes de Lanserlia (Alpes françaises internes)*, *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd. 35, s. 118–141.
- 1983, *Morphodynamique périglaciaire en Vanoise. Observations et mesures sur 2 formes majeures: talus d'éboulis et glaciers rocheux*, *Travaux Scientifiques du Parc National de la Vanoise*, 13, s. 55–80.
- 1987, *Les versants de la Vanoise. Enjeux traditionnels et fonctionnement morphoclimatique*, Unpublished thesis, University of Paris 7, Paris.
- Kaiser K., 1963, *Die Ausdehnung der Vergletscherungen und "periglazialen" Erscheinungen während der Kaltzeiten des Quartären Eiszeitalters innerhalb der Syrisch-libanesischen Gebirge und die Lage der klimatischen Schneegrenze zur Würmeiszeit im Östlichen Mittelmeergebiet*, [w:] *INQUA Report of the VI-th International Congress on Quaternary*, Warsaw, 1961, vol. 3, Warszawa, s. 127–148.
- Kaleckaja M.S., Sigov A.P., Zagorskaja N.G., 1974, *Ural, Paj-Choj, Nowaja Zemlja*, [w:] I.V. Dumitraško (red.), *Gornyje strany evropejskoj časti SSSR i Kavkaz*, Izdatelstvo Nauka, Moskva, s. 227–333.
- Karbach J., Nissen M., 1987, *Untersuchungen an einem Sneefleck des Njulla*, Lund Universitet und Gissen Geographische Institut, Praktikumbericht, s. 1–25.
- Karrasch H., 1977, *Die klimatischen und aklimatischen Varianzfaktoren der periglazialen Hohenstufe in den Gebirgen West- und Mitteleuropas*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, Dritte Folge, 31, s. 157–177.
- Karte J., 1979, *Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziars*, *Bochumer Geographische Arbeiten*, 35.
- 1982, *Development and present state of German periglacial research in arctic and alpine environments*, *Biul. Perygl.*, 29, s. 183–201.
- Karte J., Liedtke H., 1981, *The theoretical and practical definition of the term "periglacial" and its geographical and geological meaning*, *Biul. Perygl.*, 28, s. 123–135.
- Kaszowski L., 1985, *Rzeźba i modelowanie gór wysokich strefy suchej na przykładzie Hindukuszu Munjan*, *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 94.

- Kaufman V., 1996, *Der Dosener Blockgletscher – Studienkarten und Bewegungsmessungen. Alpen*, Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz, 33, s. 141–162.
- 1998a, *Deformation analysis of the Doesen rock glacier (Austria)*, [w:] *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 23–27 June 1998*, Université Laval Press, Quebec, Nordicana, 57, s. 551–556.
- 1998b, *Geometric monitoring of active rock glaciers in the Austrian Alps*, [w:] *Fourth International Symposium on High-Mountain Remote Sensing Cartography, Karlstadt, Sweden, 19–29 August 1996*, The University of Karlstadt, Sweden, s. 97–113.
- Kaufmann V., Ladstädter R., 2003, *Quantitative analysis of rock glacier creep by means of digital photogrammetry using multi-temporal aerial photographs: Two case studies in the Austrian Alps*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets&Zeitlinger, Lisse, s. 525–530.
- Kejonen A., 1979, *Vuotomaista Muotkatuntureiden alueella Pohjois-Lapissa (Summary: On solifluction sediments in the Muotkatunturit area, northern Lapland)*, Publications of the Department of Quaternary Geology, University of Turku, 40, s. 1–43.
- Keller D., Moser M., 2002, *Assesment of field methodes for rockfall and soil sleep modelling*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 127, s. 127–135.
- Keller F., 1992, *Automated mapping of mountain permafrost using the program PERMAKART within the geographical information system ARCINFO*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 133–138.
- 1994, *Interaktion zwischen Schnee und Permafrost. Eine Grundlagenstudie im Oberengadin*, Mitteilung der VAW ETH Zurich, 127.
- Keller F., Frauenfelder R., Gardaz J. M., Hoelzle M., Kniesel C., Lugon R., Philips M., Reynard E., Wenker L., 1998, *Permafrost map of Switzerland*, [w:] *Proceedings, 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada, 23–27 June 1998*, Université Laval Press, Quebec, Nordicana, 57, s. 403–410.
- Keller F., Gubler H. U., 1993, *Interaction between snow cover and high mountain permafrost at Murtèl/Corvatsch, Swiss Alps*, [w:] *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost, Beijing, China, 5–9 July 1993*, South China University of Technology Press, Wushan, Guanghou, 1, s. 332–337.
- Kellerer-Pirklbauer A., 2005, *Alpine permafrost occurence and its spatial limits: first results from eastern margin of the European Alps*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, s. 184–193.
- Kellerer-Pirklbauer A., Kaufmann V., 2005, *Aspects on the formation of solifluction lobes in recently deglaciated cirques – Schober Group, Central Alps, Austria*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 66–67.

- Kelletat D., 1969, *Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen im Appenin*, Göttingen Geographische Abhandlungen, 48.
- 1970a, *Rezente Periglazialerscheinungen im Schottischen Hochland*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 51, s. 67–140.
- 1970b, *Zum Problem der Verbreitung, des Alters und der Bildungsdauer alter inaktiver Periglazialerscheinungen im Schottischen Hochland*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 14, s. 510–519.
- 1977, *Research on timing of periglacial processes in the Zemmgrund, Zillertal Alps*, [w:] H. Schroeder-Lanz, H. Kinzl (red.), *Late and Postglacial oscillations of glaciers: glacial and periglacial forms*, Balkema, Rotterdam, s. 55–64.
- Kern Z., Balogh D., Nagy B., 2004, *Investigations for the actual elevation of the mountain permafrost zone on postglacial landforms in the head of Lăpușnicu Mare Valley, and the history of deglaciation of Ana Lake-Judele Peak region, Retezat Mountains, Romania*, Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie, 19, s. 119–133.
- Kessler M.A., Werner B.T., 2003, *Self-organization of sorted patterned ground*, Science, 299, s. 380–383.
- Kędzia S., 2004, *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*, Praca doktorska, maszynopis, IGiPZ PAN, Kraków.
- Kędzia S., Kotarba A., Mościcki J., 2004, *Lodowiec gruzowy nad Wielkim Stawem Hińczowym w Tatrach Słowackich. Wyniki wstępnych badań termicznych*, [w:] A. Styszyńska, A.A. Marsz (red.), *Polish Polar Studies. XXX International Polar Symposium, Gdynia 23–25.IX.2004*, Gdynia, s. 167–179.
- King L., 1982, *Qualitative und quantitative Erfassungen von Permafrost in Tarfala (Schwedisch-Lappland) und Jotunheimen (Norwegen) mit Hilfe geoelektrischer Sondierungen*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 43, s. 139–160.
- 1983, *High-mountain permafrost in Scandinavia*, [w:] *Permafrost. Fourth International Conference Proceedings*, National Academy Press, Washington D.C., s. 612–617.
- 1984, *Permafrost in Skandinavien – Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane*, Heidelberger Geographische Arbeiten, 76.
- 1986, *Zonation and ecology of high-mountain permafrost in Scandinavia*, Geografiska Annaler, 68A, 3, s. 131–140.
- 1990, *Soil and rock temperatures in discontinuous permafrost: Gornergrat and Unterrothorn, Wallis, Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes, 1, s. 177–188.
- King R.B., 1968, *Periglacial features in the Cairngorm Mountains*, Unpublished Ph.D. thesis, University of Edinburgh.
- 1971a, *Boulder polygons and strips in the Cairngorm Mountains, Scotland*, Journal of Glaciology, 10, s. 375–386.
- 1971b, *Vegetation destruction in the sub-alpine and alpine zones of the Cairngorm Mountains*, Scottish Geographical Magazine, 87, s. 103–115.
- Klaer W., 1957, *Die periglaziale Höhenstufe in der Gebirgen Vorderasiens*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N. F., 11, s. 17–32.

- Klimaszewski M., 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eidem-Bukta*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 1.
- 1971, *A contribution to the theory of rockface development*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 5, s. 139–151.
- 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- 1985, *Geomorfologia*, [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Krakowski, Zakopane-Kraków, s. 9
- 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kling J., 1996, *Sorted circles and polygons in northern Sweden, distribution and processes*, PhD Thesis, Earth Sciences Centre, Göteborg University, Göteborg.
- 1997, *Observations on sorted circle development, Abisko, northern Sweden, Permafrost and Periglacial Processes*, 8, s. 447–453.
- Kłapa M., 1963, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1960 i 1961*, *Przeł. Geogr.*, 35, 2, s. 221–237.
- 1966, *Prace Stacji Badawczej Instytutu Geografii PAN na Hali Gąsienicowej w latach 1962–1964*, *Przeł. Geogr.*, 38, 2, s. 253–268.
- 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, *Dokum. Geogr. IGIPZ PAN*, 4.
- Kolondra L., 2003, *Dolina Zielonego Stawu Kieżmarskiego. Podkład topograficzny 1:5000*, Foto-Kart, Katowice.
- Koncek M., (red.), 1974, *Klima Tatier*, Vydavatelstvo Slovenskej Akademie Vied, Bratislava.
- Kotarba A., 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich*, *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, 120.
- 1992a, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, 155, s. 191–208.
- 1992b, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 25–26, s. 133–150.
- 2002, *Współczesne przemiany przyrody nieożywionej w Tatrzańskim Parku Narodowym*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Wydawnictwo Instytutu Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 13–19.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, *Geographical Studies IGIPZ PAN*, Special issue 3.
- Kotarba A., Pech P., 2002, *The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca valley as example)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 36, s. 69–76.
- Kotarba A., Starkel L., 1972, *Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 6, s. 31–34.
- Kozłowska A., Rączkowska Z., 2002, *Vegetation as a tool in the characterisation of geomorphological forms and processes: an example from the Abisko Mountains*, *Geografiska Annaler*, 84A, 3–4, s. 233–244.

- Krainer K., Mostler W., 2000, *Reichenkar rock glacier; a glacier derived debris-ice-system in the Western Stubai Alps, Austria*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, s. 267–275.
- Krummenacher B., Budmiger K., 1992, *Monitoring of periglacial phenomena in the Furggenältli (Swiss Alps)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 149–155.
- Krzemień K., Sobiecki K., 2004, *Le rôle des processus morphogénétiques contemporains dans le modelage de massif volcanique des Monts Dore (Massif central)*, *Prace Geograficzne IGI GP UJ*, s. 11–25.
- Ksandr J., 1953, *Kopeckovité půdny na jižním svahu Vysokých Tater*, *Ochrana přírody*, 8.
- 1954, *Mrazové půdny formy v Tatrách*, *Ochrana přírody*, 9, 4, s. 97–108.
- 1955, *Mrazové půdny formy v Tatrách (dokončení)*, *Ochrana přírody*, 10, 7, s. 193–201.
- Kverndal A.-I., Solid J.L., 1993, *Late Wiechselian glaciation and deglaciation in northeastern Troms, northern Norway*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 47, s. 163–177.
- Lambiel C., Delaloye R., 2004, *Contribution of Real-time Kinematic GPS in the Study of Creeping Mountain Permafrost: Examples from the Western Swiss Alps*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, s. 229–241.
- Lambiel C., Reynard E., 2001, *Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes-Hérémence area (Western Swiss Alps)*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, s. 219–223.
- Lampre V., 1994, *La linea de equilibrio glacial en la Maladeta*, [w:] C. Marti Bono, J.M. Garcia-Ruiz (red.), *El glaciario pirenaico: Nuevas aportaciones*, Geofoma Ediciones, Logroño, s. 125–142.
- Lautridou F., Francou B., Hall K., 1992, *Present-day periglacial processes and landforms in mountain areas*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 93–101.
- Lautridou J.P., Gabert P., 1987, *Mesures des mouvements superficiels et des températures dans les Alpes du Sud*, [w:] A. Godard, A. Rapp (red.), *Processus et mesures de l'érosion*, Ed. du CNRS, Paris, s. 455–476.
- Lehmkuhl F., 1989, *Geomorphologische Höhenstufen in den Alpen unter besonderer Berücksichtigung des nivalen Formenschatzes*, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 88.
- Lewkowicz A., 1988, *Slope processes*, [w:] M.J. Clark (red.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, s. 325–368.
- Lieb G.K., 1996, *Permafrost und Blockgletscher in den östlichen österreichischen Alpen*, *Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz*, 33, s. 9–126.
- 1998, *Rock glaciers, Austria*, [w:] *International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. Circumpolar Active-Layer Permafrost system (CAPS) version 1.0, NSIDC User Service: nsidc@kryos.colorado.edu*. University of Colorado, Boulder.
- Lindh L., 1984, *Studies of transitional forms between snowpatch and glacier in the Abisko Mountains, Swedish Lapland*, *Svensk Geogr. Arsbok*, 60, s. 145–156.

- Lindh L., Nyberg R., Rapp A., 1988, *Geomorphological effects and recent climatic response of snow-patches and glaciers in the Western Abisko Mountains, Sweden*, [w:] K. Senneker (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 89–94.
- Linton D.L., 1969, *The abandonment of the term "periglacial"*, [w:] van Zinderman, Baker E. M. (red.) *Palaeoecology of Africa and of the surrounding Islands and Antarctica*, vol 5, Balkema, Cape Town, s. 65–70.
- López-Moreno J.I., 2005, *Recent variations of snowpack depth in the Central Spanish Pyrenees*, *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 37, 2, s. 163–170.
- Luckman B.H., 1988, *Debris accumulation patterns on talus slopes in Surprise Valley, Alberta*, *Geographie Physique et Quaternaire*, 42, s. 247–278.
- 1992, *Debris flows and snow avalanche landforms in the Lairig Ghru, Cairngorm Mountains, Scotland*, *Geografiska Annaler*, 74A, 2–3, s. 109–121.
- Lugon R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., Gonzalez-Treuba J.J., 2004, *Permafrost and Little Ice Age Glacier Relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, s. 207–220.
- Lukniš M., 1968, *Geomorfologická mapa Vysokých Tatier a ich predpolia 1:50 000*, Státny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- 1973, *Relief Vysokých Tatier a ich predpolia*, Veda, Bratislava.
- Lundquist J., 1962, *Patterned ground and related frost phenomena in Sweden*, *Sveriges Geologiska Undersökning Årsbok*, 55.
- Łoziński W., 1909, *Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemässigten Klima*, *Bulletin International de l'Academie des Sciences de Cracovie, Classe des Sciences Mathématique et Naturelles*, 1, s. 1–25.
- 1912, *Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung*, [w:] *Comptes Rendus. XI. Congres Internationale Geologie*, Stockholm, s. 1039–1053.
- Manley G., 1974, *Central England temperatures: monthly means 1659-1973*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, s. 389–405.
- Manté C., 1985, *Evolution du champ de température dans une paroi rocheuse naturelle: le cas de la crête de Vars*, *Bulletin Centre de Géomorphologie Caen*, 30, s. 99–139.
- Manté C., Pissart A., Ozouf J.C., Coutard J.P., 1988, *Traitement par analyse des données de mesures de déplacement en milieu périglaciaire d'altitude (Haute vallée du Chambeyron, Alpes de Haute-Provence, France)*, *Bulletin Centre de Géomorphologie Caen*, 34, s. 87–117.
- Marks L., 1992, *Osady i formy rzeźby peryglacjalnej*, [w:] L. Lindner (red.), *Czwartorzęd. Osady. Metody badań. Stratygrafia*, Wydawnictwo PAE, Warszawa, s. 224–241.
- Marnezy A., 1977a, *Aspects du modèle périglaciaire dans le Vallon de la Rocheure (massif de la Vanoise)*, *Revue Géographie Alpine*, 65, 4, s. 367–384.
- 1977b, *Glaciers rocheux et phénomènes périglaciaires dans le Vallon de la Rocheure (massif de la Vanoise)*, *Revue Géographie Alpine*, 65, 2, s. 145–165.

- Marti Bono C., Garcia-Ruiz J.M. (red.), 1994, *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*, Geoforma Ediciones, Logroño.
- Marti M., Serrat D., 1995, *Les glaciers rocalloses pirinenques*, Terra, 25, 10, s. 24–34.
- Martin E., Whalley W.B., 1987, *Rock glaciers, part I. Rock glacier morphology: classification and distribution*, Progress in Physical Geography, 11, 2, s. 260–282.
- Martínez de Pisón, Arenillas M., 1988, *Los glaciares actuales del Pirineo Español*, [w:] M. Arenillas (red.), *La nieve en el Pirineo Español*, M.O.P.U., Madrid, s. 29–98.
- Martínez de Pisón, E., Serrano E., Agudo C., Arenillas M., Cantarino I., Garcia F., Martinez R., Navarro J., Pedrero A., 1998, *Rock glaciers in the Pyrenees, Spain and France*, [w:] International Permafrost Association, Data and Information Working Group, comp. *Circumpolar Active-Layer Permafrost system (CAPS) version 1.0, NSIDC User Service: nsidc@krvov.colorado.edu*. University of Colorado, Boulder.
- Mathews J. A., Berrisford M. S., 1993, *Climatic controls on rates of solifluction: variations within Europe*, [w:] B.Frenzel, J.A. Mathews, B. Glaser (red.), *Solifluction and climatic variations in the Holocene*, Paläoklimaforschung, 2, Special issue: ESF Project “European Paleoclimate and Man“, 6, Gustaw Fischer Verlag, Stuttgart, s. 363–382.
- Matsumoto H., Kurashige Y., Hirakawa K., 2001, *Soil moisture conditions during thawing on a slope in the Daisetsu Mounatins, Hokkaido, Japan*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 211–218.
- Matsuoka N., 2001a, *Direct observation of frost wedging in alpine bedrock*, Earth Surface Processes and Landforms, 26, s. 601–614.
- 2001b, *Microgelivation versus macrogelivation towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 299–313.
- 2001c, *Solifluction rates, processes and landforms: a global review*, Earth Sciences Review, 55, s. 107–134.
- 2003, *Contemporary permafrost and periglaciation in Asian high mountains, an overview*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 130, s. 145–166.
- 2004, *Solifluction*, [w:] A.S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London and New York, s. 984–987.
- Matsuoka N., Abe M., Ijiri M., 2002, *Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and a laboratory experiment*, Geomorphology, 52, s. 73–85.
- Matsuoka N., Hirakawa K., Watanabe T., Moriwaki K., 1997, *Monitoring of periglacial slope processes in the Swiss Alps: the first two years of frost shattering, heave and creep*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, s. 158–177.
- Matsuoka N., Humlum O., (red.) 2003, *Monitoring periglacial processes: new methodology and technology*, Permafrost and Periglacial Processes, 14, 4.
- Matsuoka N., Ikeda A., Date T., 2005, *Morphometric analysis of solifluction lobes and rock glaciers in the Swiss Alps*, Permafrost and Periglacial Processes, 16, s. 99–113.

- Matsuoka N., Ikeda A., Hirakawa K., Watanabe T., 2003, *Contemporary periglacial processes in the Swiss Alps: seasonal, inter-annual and long term variations*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets&Zeitlinger, Lisse, s. 735–740.
- McCarroll D., Shakesby R. A., Matthews J.A., 2001, *Enhanced rockfall activity during the Little Ice Age: further lichenometric evidence from a norwegian talus*, *Permafrost Periglacial Process*, 12, s. 157–164.
- McGreevy J.P., 1981, *Perspectives on frost shattering*, *Progress in Physical Geography*, 5, s. 56–75.
- Melander O., 1977. *Geomorphological map 30H Riksgränsen, 30I Abisko, 31H Reurivare, and 31I Vadvetjåkka. Description and assessment of areas of geomorphological importance*, Statens Naturvårdsverk, SNV PM 857, s. 1–56.
- Messerli B., Zurbuchen M., 1968, *Blockgletscher im Weissmies und Aletsch und ihre photogrammetrische Kartierung*, *Die Alpen*, Quartalsheft, 3.
- Metcalfe G., 1950, *The ecology of the Caingorms. II. The mountain Calunetum*, *Journal of Ecology*, 38, s. 46–74.
- Michaud J., 1950, *Emploi de marques dans l'étude des mouvements du sol*, *Revue Geomorphologie Dynamique*, 1, 4, s. 180–189.
- Michaud J., Cailleux A., 1950, *Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron (Basses-Alpes)*, *C. R. Academy des Sciences, Paris*, 230, s. 314–315.
- Midriak R. 1972, *Deštrukcia pôdy vo vysokohorskej oblasti Belanských Tatier*, *Lesn. Štúd.*, 11–12, *Priroda*, Bratislava.
- 1983, *Morfogenéza povrchu vysokých pohori*, VEDA, Bratislava.
- 1996, *Present-day processes and micro-landforms evaluation; case study of Kopske Sedlo, the Tatra Mts, Slovakia*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, s. 35–50.
- Morariu T., Mac I., 1974, *On the dominant and secondary present-day modelling the Roumania's relief*, *Studia Geomorphologica-Carpatho-Balcanica*, 8, s. 85–94.
- Morariu T., Savu A., 1966, *Quelques problèmes du periglaciaire en Roumanie*, *Biul. Perygl.*, 15, s. 53–61.
- Mościcki J.W., Kędzia S., 2001, *Investigation of mountain permafrost in the Koza Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, s. 235–240.
- Murătoareanu G., Tanislav D., 2004, *Glacio-nival modeling complex of Mitarca basin-Leota Mountains*, [w:] *International Workshop on Alpine Geomorphology & Mountain Hazards, Bălea Cascada-Făgăraș Massif (Southern Carpathians)-Romania, 23–24 September 2004*, s. 14.
- Müller S. W., 1947, *Permafrost or Permanently Frozen Ground and Related Engineering Problems*, Ann. Arbor. Mich., J. W. Edwards.
- Naef F., Haerberli W., Jaggi M., 1989, *Morphological changes in the Swiss Alps resulting from the 1987 summer storms*, [w:] O. Starolszky, D.M. Melder (red.), *Hydrology of disaster, Proceedings of the WMO Technical Conference, Geneva, November 1988*, James&James, Geneva, s. 36–42.

- Nangeroni G., 1964, *Rapports sur les études et les travaux concernant les phénomènes periglaciaires apparus en Italie de 1956–1963*, Biul. Perygl., 14, s. 61–65.
- Nedelcu E., 1964, *Sur la cryo-nivation actuelle dans les Carpates Méridionales entre les rivières Ialomita et Olt*, Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie, Série de Géographie, 8, s. 121–128.
- 1979, *Făgăraș*, [w:] *Procese de modelare actuală, relieful glaciatic și crio-nival. III. 2*, Atlas Republica Socialista Română.
- Nelson F.E., Hinkel K.M., Outcalt S.I., 1992, *Palsa-scale frost mounds*, [w:] J.C. Dixon, A.D. Abrahams (red.), *Periglacial geomorphology*, John Wiley, Chichester, s. 305–326.
- Nicolás-Martínez P., 1981, *Morfología del circo de Tucarroya (Macizo de Monte Perdido, Pirineo aragonés)*, Cuadernos de Investigación Geográfica, 7, s. 51–80.
- Niculescu G., 1965, *Muntii Godeanu*, Editura Academiei, București.
- 1979, *Godeanu*, [w:] *Procese de modelare actuală, relieful glaciatic și crio-nival. III. 2*, Atlas Republica Socialista Română.
- 1994, *La recherche du relief glaciaire et cryo-nival dans les Carpates Roumaines. Resultats et perspectives*, Revue Roumaine de Géographie, 38, s. 11–20.
- Niculescu G., Nedelcu E., 1961, *Contribuții la studiul microreliefului crionival din zona înaltă a munților Retezat-Godeanu-Tarcu și Făgăraș-Izer*, Problème de Géographie 8, s. 87–121,
- Niedźwiedz T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains*, Mountain Research and Development, 12, 2, s. 131–146.
- Niessen A., Horssen P., Koster E., 1992, *Altitudinal zonation of selected geomorphological phenomena in an alpine periglacial area (Abisko, northern Sweden)*, Geografiska Annaler, 74A, 2–3, s. 183–196.
- Noetzi J., Hoelzle M., Haeberli W., 2003, *Mountain permafrost and recent alpine rock-fall events: a GIS-based approach to determine critical factors*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets & Zeitlinger, Lisse, s. 827–832.
- Nyberg R., 1985, *Debris flows and slush avalanches in Swedish Lapland, northern Scandinavia*, Meddelanden från Lunds Universitets Geografiska Institution, Avhandlingar, 97.
- 1989, *Observations of slushflows and their geomorphological effects in the Swedish Mountain area*, Geografiska Annaler, 71A, 3–4, s. 185–198.
- 1991, *Geomorphic processes at snowpatches sites in the Abisko mountains, northern Sweden*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 35, 3, s. 321–343.
- 1993, *Freeze-thaw activity and some of its geomorphic implications in the Abisko Mountains, Swedish Lapland*, Permafrost and Periglacial Processes, 4, s. 37–47.
- Nyberg R., Rapp A., 1998, *Extreme erosional events and natural hazards in Scandinavian Mountains*, Ambio, 27, 4, s. 292–299.
- Nyenhuis M., Hoelzle M., Dikau R., 2005, *Rock glacier mapping and permafrost distribution modelling in the Turtmanntal, Valais, Switzerland*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 49, 3, s. 275–292.

- Obleitner R., 1994, *Climatological features of glacier and valley winds at the Hintereisferner (Ötztal Alps, Austria)*, Theoretical and Applied Climatology, 49, s. 225–239.
- Okołowicz W., 1969, *Klimatologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Ødegård G., Hoelzle M., Johansen K.V., Sollid J.L., 1996, *Permafrost mapping and prospecting in southern Norway*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 50, s. 41–54.
- Ødegård R.S., Liestøl O., Sollid J.L., 1988, *Periglacial forms related to terrain parameters in Jotunheimen, southern Norway*, [w:] K. Senneset (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 59–61.
- Ødegård R. S., Sollid J.L., Liestøl O., 1992, *Ground temperature measurements in mountain permafrost, Jotunheim, southern Norway*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 231–234.
- Østrem G., 1964, *Ice-cored moraines in Scandinavia*, Geografiska Annaler, 46A, s. 282–337.
- Pancza A., 1998, *Les bourrelets-protalus: liens entre les eboulis et les glaciers rocheux*, Permafrost and Periglacial Processes, 9, s. 167–175.
- Pancza A., Ozouf J.C., 1988, *Contemporary frost action on different oriented rock walls: an example from the Swiss Jura mountains*, [w:] K. Senneset (red.), *V International Conference on Permafrost, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings vol. 1*, Tapir Publishers, Trondheim, s. 830–833.
- Pappalardo M., 1999, *Remarks upon present-day condition of the glaciers in the Italian Maritime Alps*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 22, s. 79–82.
- Pech P., 1996, *Mesures de la cryoreptation sur le plateau de Bure (2600 m) dans le massif du Dévoluy (Hautes Alpes, France)*, Géomorphologie: relief, processus, environment, 4, s. 37–60.
- Pedrotti F., Orsomando E., Francalancia C., Cortini-Pedrotti C., 1970, *Carta della vegetazione del Parco Nazionale dello Stelvio*, Scala 1:50 000, Azienda di Stato Poreste Demaniali, Firenze.
- Pelfini M., Smiraglia C., 1992, *Valfurva/Valtelina (Italy)*, Permafrost Periglacial Processes, 3, s. 189–202.
- Pelišek J., 1953a, *Polickovité a terasovité pody ve Vysokých a Belanských Tatrách*, Geografický Casopis, 5, s. 9–22.
- 1953b, *Tundrowé pudy v jižní krasové oblasti Belských Tatier*, Československý kras, 6, s. 11–14.
- Peltier L.C., 1950, *Geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology*, Annales of the Association of American Geographers, 40, 3, s. 214–236.
- Perez F. L., 1988, *Miniature sorted strips in the Páramo de Piedras Blancas (Venezuelan Andes)*, [w:] J.C. Dixon, A.D. Abrahams, *Periglacial geomorphology*, John Wiley&Sons, Chichester, s. 125–157.
- 1993, *Talus movement in the high equatorial Andes: a synthesis of ten years of data*, Permafrost and Periglacial Processes, 4, s. 199–215.
- Permafrost Subcommittee, 1988, *Glossary of permafrost and related ground-ice terms*, Permafrost Subcommittee. Associate Committee of Geotechnical

- Research, National Research Council of Canada, Technical Memorandum, 142.
- Peterson R.A., Krantz W.R., 2003, *A mechanism for differential frost heave and its implications for patterned-ground formation*, *Journal of Glaciology*, 49, 164, s. 69–79.
- Peulvast J.P., 1989, *Les altérites et l'identification des reliefs périglaciaires dans une montagne de haute latitude: l'exemple des Scandes*, *Zeitschrift f. Geomorphologie*, N.F., Suppl. Bd., 72, s. 55–78.
- Pewe T.L., 1969, (red.), *The periglacial environment*, Mc Gill Queens University Press, Montreal.
- 1974, *Geomorphic processes in polar deserts*, [w:]. T.L. Smiley, J.H. Zumberge (red.), *Polar deserts and modern man*, University of Arizona Press, Tucson, s. 33–52.
- Pełkala K., 1980, *Morphogenetic processes and cover deposits of nunataks in the Hornsund area (SW Spitsbergen)*, *Polish Polar Research*, 1, 2–3, s. 9–44.
- Pierrehumbert G., 1998, *L'informatique en cartographie géomorphologique. La région du Schilthorn (Oberland bernois, Suisse)*, Unpublished, Institut de Géographie, Université de Lausanne.
- Piirola S., 1969, *Frost-sorted block concentrations in western Inari, Finish Lapland*, *Fennia*, 99, 2.
- Pippan T., 1974, *Die Bedeutung der Lawinentätigkeit für gegenwärtige geomorphologische Prozesse im Hochgebirge von Salzburg*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge*, 29, s. 300–312.
- Pissart A., 1964, *Vitesses des mouvements du sol au Chambeyron, Basses-Alpes*, *Biul. Perygl.*, 14, s. 303–309.
- 1971, *Variations de volume de sols gelés subissant des fluctuations de température sous 0°C*, *Bulletin Centre de Géomorphologie Caen*, 13–14–15, s. 19–33.
- 1973, *L'origine des sols polygonaux et striés du Chambeyron, Basses-Alpes*, *Bull. Soc. Geogr. Liège*, 9, 9, s. 33–53.
- 1974, *Détermination expérimentale des processus responsables des petits sols polygonaux triés de haute montagne*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse, Dritte Folge*, 29, s. 240–248.
- 1977, *Apparition et évolution des sols structuraux périglaciaires de haute montagne. Expériences de terrain au Chambeyron (Alpes, France)*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge*, 31, s. 142–156.
- 1982, *Expériences de terrain et de laboratoire pour expliquer la genèse des sols polygonaux décimétriques triés*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 15, s. 39–47.
- 1993, *Understanding the controls on solifluction movements in different environments; a methodology and its application in the French Alps*, *Paleoklimaforschung*, 11, s. 209–215.
- Pissart A., Francou B., 1992, *Vertical movements of boulder in a subnival pavement at 2800 m a.s.l. in the Alps (France)*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 3, s. 203–208.

- Pissart A., Harris S., Prick A., Van Vliet-Lanoë B., 1998, *La signification paléoclimatique des lithales (phases minérales)*, Biul. Perygl., 37, s. 141–154.
- Pissart A., Schepers J.L., Laurent A., 1981, *Etude statistique des déplacements de cailloux superficiels dans un milieu périglaciaire de haute montagne, la haute vallée du Chambeyron (Basses Alpes)*, Recherches Géographiques à Strasbourg, 16–17, s. 137–142.
- Plesnik P., 1956, *Vplyv vetra na vznik a vývoj niektorých foriem peryglacialnych pôd vo východnej polovici Belanských Tater*, Geografický Casopis, 8, 1, s. 42–59.
- 1971, *Différenciation verticale et horizontale des formations forestières des Pyrénées. Comparaison avec les Alpes, les Carpathes et le Caucase*, Revue Géographie Pyrénées Sud-Ouest, 42, 1, s. 31–47.
- Popov A.I., 1967, *Merzlotnyje javlenija v zemnoj kore (kriolitologija)*, Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta, Moskva.
- Poser H., (red.), 1954, *Studien über die Periglazial-Erscheinungen in Mitteleuropa*. Göttingen Geographische Abhandlungen, 15.
- Poser H., Schunke E., (red.), 1983, *Mesoförmern des Reliefs in heutigen Periglazialraum*, Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge, 35.
- Price L.W., 1991, *Subsurface movement on solifluction slopes in the Ruby Range, Yukon Territory, Canada, A 20-year study*, Arctic and Alpine Research, 23, s. 200–205.
- Ramos M., Gómez Ortiz A., Salvador Franch F., Schulte L., 1998, *Evolución térmica de la capa activa en la stacion geomorfológica de la planicie La Feixa-La Màniga, 2150 m (macizo de Calmquerdós, Prineo oriental, [w:] A. Gómez Ortiz, F. Salvador Franch, L. Schulte, A. Garcia Navarro (red.), Procesos biofísicos actuales en medios fríos*, Publ. Universitat de Barcelona, Barcelona, s. 73–97.
- Rapp A., 1959, *Avalanche boulder tonques in Lappland*, Geografiska Annaler, 41 A, s. 34–48.
- 1960, *Recent development of mountain slope in Kärkevagge and surroundings*, Geografiska Annaler, 17A, 2–3, s. 71–200.
- 1982, *Zonation of permafrost indicators of Swedish Lappland*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 82, s. 37–38.
- 1985, *Extreme rainfall and rapid snowmelt as causes of mass movements in high latitude mountains*, [w:] M. Church, O. Slaymaker (red.), *Field and theory. Lectures in Geocryology*, University of British Columbia Press, Vancouver, s. 36–56.
- 1986, *Slope processes in high latitude mountains*, Progress in Physical Geography, 10, 1, s. 53–68.
- 1992, *Impact of mountain glaciations on tors, blockfields and cryoplanation features: nunataks or non-scoured zones as refugia?* [w:] S.B. Mc Cann, D.C. Ford (red.), *Geomorphology sans frontiers*, Wiley, New York, s. 137–152.
- Rapp A., Åkerman H.J., 1993, *Slope processes and climate in the Abisko mountains, northern Sweden*, [w:] B. Frenzel (red.), *Solifluction and climatic variations in the Holocene*, ESF Project “European Paleoclimate and Man”, 6, European Science Foundation, Strasbourg, s. 161–178.

- Rapp A., Clark G.M., 1971, *Large nonsorted polygons in Padjelanta National Park, Swedish Lapland*, Geografiska Annaler, 53A, 2, s. 71–85.
- Rapp A., Nyberg R., 1988, *Mass movements, nivation processes and climatic fluctuations in northern Scandinavian mountains*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 42, s. 245–253.
- Rapp A., Rudberg S., 1960, *Recent periglacial phenomena in Sweden*, Biul. Perygl., 8, s. 143–154.
- 1964, *Studies on periglacial phenomena in Scandinavian 1960–1963*, Biul. Perygl., 14, s. 75–89.
- Rapp A., Strömquist L., 1979, *Field experiments on mass movements in the Scandinavian mountains with special reference to Kärkevagge, Swedish Lapland*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 13, s. 23–40.
- Rappetti F., Vittorini S., 1992, *Aspetti del clima nel bacino del Gesso (Alpi Marittime) in relazione alla presenza di alcuni piccoli ghiacciai*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 15, s. 149–158.
- Rathjens C., 1982, *Geographie des Hochgebirges. I Der Naturum*, Teubner Studienbücher, Stuttgart.
- Raynal R., 1970, *Les formations litées de versants en milieu périglaciaire. Contribution à une mise au point d'ensemble*, Acta Geographica Lodzienia, 24, s. 371–387
- Rączkowska Z., 1990, *Observations on nivation and its geomorphological effects in mountains at high latitude (with Mt. Njulla massif in northern Sweden as example)*, Pirineos, 136, s. 19–32.
- 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, Dokum. Geogr. IGiPZ PAN, 4–5, s. 63–81.
- 1997a, *Geomorfologiczna rola płatów śnieżnych w Tatrach*, Maszynopis pracy doktorskiej, IGiPZ PAN.
- 1997b, *Nivation and its geomorphic significance – examples from the Polish High Tatra and the Ortles-Cevedale massif, the Italian Alps*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31, s. 175–192.
- 1999a, *Rzeźba stoków w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 174, s. 17–24.
- 1999b, *Slope dynamics in the periglacial zone of the Tatra Mts.*, Biul. Perygl., 38, s. 127–133.
- 2002a, *Morfodynamika stoków dojrzałych w Tatrach na przykładzie Kotła Gąsienicowego i Goryczkowego Świńskiego*, [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, Wydawnictwo Instytutu Botaniki PAN, Kraków-Zakopane, s. 49–53.
- 2002b, *Stanowisko czynnych gruntów strukturalnych przy Hińczowym Stawie, Tatry Słowackie*, [w:] VI. Zjazd Geomorfologów Polskich. *Środowiska górskie – ewolucja rzeźby. Jelenia Góra, 11–14 września 2002. Streszczenia referatów i posterów*, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 109–110.
- 2003a, *Periglacial landforms of northern Sweden Mt. with the Tarfala valley as example*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 37, s. 45–57.
- 2003b, *Recent periglacial landforms of the Tatra Mts.*, [w:] J. Lacika (red.), *Carpatho-Balkan Conference on Geomorphology held on the occasion of the 40th anniversary of foundation of the Carpatho-Balkan Geomorpha-*

- logical Commission, Abstracts, September 8–12, 2003, Bratislava, Slovak Republic*, Asociacia slovenskych geomorfologov pri SAV, Bratislava, *Geomorphologia Slovaca*, 3, 1, s. 37.
- 2004a, *Considerations on periglacial landforms and slope morphodynamic in periglacial zone of Tatra Mountains*, *Analele Universitatii de Vest din Timisoara, Geografie*, 19, s. 35–50.
 - 2004b, *Prawidłowości rozmieszczenia i wykształcenia form peryglacjalnych w Tatrach*, [w:] *Problemi geomorfologii i paleogeografii ukraińskich Karpat i przyległych terenów. Materiały międzynarodowego seminarium poświęconego 90-tygodniowi od dnia narodzin założyciela katedry geomorfologii i paleogeografii profesora Petra Cisja (Skole, 30 września – 3 października 2004 roku)*, Wydawnictwo centr LNU imeni Ivana Franka, L'viv, s. 133–143.
 - 2005, *Morfodynamiczne cechy obszarów z wieloletnią zmarzliną w Tatrach*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII. Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 września 2005*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, s. 385–388.
- Rączkowski W., 1997, *Czwartorzęd i ewolucja rzeźby masywu Ortles-Cevedale na przykładzie doliny Martello (Alpy Włoskie)*, maszynopis pracy doktorskiej, Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków.
- Rączkowski W., Rączkowska Z., 1992–1993, *Rzeźba glacialna doliny Martello (masyw Ortles-Cevedale, Alpy Włoskie)*, *Folia Geographica, Seria Geographica Physica*, 24–25, s. 47–59.
- Rea B.R., Whalley W.B., Rainey M.M., Gordon J.E., 1996, *Blockfields, old or new? Evidence and implications from some plateaux in northern Norway*, *Geomorphology*, 15, s. 109–121.
- Reid J.R., Nesje A., 1988, *A giant ploughing boulder, Finse, southern Norway*, *Geografiska Annaler*, 70A, s. 27–33.
- Repelewska-Pękałowa J., Pękała K., 1993, *The influence of local factors on solifluction rates, Spitsbergen, Svalbard*, [w:] B. Frenzel, J.A. Mathews, B. Glaser (red.), *Solifluction and climatic variations in the Holocene*, *Paläoklimaforschung*, 2, Special issue: ESF Project “European Paleoclimate and Man”, 6, Gustaw Fischer Verlag, Stuttgart, s. 251–266.
- Reynard E., Lambiel C., Delaloye R., Devaud G., Baron L., Chapellier D., Marescot L., Monnet R., 2003, *Glacier/permafrost relationships in forefields of small glaciers (Swiss Alps)*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets&Zeitlinger, Lisse, s. 947–952.
- Ribolini A., Fabre D., 2006, *Permafrost existence in rock glaciers of the Argentera massif, Maritime Alps, Italy*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, s. 49–63.
- Ridefelt H., Boelhouwers J., 2006, *Observations on regional variation in solifluction landform morphology and environment in the Abisko Region, Northern Sweden*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, s. 253–266.
- Ritter D.F., Kocher R.C., Miller J.R., 2002, *Process geomorphology*, Wyd. 4., Mc Graw Hill, Nowy Jork.

- Roer I., 2003, *Rockglacier kinematics in Turtmanntal, Valais, Switzerland – observational concept, first results and research perspectives*, [w:] M. Phillips, S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich, Swets & Zeitlinger, Lisse*, s. 971–976.
- Roer I., Avian M., Delaloye R., Lambiel C., Dousse J.P., Bodin X., Thibert E., Käab A., Kaufmann V., Damm B., Langer M., 2005a, *Rock glacier “speed-up” throughout European Alps - a climatic signal?* [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 111.
- Roer I., Käab A., Dikau R., 2005b, *Rockglacier acceleration in the Trutman valley (Swiss Alps): probable controls*, *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59, s. 157–163.
- Roessli U., Schinder C., 1990, *Debris flows 1987 in Switzerland: Geological and hydrogeological aspects*, IAHS Publications, 194, s. 387–393.
- Romanovskij N.N., Tjurin A.I., 1986, *Kurums*, *Biul. Perygl.*, 31, s. 249–259.
- Rosata A., Strandberg K.J., Prinz F., Swendesen R.H., 1987, *Why the Brazil nuts are on top: size, segregation of particulate matter by shaking*, *Physical Review Letter*, 58, 10, s. 1038–1040.
- Rovera G., 1990, *Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarantaise*, Thesis, Université Grenoble I.
- Rudberg S., 1962, *A report on some field observations concerning periglacial geomorphology and mass movement on slopes in Sweden*, *Biul. Perygl.*, 11, s. 311–323.
- 1964, *Slow mass movement processes and slope development in the Norra Storfjäll area, southern Swedish Lapland*, *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd.*, 5, s. 192–203.
- 1972, *Periglacial zonation – a discussion*, [w:] J. Höverman, G. Oberbeck (red.), *Hans-Poser Festschrift*, Göttinger Geographische Abhandlungen, 60, s. 221–233.
- 1977, *Periglacial zonation in Skandinavia*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge*, 31, s. 92–104.
- 1988, *Gross morphology of Fennoscandia – Six complementary ways of explanation*, *Geografiska Annaler* 70A, 3, s. 135–167.
- Ruuhijärvi R., 1962, *Palsavista ja niiden morfologiasta siitepölyanalyysin valossa*, (Zusammenfassung: *Über die Palsamoore und deren Morphologie im Lichte der Pollenanalyse*), *Terra Årgsbok*, 74, 2.
- Sas O., Wollny K., 2001, *Investigation regarding alpine talus slopes using ground-penetration radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, s. 1071–1086.
- 2003, *Moisture distribution in rockwalls derived from 2D-resistivity measurements*, *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd.*, 132, s. 51–69.
- Sanjosé J.J. 2003, *Estimación de la dinámica de los glaciares rocosos mediante modelización ambiental y técnicas fotogramétricas automáticas*, PhD. Thesis, Universidad Politécnica de Valencia, Valencia, Spain.

- Schrott L., Hordt A., Dikau R., (red.), 2003, *Geophysical applications in geomorphology*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 132.
- Schunke E., 1977, *Periglazialformen und – Formengesellschaften in der europäisch-atlantischen Arktis and Subarktis*, Abhandlungen der Akademiemie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge, 31, s. 39–62.
- 1979, *Rezente periglaziäre Morphodynamik auf Angmassalik, SE-Grönland*, Polarforschung, 49, s. 1–19.
- Schunke E., Stingl H., 1973, *Neue Beobachtungen zum Luft- und Bodenfrostklima Islands*, Geografiska Annaler, 55A, s. 1–23.
- Schunke E., Zoltai S.C., 1988, *Earth hummocks (thufur)*, [w:] M.J. Clark (red.) *Advances in periglacial geomorphology*, John Wiley&Sons, Chichester, s. 231–246.
- Sekyra J., 1950, *Tufury a girlandové púdy v Bělských Tatrách*, Sbornik Ces. Spol. Zeměpisné, 55, s. 214–219.
- 1954, *Kryopedologická pozorování na jižních svazích Vysokých Tater*, Antropozoikum, 5, s. 107–122.
- 1960, *Posobení mrazu na podu; Kryopedologie se zvlastnim zretelem k CSSR*, Geotechnica, 27, s. 1–164.
- Seppälä M., 1979, *A new technique to measure the rate of mass movements on slopes*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 13, s. 221–224.
- 1986, *The origin of palsas*, Geografiska Annaler, 68A, 3, s. 141–147.
- 1995, *How to make a palsa: a field experiment on permafrost formation*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., 99, s. 91–96.
- 1997, *Distribution of permafrost in Finland*, Bulletin of Geological Society of Finland, 69, s. 87–96.
- 2004, *Wind as a geomorphic agent in cold climates*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Seppi R., Baroni C., Carton A., Pilla G., 2005, *Thermal and physico-chemical characteristics of springs issuing from rock glaciers in the Ortles-Cevedale Region (Italian Alps)*, [w:] T. Kumke (red.), *2nd European Conference on Permafrost, Potsdam, Germany, June 12–16, 2005, Programme and Abstracts*, Selbstverlag der GeoUnion Alfred-Wegener-Stiftung, Berlin, s. 102.
- Serrano E., 1998, *Geomorfologia del Alto Gállego (Pirineo aragonés)*, Institución Fernando el Católico, Zaragoza.
- Serrano E., Agudo C., 1998, *Los glaciares rocosos de los Pirineos. Implicaciones ambientales*, [w:] A. Gómez Ortiz, F. Salvador, L. Shulte, A. García (red.), *Procesos Biofísicos actuales en medios fríos. Estudios recientes*, Universidad de Barcelona, Barcelona, s. 133–154.
- 2004, *Glaciares rocosos y deglaciación en la alta montaña de los Pirineos aragoneses (España)*, Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 99, s. 159–172.
- Serrano E., Agudo R., Delaloyé R., González-Trueba J., 2001, *Permafrost distribution in the Posets massif, Central Pyrenees*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 55, s. 245–252.

- Serrano E., Agudo C., González Trueba J.J., 2002, *La deglaciación de la alta montaña del macizo del Posets (Pirineo aragonés). Morfología, evolución y fases morfogenéticas glaciares*, Cuaternario y Geomorfología, 16, s. 11–126.
- Serrano E., Agudo C., Martínez de Pisón E., 1999, *Rock glaciers in the Pyrenees, Permafrost and Periglacial Processes*, 10, s. 101–106.
- Serrano E., Martínez de Pisón E., 1994, *Geomorfología y evolución glaciar en el Pirineo aragonés oriental*, [w:] C. Martí Bono, J.M. García-Ruiz (red.), 1994, *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*, Geoforma Ediciones, Logroño.
- Serrano E., Martínez de Pisón E., Agudo C., 2000, *El medio periglacial de alta montaña en el Pirineo central: aportaciones recientes*, [w:] J.L. Pena Sanchez, M. Fabre, M.V. Lozano (red.), *Procesos y formas periglaciares de alta montaña mediterránea*, Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, s. 45–62.
- Serrano E., Martínez de Pisón E., Martínez R., Cantarino I., Navarro J., 1991, *El glaciar noroccidental del Besiberri (Pirineo de Lerida)*, Pirineos, 137, s. 95–109.
- Serrano E., Rubio V., 1989, *El glaciar rocoso activo de las Argualas (Pirineo Aragonés)*, Eria, 19–20, s. 195–198.
- Serrano E., San Jose J.J., Agudo C., 2006, *Rock glaciers dynamics in marginal periglacial high mountain environment: flow, movement (1991–2000) and structure of the Argualas rock glacier, the Pyrenees*, Geomorphology, 74, s. 285–296.
- Serrano E., Sanjosé J.J., Silio F., Agudo C., 1995, *Movimiento superficial del glaciar rocoso de las Argualas*, Pirineos, 145–146, s. 103–110.
- Serrat D., 1979, *Rock glacier-morainic deposits in the eastern Pyrenees*, [w:] *Moraines and varves*, Balkema, Rotterdam, s. 93–100.
- Shakesby R.A., Matthews J.A., McCarroll D., 1995, *Pronival (“Protalus”) in the Romsdalsalpane, Southern Norway: Forms, Terms, Subnival Processes, and Alternative Mechanisms of Formation*, Arctic and Alpine Research, 27, 3, s. 271–282.
- Shaw R., 1977, *Periglacial features in part of the South-East Grampian Highlands of Scotland*, PhD Thesis, University of Edinburgh.
- Sircu I., 1978, *Muntii Rodnei. Studiu morfogeografic*, Editura Academiei, Bucuresti.
- Smiraglia C., 1987, *Le forme crionivali del Lago della Catena Rossa (Gruppo del Monte Cevedale, Alta Valle di Peio)*, Studi Trent. Sci. Natura., 64, s. 57–64.
- 1992, *Observations on the rock glaciers of Monte Emilius (Valle d’Aosta, Italy)*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 163–168.
- Smith D.J., 1992, *Long-term rates of contemporary solifluction in the Canadian Rocky Mountains*, [w:] J.C. Dixon, A.D. Abrahams (red.), *Periglacial geomorphology*, John Wiley&Sons, Chichester, s. 203–221.
- Soler M., 1972, *Carte Géologique des Pyrénées en quatre feuilles 1:25 0000*, Publication SNPA, Pau.
- Sollid J.L., Isaksen K., Eiken T., Ødegård R.S., 2003, *The transition zone of mountain permafrost on Doverfjell, southern Norway*, [w:] M. Phillips,

- S.M. Springman, L.U. Arenson (red.), *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost 2003, Zurich*, Swets&Zeitlinger, Lisse, s. 1085–1089.
- Sollid J.L., Sørbel L., 1979, *Deglaciation of Western Norway*, *Boreas*, 8, s. 233–240.
- 1992, *Rock glaciers in Svalbard and Norway*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, s. 215–220.
- 1998, *Palsa bogs as a climate indicator – examples from Dovrefjell, Southern Norway*, *Ambio*, 27, s. 287–291.
- Sollid J.L., Trop B., 1984, *Glacialgeologisk kart o 1:1000000*, [w:] *Nasjonalatlas for Norge*, Geografisk Universitet i Oslo. Statens karverk, Oslo.
- Somson P., 1983, *Contribution à l'étude de la végétation des pierrers et éboulis Pyrénéens dans ses relations avec la dynamique du modèle support*, PhD Thesis, Université Paul Sabatier Toulouse, 230 s.
- Soutadé G., 1973, *Aspects du modelé périglaciaire supra-forestier des Pyrénées orientales*, *Bulletin Association Francaise Etud. Quatern.*, 37, 4, s. 239–254.
- 1980, *Modelé et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*, Imprime Cooperative du Sud-Ouest, Albi.
- Söderman G., 1980, *Slope processes in cold environment of northern Finland*, *Fennia*, 158, 2, s. 83–152.
- Stablein G., 1977, *Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grönland*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge*, 31, s. 18–33.
- Stankoviansky M., Midriak R., 1998, *The recent and present-day geomorphic processes in Slovak Carpathians (state of the art review)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 33, s. 69–87.
- Starkel L., 2005, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne*, *Przegl. Geogr.*, 77, 1, s. 11–19.
- Stingl H., 1969, *Ein periglazialmorphologisches Nord-Süd-Präfil durch die Ostalpen*, *Göttinger Geographische Abhandlungen*, 49.
- 1974, *Zur Genese und Entwicklung von Strukturformen*, *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch-physikalische Klasse, Dritte Folge*, 29, s. 249–262.
- Stocker E., 1979, *Geomorphological field experiments in the high-alpine regions of the Austrian Alps (with special references to the Kreuzeckgruppe, Carinthia)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 13, s. 97–110.
- Strömquist L., 1973, *Geomorfologiska undersökningar av blockfält och blockhav i norra Skandinavien*, *Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen Rapport*, 22, s. 1–161.
- Strunk H., 1986, *Der Einfluß langsamer Massenbewegungen auf das Sanftrelief der südlichen Zentralalpen*, *Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd.*, 61, s. 77–88.
- Sudgen D.E., 1968, *The selectivity of glacial erosion in the Cairngorm Mountains, Scotland*, *Transitions of the Institute of British Geographers*, 45, s. 79–92.
- 1971, *The significance of periglacial activity on some Scottish mountains*, *Geographical Journal*, 137, s. 388–392.

- Svenonius F., 1909, *Om skärf- eller blockhafven på våra högfjäll*, Geol. Foren. Stockholm, Förhandl., 31.
- Tatenhove F., Dikau R., 1990, *Past and present permafrost distribution in the Trutmanntal, Wallis, Swiss Alps*, Arctic and Alpine Research, 22, 3, s. 302–316.
- Thorn C.E., 1988, *Nivation: a geomorphic chimera*, [w:] M.J. Clark (red.), *Advances in periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, s. 1–30.
- 1992, *Periglacial geomorphology: what, where, when?* [w:] J.C. Dixon, A.D. Abrahams (red.), *Periglacial geomorphology*, Wiley, Chichester, s. 1–30.
- Thorn C.E., Hall K., 2002, *Nivation and cryoplanation: the case for scrutiny and integration*, Progress in Physical Geography 26, 4, s. 533–550.
- Thorn C.E., Dixon J.C., Darmody R.G., Allen C.E., 2006, *A 10-year record of the weathering rates of surficial pebbles in Kärkevagge, Swedish Lapland*, Catena, 65, 3, s. 272–278.
- Todisco D., Bertran P., Pech P., 2000, *Déplacements superficiels et contrôle climatique des coulées à front pierreux de la Mortice, Haute-Ubaye, Alpes Françaises du Sud*, Permafrost and Periglacial Processes, 11, s. 97–108.
- Tolgensbakk J., Carlson A.B., Sollid J.L., 1985, *Livsejavrre kvartærgeologi og geomorfologi, 1:20 000*, Geografisk Institutt Universitetet I Oslo, Oslo.
- Tolgensbakk J., Sollid J.L. 1980, *Vardø kvartærgeologi og geomorfologi, 1:50 000, 2535 IV*, Geografisk Institutt Universitetet I Oslo, Oslo
- Trepińska J., 2002, *Górskie klimaty*, Wydawnictwo Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Tricart J., 1956, *Étude expérimentale du problème de la gélivation*, Biul. Perygl., 4, s. 285–318.
- 1970, *Geomorphology of cold environments*, Macmillan, London
- Tricart J., Cailleux A., 1950, *Le modèle des régions périglaciaires*, Cours de Géomorphologie, Paris (publikowany: 1967, *Traité de Géomorphologie*, t. II, Société d'Édition d'Enseignement Supérieur, Paris).
- Troll C., 1944, *Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde*, Geologische Rundschau, 34, 7/8, s. 545–694. (English translation, 1958, *Structure, soils, solifluction and frost climates of the earth*. U.S. Army Snow, Ice and Permafrost Establishment Corps of Engineers, Transl. 43).
- 1947, *Die Formen der Solifluktion und die periglazialer Bodenabtragung*, Erdkunde, 1, s. 162–175.
- 1948, *Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation*, Erdkunde, 2, s. 1–21.
- 1955, *Über das Wesen der Hochgebirgsnatur*, Jahrbuch d. Deutschen Alpenvereins, 80, s. 142–157.
- 1961, *Klima und Pflanzenkleid der Erde in dreidimensionaler Sicht*, Die Naturwissenschaften, 48, s. 332–348.
- 1973a, *High mountain belts between the polar caps and the equator: their definition and lower limit*, Arctic and Alpine Research, 5, 3, part 2, s. 19–27.
- 1973b, *Rasen Abschabung (Turf Exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Sppl. Bd., 17, s. 1–32.

- Tufescu V., 1966, *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată*, Edit. Academiei R. S. România, București.
- Ulfstedt A.C., 1993, *Solifluction in the Swedish mountains: distribution in relation to vegetation and snow cover*, [w:] B. Frenzel, J.A. Mathews, B. Glaser (red.), *Solifluction and climatic variations in the Holocene*, Paläoklimaforschung, 2, Special issue: ESF Project "European Paleoclimate and Man", 6, Gustaw Fischer Verlag, Stuttgart, s. 217–224.
- Urdea P., 1988, *Consideratii asupra ghetarilor de pietre din Muntii Retezat*, Studii și Cercetări de Geologie Geofizică Geografie, Geografie, 35, s. 85–90.
- 1992, *Rock glaciers and periglacial phenomena in the Southern Carpathians*, Permafrost and Periglacial Processes, 3, s. 267–273.
- 1993, *Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carpathians*, [w:] *Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost, Beijing*, vol. 1, s. 631–637.
- 1995, *Quelques considérations concernant des formations de pente dans les Carpates Meridionales*, Permafrost and Periglacial Processes, 6, s. 195–206.
- 2000, *Muntii Retezat. Studiu geomorfologica*, Editura Academiei Romane, Bucuresti.
- Valadas B., 1984, *Les hautes terres du Massif Central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*, T. 1 i 2, Thèse de Doctarat d'Etat, Université de Paris I, Sorbonne, Paris.
- Vallentini P., 1985, *Il Catasto dei Ghiacciai della Provincia di Bolzano*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 8, 2, s. 182–195.
- Van Den Broeke M.R., 1997, *Structure and diurnal variation of the atmospheric boundary layer over a mid-latitude glacier summer*, Boundary-Layer Meteorology, 83, s. 183–205.
- Van Steijn H., Bertarn P., Francou B., Héту B., Texier J.P., 1995, *Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: reiew*, Permafrost and Periglacial Processes, s. 125–146.
- Van Steijn H., de Ruig J., Hoozemans F., 1988, *Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., 32, s. 143–161.
- Van Vliet-Lanoë B., 1988a, *Approche morphologique et micromorphologique de la dynamique de solifluxion dans les massifs de la Font Sancte et du Chambeyron*, Bulletin Centre de Géomorphologie Caen, 34, s. 29–46.
- 1988b, *Teneur en glace et comportement thermique des sols cryoturbés. Leurs conséquences pour le développement des contraintes mécaniques dans les sols. Exemples pris au Spitzberg et dans les Alpes*, Bulletin Centre de Géomorphologie Caen, 34, s. 119–136.
- Van Vliet-Lanoë B., Coutard B., Pissart A., 1984, *Structures caused by repeated freezing and thawing in various loamy sediments: a comparison of active, fossil and experimantal data*, Earth Surface Processes and Landforms, 9, s. 553–556.
- Veit H., 1988, *Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät-und Postglazials in einem zentralalpinen Flusseinzugsgebiet (südliche Hoche Tauren, Osttirol)*, Bayreuther Geowiss. Arbeiten, 13.

- Veit H., Stingl H., Emmerich K.H., John B., 1995, *Zeitliche und räumliche Variabilität solifluidaler Prozesse und ihre Ursachen. Eine Zwischenbilanz nach acht Jaren Solifluktionsmessungen (1985–1993) an der Meßstation „Glorer Hütte“ Höhe Tauren, Österreich*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd., 99, s. 107–122.
- Vidal Romaní J.R., Vilaplana J.M., Martí Bono C., Serrat D., 1983, *Rasgos de micromodelado periglacial actual sobre zonas graníticas de los Pirineos españoles (Panticosta, Huesca y Cavaller, Leida)*, Acta Geológica Hispánica, 8, s. 55–65.
- Vieira G.T., Mora C., Ramos M., 2003, *Ground temperature regimes and geomorphological implications in a Mediterranean mountain (Serra da Estrela, Portugal)*, Geomorphology, 52, s. 57–72.
- Vietoris L., 1972, *Über die Blockgletscher des ausseren Hochebenkars*, Zeitschrift f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, 8, s.169–188.
- Voiculescu M., 2000, *Considerations concerning permafrost prediction in the Făgăraş Massif (Southern Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 34, s. 123–135.
- 2002, *Studiul potentialului geoecologic al masivului Făgăraş și protecția mediului inconjurător*, Editura MIRTON, Timisoara.
- Vonder Mühl D.S., Hauck C., Gubler H., 2002, *Mapping of mountain permafrost using geophysical methods*, Progress in Physical Geography, 26, 4, s. 640–657.
- Vonder Mühl D.S., Klingelé E.E., 1994, *Gravimetric investigation of ice-rich permafrost within the rock glacier Murtel-Corvatsch (Upper Engadin, Swiss Alps)*, Permafrost and Periglacial Processes, 5, s. 13–24.
- Wahrhaftig C., Cox A., 1959, *Rock glaciers in the Alaska Range*, Geological Society America Bulletin, 70, s. 383–436.
- Warburton J., 2007, *Sediment budgets and rates et sediment transfer across cold environments in Europe: a commentary*, Geografiska Annaler, 89A, 1, s. 95–100.
- Washburn A.L., 1967, *Instrumental observations of mass wasting in the Mesters Vig district, north-east Greenland*, Meddr Grønland, 166, s. 1–266.
- 1973, *Periglacial processes and environments*, Edward Arnold, London.
- 1980, *Geocryology*, John Wiley&Sons, New York.
- Watt A.S., 1947, *Pattern and processes in the plant community*, Journal of Ecology, 35, s. 1–22.
- Westin B., Zuidhoff F.S., 2001, *Ground thermal conditions in a frost-crack polygons a palsa and a mineral palsa (lithalsa) in the discontinuous permafrost zone, northern Sweden*, Permafrost and Periglacial Processes, 12, s. 325–335.
- Wiśliński A., 1996, *Nowa mapa płatów firnu i lodu w Tatrach Polskich*, [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, T. 1 Nauki o Ziemi*, TPN-PTPNoZ, Kraków-Zakopane, s. 126–127.
- Zannon G., 1985, *L'attuale tendenza evolutiva dei ghiacciai delle Alpi italiane*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 8, 2, s. 89–96.
- 1989, *Settore Triveneto*, [w:] *Relazioni della Campagna Glaciologica 1988*, Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 12, 2, s. 97–115.

- Zatko M., 1961, *Prispevok ku geomorfologii Furkotskiej, Sucheje a Vazeckiej doliny v západnej časti Vysokých Tatier*, Geografický Časopis, 13, s. 271–295.
- Zick W., 1996, *Bewegungsmessungen 1965–1994 am Blockgletscher Macun I (Unterengadin/Schweiz) – neue Ergebnisse*, Zeitschrift f. Geomorphologie, N.F., Supl. Bd., 104, s. 59–71.
- Zimmerman M., 1990, *Periglaziale Murgänge*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 194, s. 387–393.
- Zimmerman M., Haeblerli W., 1990, *Climate change and debris flow activity in the high-mountain areas – a case study in the Swiss Alps*, Catena Supplement 22, s. 59–72.

PRESENT-DAY PERIGLACIAL RELIEF IN HIGH MOUNTAINS OF EUROPE

Summary

Periglacial morphogenesis is the most important part of the high-mountain morphogenetic system. The author discusses the present-day development of periglacial relief in high-mountains of Europe. The analysis of distribution and development of contemporary periglacial landforms, being the results of present-day periglacial processes with taking into account the available quantitative data characterising rate of these processes, is a base of the performed investigations. Specific features of periglacial relief and of spatial pattern of periglacial landforms as well as common and dominant types of periglacial landform are identified for particular mountain groups. Effectiveness of periglacial processes in comparison with other geomorphic processes is also evaluated.

Recognition of regularities in development and distribution of periglacial forms in the high mountains with parallel attempt to identify local and regional factors which determinate periglacial relief is the primary aim of this book.

Assumption that development of present-day periglacial relief depends on local climate and substratum (Fig. 1) was accepted in the analysis. The following high mountains, located in different climatic conditions, were chosen for consideration: the Scandinavian Mountains, the Cairngorms, the Tatras, the Southern Carpathians - Făgăraş and Retezat massifs, the Alps and the Pyrenees (Fig. 2). The analysis of periglacial relief is based on results of the author's studies and results of former studies collected from relevant references. The lack of distinction between active and non-active periglacial forms in many former studies was a cause of difficulties in the performed analysis.

The problem of periglacial environment and periglacial relief is examined in a historical context, as the term “periglacial” is not clearly defined till now. Generally four approaches were applied in the former studies of periglacial phenomena – geographic, ecological, climatic and geomorphic. In high mountains the periglacial environment occurs above upper timberline line, which is usually accepted as lower limit of mountain periglacial zone, but altitudinal extent and division of this zone varies largely (Table 1 and Fig. 3, 4).

The most important elements of natural environment, which influence formation and differentiation of the present-day periglacial relief, are as follows:

- permafrost presence and distribution, factors influencing its extent, types and zonation (Table 2, Fig. 2),
- present-day glaciation of the mountains,
- climate and its differentiation due to zonality and continentality
- asymmetry.

The climatic conditions and their variability in the periglacial zone of particular high-mountains are analysed in chapter 5 (Tables 3–6).

The present-day periglacial processes and the periglacial relief are examined individually in particular high-mountain regions are taken into consideration. The periglacial relief is shown on geomorphic maps or sketches (Fig. 6, 7, 12, 13, 15, 16, 19, 23, 24). First, the weathering and factors controlling it as well as its effectiveness are discussed. The rate of weathering is indicated by retreat of rockwalls (Table 7). Next, the permafrost-related landforms, frost sorting processes and landforms, solifluction processes and landforms as well as nivation processes and forms are considered, while the types, morphometry, morphology and location of forms are exemplified in tables 8, 10–11, 13–14, 17–18, 20–31. The rates of particular periglacial processes are given in tables 9, 12, 15, 16, 19 and on Fig. 32. Moreover, mechanisms of processes, development of forms and their distribution as well as environmental factors controlling them are shown. Moisture and thermal conditions of ground and local topography are the main factors controlling course of periglacial processes.

Apart from commonness of occurrence and diversity of periglacial landforms, their distribution in the climatically controlled zone is characterised by a mosaic pattern, as the periglacial relief development depends, to a significant degree, on local conditions and, although periglacial processes act in the entire periglacial climatic domain, the periglacial relief develops only in the fragments of this zone.

Types of periglacial processes dominating in the present-day relief development as well as suites of periglacial forms differ in the studied high mountains of Europe. In the Alps, all periglacial processes are active and result in distinct and well-developed periglacial landforms. The periglacial landforms are widespread and rich in types and sizes. A great spatial variability of periglacial relief, occurrence of number of active rock glaciers and presence of proglacial zone are conspicuous features of the area. In the Scandinavian Mountains, periglacial processes, especially solifluction, play the main role in the present-day modelling of their relief. The periglacial modelling resulted mainly in occurrence of numerous large solifluction lobes and sheet as well as in patterned ground. All kinds of periglacial forms are encountered there, however palsas and tundra polygons are the features, which distinguish the Scandinavian Mountains from other mountain regions. In the Pyrenees, active peri-

glacial forms are developed mainly in the upper most part of mountains. The effects of physical weathering (macro- and microglaciation) are the most characteristic features, nevertheless, the solifluction- and nivation-driven forms are common. Active rock glaciers and patterned grounds occur rarely. Here, all periglacial forms are not so large and frequent as in the Alps. Active periglacial landforms in the Cairngorms are mainly related to solifluction and wind action. Nivation hollows are common, while patterned grounds are rare and small. In this area wind action predominates, which leads to degradation of large fragments of summit plateaus and even to transformation of solifluction forms. In the Tatras, just as in the Southern Carpathians (Fagaraş, Retezat), the activity of periglacial processes is limited spatially and temporally, therefore active periglacial landforms are small and sparse. There, solifluction terracettes, garlands and small lobes, nivation niches and hollows, miniature patterned ground occur most often. Permafrost related forms have not been found, yet sorted polygons, up to 1 m in size, develop in the Tatras at present.

Active periglacial landforms are grouped according to their occurrence as follows: lack of form, form occurs rarely (or there are doubt as to its occurrence or present-day activity), form occurs, form occurs numerously. Table 34 presents “intensity” of periglaciation of the considered high-mountains. This intensity is decisive in distinguishing between the present-day periglacial relief *sensu stricto* and *sensu lato*. The first could be attributed to mountains where continuous and discontinuous permafrost is present. In such mountains almost all types of periglacial landforms develop at present and their development could be characterised using quantitative data. The periglacial relief *sensu lato* occurs in the mountains where permafrost is absent or only its isolated patches could be found. In those areas the activity of periglacial processes result in partially developed periglacial forms and not all of these landforms are present. The first type of the present-day periglacial relief is found in the Alps, in the Scandinavian Mountains, and partly in the Pyrenees. Apart from the discussed mountains, this type of relief could in the Caucasus and the Ural. The periglacial relief *sensu lato* could be found in majority of the high-mountains of Europe.

The course of particular periglacial processes varies regionally very greatly. The same processes resulted in different forms. Simultaneously, the distinct differences in the rate of processes have not been found, as the rates of solifluction movement in the Alps and in the Scandinavian Mountains revealed (2,9–3,1 cm/year and 2,9 cm/year). In the mountains located in subarctic climatic zones, permafrost resulted in development of pingo, tundra polygons, thermokarst hollows, ice-cored moraine and rock glaciers, while in the mountains of the temperate zone the permafrost effects are limited to rock glaciers. Miniature forms of solifluction (terraces, garlands, ploughing blocks) occur everywhere, but large solifluction lobes develop mainly in the Alps and in the Scandinavian Mountains, where also solifluction sheets exist. The significant differences in rate and depth of solifluction movement have not been found. Frost processes most often result in thufurs and miniature patterned grounds, because larger forms need special moisture and thermal conditions.

Altitude of occurrence of active periglacial forms decreases with latitude, from 2500 m a.s.l. in temperate zone to 600–800 m a.s.l. in subarctic zone (Fig. 34). Influence of climate continentality is shown by greater role of periglacial modelling (Fig. 35). Character of inherited, former relief determines space for present-day periglacial relief development.

In high mountains where glaciers occur, supraglacier and proglacier zones could be distinguished within the periglacial zone. Supraglacier zone spreads above the glaciers. The proglacial zone, encompassed glacier tongues, and is unique because of abundance of active periglacial landforms. The presence of permafrost and great amount of loose debris favour periglacial relief development there.

Periglacial processes are of great importance in the present-day relief evolution in the high mountains, for they influence the landforms of different origin in periglacial zone and participate in transportation of material. Although periglacial processes belong to the most important, their intensity is not sufficient to change generally the morphometry and morphology of the former relief.

Adres Autora:

Zofia Rączkowska

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn w Krakowie, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN

ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

E.mail: raczk@zg.pan.krakow.pl



Fot. 1. Czoło nieaktywnego lodowca gruzowego w dolinie Livi, na wysokości około 2800 m n.p.m. (masyw Ortles-Cevedale, Alpy Włoskie)

Front of inactive rock glacier in the Livi valley, altitude ~2800 m a.s.l. (the Ortles-Cevedale massif, the Italian Alps)



Fot. 2. Loby soliflukcyjne na stokach gruzowych o ekspozycji południowej w dolinie Peder, na wysokości około 2600 m n.p.m. (masyw Ortles-Cevedale, Alpy Włoskie)

Solifluction lobes on south-facing debris slopes in the Peder valley, altitude ~2600 m a.s.l. (the Ortles-Cevedale massif, the Italian Alps)



Fot. 3. Wschodnie zbocze doliny Låktavagge (Góry Abisko, płn. Szwecja) modelowane przez soliflukcję. Powyżej około 1100 m n.p.m. widoczny świeży śnieg, po opadzie w środku lata (sierpień)

The eastern slope of the Låktavagge valley, modelled by solifluction (the Abisko Mountains, northern Sweden). Fresh snowfall in mid-summer (August) is visible above 1100 m a.s.l.



Fot. 4. Aktywny pierścień sortowany, jeden z wielu rozwijających się w podmokłym zagłębieniu między mutonami, na wysokości około 1000 m n.p.m., na wierzchowinie Jiebrenčorru (Góry Abisko, płn. Szwecja)

Active sorted circle, one of many present in a very wet hollow between roche moutonnées, on Jiebrenčorru fjell at altitude ~1000 m a.s.l. (the Abisko Mountains, northern Sweden)



Fot. 5. Inicjalne pasy sortowane na przedpolu płata śnieżnego w cyрку glacialnym Marbore (masyw Monte Perdido, Pireneje Środkowe), na wysokości 2670 m n.p.m. Młotek leży w obrębie pasa drobnego materiału, wysokościomierz w obrębie pasa grubszego gruzu

Initial sorted strips in front of snow patches in the Marbore glacial cirque (the Monte Perdido massif, the Central Pyrenees) at altitude ~2670 m a.s.l. Hammer is placed within the strip of fine material, altimeter within the coarser debris



Fot. 6. Wał niwalny pod ścianami Portillon Superior od strony cyrku lodowca Anneto, położony na wysokości około 2800 m n.p.m. (masyw Maladety, Pireneje Środkowe)

Protalus ramparts located below rockwall of the Portillon Superior in the Aneto glacier cirque, at altitude ~2800 m a.s.l. (the Maladeta massif, the Central Pyrenees)



Fot. 7. Aktywne pierścienie sortowane w Caingorms, wysokość 1100 m n.p.m.
Active sorted circles in the Cairngorms, altitude ~1100 m a.s.l.



Fot. 8. Loby i terasy soliflukcyjne na południowo-zachodnim stoku Cairn Gorm (około 1150 m n.p.m.). Ich powierzchnia jest pozbawiona pokrywy roślinnej wskutek działalności wiatru, powodującej także rozwój terasetek lub girland wiatrowych

Solifluction lobes and terraces on SW slopes of the Cairn Gorm summit (~1150 m a.s.l.). Vegetation cover on the surface of solifluction forms is degraded due to wind activity, which resulted in development of the wind terracettes and garlands



Fot. 9. Loby i terasy soliflukcyjne na wysokości około 2330 m n.p.m., na przełęczy Laitel, w masywie Fagaras (Karpaty Południowe)

Solifluction lobes and terraces altitude ~2330 m a.s.l., on the Laitel pass, in the Fagaras Mts. (the Southern Carpathians)



Fot. 10. Wały niwalne (*potcova nivala*) w cyrku Bilea Lac, wysokość 2200 m n.p.m. (Fagaraș, Karpaty Południowe). Współcześnie nadbudowywane przez pojedyncze kamienie

Protalus ramparts (*potcova nivala*) in the Bilea Lac valley, at altitude ~2200 m a.s.l. (the Fagaraș Mts., the Southern Carpathians). The forms are semi-active, as only few fresh rock fragments are accumulated on them at present



Fot. 11. Sortowane pierścienie gruzowe w okresowym jeziorku Satanowe Oko w dolinie Mięgoszowieckiej (Tatry Słowackie), wysokość 1950 m n.p.m.

Sorted circles in Satanowe Oko periodic lake, in the Mięgoszowiecka Valley, altitude 1950 m a.s.l.



Fot. 12. Aktywne poligony sortowane, Hińczowe Oko w dolinie Mięgoszowieckiej (1950 m n.p.m.). Linie widoczne na poligonie zaznaczono w celu badań zmian powierzchni poligonu prowadzonych od 2001 roku

Active sorted polygons, Hińczowe Oko lake, in the Mięgoszowiecka Valley (altitude 1950 m a.s.l.). Colour lines painted on the polygon surface were used to monitor changes in a polygon surface. Monitoring has been continued since 2001



Fot. 13. Czynne terasy soliflukcyjne na zachodnim zboczu Kamienistej, Tatra Zachodnie, wysokość około 1890 m n.p.m.

Active solifluction terraces on the western slope of the Kamienista Mt., the Western Tatra Mts., altitude 1890 m a.s.l.

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne: *Geographia Polonica*, *Prace Geograficzne*, *Przegląd Geograficzny*, *Dokumentacja Geograficzna*, *Europa XXI*, *Geopolitical Studies*, *Bibliografia Geografii Polskiej*, *Atlas Warszawy*, oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

MONOGRAFIE

- 1 – T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, 1997, *Bioklimatologia człowieka*.
- 2 – L. Starkel, 2001, *Historia Doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś*.
- 3 – T. Kozłowska-Szczęśna, K. Błażejczyk, B. Krawczyk, D. Limanówka, 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie*.
- 4 – T. Kozłowska-Szczęśna, B. Krawczyk, M. Kuchcik, 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka*.
- 5 – A. Gawryszewski, 2006, *Ludność Polski w XX wieku*.
- 6 – G. Węclawowicz, J. Bański, M. Degórski, T. Komornicki, P. Korcelli, P. Śleszyński, 2006, *Przestrzenne zagospodarowanie Polski na początku XXI wieku*.
- 7 – Z. Taylor, 2007, *Rozwój i regres sieci kolejowej w Polsce*.

ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęśna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000*.
- 9 – Śleszyński P., 2006, *Przedsiębiorstwa w przestrzeni Warszawy*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

– Księgarnia DHN Sp. z o.o. PAN, ul. Szczęśliwicka 2/17, 02–352 Warszawa, tel./fax 22/822–98–69; tel. 22/658–15–58.

– Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00–068 Warszawa, tel. 826–18–35.

W wysokich górach morfogeneza peryglacialna jest, oprócz morfogenezy glacialnej, najważniejszą częścią systemu morfogenetycznego. Znajomość działania procesów peryglacialnych i ich skutków oraz zmienności obu tych elementów w górach wysokich Europy w profilu południkowym i równoleżnikowym jest istotna z punktu widzenia wrażliwości środowiska wysokogórskiego na zmiany klimatu.

Praca przedstawia próbę kompleksowego spojrzenia na współczesną rzeźbę peryglacialną obszarów wysokogórskich Europy poprzez analizę rozmieszczenia i wykształcenia współczesnych form peryglacialnych jako efektu działania procesów przy uwzględnieniu dostępnych danych ilościowych charakteryzujących tempo ich działania. Analiza obejmuje Alpy, Pireneje, Karpaty Południowe, Tatry, Cairngorms i Góry Skandynawskie.

W każdym górach wysokich Europy klimat jest wystarczająco surowy, aby w obszarze powyżej górnej granicy lasu działały procesy peryglacialne, prowadzące do wykształcenia odrębnych form rzeźby peryglacialnej lub uczestniczące w rozwoju form o innej genezie. Jednak tylko w tych górach gdzie występuje wieloletnia zmarzlina, typu ciągłego lub nieciągłego, występuje rzeźba peryglacialna *sensu stricto*. Rozwijają się tam współcześnie wszystkie lub prawie wszystkie rodzaje form peryglacialnych, a ich rozwój w sposób parametryczny można przypisać procesom peryglacialnym. W górach, gdzie wieloletnia zmarzlina nie występuje lub występuje tylko w izolowanych, niewielkich płatach, rozwija się współcześnie rzeźba peryglacialna *sensu lato*. Działalność procesów peryglacialnych w tych obszarach nie zawsze prowadzi do wykształcenia wyraźnych form rzeźby. Rozwijają się w nich jedynie niektóre formy peryglacialne.