

# ROZDZIAŁ 3

## Współczesna ewolucja rzeźby Tatr

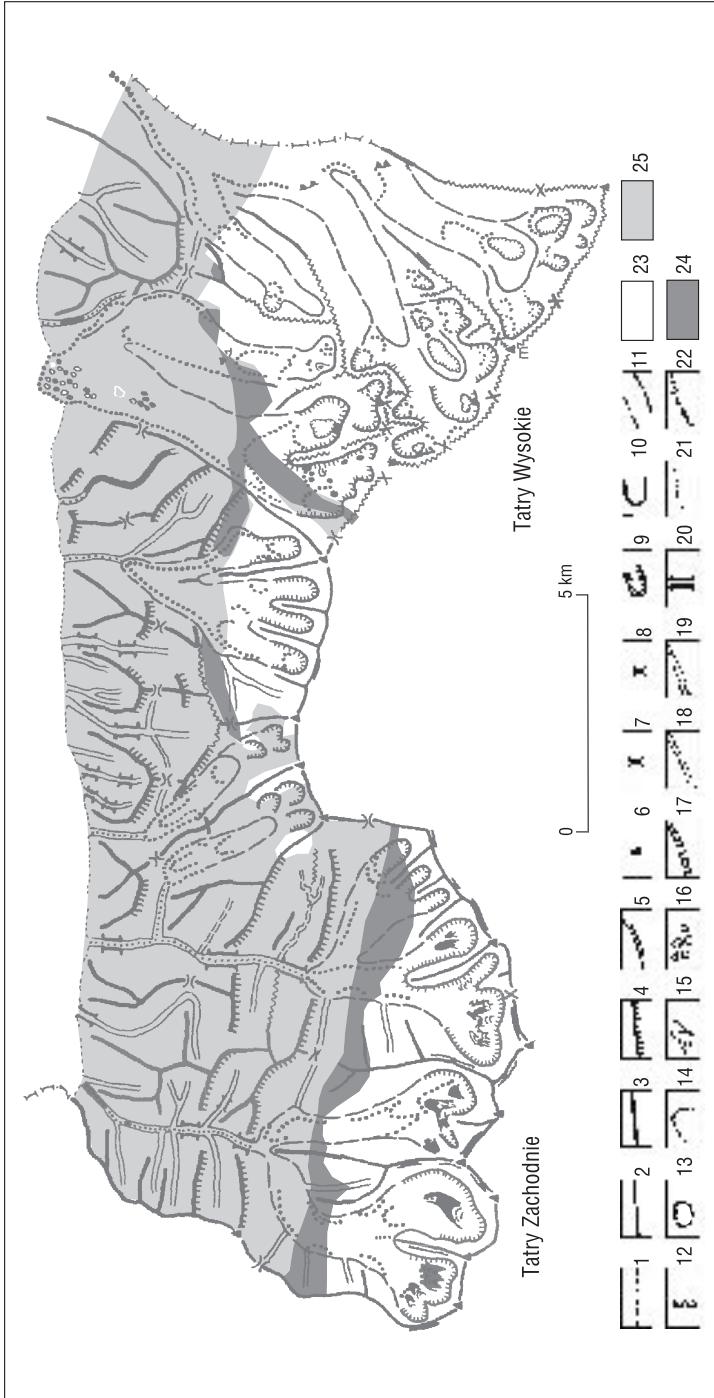
*Zofia Rączkowska*

### 3.1. Uwarunkowania współczesnej ewolucji rzeźby

We współczesnej ewolucji rzeźby Tatr widoczne są dwie sprzeczne tendencje – do stabilizacji zmian rzeźby po zakończeniu małej epoki lodowej oraz ograniczeniu działalności człowieka i naturalna tendencja do jej degradacji.

Rozwój rzeźby uzależniony jest od budowy geologicznej i od wyniesienia obszaru, będącego wynikiem tektonicznego podnoszenia, aż od młodszego neogenu (Klimaszewski 1996). Tatry zbudowane są trzonu krystalicznego, wraz z jego permsko-mezozoiczną osłoną oraz ze sfałdowanych i nasuniętych w górnej kredzie, płaszczowin wierchowych i płaszczowin reglowych – dolnej (kriżniańskiej), środkowej (choczańskiej) i górnej (strazowskiej) (ryc. 3.1). Tatry Wysokie utworzone są głównie z odpornych karbońskich intruzywnych granitoidów (granodiorytów, tonalitów) trzonu krystalicznego, Tatry Zachodnie z metamorficznych skał krystalicznych (gnejsów, migmatytów, amfibolitów, łupków metamorficznych, prawdopodobnie staropaleozoicznych), a Tatry Reglowe z naprzemianległych serii mezozoicznych wapieni i dolomitów oraz łupków i margli, należących do serii reglowych (Książkiewicz 1972, Bac-Moszaszwili i in. 1979, Oszczytko 1995).

Współczesna ewolucja rzeźby Tatr to ciągle przekształcanie rzeźby plejstoceniowej, która na obszarze 68% powierzchni Tatr polskich była formowana przez procesy peryglacjalne, a jedynie na 32% przez procesy glacialne (ryc. 3.1). Powstała wtedy wyjątkowa w skali polskich gór rzeźba typu alpejskiego. Procesy glacialne, przekształcając odziedziczony piętrowy układ dolin, uformowały system lodowcowych cyrków i żłobów, a dna dolin zostały wypełnione materiałem morenowym, a w niższej części fluwioglacialnym.



Ryc. 3.1. Szkic geomorfologiczny Tatr polskich (wg M. Klimaszewskiego 1962; zmodyfikowany przez A. Kotarbę i in. 1987) na tle głównych jednostek tektonicznych (wg M. Bac-Moszaszwilli i in. 1979)

1 – ostre grzbieity i granie, 2 – wąskie, zaokrąglone grzbieity, 3 – szerokie, zaokrąglone grzbieity, 4 – progi strukturalne, 5 – grzbieity podwójne, 6 – wierzchołki, 7 – przelęczce uwarunkowane litologicznie, 8 – przelęczce uwarunkowane tektonicznie, 9 – cyrki glacialne, 10 – zamknięcia żłobów lodowcowych, 11 – żłoby lodowcowe, 12 – progi dolin wiszących, 13 – jeziora pochodzenia glacialnego, 14 – grzbieity morenowe, 15 – reliktyowe lodowce gruzowe, 16 – zagłębienia po martwym lodzie, 17 – dna dolin wypełnione osadami fluwio-glacialnymi, 18 – doliny niezlodowaczone, 19 – doliny krasowe, 20 – strukturalnie uwarunkowane zwiężenia dolin, 21 – północna granica Tatr, 22 – granica państwa, 23 – trzon krystaliczny, 24 – jednostki wierzchowe, 25 – jednostki regłowe (dolna, środkowa, górna)

Efektom działania procesów peryglacialnych w Tatrach Wysokich są poszarpane, skaliste granie i stoki porozcinane żlebami, u wylotu których znajdują się stożki gruzowe. W Tatrach Zachodnich wskutek ich działania powstały gładkie soliflukcyjne stoki, rozczłonkowane płytkimi rynnami oraz zaokrąglone, a nawet spłaszczone grzbiety (Klimaszewski 1988). W Tatrach Reglowych, nieobjętych zlodowaczeniem wykształciła się rzeźba typu średniogórskiego, z wąskimi grzbietami, stromymi stokami i V-kształtnymi dolinami. Szczegółowo i systematycznie scharakteryzował rzeźbę Tatr M. Klimaszewski (1972, 1985, 1988).

Plejstocenińska rzeźba glacialna jest przekształcana przez nieglacialne procesy geomorfologiczne od około 12500 lat BP, kiedy jak dowodzą najstarsze daty  $^{14}\text{C}$  z osadów jeziornych, lodowce w dolinach występowały powyżej 1600 m n.p.m. (Baumgart-Kotarba, Kotarba 1993). Postglacialne zmiany rzeźby Tatr są niewielkie (Lukniš 1968, Klimaszewski 1972).

Wyniki badań osadów jeziornych wskazują, że okresem bardzo intensywnych przemian rzeźby w holocenie była mała epoka lodowa (fot. 3.1). Średnie tempo sedymentacji osadów jeziornych w Zielonym Stawie Gąsienicowym dla holocenu wynosi  $0,21 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$ , podczas gdy dla okresu małej epoki lodowej  $0,36\text{--}0,37 \text{ mm}\cdot\text{rok}^{-1}$ . (Kotarba 1992, 1993–1994, 1996a). Zmiany klimatu w tym okresie spowodowały w Tatrach, głównie zwiększenie intensywności spływów gruzowych (Libelt 1985, Kaszowski i in. 1988, Kotarba 1992, 1993–1994, 2004), ale także wietrzenia i odpadania (Kotarba, Pech 2002). Prawdopodobnie wtedy aktywne były lodowce gruzowe (Dzierżek, Nitychoruk 1986).

Końcowy okres małej epoki lodowej, przypadający na przełom XIX i XX w., to równocześnie czas intensywnej ingerencji człowieka w środowisko naturalne Tatr (fot. 3.1), która wystąpiła głównie w końcu XIX w. i w 1. połowie XX w. (Jahn 1979, Libelt 1988, Kotarba 2004, 2005, Hřeško i in. 2005). Człowiek ingerował w środowisko przyrodnicze poprzez działalność górniczą, hutniczą i intensywny wypas owiec, który trwał aż do lat 60. XX w. Głównym skutkiem działań człowieka było wycięcie dużych obszarów lasu i zniszczenie lub uszkodzenie zwartej pokrywy roślinnej w obszarze powyżej górnej granicy lasu, co spowodowało nasilenie erozji.

Stosunki wysokościowe Tatr skutkują dużą energią rzeźby, gdyż deniwelacje między obszarem źródłowym (Gerlach 2654,5 m n.p.m.) a bazą erozyjną (Podhale 600 m n.p.m.) są rzędu 1700–2000 metrów, a bezpośrednio między grzbietem a dnem doliny wynoszą nawet 1000 m (np. Mięguszwieckie Szczyty). Związane są z tym duże spadki, długość i rozczłonkowanie stoków.

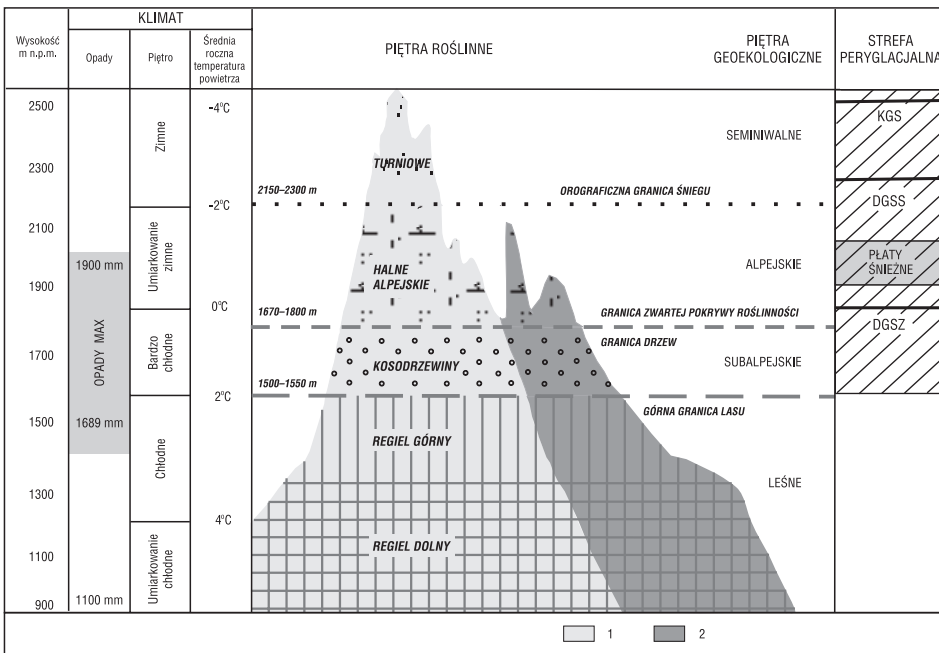
Od wysokości bezwzględnej zależy piętrowe zróżnicowanie klimatu i szaty roślinnej, do którego nawiązują procesy morfogenetyczne (ryc. 3.2). Wyniesienie obszaru decyduje o obecności piętra seminiwalnego, które poza Tatrami w polskich Karpatach nie występuje. Również zespół form rzeźby starszej podlegającej współczesnej ewolucji jest inny w poszczególnych piętrach (Kotarba i in. 1987).

Piętro od 1400 do 2000 m n.p.m. na północnych stokach Tatr otrzymuje, głównie latem, największą ilość opadów, w tym opadów o dużej intensywności (Orlicz 1962, Hess 1974, Cebulak 1983, Niedźwiedz 2003), które odgrywają największą rolę morfogenetyczną (Kłapa 1980). Maksymalny opad dobowy o wysokości 300 mm zanotowano 30 lipca 1973 r. na Hali Gąsienicowej, a najwyższe sumy opadów kilkudniowych w lipcu 1934 r. – 422 mm w ciągu 3 dni i w lipcu 2001 r. – 500 mm w ciągu 11 dni (Niedźwiedz 2003).

Pokrywa śnieżna zalega przez okres od 100 dni u podnóży do 290 dni w partiach szczytowych (Hess 1965). Płaty śnieżne utrzymują się najdłużej na wysokości 1900–2050 m n.p.m., na zacienionych przez ściany skalne stokach gruzowych (Kłapa 1970, Rączkowska 1993, Wiśliński 1996).

Średnia roczna temperatura powietrza obniża się od 4,0°C w piętrze leśnym do -4,0°C na szczytach (ryc. 3.2). Piętrową zmienność warunków termicznych zaburza rzeźba terenu, która wpływa na duże zróżnicowanie radiacji słonecznej (Niedźwiedź 1992, Baranowski 2002). W obszarze ponad górną granicą lasu występuje około 90 dni z przejściami przez zero temperatury powietrza. Grunt jest zamrożony od grudnia do maja, w piętrze alpejskim do głębokości 0,5 m (Baranowski i in. 2004). Liczba oscylacji temperatury gruntu wokół zera w warstwie powierzchniowej (do 5 cm) waha się w poszczególnych latach od 1 do 34, w okresie jednego sezonu jesiennego lub wiosennego.

Występowanie płatów wieloletniej zmarzliny stwierdzono powyżej 2300 m n.p.m. na stokach południowych i powyżej 1930 m n.p.m. na stokach północnych (Dobiński 1997a, 1997b, 2004, Mościcki, Kędzia 2002, Gądek, Kotyrba 2003, Kędzia 2005).



Ryc. 3.2. Piętrowe zróżnicowanie środowiska przyrodniczego Tatr (wg A. Kotarby 1976, T. Gerlacha 1970, zmienione)

Kolory na profilu Tatr: 1 – trzon krystaliczny, 2 – mezozoiczne wapienie i dolomity, przedzielone strefami łupków i margli; KGS – granica śniegu, DGSS – dolna granica soliflukcji swobodnej, DGSZ – dolna granica soliflukcji związanej (wg H. Karrasch 1977); opady (wg E. Cebulak 1983, T. Niedźwiedzia 2003)

Procesy geomorfologiczne, odpowiadające za współczesne przemiany rzeźby, były przedmiotem licznych badań, w tym stacjonarnych i patrolowych badań ilościowych, prowadzonych od końca lat 60. XX w., które objęły swoim zasięgiem cały obszar Tatr, chociaż ich rozmieszczenie nie było równomierne (Kotarba 1972, 1976, 1992, Kaszowski 1973, Kłapa 1980, Kotarba i in. 1983, Izmailow 1984a, 1984b, Krzemień 1984, 1991, Rączkowska 1992, 1993).

### 3.2. Procesy kształtujące rzeźbę

Współczesne przemiany rzeźby Tatr są wynikiem współdziałania długotrwałych procesów o umiarkowanym natężeniu, zwanych sekularnymi i procesów ekstremalnych – wysokoenergetycznych (Kotarba 1997, 2002). Procesy te kształtują wysokogórski system denudacyjny Tatr (Kotarba i in. 1987).

Przebieg, intensywność i rodzaj procesów zmienia się w zależności od piętra klimatyczno-roślinnego oraz podłoża, przy czym szczególnie widoczne są dwie granice – górna granica lasu (około 1500 m n.p.m.) i pas wysokościowy izotermy rocznej 0°C (Kotarba 1976), odpowiadający dolnej granicy geliflukcji związanej (ok. 1750 m n.p.m.) (Karrasch 1977). Powyżej górnej granicy lasu przeważają procesy związane z klimatem peryglacjalnym (Jahn 1958, 1970) oraz aluwiacja stoków (Kotarba 1976, 1996a, Midriak 1996, Rączkowska 1999b). W piętrze leśnym, charakteryzującym się reżimem deszczowo-śnieżnym, dominuje erozja.

Przestrzenne zróżnicowanie współczesnego modelowania rzeźby Tatr przedstawia mapa współczesnych procesów geomorfologicznych (ryc. 3.3). W zależności od litologii, typu stoku (np. stok skalny, stok z pokrywą zwietrzelinową) oraz piętra geoekologicznego zmienia się skład zespołu procesów morfogenetycznych lub hierarchia procesów w zespole. Struktura przestrzenna zespołów procesów modelujących rzeźbę wysokogórską Tatr Wysokich i Zachodnich jest podobna zarówno w obrębie stoków, jak i den dolin. Różni się ona od struktury zespołów procesów modelujących średniogórską rzeźbę Tatr Regłowych.

Zespół procesów modelujących rzeźbę zmienia się także w czasie. M. Kłapa (1980) wyróżnił w ciągu roku cztery pory morfogenetyczne: niwalną, niweopluiwalną, pluwialną i pluwioniwalną, charakteryzujące się odrębnymi zespołami procesów oraz różną długością czasu trwania. Z kolei w ostatnich 10–15 latach stwierdzono nasilenie opadów i procesów morfogenetycznych o charakterze ekstremalnym (Kotarba 1997, 2002, 2004, Kotarba, Pech 2002, Niedźwiedź 2003). Podobne warunki istniały w latach 1958–1978 (Niedźwiedź 2003).

Charakterystyka ilościowa procesów sekularnych przedstawiona jest w tabeli 3.1. Wartości wskaźników tempa poszczególnych procesów są relatywnie niskie. Wyraźnie widoczna jest zależność intensywności procesów od litologii skał podłoża (np. tempo cofania ścian skalnych) oraz piętra geoekologicznego (np. wartości denudacji chemicznej i mechanicznej na podłożu węglanowym).

Tabela 3.1. Dynamika współczesnych procesów morfogenetycznych w Tatrach

Proces	Wskaźnik tempa procesów w piętrach					Rodzaj skał, miejsce badań	Autor
	D	G	K	H	T		
Denudacja chemiczna [m <sup>3</sup> ·km <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]	85,6	95,1	37,7	35,8		wapień i dolomity, Doł. Małej Łąki	Kotarba (1971)
Odprowadzanie materiału mineralnego [m <sup>3</sup> ·km <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]			12			skaly metamorficzne i granity, Potok Starorobociański	Krzemień (1985)
Denudacja chemiczna [t·km <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]			10,3–10,9	10,2–10,4		granity, górna część Doł. Suchej Wody	Kot (1996)
Denudacja chemiczna [m <sup>3</sup> ·km <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]			14			skaly metamorficzne i granity, Potok Starorobociański	Krzemień (1984)
Cofanie ścian skalnych [mm·rok <sup>-1</sup> ]			0,028–0,26			granity, Doł. Pięciu Stawów Polskich	Rączkowski (1981)
			0,0004–0,026 średnio 0,04			skaly metamorficzne i granity, Doł. Starorobociańska	Koszyk (1997)
			0,7			skaly metamorficzne i granity, Doł. Starorobociańska	Kotarba i in. (1987)
				0,4		granity, Doł. Wyznia Chochołowska	Mamica (1984)
			0,1–3,0; średnio 0,84			wapień i dolomity, Doł. Małej Łąki	Kotarba (1972)
			0,0004	2,5			Kotarba i in. (1987)
			0,01–0,43		0,003–0,019	dolomity i wapień, Tatr Bielskie	Midriak (1983)
			0,1–0,95			Tatry Zachodnie	Midriak (1983)
Spełzwanie mrozowe [cm·rok <sup>-1</sup> ]		0,4–0,5	0,6–0,7	1,7		Doł. Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
Spełzwanie i soliflukcja [cm·rok <sup>-1</sup> ]			0,1–0,3	0,3–2,0		skaly metamorficzne, Doł. Goryczkowa Świńska	Baranowski i in. (2005)
Orające głazy [cm·rok <sup>-1</sup> ]			0,14–3,25 średnio 1,3			wapień i dolomity, Doł. Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
			2,7			granity, Doł. Suchej Wody	Kotarba i in. (1983)
Łód włóknisty			38			granity, Doł. Suchej Wody	Gerlach (1959)
Deflacja [g <sup>2</sup> ·m <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]			87,9; maks. 163,7				Izmailów (1984a)
Depozycja eoliczna [g <sup>2</sup> ·m <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]			70,5				Izmailów (1984b)
Denudacja wykrotowa [m <sup>3</sup> ·ha <sup>-1</sup> ]	50 000					Doł. Małej Łąki	Kotarba (1970)
Max nadbudowywanie stoków Piargowych [cm·rok <sup>-1</sup> ]		2–6	6–8	8–10	2–8	Doł. Małej Łąki, N stoki Czerwonych Wierchów	Kotarba (1976)
Akumulacja na stokach usypiskowych przy płatach [cm·rok <sup>-1</sup> ]				0,03–0,06		Tatry Wysokie	Rączkowska (1999b)
Erozja niwalna [cm·rok <sup>-1</sup> ]			0–5	0,05–4,2		Doł. Suchej Wody,	Rączkowska (1993)
						Tatry Bielskie, Kopske Sedło	Midriak (1996)
Erozja wodna [kg <sup>3</sup> ·km <sup>2</sup> ·rok <sup>-1</sup> ]	9–33	12–253					Kotarba (1976)
Długość transportu materiału wlezonego [m·wezbranie <sup>-1</sup> ]	100–120		>20			Potok Chochołowski	Krzemień (1991)
	160 do kilkuset					Potok Biały, regłowe dopływy Potoku Chochołowskiego	Kaszowski (1973), Krzemień (1991)

Piętra: D – umiarkowanie chłodne (leśne) 900–1110 m n.p.m., G – chłodne (leśne) 1100–1450 m n.p.m., K – bardzo chłodne (subalpejskie) 1450–1850 m n.p.m., H – umiarkowanie zimne (alpejskie) 1850–2200 m n.p.m., T – zimne (seminivalne) >2200 m n.p.m.

Denudacja chemiczna, chociaż jest procesem najbardziej powszechnym, to ze względu na swą małą intensywność w obecnych warunkach klimatycznych, nie odgrywa znaczącej roli morfogenetycznej, natomiast jest procesem łączącym zasadniczo niezależne od siebie systemy stokowe i korytowe. Najszybsze tempo denudacji chemicznej stwierdzono na podłożu węglanowym w piętrze leśnym (Kotarba 1972, 1996b). Geomorfologicznym skutkiem denudacji chemicznej są wysokogórskie formy krasowe, występujące w obszarach zbudowanych z wapieni i dolomitów. Powierzchniowa denudacja chemiczna przyczynia się do powstawania różnego typu żłobków krasowych (Wrzosek 1933, Głazek, Wójcik 1963, Kotarba 1967, 1972), spotykanych na północnym skłonie Tatr, najpowszechniej w wysokości 1400–1900 m n.p.m. Oprócz nich, najczęściej w piętrze leśnym, występują leje krasowe, często reprodukowane w osadach polodowcowych (Głazek 1964). W głębi masywów denudacja chemiczna powoduje rozwój form krasu podziemnego, przede wszystkim jaskiń typu zapadliskowego i jaskiń pionowych bez bogatej szaty naciekowej (Kotarba 1972, Głazek, Grodzicki 1996).

Ściany i stoki skalne rozwijają się głównie wskutek procesów wietrzenia mechanicznego i odpadania (fot. 3.2, 3.3). Najlepsze warunki dla intensywnego wietrzenia mrozowego i odpadania w Tatrach Wysokich występują w wysokości 1700–2050 m n.p.m. (Klimaszewski 1971), w piętrze zimnym na ścianach o ekspozycji zachodniej (Kotarba 1976), co potwierdzają pomiary cofania ścian skalnych i akumulacji gruzu na stokach usypiskowych (Kotarba 1984).

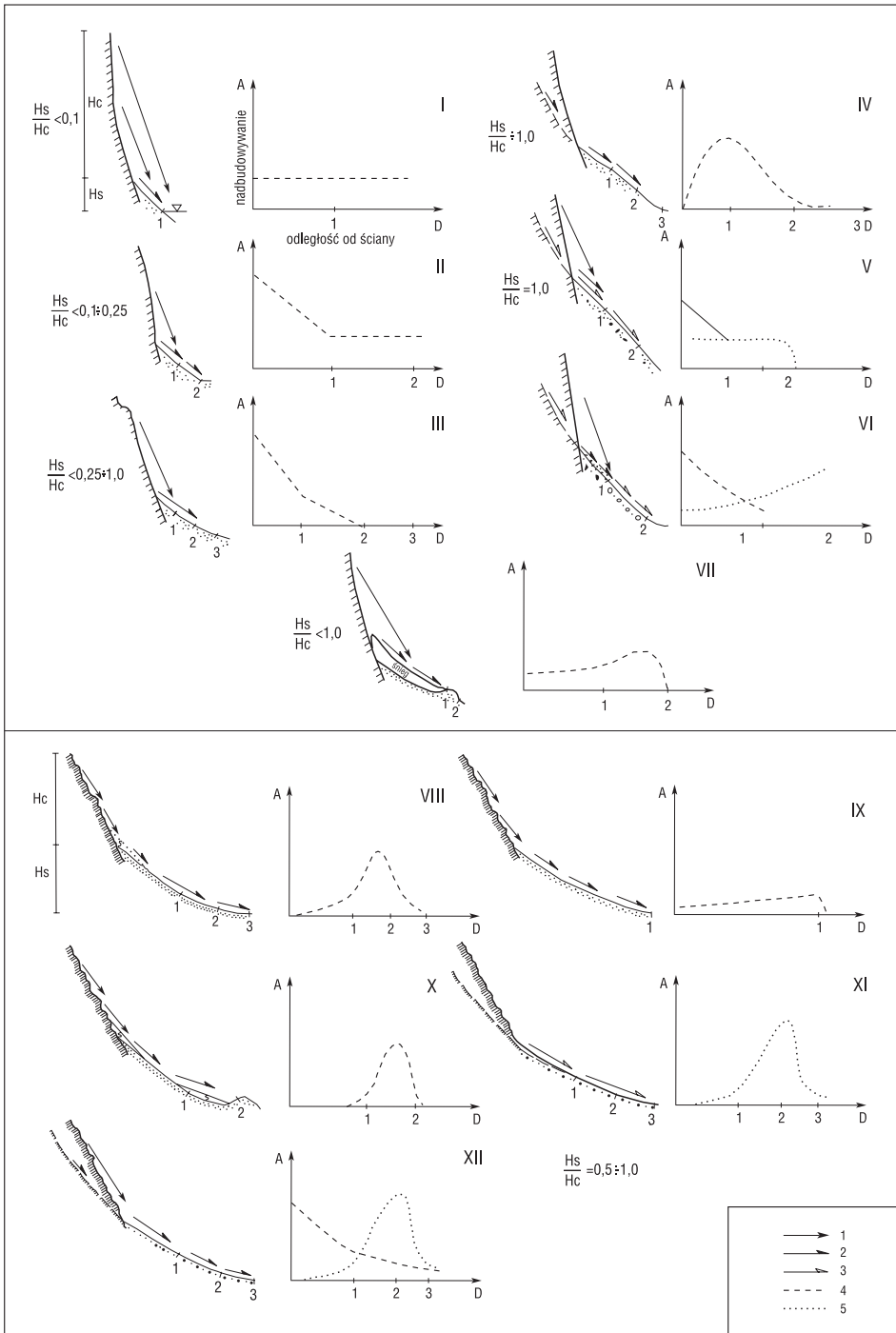
Wielkość nadbudowywania stoków usypiskowych oraz cofania ścian skalnych pośrednio wskazuje na małą intensywność wietrzenia fizycznego. Wskaźniki tempa akumulacji gruzu na stokach usypiskowych wynoszą maksymalnie od 0,1 do 10 cm·rok<sup>-1</sup> (tab. 3.1) i w tym samym piętrze jest kilkakrotnie wyższe, w obszarach o podłożu węglanowym niż granitowym. Depozycja gruzu koncentruje się w najwyższych partiach stoków usypiskowych i środkowej, wypukłej części stożków (Kotarba i in. 1983). Rycina 3.4 przedstawia 12 modeli formowania stoków usypiskowych, uwzględniających morfometrię, położonych powyżej, ścian i stoków skalnych oraz rodzaj procesu przemieszczającego gruz (Kotarba i in. 1987).

Pokrywy zwietrzelinowe na stokach skalno-pokrywowych i pokrywowych są przemieszczane przez powolne ruchy masowe, w tym przez procesy soliflukcji i spęływania, działające głównie w piętrach alpejskim i subalpejskim oraz proces spęływania, występujący powszechnie. Tempo procesów kriogenicznych jest większe w piętrze alpejskim niż subalpejskim (ryc. 3.2, tab. 3.1). Najwyższe wskaźniki tempa przemieszczania pokryw wynoszące 1,7–2,0 cm·rok<sup>-1</sup> stwierdzono w piętrze alpejskim. W piętrze leśnym ulega ono spowolnieniu (Kotarba 1976). Zarówno proces soliflukcji, jak i spęływania cechuje się dużą zmiennością przestrzenną (ryc. 3.5) i czasową (Rączkowska 1999b, Baranowski i in. 2004). Efektem ich działania jest mikrorelief powierzchni stoku w postaci nabrzmiń lub terasetek soliflukcyjnych. Zdecydowanie rzadziej rozwijają się loby soliflukcji związanej.

Procesy erozyjne, związane z wodą opadową lub z obecnością długo zalegających płatów śnieżnych, prowadzą do fragmentacji stoków. W miejscach zalegania płatów śnieżnych rozwijają się nisze, których krawędzie cofają się w tempie 1–5 cm·rok<sup>-1</sup>, a woda roztopowa żłobi w obrębie dna lub na stoku poniżej, rynny o głębokości do 20 cm (Rączkowska 1993). Rola wody opadowej jest zależna od wysokości i intensywności opadów oraz podatności podłoża na erozję.

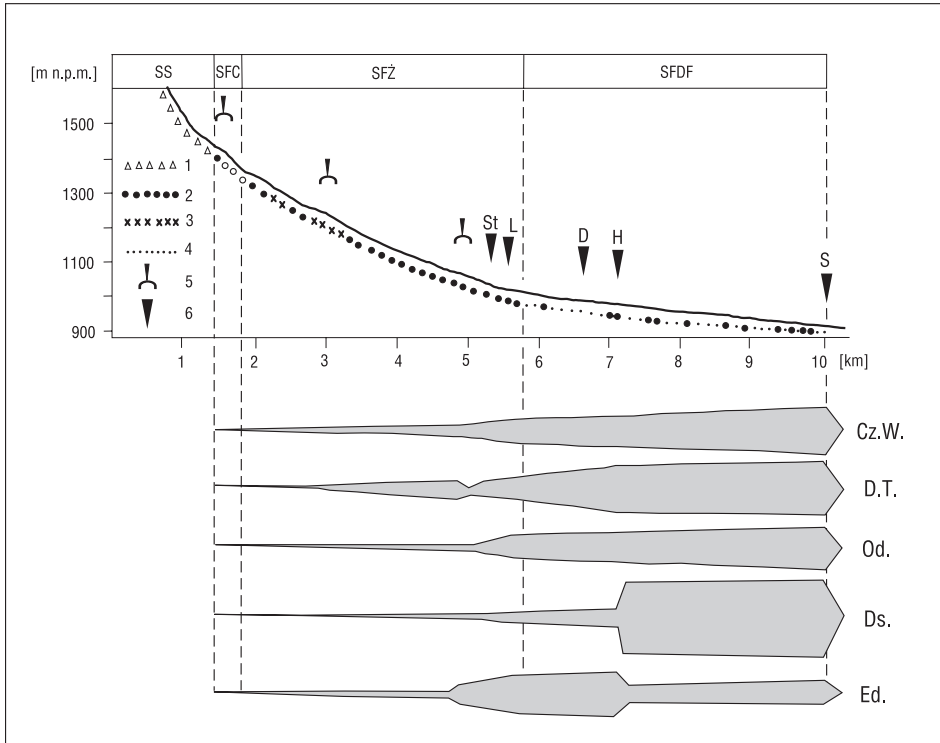
Na szerokich grzbietach, szczególnie w pobliżu przełęczy, gdzie wiatry o sile >6,4 m·s<sup>-1</sup>, mogą wywiewać do 163 g·m<sup>-2</sup>·rok<sup>-1</sup> drobnego materiału zwietrzelinowego (Izmańłow 1984a), rozwijają się nisze deflacyjne (Kotarba 1983) lub terasetki. W piętrze leśnym główną rolę odgrywa wiatr halny. Wskutek jednego zdarzenia na korzeniach powalonych lub wyrwanych drzew może być przemieszczone 50 000 m<sup>3</sup>·ha<sup>-1</sup> materiału zwietrzelinowego łącznie z frakcją blokową. Powstaje specyficzna, stosunkowo trwała, mikromorfologia stoku złożona z kopczyków i zagłębień (Kotarba 1970).

Wśród procesów fluwialnych, w okresie przeciętnych warunków hydrometeorologicznych, najważniejszy jest transport materiału wymytego z pokryw budujących koryta i odprowadzanie go etapami, na przedpole gór. W strukturze jakościowej wynoszonego materiału dominuje transport materiału rozpuszczonego (Krzemień 1985, 1991). Największą rolę morfotwórczą odgrywa transport materiału wleczonego, który jednak nie zachodzi powszechnie, nawet podczas wezbrań katastrofalnych (Kaszowski, Kotarba 1985,









Ryc. 3.6. Morfodynamiczna struktura systemu korytowego potoków: Starorobociańskiego i Chochołowskiego

SS – system stokowy, SFC – system fluwialny cyrku glacialnego, SFŻ – system fluwialny żłobu glacialnego, SFDF – system fluwialny doliny fluwialnej; 1 – pokrywy stokowe, 2 – pokrywy morenowe, 3 – wychodnie skalne, 4 – pokrywy glacialfluwialne, 5 – wały moren czołowych i czołowo-bocznych, 6 – wodowskazy, St – potok Starorobociański–ujście, L, D, H, S – Potok Chochołowski: L – leśniczówka, D – wylot doliny Dudowej, H – Polana Huciska, S – Siwa Polana; Cz.W. – częstotliwość występowania wezbrań morfologicznie aktywnych, D.T. – średnia maksymalna droga transportu materiału wlezonego, Od. – odprowadzanie rumowiska wlezonego, Ds. – dostawa materiału wlezonego z dopływów oraz z dna i brzegów koryta głównego, Ed – erozja dna – wyrównywanie wsteczne (wg K. Krzemienia 1991)

### 3.3. Rola gwałtownych ruchów masowych

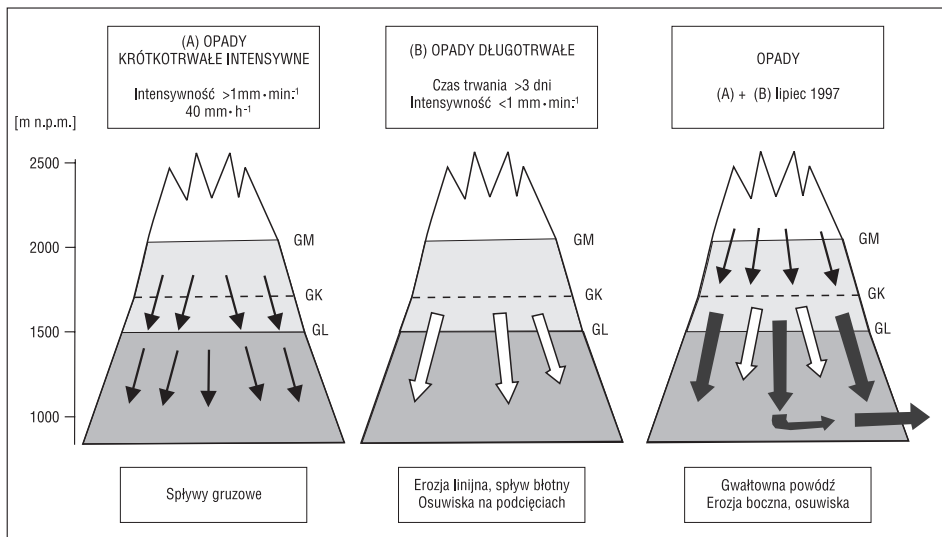
Najbardziej znaczącą rolę we współczesnych przemianach rzeźby Tatr odgrywają gwałtowne ruchy masowe, uruchamiające i transportujące znaczne ilości materiału (Kotarba 1998, 2002, Rączkowska 2006). Są to wysokoenergetyczne, krótkotrwałe procesy takie jak spływy gruzowo-błotne, lawiny czy obrywy (fot. 3.2, 3.3; Kotarba 1996a, Rączkowska 2006).

### 3. Współczesna ewolucja Rzeźby Tatr

Spływy gruzowe i lawiny są procesami apiętrowymi (Kotarba 2002). W wyniku tych procesów dochodzi do przemieszczania materiału zwietrzelinowego od wierzchowiny do dna doliny i łączenia systemów stokowego i korytowego (Kotarba i in. 1987, Krzemień i in. 1995). W efekcie ich działania powstają nowe formy rzeźby (np. rynny spływów o głębokości do kilku metrów i długości kilkuset metrów oraz wały spływów o wysokości >1m) lub zmienia się znacząco morfometria już istniejących form. Przekształcenia rzeźby są typu liniowego (spływy gruzowe, lawiny) lub punktowego (obrywy).

Wśród gwałtownych ruchów masowych największą rolę w przemianach rzeźby odgrywają spływy gruzowe, które występują powszechniej i częściej, niż obrywy i lawiny gruntowe (Kotarba 1995). W pojedynczym spływie przemieszczane jest od kilku do kilkudziesięciu tysięcy metrów sześciennych materiału (Midriak 1984, Kotarba i in. 1987, Krzemień 1988, 1991, Kotarba 1994, Krzemień i in. 1995), który często dociera do den cyrków i dolin lodowcowych, fosylizując ich rzeźbę i wydłużając stoki gruzowe (Krzemień 1988, Kotarba 1994, Rączkowska 1999b).

Spływy gruzowe są wywołane przez krótkotrwałe, wysokie opady o dużej intensywności. Opady o sumie co najmniej 25 mm uruchamiają spływy gruzowe, które obejmują swoim zasięgiem tylko górną część stoku usypiskowego (Kotarba 1992). Spływy gruzowe tego typu zdarzają się najczęściej (Krzemień 1988). Opady o intensywności  $\geq 1 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ , osiągające 35–40 mm w ciągu godziny, wywołują spływy obejmujące już całą długość stoków usypiskowych (Kotarba 1994). Relacje rodzaju opadu i zmian w rzeźbie Tatr, przedstawione są na rycinie 3.7.



Ryc. 3.7. Relacje pomiędzy opadem, a współczesnymi procesami morfogenetycznymi (wg A. Kotarby 2002)

Największe zmiany rzeźby powoduje wystąpienie ulew w czasie opadów rozlewnych. Wtedy oprócz spływów gruzowych na stokach, zmiany widoczne są również w dnach dolin walnych, gdzie powstają nowe koryta, niszczone są terasy fluwioglacjalne, podcinane zbocza wysoczyzn morenowych i uruchamiany jest materiał o frakcji do 2 m średnicy, a w dolinach reglowych, materiał wyprzątnięty w całości z koryt skalnych, formuje stożki gruzowo-drzewne u ich wylotu. W tym czasie także na zboczach dolin w piętrze leśnym uruchamiane są spływy ziemne i płytkie osuwiska, obejmujące całą długość stoku i usuwające zwietrzelinę do litej skały (Kotarba 1998, 1999).

Wyniki badań lichenometrycznych wskazują, że aktywność spływów i obrywów, była dużo większa niż obecnie w okresie małej epoki lodowej (fot. 3.1). Stwierdzono, że spływy gruzowe występowały częściej i miały większe rozmiary. Zasadniczo największą aktywność spływów gruzowych i obrywów udokumentowano w XIX w. Ponadto w tym czasie większa była intensywność wietrzenia i odpadania (Kotarba 1992, 1993–1994, 1994, 1995, 2004, 2005, Ferber 2002, Kotarba, Pech 2002, Kotarba 2004). Z kolei na podstawie źródeł historycznych, stwierdzono występowanie w małej epoce lodowej katastrofalnych powodzi, szczególnie częstych w latach 1700–1750 (Kotarba 2004).

### **3.4. Wpływ działalności człowieka**

Na ingerencję człowieka w środowisko geograficzne Tatr, głównie w ostatnich 200–300 latach, wskazują osady w cyrkach glacialnych Tatr Zachodnich (Libelt 1988, Kaszowski i in. 1988). Aktywność człowieka, poprzez zniszczenie lub uszkodzenie pokrywy roślinnej, spowodowała nasilenie erozji i powstanie nowych, licznych form rzeźby. Wzrost erozji zaznaczał się większymi niż dzisiaj rozmiarami spływów gruzowych (Kotarba 2004) lub erozją powierzchniowych warstw pokryw i zmianą geliflukcyjnych teras darniowych na terasy kamieniste (Jahn 1979). Około 20 lat po zaprzestaniu intensywnego wypasu owiec, w latach 70. XX w., nastąpiła agradacja biologiczna i znaczne zahamowanie erozji (Jahn 1979, Rączkowska, Kozłowska 2002). Jednak na terenach użytkowanych przez narciarstwo proces ten przebiegał wolniej (Kozłowska, Rączkowska 1999). Z kolei wprowadzone, w miejsce wyciętych lasów naturalnych, lasy monokulturowe nadal sprzyjają procesom erozji wykrotowej związanej z wiatrem halnym lub wiatrem typu bora (Kotarba 1970, Koreń 2005). Poza tym działalność gospodarcza człowieka spowodowała powstanie form antropogenicznych np. sztolni, dróg, kamieniołomów, szczególnie licznych w Tatrach Zachodnich i Reglowych.

Obecnie wpływ człowieka związany jest głównie z ruchem turystycznym w lecie (Kozłowska, Rączkowska 1999, Gorczyca, Krzemień 2002) i ograniczony do różnej szerokości strefy wzdłuż szlaków turystycznych, w której stwierdzono zwiększoną aktywność procesów morfogenetycznych (Gerlach 1959, Kotarba 1976, Kłapa 1980, Krzemień 1991, Krusiec 1996, Gorczyca 1997, Czochański 2000, Balon 2002). Naturalne procesy geomorfologiczne uruchamiane są po zniszczeniu roślinności i obudowy szlaków. Oddziaływanie turystyki jest nierównomierne. 68% ruchu turystycznego koncentruje się w okresie czerwiec-wrzesień. Najwięcej szlaków biegnie stokami (41%) oraz dnami dolin (39%)

i znajduje się w piętrze leśnym (62%). Maksymalne natężenie erozji turystycznej koncentruje się w rejonie Morskiego Oka, w dolinach Kościeliskiej i Chochołowskiej oraz wzdłuż szlaków Kuźnice-Giewont, Kuźnice-Hala Gąsienicowa (Gorczyca, Krzemień 2002). Przemiany rzeźby związane z antropopresją są najmniej widoczne w piętrze kosówki (Balon 2002). W piętrze subniwalnym i alpejskim, oprócz turystyki niewielki wpływ na rzeźbę ma taternictwo. W obrębie dróg taternickich degradacja ścian skalnych wynosi średnio 0,64, a maksymalnie 5,3 mm-rok<sup>-1</sup> (Balon 1989). W piętrze leśnym z kolei rozwijają się rynny stokowe wskutek wielokrotnego wleczenia ściętych pni. Po zaniechaniu ich użytkowania są stopniowo likwidowane przez procesy naturalne (Dudziak 1974).

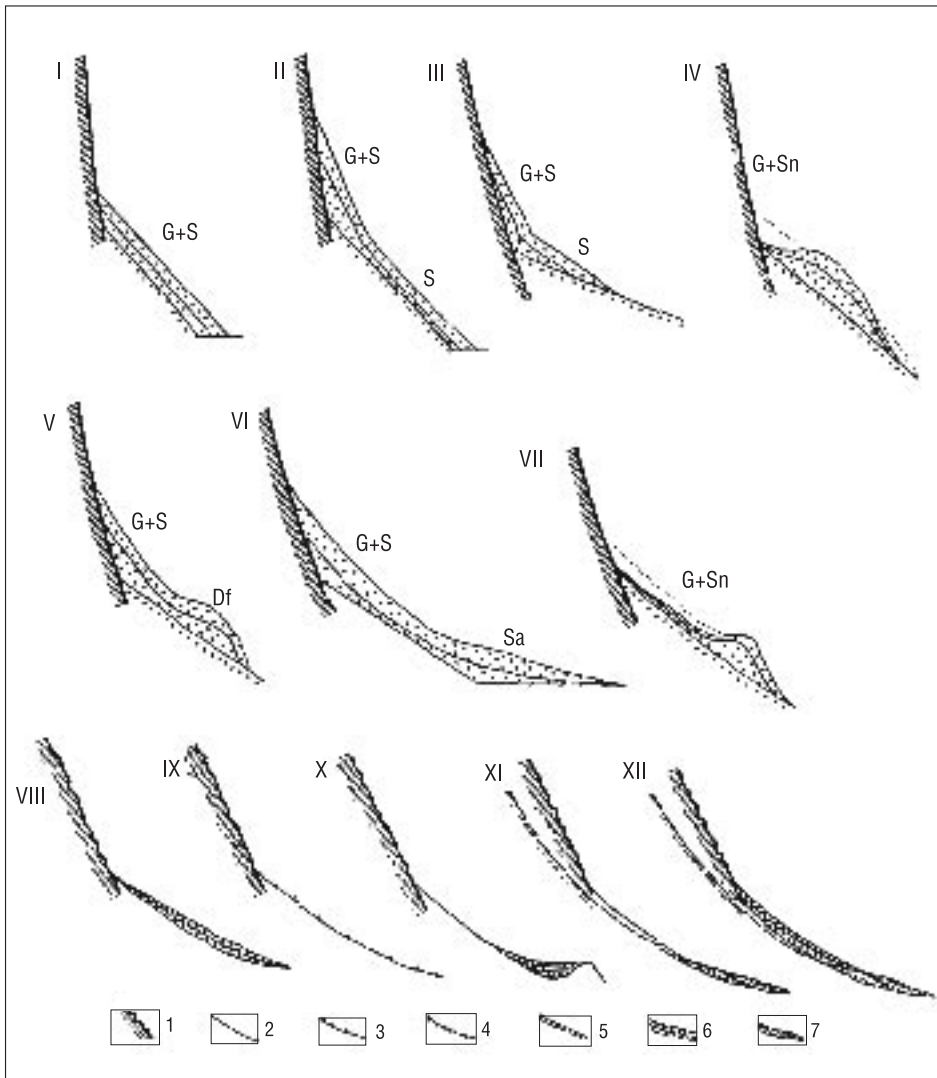
### 3.5. Ewolucja stoków w profilu wysokościowym gór

Stoki górskie należą do najbardziej aktywnych części rzeźby, gdzie procesy w sposób naturalny pojawiają się jako konsekwencja rozpadu skał podłoża i następnie związanego z grawitacją transportu osadów (Selby 1982). Powolne i bardziej spektakularne działania procesów morfogenetycznych prowadzą do zróżnicowanych zmian rzeźby w obrębie grzbietów, stoków czy den dolin.

Skalne grzbiety i granie Tatr Wysokich są zwięzane i obniżane wskutek działania wietrzenia i odpadania (fot. 3.2). Natomiast w strefie przełęczy, najczęściej założonych na mniej odpornych mylonitach, podobnie jak na szerokich grzbietach Tatr Zachodnich i Regłowych zachodzi obniżanie wskutek procesów denudacji chemicznej i mechanicznej. W tej ostatniej biorą udział procesy eoliczne, a piętrze alpejskim i subniwalnym procesy kriogeniczne. Zmiany na stokach zależne są od rodzaju stoku i położenia w piętrze wysokościowym.

Ściany i stoki skalne, w piętrze alpejskim oraz subniwalnym, pod wpływem wietrzenia mrozowego, odpadania oraz obrywów, cofają się i są rozcinane oraz skracane, a stoki skalne głównie rozcinanie i obniżane (fot. 3.2, 3.3). Ich ewolucja jest wzajemnie powiązana z rozwojem stoków gruzowych u ich podnóży (ryc. 3.8; Kotarba i in. 1987). Rozcinające je żleby są pogłębiane i poszerzane, poprzez korazję, działalność lawin i spływów gruzowych (Kotarba 2002)

Stoki gruzowe (piargowe) to najbardziej dynamiczny i zmieniający się fragment stoku w profilu podłużnym od wierzchołku do dna doliny (fot. 3.2, 3.3). Stoki te są stale nadbudowywane (ryc. 3.8), nawet te w niższych położeniach, częściowo utrwalone przez roślinność lub znajdujące się u podnóży ścianek w piętrze leśnym. Równocześnie są one rozczłonkowane przez spływy gruzowe formujące rynny i wały, a także obecność płatów śnieżnych powodujących rozwój nisz niwalnych. Stoki gruzowe położone w piętrze alpejskim, szczególnie w przedziale wysokości 1900–2100 m n.p.m. cechuje największy potencjał energii uruchamiającej procesy. Najdłużej zalegają na nich płaty śnieżne (Rączkowska 1992, Wiśliński 1996) i występują płaty wieloletniej zmarzliny (Dobiński 1997a, 1997b, Mościcki, Kędzia 2002). Stoki te otrzymują także najwyższe opady deszczu (Cebulak 1983, Kotarba 2002). Rozwój stoków gruzowych w piętrze leśnym, a więc głównie w Tatrach Regłowych jest ograniczony przez obecność roślinności, której sprzyja



Ryc. 3.8. Modele nadbudowywania stoków piargowych

Tatry Wysokie – I–VII; Tatry Zachodnie – VIII–XII; G – dostawa materiału przez procesy grawitacyjne, S – zsuwanie gruzu po stoku gruzowym, Sn – zsuwanie gruzu po śniegu, Df – transport i akumulacja w efekcie spływów gruzowych, Sa – transport i akumulacja przez lawiny, 1 – stok skalny, 2 – stok gruzowy ustabilizowany przez roślinność, 3 – zsuwanie pojedynczych okruchów, 4 – żleb skalny, 5 – rynna spływu gruzowego, 6 – depozycja gruzu z odpadania i obrywów, 7 – depozycja gruzu przez spływy gruzowe (wg A. Kotarby i in. 1987)

węglanowe podłoże oraz małą intensywność procesów wietrzenia i odpadania (Kotarba 1976, Jakubska 1996).

Rozwój stoków dojrzałych, z pokrywą zwietrzelinową odbywa się wskutek procesów krioniwalnych, erozyjnych oraz grawitacyjnych, powodujących powolne i dość równomierne przemieszczanie pokryw stokowych na całej powierzchni stoku i prowadzących do ich powolnej degradacji. Skutki erozyjne spływów gruzowych oraz lawin są ograniczane przez obecność roślinności, stąd rzadko widoczne są świeże rynny czy nisze. Niewielkich rozmiarów rynny erozyjne, stożki albo języki akumulacyjne, powstające w czasie ekstremalnych opadów, są po kilku latach stabilizowane przez roślinność. Rozwój nisz erozyjnych, różnej wielkości, związany jest z procesami niwacji, erozji eolicznej lub wodnej. Często są to formy poligenetyczne. Duże fragmenty ich dna są utrwalone przez roślinność, co wskazuje na tendencję do stabilizacji (Rączkowska 1999a). O małej aktywności procesów świadczy także obecność płatów plejstocenijskich pokryw blokowych. Stoki dojrzałe występują głównie w Tatrach Zachodnich, obejmując całe zbocza dolin, w Tatrach Wysokich zajmują jedynie ich niewielkie fragmenty. W piętrze leśnym, a więc głównie w Tatrach Reglowych, w czasie spokojnym dominuje denudacyjne obniżanie i powolne przemieszczanie pokryw stokowych przez procesy grawitacyjne, głównie spływanie i osuwanie. Wyraźne, ale lokalne zmiany rzeźby są związane z katastrofalnymi opadami np. latem 1997 i 2001 r. (Kotarba 1999) lub z wiatrem halnym (Kotarba 1970).

### **3.6. Zmienność modelowania rzeźby den dolin w profilu podłużnym**

Zmiany w rzeźbie den dolin są zróżnicowane w ich profilu podłużnym, co jest uwarunkowane odziedziczoną rzeźbą. Doliny zlodowacone poniżej cyrków lodowcowych, a także doliny niezlodowacone są systemami otwartymi, w których następuje przepływ i odprowadzanie materii. Z kolei cyrki glacialne o przegłębionych dnach, występujące głównie w Tatrach Wysokich, stanowią system zamknięty.

Zasadniczo w czasie z przeciętnymi warunkami meteorologicznymi zmiany rzeźby den dolin są niewielkie i ograniczone do koryt potoków (Kaszowski 1973, Baumgart-Kotarba, Kotarba 1979, Krzemień 1985, 1991, Kotarba 2002).

Dna cyrków glacialnych są zasypywane materiałem dostarczanym przez spływy gruzowe lub lawiny, który wypełnia przestrzeń pomiędzy blokami morenowymi (Krzemień 1988, Kotarba 1994, Rączkowska 1999b). W miejscu zalegania płatów śniegu w dnach cyrków rozwijają się nisze niwalne. Stosunkowo rzadko, głównie w cyrkach Tatr Wysokich, występują formy gruntów strukturalnych. W inicjalnych korytach wyciętych w materiale morenowym, najczęściej w Tatrach Zachodnich, zachodzi transport materiału rozpuszczonego, co prowadzi do hibernacji tych form (Krzemień 1985, 1991).

Dna dolin zlodowaconych (walnych) powyżej górnej granicy lasu jedynie wyjątkowo zasypywane są osadami spływów gruzowych (Krzemień 1991, Kotarba 1992). Znacznie częściej materiał transportowany przez spływy gruzowe i lawiny jest składany w części

przystokowej, w formie akumulacji rozproszonej lub słabo wykształconych stożków lub języków, a na całym dnie doliny zachodzi akumulacja eoliczna i denudacja chemiczna, ale bez widocznych skutków w morfologii. Koryta potoków są mało zmienne (Krzemień 1985, 1991). Podobnie w piętrze leśnym rzeźba dna tych dolin nie ulega widocznym zmianom, z wyjątkiem niewielkich zmian w morfologii koryt potoków (Krzemień 1985, 1991). W okresie spokoju, wynoszenie drobnej frakcji i transport materiału rozpuszczonego, sprzyjają zwiększeniu stabilności koryt (Krzemień 1984, 1985). Transformacja koryt, głównie wskutek erozji bocznej, zachodzi w czasie wezbrań (Krzemień 1985), przy czym w czasie zdarzeń ekstremalnych, takich jak wezbrania w 1997 czy 2001 r., boczne poszerzanie koryta odbywa się przez podcinanie i cofanie o kilka metrów teras fluwioglacjalnych i wysoczyzn morenowych. W korytach powstają wtedy imbrykowane odsypy typu levée. Zasięg przestrzenny tych zmian jest jednak ograniczony do odcinków pojedynczych dolin np. w 1997 r. – Sucha Woda (Kotarba 1999, Zawiejska 2002), natomiast ich skutki pozostają niezmienione przez długi okres czasu (fot. 3.4).

Dna dolin niezlodowaconych w większości zajęte są przez koryta potoków. Ich rzeźba w okresie bez opadów ekstremalnych nie ulega wyraźnym zmianom, pomimo stosunkowo dużej intensywności procesów fluwialnych np. transportu materiału wlezonego (Kaszowski 1973, Krzemień 1991). Koryta potoków w tego typu dolinach, na ogół wycięte są w litej skale (Kaszowski, Krzemień 1979), co ogranicza efektywność erozji, chociaż jej działanie prowadzi do lokalnego pogłębiania koryt (kociołki eworsyjne). Zasadniczo w korytach widoczna jest tendencja do ścinania progów skalnych i wyrównywania profilu podłużnego koryta postępującego sukcesywnie w górę potoku (Kaszowski 1973). Istotne zmiany w korycie powodują ekstremalne zdarzenia hydrometeorologiczne, kiedy materiał akumulacyjny może zostać w całości wyprątnięty z koryt, zwłaszcza bocznych dopływów, a uformowane z niego stożki zmieniają warunki funkcjonowania koryt i dolin głównych (Kaszowski 1973, Kotarba 1999).

### 3.7. Tendencje zmian rzeźby

Pomimo dużej energii rzeźby Tatr współczesne zmiany są powolne. Spektakularne, nowe formy rzeźby tworzone są wskutek procesów wywołanych przez ekstremalne warunki hydrometeorologiczne. Utworzone w ten sposób formy są najczęściej trwałym elementem rzeźby. Najwięcej widocznych zmian rzeźby ma charakter liniowej lub punktowej degradacji i wiąże się zarówno z czynnikami naturalnymi (spływy gruzowe), jak i z działalnością człowieka (turystyka, zwózka drewna).

Współczesne modelowanie rzeźby nawiązuje do piętrowości środowiska wysokogórskiego, poprzez zróżnicowanie natężenia i rozmieszczenia procesów w poszczególnych piętrach. Wśród procesów sekularnych w obszarze powyżej górnej granicy lasu najważniejsze są procesy grawitacyjne i procesy peryglacjalne, w piętrach leśnych powolne ruchy masowe i procesy fluwialne.

W dzisiejszej ewolucji rzeźby widoczna jest tendencja do stabilizacji po małej epoce lodowej, kiedy intensywność procesów była większa, a także na skutek porośnięcia



stoków, szczególnie w Tatrach Zachodnich, przez zwarte murawy i las. Jednak stwierdzone w ostatnich kilkudziesięciu latach nasilenie ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych może spowodować zmianę tych tendencji.

### Literatura

- Bac-Moszaszwili M., Burchart J., Głazek J., Iwanow I., Jaroszewski W., Kotański Z., Lefeld J., Mastella L., Ozimkowski W., Roniewicz P., Skupiński A., Westwalewicz-Mogilska E., 1979, *Mapa geologiczna Tatr, skala 1:30 000*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Balon J., 1989, *Wpływ tatarnictwa na morfologie ścian w dolinie Gąsienicowej*, Czasop. Geogr., 40, 1, 17–30.
- Balon J., 2002, *Górna granica kosodrzewiny jako wskaźnik stabilności geosystemu Tatr* [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 131–137.
- Baranowski J., 2002, *Zróżnicowanie ekstremalnych temperatur na Hali Gąsienicowej* [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 125–130.
- 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, 169–179.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1979, *Wpływ rzeźby dna doliny i litologii utworów czwartorzędowych na wykształcenie koryta Białej Wody w Tatrach*, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 12, 49–65.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 1993, *Późnoglacialne i holocenijskie osady z Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach*, *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 4–5, 9–30.
- Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 57, 337–343.
- Czochoński J.T., 2000, *Wpływ użytkowania turystycznego na rozwój procesów i form erozyjno-denydacyjnych w otoczeniu szlaków* [w:] D. Borowiak, J.T. Czochoński (red.), *Z badań geograficznych w Tatrach Polskich*, Wyd. UGd, Gdańsk, 331–348.
- Dobiński W., 1997a, *Distribution of mountain permafrost in the High Tatras based on freezing and thawing indices*, *Biul. Peryglacialny*, 36, 29–37.
- Dobiński W., 1997b, *Warunki występowania zmarzliny w alpejskim piętrze Tatr Wysokich*, *Praca doktorska, Arch. Katedry Geomorfologii, WNoZ, UŚ, Sosnowiec*.
- Dobiński W., 2004, *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*, *Przeł. Geogr.*, 76, 3, 327–343.
- Dudziak J., 1974, *Obserwacje nad rozwojem rynien stokowych na polanach tatrzańskich*, *Czasop. Geogr.*, 45, 1, 31–45.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986, *Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts.*, *Bull. Pol. Acad. Sc., Earth Sciences*, 34, 4, 409–418.
- Ferber T., 2002, *The age and origin of talus cones in the light of lichenometric research. The Skalny and Zielony talus cones, High Tatra Mountains, Poland*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balkan.*, 36, 77–89.

- Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts.*, Przegł. Geogr., 31, 590–605.
- Gerlach T., 1970, *État actuel et méthodes de recherches sur les processus morphogénétiques actuels sur le fond des étages climatiques et végétaux dans les Carpates Polonaises*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4, 47–63.
- Gądek B., Kotyrba A., 2003, *Kopalny lód lodowcowy w Tatrach?* Przegł. Geol., 51, 7, 571.
- Głazek J., 1964, *Kras podmorenowy Doliny Pańszczycy w Tatrach*, Kwart. Geol., 8, 1, 161–170.
- Głazek J., Grodzicki J., 1996, *Kras i jaskinie* [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Kraków-Zakopane, 139–168.
- Głazek J., Wójcik Z., 1963, *Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich*, Acta Geol. Pol., 13, 1, 91–124.
- Gorczyca E., 1997, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcanie rzeźby masywu Czerwonych Wierchów*, Praca magist., Archiw. IGI GP UJ, Kraków.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2002, *Wpływ ruchu turystycznego na rzeźbę Tatrzańskiego Parku Narodowego* [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 389–393.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, ss. 267.
- Hess M., 1974, *Piętra klimatyczne Tatr*, Czasop. Geogr., 45, 1, 75–94.
- Hreško J., Boltizar M., Bugar G., 2005, *The present-day development of landforms and landcover in alpine environment – Tatra Mts (Slovakia)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 39, 23–48.
- Izmaïłow B., 1984a, *Eolian process in alpine belt of the High Tatra Mts., Poland*, Earth Surface Processes and Landforms, 9, 2, 143–151.
- Izmaïłow B., 1984b, *Eolian deposition above the upper timber line in the Gąsienicowa valley in the Tatra Mts.*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 61, 43–59.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Peryglacjalny, 4, 227–249.
- Jahn A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa, ss. 223.
- Jahn A., 1979, *On Holocene and present-day morphogenetic processes in the Tatra Mountains*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 111–129.
- Jakubská O., 1996, *Charakterystyka pokryw stokowych na tle głównych elementów rzeźby strefy reglowej* [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, T. 1 *Nauki o Ziemi*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 120–124.
- Karrasch H., 1977, *Die klimatischen und aklimatischen Varianzfaktoren der periglazialen Höhenstufe in den Gebirgen West- und Mitteleuropas*, Abhandl. der Akad. Wiss. in Göttingen, Math.-Physik. Klasse, 31, 157–177.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 31, ss. 100.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1985, *Współczesne procesy morfogenetyczne* [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Zakopane-Kraków, 10.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1979, *Channel subsystems in the Polish Tatra Mts.*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 149–161.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacial modelling of glacial cirques in the Western Tatras*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 71, 121–141.

### 3. Współczesna ewolucja Rzeźby Tatr

- Kędzia S., 2005, *Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)*, Praca dokt., Archiw. IGIPZ PAN, Kraków.
- Klimaszewski M., 1971, *A contribution to the theory of rockface development*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 5, 139–151.
- Klimaszewski M., 1972, *Tatry* [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, T. 1. *Polska Południowa*, PWN, Warszawa, 25–36.
- Klimaszewski M., 1985, *Geomorfologia* [w:] K. Trafas (red.), *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Zakopane-Kraków, 9.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, ss. 668.
- Klimaszewski M., 1996, *Geomorfologia* [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Inst. Botan., Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków-Zakopane, 97–124.
- Kłapa M., 1970, *Problématique et méthodes de recherches de la station scientifique de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Hala Gąsienicowa dans les Tatras*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 4, 205–217.
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, *Dokumentacja Geogr. IGIPZ PAN*, 4, ss. 55.
- Koreň M., 2005, *Vetrová kalamita 19. novembra 2004: nové pohľady a konsekvencie*, *Tatry* 44, mimo-riadne vyd., Tatranska Lomnica, 6–28.
- Koszyk H., 1977, *Zróżnicowanie procesów grawitacyjnych we współczesnym modelowaniu rzeźby krystalicznej części Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Starorobociańskiej*, Praca magisterska, Archiw. IGIPZ, UJ.
- Kotarba A., 1996, *Denudacja chemiczna Tatr Wysokich* [w:] A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek*, T. 1, *Nauki o Ziemi*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 117–119.
- Kotarba A., 1967, *Żłobki krasowe w Tatrach*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 16, 25–42.
- Kotarba A., 1970, *The morphogenetic role of the foehn wind in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 4, 171–187.
- Kotarba A., 1971, *Coarse and intensity of present-day superficial chemical denudation in the Western Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 5, 111–127.
- Kotarba A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich*, *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, 96, ss. 116.
- Kotarba A., 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich na przykładzie Czerwonych Wierchów w Tatrach Zachodnich*, *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, 120, ss. 128.
- Kotarba A., 1983, *Współczesne procesy eoliczne i stabilizacja zdegradowanych wierzchołów grzbietowych w piętrze halnym Tatr Polskich*, *Przegl. Geogr.*, 55, 1, 171–182.
- Kotarba A., 1984, *Elevational differentiation of slope geomorphic processes in the Polish Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 18, 117–133.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, *Prace Geogr. IGIPZ PAN*, 155, 191–208.
- Kotarba A., 1993-1994, *Zapis malej epoki lodowej w osadach jeziornych Morskiego Oka w Tatrach Wysokich*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 27–28, 61–69.
- Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych ulew w Tatrach Wysokich*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici*, 27, 92, 21–34.

- Kotarba A., 1995, *Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains*, *Questiones Geographicae, Spec. Issue*, 4, 177–183.
- Kotarba A., 1996a, *Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene – geomorphic interpretation*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30, 51–61.
- Kotarba A., 1996b, *Współczesne procesy rzeźbotwórcze* [w:] Z. Mirek (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*, TPN, Inst. Botan., Inst. Ochr. Przyr. PAN, Kraków-Zakopane, 125–138.
- Kotarba A., 1997, *Formation of High-Mountain Talus Slopes Related to Debris-Flow Activity in the High Tatra Mountains*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 8, 191–204.
- Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 12, 7–23.
- Kotarba A., 1999, *Geomorphic effect of catastrophic summer flood of 1997 in the Polish Tatra Mountains*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 33, 101–115.
- Kotarba A., 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*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 13–19.
- Kotarba A., 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 197, 9–55.
- Kotarba A., 2005, *Geomorphic processes and vegetation pattern changes. Case study in the Zelene Pleso Valley, High Tatra, Slovakia*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 39, 39–48.
- 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-Balcan.*, 36, 69–76.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains*, *Geogr. Studies IGiPZ PAN, Special issue* 3, ss. 106.
- Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, *Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN*, 1, ss. 82.
- Kozłowska A. B., Rączkowska Z., 1999, *Środowisko wysokogórskie jako system wzajemnie powiązanych elementów*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 174, 121–132.
- Krusiec M., 1996, *Wpływ ruchu turystycznego na przekształcanie rzeźby Tatr Zachodnich na przykładzie Doliny Chochołowskiej*, *Czasop. Geogr.*, 67, 3–4, 303–320.
- Krzemień K., 1984, *Fluvial transport balance in high-mountain crystalline catchment*, *Prace Geogr. IG UJ*, 61, 61–70.
- Krzemień K., 1985, *Present-day activity of the high-mountain stream in the Western Tatra Mts.*, *Questiones Geographicae, Spec. Issue*, 1, 139–146.
- Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts.)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 22, 123–144.
- Krzemień K., 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, *Rozpr. habilit. UJ*, 215, ss. 160.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995, *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 98, 155–170.
- Książkiewicz M., 1972, *Karpaty* [w:] W. Pożaryski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 4. *Tektonika*, cz. 3. *Wyd. Geol.*, Warszawa, 9–66.
- Libelt P., 1988, *Warunki i przebieg sedymentacji osadów postglacialnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie Kotła Starorobociańskiego*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 22, 63–82.

### 3. Współczesna ewolucja Rzeźby Tatr

- Lukniš M., 1968, *The intensity of lowering in the High Tatra ridges since retreat of glaciers*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 2, 5–10.
- Mamica W., 1984, *Współczesna dynamika rzeźby wysokogórskiej na przykładzie doliny Wyżniej Chochołowskiej w Tatrach Zachodnich*, Praca magisterska, Archiw. IGI GP UJ, Kraków.
- Midriak R., 1983, *Morfogenéza povrchu vysokých pohorí*, VEDA, Bratislava, ss. 513.
- Midriak R., 1984, *Debris flows and their occurrence in the Czechoslovak Carpathians*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 18, 135–149.
- Midriak R., 1996, *Present-day processes and micro-landforms evaluation; case study of Kopske Sedlo, the Tatra Mts, Slovakia*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 30, 35–50.
- Mościcki J., Kędzia S., 2002, *Wieloletnia zmarzlina w Koziej Dolince* [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 65–69.
- Orlicz M., 1962, *Klimat Tatr* [w:] W. Szafer (red.), *Tatrzański Park Narodowy*, ZOP PAN, Kraków, wyd. 2, 37–44.
- Oszczypko N., 1995, *Karpaty Wewnętrzne* [w:] J. Warszyńska (red.) *Karpaty Polskie*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, 16–17.
- Niedźwiedz T., 1992, *Climate of the Tatra Mountains*, *Mountain Research and Development*, 12, 2, 131–146.
- Niedźwiedz T., 2003, *Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains*, *Geogr. Polonica*, 76, 2, 15–23.
- Rączkowska Z., 1992, *Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich*, *Prace Geogr. IGI PZ PAN*, 156, 209–223.
- Rączkowska Z., 1993, *Ilościowe wskaźniki niwacji w Tatrach Wysokich*, *Dokumentacja Geogr. IGI PZ PAN*, 4–5, 63–81.
- Rączkowska Z. 1999a, *Rzeźba stoków w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, *Prace Geogr. IGI PZ PAN*, 174, 17–24.
- Rączkowska Z., 1999b, *Slope dynamics in the periglacial zone of the Tatra Mts.*, *Biul. Peryglacjalny*, 38, 127–133.
- Rączkowska Z., 2006, *Recent geomorphic hazards in the Tatra Mts.*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 40, 45–60.
- Rączkowska Z., Kozłowska A., 2002, *Odzwierciedlenie wpływów antropogenicznych w wybranych elementach środowiska przyrodniczego otoczenia Kasprowego Wierchu* [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 403–406.
- Rączkowski W., 1981, *Zróżnicowanie współczesnych procesów grawitacyjnych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry Wysokie)*, *Biul. Inst. Geol.*, 332, 139–152.
- Selby M., J., 1982, *Hillslope Materials and Processes*, Oxford University Press, Oxford-New York, ss. 264.
- 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, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 126–127.
- Wrzosek A., 1933, *Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich*, *Wiad. Służby Geogr.* 7, 3, 235–273.
- Zawiejka J., 2002, *Badania procesów stokowych w Kotle Jarząbczym w Tatrach Zachodnich* [w:] W. Borowiec, A. Kotarba, A. Kownacki, Z. Krzan, Z. Mirek (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Tatr*, TPN, PTPNoZ, Oddz. w Krakowie, Kraków-Zakopane, 61–65.

