



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

Leszek Starkel

O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpoli



**O niektórych
prawidłowościach
rozwoju rzeźby gór
i ich przedpola**

**Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk**
oraz **Wydawnictwo Akademickie SEDNO**
wspólnie wydają serię publikacji książkowych pracowników IGiPZ PAN.

W serii opublikowano monografie:

- Magdalena Kuchcik, Krzysztof Błazejczyk, Jakub Szmyd,
Paweł Milewski, Anna Błazejczyk, Jarosław Baranowski
Potencjał leczniczy klimatu Polski
- Tomasz Komornicki, Piotr Korcelli, Piotr Siłka,
Przemysław Śleszyński, Dariusz Świętek ***Powiązania funkcjonalne
pomiędzy polskimi metropoliami***
- Marek Degórski, Alojzy Kowalkowski, Anna Kozłowska
***Gleby bielicoziemne – geograficzne trendy oraz dyskontynuacje
procesów rozwoju***
- Przemysław Śleszyński, Tomasz Komornicki, Jerzy Solon,
Marek Więckowski ***Planowanie przestrzenne w gminach***

Wkrótce ukazą się następujące książki:

- Krzysztof Błazejczyk, Magdalena Kuchcik, Paweł Milewski,
Wojciech Dudek, Beata Kręcisz, Anna Błazejczyk, Jakub Szmyd,
Bożena Degórska, Cezary Pałczyński
***Miejska wyspa ciepła w Warszawie – uwarunkowania klimatyczne
i urbanistyczne***
- Ewa Roo-Zielińska ***Wskaźniki ekologiczne zespołów roślinnych
Polski***

Więcej informacji o tych i kolejnych publikacjach
na stronach internetowych:
www.igipz.pan.pl
www.wydawnictwosedno.pl

Leszek Starkel

O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpoli

(na przykładzie wybranych gór Eurazji)



INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO
ZAGOSPODAROWANIA PAN



SEDNO
Wydawnictwo
Akademickie

Wydawca
Bożena Kućmierowska

Recenzenci
prof. dr hab. Maria Łanczont
prof. dr hab. Teresa Madeyska
prof. dr hab. Piotr Migoń

Redakcja merytoryczna i korekty
Janusz Puskarz

Redakcja techniczna
Danuta Przymanowska-Boniuk

Projekt okładki, stron tytułowych i opracowanie typograficzne
Janusz Fajto

Zdjęcie na okładce
Danuta i Janusz Puskarz

Badania finansowane ze środków grantu MNiSW nr NN-3060399236

Copyright © by Wydawnictwo Akademickie SEDNO
Copyright © by Leszek Starkel
Copyright © by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
Warszawa 2014

Wszelkie prawa zastrzeżone
Kopiowanie, przedrukowywanie i rozpowszechnianie w całości lub we fragmentach jakkolwiek
techniką bez pisemnej zgody wydawcy zabronione

ISBN 978-83-63354-48-0
ISBN 978-83-63354-58-9 (e-book)

Wydawnictwo Akademickie SEDNO Spółka z o.o.
00-696 Warszawa
ul. J. Pankiewicza 3
www.wydawnictwosedno.pl
info@wydawnictwosedno.pl

Spis treści

WPROWADZENIE – miejsce rzeźby w środowisku przyrodniczym	7
1. PALEOGEOGRAFICZNE KORZENIE RZEŻBY: RÓŻNOWIEKOWOŚĆ FORM	
I ICH STAŁA TRANSFORMACJA	11
1.1. Etapy ewolucji rzeźby gór i ich przedpola	11
1.2. Nieustanne przystosowywanie się rzeźby do zmieniających się warunków klimatycznych	18
1.3. Współistnienie różnowiekowych form – rola struktury górotworów	25
1.4. Nieodmłodzone stare krajobrazy wnętrza gór	38
1.5. Brzeg gór – strefa aktywnych zmian	46
2. ZŁOŻONOŚĆ PROCESÓW RZEŻBOTWÓRCZYCH I POLIGENEZA FORM	57
2.1. Dziedziny (strefy) morfogenetyczne a piętrowość procesów w górach	57
2.2. Roczny rytm procesów, procesy sekularne i epizodyczne	71
2.3. Rola lokalnych ulew, opadów rozlewnych i sezonów opadowych	77
2.4. Rola roztopów	90
2.5. Częstotliwość i serie zdarzeń ekstremalnych	97
2.6. Współdziałanie procesów w kształtowaniu poligenicznych stoków	107
2.7. Poligeniza w kształtowaniu wąwozów i innych form erozyjnych	115
2.8. Ewolucja stoków osuwiskowych	125
2.9. Koryta rzeczne i równiny zalewowe w dolinach gór i ich przedpola	139
3. CZWARTORZĘDOWA EWOLUCJA RZEŻBY GÓR I ICH PRZEDPOLI	149
3.1. Morfogenetyczna wymowa czwartorzędowych cykliów glacialno-interglacialnych	149
3.2. Systemy terasowe a rytm klimatyczny czwartorzędu	161
3.3. Zagadnienie synchroniczności ruchów tektonicznych i zmian klimatu	170
3.4. Dojrzewanie stoków pogłębianych dolin górskich	180
3.5. Złożoność ewolucji dużych systemów rzecznych zasilanych z wysokich gór	194
3.6. Holocenijskie wahania klimatyczne zapisane w środowisku fluwialnym polskich Karpat i ich przedpola	202
3.7. Holocenijskie zmiany klimatyczne zapisane w różnych facjach osadów i form	216

4. KLIMAT I CZŁOWIEK – ZŁOŻONE PRZYCZYNY PRZEKSZTAŁCENÍ	
RZEŻBY GÓR	225
4.1. Zaburzenie równowagi systemów stokowych i rzecznych przez zmiany użytkowania	225
4.2. Czasowe i przestrzenne zróżnicowanie antropopresji widoczne w ewolucji rzeźby gór	232
4.3. Efektywność rzeźbotwórcza faz klimatycznych w okresach wzmożonej ingerencji człowieka	255
4.4. Rzeźbotwórcze skutki zaburzenia zawartości (ciągłości) naturalnych systemów stokowych i rzecznych	262
4.5. Perspektywy modelowania rzeźby gór w warunkach globalnych zmian klimatu i wycofywania się gospodarki rolnej i pasterskiej	276
5. PRAWIDŁOWOŚCI EWOLUCJI RZEŻBY GÓR	285
BIBLIOGRAFIA	291
SPIS RYCIN	319
SPIS FOTOGRAFII	332
SUMMARY	337
LIST OF FIGURES	367
LIST OF PHOTOS	379

Wprowadzenie

– miejsce rzeźby w środowisku przyrodniczym

Otoczające nas krajobrazy zadziwiają swoją różnorodnością i złożonością. Są to szczególnie cechy obszarów górskich i wyżynnych, z których stale odprowadzane są nadwyżki wody i substancji mineralnych. Im bardziej rzeźba sięga początkami odleglejszej przeszłości, tym jej historia bywa bardziej skomplikowana i trudniejsza do rozszyfrowania. Obok siebie współistnieją elementy różnego wieku – mówimy o polichroniczności rzeźby. Im starsze formy, tym większym późniejszym przekształceniom były poddawane, a ich pierwotne cechy ulegały zatarciu – zachowały się lepiej w regionach, gdzie podłoże było odporniejsze, a reaktywacja neotektoniczna słabsza.

W rozwoju rzeźby górskiej szczególne znaczenie ma stopień dojrzałości rzeźby, który odzwierciedla się w relacjach między dwoma nieodłącznie ze sobą związanymi elementami: stokami dostarczającymi rumowiska i ulegającymi degradacji a korytami rzek przenoszącymi rumowisko (Harvey 2012), które zarówno z biegiem rzek, jak i w miarę dojrzewania przekształcają się z form erozyjnych w szersze dna akumulacyjne. Równocześnie wraz z rosnącą wysokością gór i głębokością rozcinających je dolin zmienia się typ wiodących procesów uwarunkowanych piętrowością klimatyczno-roślinną.

W obszarach górskich istnieją obok siebie formy o różnej genezie, a często ich poligeniczność wyraża się w złożonej genezie poszczególnych form. Taka poligeniczność może być synchroniczna z powstawaniem formy, a może też być efektem jej różnych etapów dojrzewania. Przemierzając obszar górski lub wyżynny, obserwujemy często wielką zmienność przestrzenną. Za mozaikowe układy rzeźby gór bywają odpowiedzialne raz złożona litologia i tektonika podłoża, a innym razem (albo i równocześnie) odmienny reżim opadowy lub ingerencja gospodarcza człowieka.

Kierunek zmian rzeźby zależy zatem od wielu czynników: od odziedziczonej rzeźby (w tym tzw. dojrzałości krajobrazu), tendencji zmian klimatu (zwłaszcza zmian typu i częstotliwości zdarzeń ekstremalnych), tempa zmian tektonicznych a w ostatnich tysiącletniach także od sekwencji zmian w użytkowaniu ziemi. Często istotny i widoczny na obecnym etapie rozwoju wydaje się być nie okres współczesny, ale okres poprzedzający, innej morfogenezy, na przykład na obszarze Europy „wyrównującej” lub na odwrót – podkreślającej kontrasty morfogenezy peryglacialnej. Na wykształconych wówczas formach i pokrywach stokowych rozwijają się współczesne gleby i zachodzą różne procesy denudacyjne.

Rzeźba terenów górskich i wyżynnych (i nie tylko) jest wyjątkowym elementem środowiska przyrodniczego (geoekosystemów) – areną zmian zachodzących w środowisku. Jest stałym, bodaj jedynym wymiernym geometrycznie składnikiem środowiska, który łącznie z okrywającymi ją glebami i często odziedziczonymi utworami pokrywowymi (eluwiami, deluwiami, koluwiami i in.) zarejestrował zmiany, jakie zaszły w przeszłości.

Ta będąca w dynamicznej równowadze rzeźba terenu jest zarazem regulatorem współcześnie zachodzących zmian i tych, których możemy oczekiwać w przyszłości. Rozwinięta na podłożu geologicznym geometria krajobrazu dyktuje kierunki przepływu energii i materii, będąc równocześnie powoli adaptowaną do zmieniających się warunków.

Przekształcenie rzeźby inspirowane zmianami klimatu dokonuje się przy udziale transformacji ekosystemów, a zwłaszcza zbiorowisk roślinnych. To właśnie szata roślinna (i jej degradacja) są modyfikatorami typu i natężenia głównych procesów rzeźbotwórczych. Dlatego tak istotne jest poszukiwanie łącznego spojrzenia na systemy ekologiczne i geomorfologiczne, w których funkcjonują te same prawa wymiany energii i obiegu wody, substancji mineralnych i organicznych (Viles i in. 2008).

Współcześnie działające czynniki hydrometeorologiczne i tektoniczne prowadzą do przekształceń odziedziczonej rzeźby. Szczególną rolę odgrywają zdarzenia ekstremalne, gdy zostają przekroczone wartości progowe dla inicjacji różnych procesów. Ich zasięg czasowy i przestrzenny może być niezmiernie zróżnicowany i nakłada się na mozaikowy układ geoekosystemów. Szczegółowe rozpoznanie mechanizmów przepływu energii i materii pozwala zrozumieć efekty zjawisk zarejestrowane w formach i osadach. Ta złożoność czasowa i różnorodność przestrzenna winna być śledzona zwłaszcza poprzez zintegrowany monitoring obiegu wody i materii. Uproszczenia, generalizacja i operowanie wartościami średnimi (wieloletnimi, rocznymi czy nawet dobowymi) zacierają rzeczywiste mechanizmy zmian i prowadzą do budowania schematów, np. typu stałych wartości progowych przekształceń form, które często odbiegają od rzeczywistych relacji.

W niniejszej monografii staram się ukazać rolę różnych czynników w procesie stałego przystosowywania rzeźby do zmieniających się warunków tektonicznych, klimatycznych, ekologicznych (z ingerencją człowieka włącznie) poprzez ilustrowanie tych zmian przykładami z obszarów górskich i wyżynnych, a także ich akumulacyjnych przedpola na terenie Eurazji. Szczególnie dotyczy to regionów, w których prowadziłem badania w strefie umiarkowanej wilgotnej (Karpaty), kontynentalnej – półsuchej (Changaj w Mongolii) i tropikalnej – monsunowej (wschodnie Himalaje, wyżyna Meghalaja). Pragnę zwrócić uwagę zarówno na poligeniczność, jak i polichroniczność rzeźby tych obszarów, zwłaszcza w czasie ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego.

Równoległym zadaniem pracy jest wskazanie, że racjonalne gospodarowanie zasobami przyrody w warunkach wzmoczonej wymiany energii i obiegu materii w geosystemach górskich powinno być realizowane poprzez zahamowanie przyspieszonej degradacji i eksploatacji zasobów środowiska przy pełnej świadomości, że istotną cechą życia gór jest odprowadzanie nadwyżek mas w obiegu materii. Cechy rzeźby i całego środowiska odziedziczone z przeszłości są efektem długotrwałych przemian i są nie do odbudowania w przypadku zniszczenia naturalnych powiązań przestrzennych i wyeliminowania poszczególnych ogniw obiegu materii w obrębie naturalnych systemów.

*

Pragnę wyrazić serdeczne podziękowanie dziesiątkom moich kolegów i przyjaciół, z którymi współpracowałem przez niemal 60 lat w ramach zespołów międzynarodowych i krajowych związanych z Komisją Holocenu INQUA, Komisją Paleohydrologii Kontynentalnej INQUA, Programem IGCP-158 Paleohydrologii strefy umiarkowanej, Geomorfologicznej Komisji Karpacko-Bałkańskiej, komisji geomorfologii dynamicznej Międzynarodowej Unii Geograficznej i Międzynarodowej Asocjacji Geomorfologicznej, a także kolegom tak z Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN, jak i z pokrewnych dyscyplin, z którymi zakładaliśmy stacje badawcze w Karpatach, prowadziliśmy badania ekspedycyjne w Indiach, Mongolii i na Ukrainie.

Z ich grona pragnę wymienić tych, którzy już odeszli: moich nauczycieli: prof. Mieczysława Klimaszewskiego i prof. Andrzeja Środonia, inspiratorów i żarliwych dyskutantów moich koncepcji, geologa prof. Rhodesa Fairbridge'a z Nowego Jorku, prof. Jana Dylka z Łodzi, prof. Stefana Kozarskiego z Poznania, prof. Johna Thornesa z Londynu, dr. Nikitę Chotinskiego z Moskwy, prof. Janusza Dziewańskiego, prof. Witolda Zuchewicza i prof. Tadeusza Gerlacha z Krakowa oraz moich uczniów doc. Januarego Słupika i prof. Wojciecha Froehlich.

Niniejszym praca została zrealizowana i opublikowana dzięki przyznaniu w latach 2010–2013 grantu Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego nr NN-3060399236.

Chcę w tym miejscu podziękować dyrekcji Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, w którym pracowałem od początku jego powstania, a szczególnie osobom, które pomogły w przygotowaniu pracy do druku: dr Teresie Mrozek za przetłumaczenie obszernego streszczenia na język angielski, pani Wiesławie Kobyłeckiej za przepisywanie tekstów, dr Annie Bucale za pomoc w opracowaniu materiału ilustracyjnego, dr Łukaszowi Wójcicki za przygotowanie fotografii i pani Barbarze Gnili za przepisywanie bibliografii. Dziękuję serdecznie recenzentom: prof. Piotrowi Migoniowi, prof. Teresie Madeyskiej i prof. Marii

Łanczont za uwagi tak merytoryczne, jak językowe i techniczne. Mam świadomość, że zapewne nie do wszystkich krytycznych uwag byłem w stanie się ustosunkować. Niektóre kwestie są nadal otwarte, inne wymagają dalszych badań, które mogą uczynić moją pracę bardziej wartościową

Dziękuję również mgr. Januszowi Puskarzowi za liczne poprawki i całą korektę mojego tekstu i ilustracji.

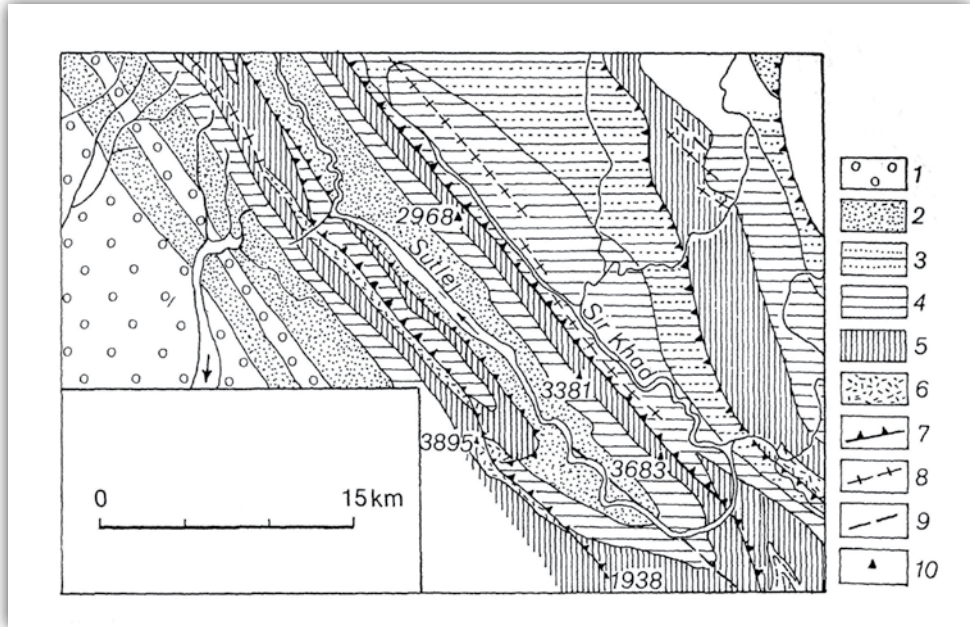
1. Paleogeograficzne korzenie rzeźby: różnowiekowość form i ich stała transformacja

1.1. Etapy ewolucji rzeźby gór i ich przedpoli

Obszary górskie różnią się nie tylko wysokością bezwzględną i względną oraz związaną z nią dojrzałością rzeźby, ale przede wszystkim stylem tektonicznym i wiekiem wypiętrzenia. Największe różnice występują między młodymi orogenami gór fałdowych, a podniesionymi zrębami w obrębie odmłodzonych struktur ze starszych orogenez.

Góry fałdowe wypiętrzone z basenów sedymentacyjnych składają się zazwyczaj ze stref kolejno podnoszonych, fałdowanych i nasuwanych w miarę nacisku płyt tektonicznych. Do starszych elementów dobudowywane są coraz młodsze strefy, zbudowane pierwotnie z niescementowanych osadów lądowych molasowych i morskich, pochodzących z degradacji już podniesionych części górotworu. W przypadku Karpat fliszowych wynurzane na pograniczu oligocenu i miocenu wały antyklinalne były od początku erodowane. Dowodem na to są występujące m.in. w ogniwach górnych warstw krośnieńskich liczne otoczaki pochodzące z warstw krośnieńskich dolnych (Opolski 1934; Alexandrowicz i in. 1963). Podobnie w utworach różnych ogniw pliocenu i czwartorzędu najmłodszych górotworów spotykamy się ze zjawiskiem redepozycji (Starkel 1978a). W brzeżnej części zachodnich Himalajów neogeńsko-czwartorzędowa seria Siwalików nadal jest nasuwana i podnoszona a równocześnie podlega degradacji, skutkiem czego postępuje wypreparowanie ogniw odpornych (ryc. 1.1). Zatem już we wczesnej fazie orogenezy mogą powstawać założenia rzeźby strukturalnej (Starkel 1965, 1978a,b).

Nasuwa się pytanie, czy w górach fałdowych istnieją warunki do powstawania i zachowania w obszarach wododziałowych powierzchni zrównań? Wydzielane były od dawna w Karpatach trzy, a nawet cztery poziomy (de Martonne 1907; Sawicki 1909; Klimaszewski 1934) – przegląd poglądów na temat genezy i wieku czterech poziomów karpackich znajdujemy w podsumowującej pracy W. Zuchewicza (2011). Najwyższe z poziomów, położone w osiowych partiach gór mają



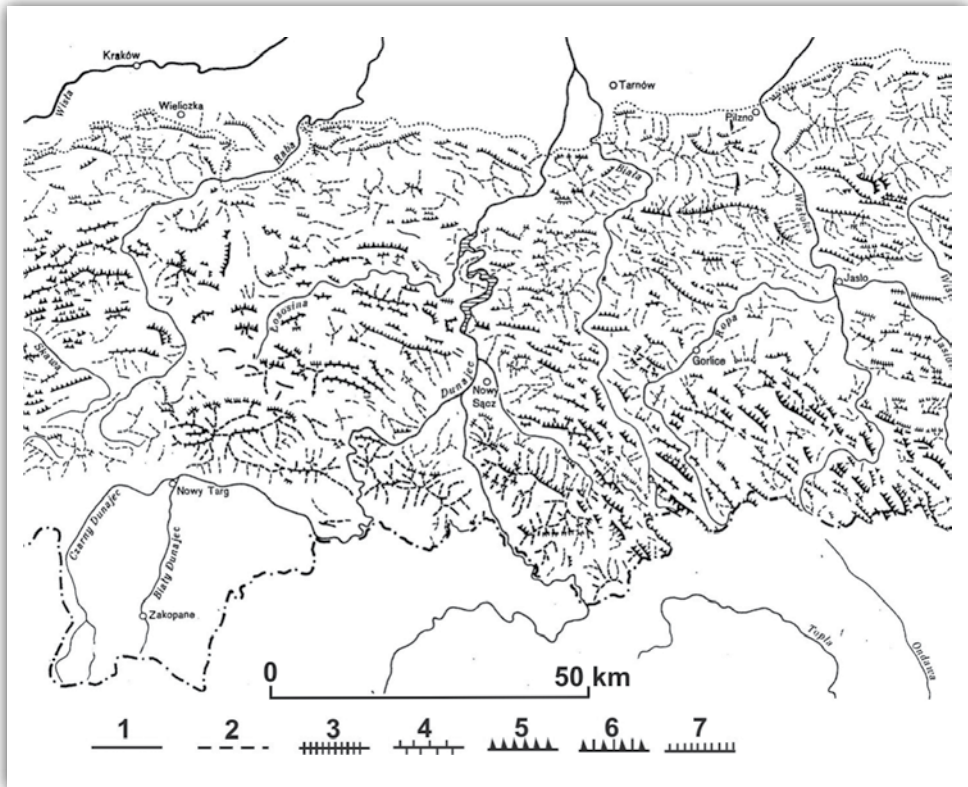
Rycina 1.1. Dostosowanie rzeźby młodych gór strefy Siwalików do odporności skał (wg Starkla 1978a w oparciu o mapę geologiczną Hazry i in. 1959)

1 - zlepieńce czwartorzędowe, 2 - piaskowce Pijaur (górne Siwaliki), 3 - zlepieńce Nagris (środkowe Siwaliki), 4 - piaskowce Nagris (mniej odporne), 5 - piaskowce Sulej, (grzbietotwórcze, bardziej odporne, dolne Siwaliki), 6 - iłółupki Nalagarh, 7 - nasunięcia, 8 - antykliny, 9 - synkliny, 10 - wysokości w stopach; 1 i 5 budują strefy grzbietowe

Figure 1.1. Adjustment of relief of young Siwalik zone to rock resistance (after Starkel 1978a based on geological map of Hazra et al. 1959)

1 - Quaternary conglomerates, 2 - Pijaur sandstones (upper Siwaliks), 3 - Nagris conglomerates (middle Siwaliks), 4 - Nagris sandstones (less resistant), 5 - ridgeforming Sulej sandstones (more resistant, lower Siwaliks), 6 - Nalagarh claystones, 7 - overthrusts, 8 - anticlines, 9 - synclines, 10 - altitudes in feet; 1 and 5 resistant rocks building main ridges

wskazywać na daleko posuniętą planację (Klimaszewski 1972; Malarz 1992), a nawet na udział morskiej abrazji (Sawicki 1909). Tymczasem należałoby oczekiwać, że w takich położeniach powinna utrzymać się rzeźba najmniej zaawansowana w rozwoju, co najwyżej rzeźba dojrzała, otoczona niższymi stopniami o charakterze poziomów piedmontowych (W. Penck 1924). Zatem spłaszczenia wierzchowi-nowe najwyższych partii Beskidów, a tym bardziej Tatr, mają inną genezę. Mogą to być albo spłaszczenia strukturalne przy małym upadzie odpornych piaskowców, np. w Beskidzie Śląskim i Żywieckim, ograniczone progami denudacyjnymi, albo też terasy krioplanacyjne o bardzo długim okresie tworzenia (Starkel 1969a,b; Zię-tara 2002).



Rycina 1.2. Grzbiety w Karpatach fliszowych – w części północnej związane ze strukturą, w południowej młode, nie nawiązujące do struktury (wg Starkla 1972c,d)

Typy grzbietów: 1 – twarżcielcowe bez związku z tektoniką, 2 – bez związku ze strukturą, 3 – antyklinalne, 4 – synklinalne, 5 – monoklinalne, 6 – monoklinalne ze stokiem kuesty, 7 – progi strukturalne (kuesty); gruba linia – wyższe grzbiety, cieńsza linia – garby pogórskie

Figure 1.2. Ridges in the Carpathians – in the northern part structure controlled, in the southern young, not related to structure (after Starkel 1972c,d)

Types of ridges: 1 – structure controlled but not related to tectonics, 2 – not controlled by structure, 3 – anticlinal, 4 – synclinal, 5 – monoclinal, 6 – monoclinal with cuesta-like slope, 7 – cuestas; thick line – higher ridges, indicate line – foothills

Podnoszenie masywów górskich bywa zróżnicowane przestrzennie i odbywa się zazwyczaj etapami, a o różnej dojrzałości rzeźby świadczą zwłaszcza relacje form do odporności skał. Karpaty fliszowe, będące młodym górotworem, dostarczają przykładów istnienia obok siebie dojrzałych krajobrazów i efektów młodych ruchów dźwigających wąskie strefy w postaci wyniesień antyklinalnych lub bloków zrębów. Są one zapisane w jednym obszarze w dopasowaniu grzbietów i obniżen do odporności skał, a w sąsiednim w pogłębianiu dolin i obecności cokołów skalnych w terasach (Starkel 1969b,c; Zuchiewicz 1995, 2010).



Fotografia 1.1. Monoklinalne grzbiety u czoła płaszczowiny magurskiej w Beskidzie Niskim. Podnóża w poziomie 100 m nad dna dolin, na mniej odpornych warstwach, obniżone przez procesy peryglacjalne w plejstocenie

Photo 1.1. Monoclinal ridges at the front of Magura overthrust in the Beskid Niski. On the less resistant beds 100 m above river channel, level was developed, later lowered by periglacial processes in the Pleistocene

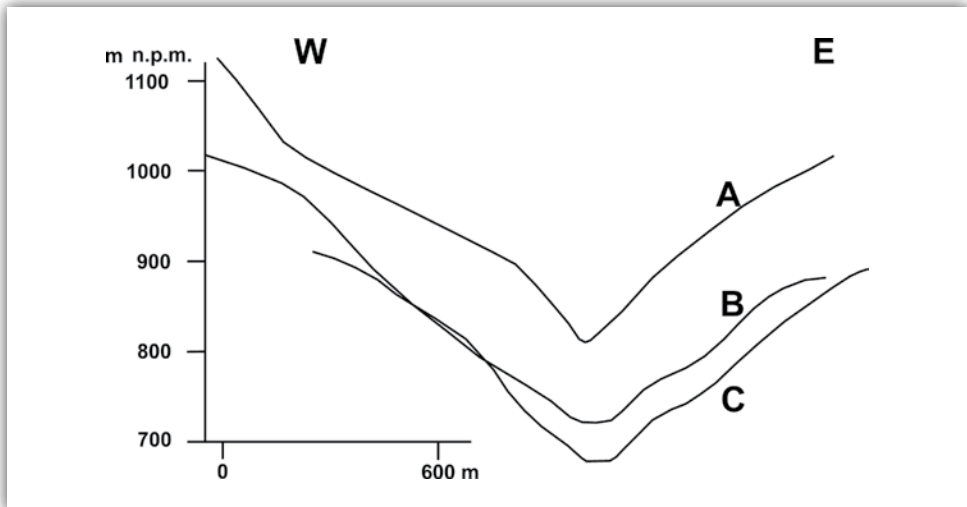
Takie kontrasty prezentują sąsiadujące ze sobą Beskid Wyspowy i Beskid Sądecki z Gorcami (Starkel 1976b; ryc. 1.2). Beskid Wyspowy tworzą odizolowane inwersyjne lub monoklinalne grzbiety (wysokości 900–1100 m n.p.m.) zbudowane z odpornych piaskowców magurskich, wznoszące się 400–600 m nad obniżeniami wyciętymi w małoodpornych ogniwach fliszu o rzeźbie niskich pogórzy lub długich, łagodnych podnóży (fot. 1.1). Niektóre grzbiety Beskidu Wyspowego i Niskiego odtwarzają złożone struktury nasunięć tektonicznych i przesuniętych grawitacyjnie bloków ograniczonych uskokami, zbudowanych z odpornych piaskowców u czoła płaszczowiny magurskiej (Jankowski, Margielewski 2012). W dnach dolin o wyrównanych spadkach koryt leżą miększe pokrywy soliflukcyjne i aluwialne. Jest to rzeźba dojrzała, dopasowana do odporności (Starkel 1976b).

Beskid Sądecki wraz z Gorcami (wys. 1100–1300 m n.p.m.) przecinają przełomami antecendentnymi doliny Dunajca i Popradu wcięte w skałę do 600–700 m, wraz z dopływami gęsto rozczłonkowującymi szeroki wał górski. Podobny charakter ma



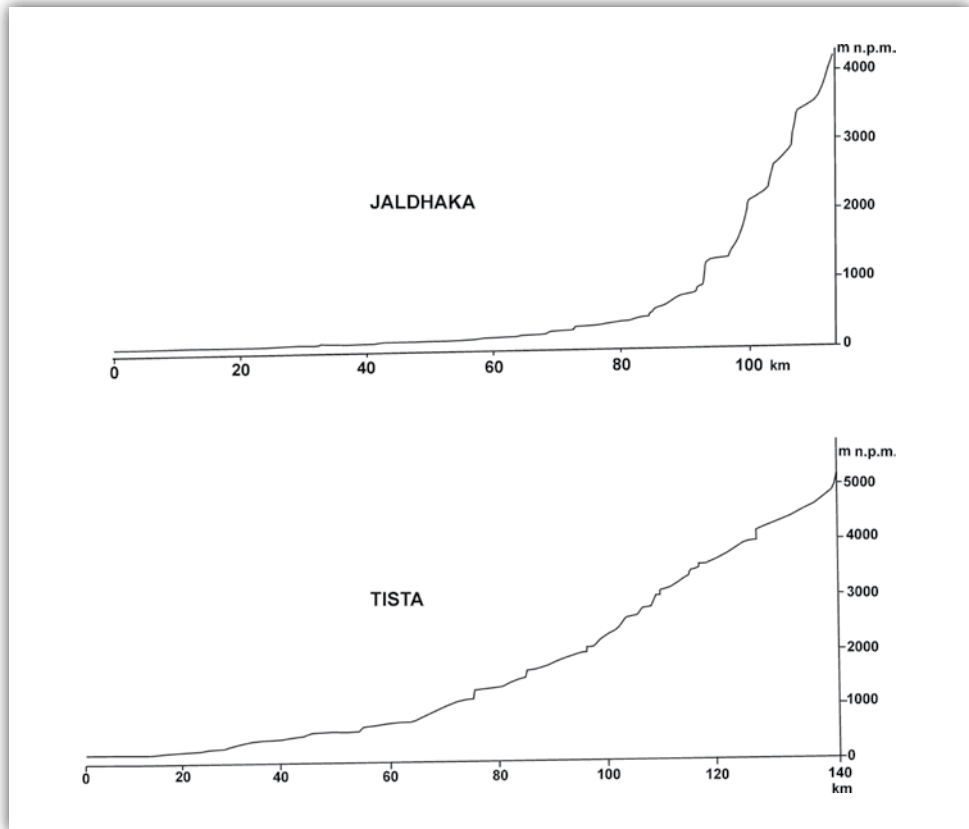
Fotografia 1.2. Młoda rzeźba górskie Karpat Rumuńskich i antecedyntny przełom rzeki Aluty

Photo 1.2. Young mountain relief of Romanian Carpathians and antecedent gap of the Olt river



Rycina 1.3. Przekroje poprzeczne młodej doliny potoku Jamne w Górcach w górnym (A) i dolnym (C) odcinku wyciętej w bardziej odpornych piaskowcach, zaś w odcinku środkowym (B) w mniej odpornych łupkach i piaskowcach

Figure 1.3. Cross-sections of young valley of Jamne creek in Gorce mountains cut in upper (A) and lower (C) section in more resistant sandstones and in middle section (B) in less resistant shales and sandstones

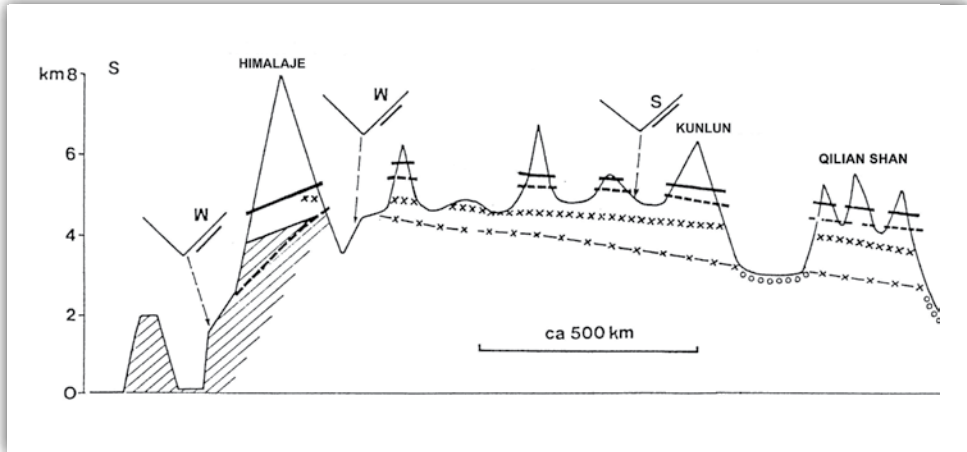


Rycina 1.4. Profile podłużne koryt dużych rzek himalajskich z licznymi progami wskazującymi na etapy odmładzania – Tisty mającej źródła w głównym grzbiecie i Jaldhaki mającej źródła w niższych pasmach nieobjętych zlodowaceniem (wg monografii dorzecza Tisty, Mukhopadhyay 1982)

Figure 1.4. Longitudinal profiles of channels of great Himalayan rivers with several steps indicating stages of rejuvenation: of Tista river with headwaters in main Himalayan range and of Jaldhaka river with headwaters in lower ranges not occupied by glaciers (after monograph of Tista catchment by Mukhopadhyay 1982)

przełom Aluty w Karpatach Rumuńskich (fot. 1.2). Sieć grzbietów o stromych stokach nie wykazuje wyraźnych związków z odpornością skał. Doliny boczne o niewyrównanych spadkach są często zawieszane nad dolinami wyższego rzędu (por. Forma, Zuchiewicz 2002). Większość grzbietów ma wąskie osie i wypukłe stoki, chociaż w dolinach przecinających mniej odporne warstwy denudacja czwartorzędowa zdążyła wymodelować profile wypukło-wklęsłe (ryc. 1.3).

Inaczej przebiega ewolucja masywów górskich podnoszonych wzdłuż uskoków. Zrąb górski lub krawędź płyty kontynentalnej rozczłonkowane są od



Rycina 1.5. Piętra morfoklimatyczne łańcuchów górskich Himalajów i Tybetu (wg Starkla 1998a)

Objaśnienie sygnatur patrz ryc. 3.2 (s. 150)

Figure 1.5. Morphoclimatic vertical zones of the Himalayan and Tibetan ranges (after Starkel 1998a)

Explanation of signatures see fig. 3.2 (p. 150)

brzegu i wówczas w części centralnej mogą zachować się ślady późnodojrzałej rzeźby sprzed wydzwignięcia zrębu i resztki zwietrzelin (Starkel 1978b, 1999a; Starkel i in. 2002). Etapowe podnoszenie np. wyżyny Meghalaży czy Himalajów powoduje również etapowe rozcinanie dolin, zapisane w schodowych profilach podłużnych koryt rzecznych (ryc. 1.4).

Wielkość podniesienia odgrywa również istotną rolę. W efekcie czwartorzędowego wyniesienia wielkości 2 km lub więcej stary krajobraz znalazł się w innym piętrze klimatycznym (kriogenicznym, a nawet glacialnym), np. płaskowyż Wyżyny Tybetańskiej, a także co najmniej w strefie częstych wahań klimatu i granic z tym związanych, jak górna granica lasu czy granica wieloletniej zmarzliny i granica śniegu (ryc. 1.5).

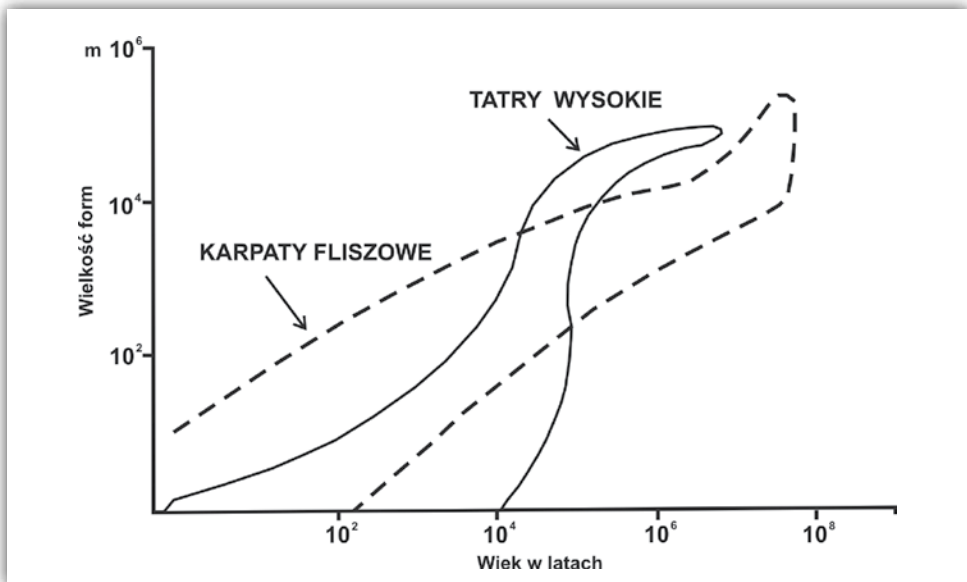
Przykładem rzeźby uwarunkowanej zróżnicowanym wydzwignięciem różnych części gór zrębowych mogą być Sudety. Stara odziedziczona rzeźba znalazła się na różnej wysokości. W obniżonej tektonicznie Kotlinie Jeleniogórskiej zachowała się pierwotna rzeźba z resztkami trzeciorzędowych pokryw zwietrzelinowych. Natomiast wysoko wydzwignięte Karkonosze uległy znacznemu przekształceniu w czwartorzędzie w wyniku przesunięcia w wyższe piętro krioniwalne (Migoń 2011).

Równocześnie przedpola gór jak i kotlin śródgórskich są najczęściej strefą subsydencji i depozycji osadów pochodzących z denudacji gór. Skala tej depozycji zależy od wysokości otaczających masywów górskich, odporności budujących

je skał, warunków klimatycznych, jak też późniejszej działalności tektonicznej. Subsydencja w okresie neogenu w rowie przedgórskim Himalajów może przekraczać nawet 10 km, korelując z wysokością otaczających gór (Iwata 1987; Selby 1988; Valdiya 1998).

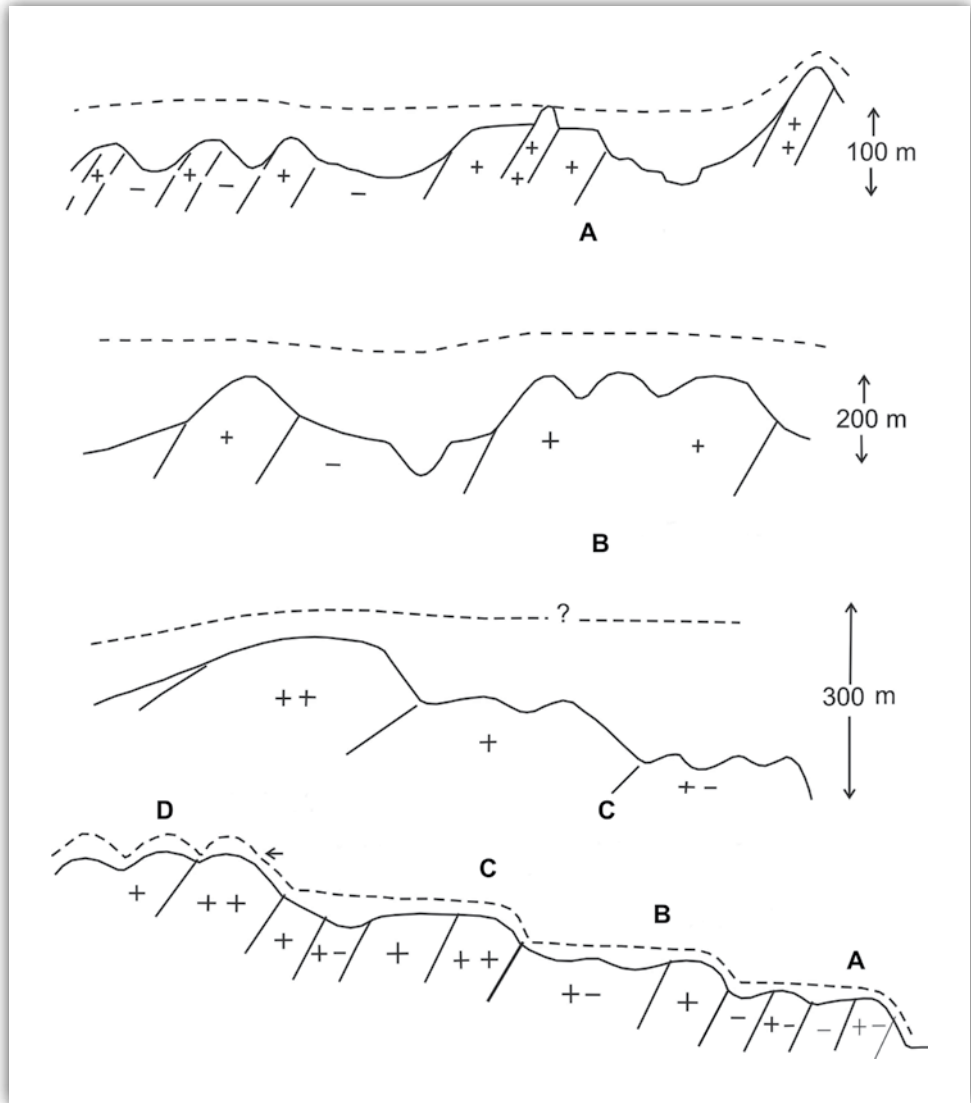
1.2. Nieustanne przystosowywanie się rzeźby do zmieniających się warunków klimatycznych

Raz powstałe formy, jak zrównania, stoki i ich podnóża, zainicjowane w neogenie czy nawet w paleogenie (o czym świadczą resztki pokryw zwietrzelinowych z okresu o innym od współczesnego klimacie, np. subtropikalnym, śródziemnomorskim) ulegały w czasie następnych milionów lat różnym przekształceniom, które wycisnęły na nich piętno. Przekształcenia te mogły być efektem zarówno zmian klimatu, jak podnoszenia tektonicznego. Świadomość faktu, że rzeźba nie rozwijała się nigdy „pod kloszem” jest istotna, szczególnie gdy wykonujemy kartowanie geomorfologiczne (realnie istniejących form) i znajdujemy w sytuacjach niszowych resztki trzeciorzędowych zwietrzelin. Systemy górskie są najbardziej niestabilne i stale ulegają przekształceniom (Phillips 1996). Adaptacja do zmieniających się warunków przebiega równocześnie w różnych piętrach morfogenetycznych gór.



Rycina 1.6. Wielkość form różnego wieku w polskich Karpatach: w Tatrach Wysokich i niższych Karpatach fliszowych (wg Starkla 1992b)

Figure 1.6. Size of forms of different age in Polish Carpathians: in High Tatra and lower flysch Carpathians (after Starkel 1992b)

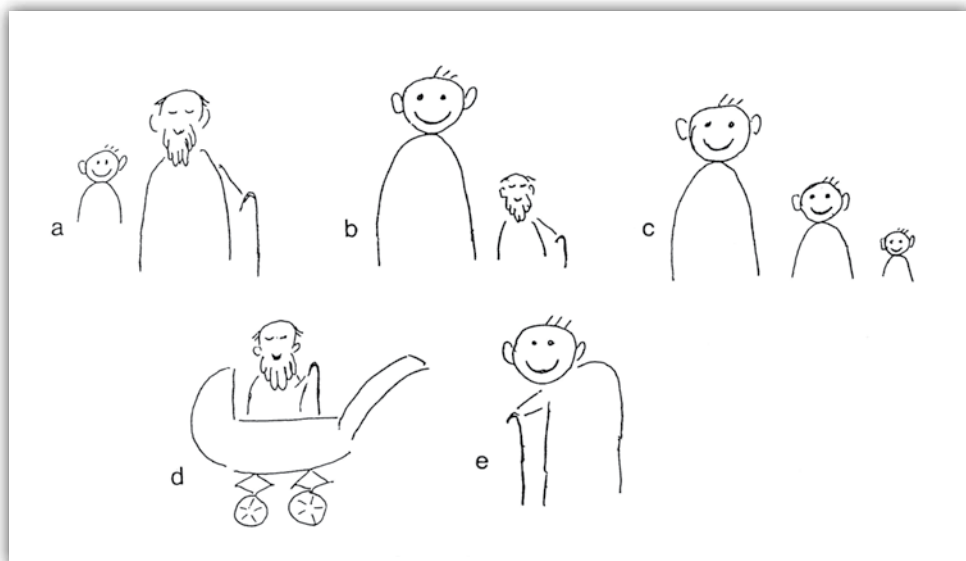


Rycina 1.7. Stosunek trzech poziomów i ich zachowania we fliszowych Karpatach do litologii (głównie odporności skał)

1 - współczesna rzeźba (linia ciągła) i pierwotny poziom (linia przerywana), 2-5 - odporność skał (2 - bardzo odporne, 3 - odporne, 4 -średnio odporne, 5 - mało odporne), 6 - terasy krioplanacyjne, 7 - aluwia zachowane tylko na bardzo odpornych piaskowcach. Znaki + i - wskazują na różną odporność serii skalnych: A - poziom przydolinny, B - poziom pogórski, C - poziom śródgórski, D - beskidzki? krioplanacyjny?

Figure 1.7. Relation of three main levels and their preservation to lithology (mainly rock resistance) in the flysch Carpathians

1 - present-day relief (continuous line) and primary flat level (dashed line), 2-5 - resistance of rocks (2 - very resistant, 3 - resistant, 4 - medium resistant, 5 - low resistant), 6 - cryoplanation terrace, 7 - alluvia preserved only on very resistant sandstones. + and - signature indicate various resistance of bedrock; levels: A - valley level, B - submontane level, C - intermontane level, D - beskidian? cryoplanation level?



Rycina 1.8. Odchylenia od prawidłowości w relacjach między wielkością form i stadiami ewolucji form rzeźby (wg Starkla 1999a)

a – starsze formy większe od młodych, b – młode formy większe od starszych, c – wszystkie generacje form młode, d – rzeźba dojrzała od narodzin, e – rzeźba o cechach młodości aż do późnej dojrzałości

Figure 1.8. Deviations from regularities in relations between size of forms and stages of evolution of existing landforms (after Starkel 1999a)

a – older forms greater, b – younger forms greater, c – whole relief young, d – relief mature from birthday, e – relief young till late maturity

Równoległym problemem, na który należy zwrócić uwagę jest relacja między wielkością form rzeźby a ich wiekiem (Brunsden 1990, 1996; Starkel 1992b, 1999a; ryc. 1.6). Na ogół w dojrzałych krajobrazach górskich, które nie podlegały w epokach późniejszych istotnym transformacjom tektonicznym, formy większe są formami starszymi, które zachowały się dzięki większej odporności skał podłoża. Natomiast formy mniejsze będące często elementami form większych (np. dna dolin i zbocza) przekształcane są łatwiej i nabierają tym bardziej cech młodszych okresów, im na mniej odpornych skałach się rozwijają (ryc. 1.7). Dlatego duże formy zarówno wypiętrzonych antyklin, zrębów, jak też rozległe zrównania egzaracji glacialnej czy też krioplanacyjne właśnie dzięki swej wielkości i odporności podłoża są na tyle czytelne, że mogą być rekonstruowane we współczesnym krajobrazie, aczkolwiek składają się dziś z elementów niższego rzędu, młodszych, które spełniają niekiedy funkcję tylko makijażu.

Jednakże relacje między wielkością (rzędem) form a ich wiekiem nie są proste i od powyższej prawidłowości są różne odchylenia (Starkel 1999a; ryc. 1.8).

1. Większe formy mogą być młodsze niż zespoły mniejszych form. Dotyczy to obszarów wyżynnych o urozmaiconej rzeźbie rozczłonkowanych przez

aktywne linie uskoku, czego przykładem może być wyżyna Meghalaja, od południa obciążona aktywnym progiem uskoku Dawki o wysokości około 1000 m (Starkel i Singh, 2004) i góry zrębowe Kalifornii ze znanym uskokiem San Andreas (Crowell 1979). Podobnie stare formy dolinne zostały włączone w struktury neotektoniczne peruwiańskich Andów (Thouret i in. 2005).

2. Cały krajobraz składa się z młodych form. Są to obszary intensywnie podnoszone w brzeżnej części łańcuchów strefy alpejskiej, zbudowane z mało odpornych, nieskonsolidowanych osadów neogeńskich i czwartorzędowych. Do nich należą brzeżne części Apeninów (Moretti, Rudolphi 2000) i Subkarpaty Rumuńskie (Grumazescu 1961; Starkel 1978a). Szczególną rolę w tych obszarach odgrywają zdarzenia ekstremalne genezy klimatycznej (gwałtowne ulewy), jak też tektonicznej (trzęsienia ziemi), które są w stanie drastycznie przekształcać formy zarówno dolinne, jak i międziodolne.
3. Krajobrazy górskie i wyżynne odziedziczone ze starszego trzeciorzędu, a nawet ery mezozoicznej, zbudowane ze skał bardzo odpornych w obrębie starych tarcz kontynentalnych. Przykładem są góry centralnej Australii, w których zarówno duże formy wyniesień, jak i wycięte w ich obrębie formy dolinne, a nawet twarde formy skalne należą do inwentarza krajobrazów odległych epok geologicznych (Douglas 1976).

Adaptacja rzeźby do zmieniających się warunków przebiega rozmaicie, zależnie od różnego rytmu zmian klimatycznych (głównie w czwartorzędzie) w poszczególnych piętrach wysokościowych gór.

W najwyższych piętrach gór znajdujących się ponad granicą wiecznego śniegu występują zarówno grzbiety oddzielające kary lodowcowe, będące pozostałością źródłowych zamknięć dolin erozyjnych, jak też powierzchnie fieldowe powszechne w Skandynawii, które są pozostałością starych trzeciorzędowych zrównań. Rzeźba rozległych karów i żłobów lodowcowych w dolinach alpejskich, a także tatrzańskich, jest efektem powtarzających się cykli glacialno-peryglacialnych w czwartorzędzie, prowadzących do pogłębiania i poszerzania tych form (Klimaszewski 1987). Niezmiernie istotnym, a niedocenionym jest czas trwania okresów erozji glacialnej i morfogenezy peryglacialnej. W niższych wysokościowych położeniach piętra alpejskiego, np. gór Godeanu w Karpatach Rumuńskich (Niculescu 1965) czy masywu Witoszy w Bułgarii (Georgijew 1965), słabo rozwinięte kary lodowcowe są efektem krótszego czasu zalegania lodowców niż w sąsiednich, wyższych o kilkaset metrów pasmach Tatr, Retezatu, Riły czy Pirinu (Głownia 1962; Popow 1964; Klimaszewski 1966; Starkel 1969c). O roli czasu najlepiej pouczają znikome ślady zalegania czasy lądolodu na górach Szkocji w krótkiej kilkusetletniej fazie Loch Lomond (odpowiadającej ochłodzeniu młodszego dryasu), która zaznaczała się

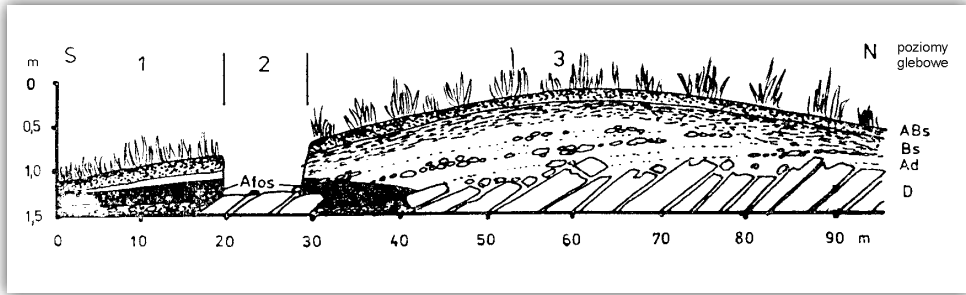


Fotografia 1.3. Terasy krioplanacyjne na grzbietach południowej części Changaju wzniesionych 2800–3100 m n.p.m.

Photo 1.3. Cryoplanation terraces over ridges of southern part of Khangai Mts. raising 2800–3100 m a.s.l.

słabą egzarcją na stokach, a o zasięgu lodów świadczy jedynie niewyraźny nasyp-wał głazów eratycznych, biegnący niekiedy w poprzek stoków jako delikatny ornament (Clapperton, Sugden 1977; Gray, Love 1977).

Innym przykładem roli czasu w transformacji form grzbietowych są terasy krioplanacyjne. W centralnej Mongolii na grzbietach Changaju, wydzwigniętych do 3000–3500 m n.p.m., występują piętrowo ułożone wielometrowej wysokości skalne klify i szerokie półki pokryte rozetami głazów o średnicy do 1–1,5 m (fot. 1.3), świadczące o długotrwałym modelowaniu przez procesy zmarzlinowe w warunkach ciągłego zwiewania pokrywy śnieżnej (Kowalkowski i in. 1977; Pękala, Ziętara 1980a). Terasy te nadal rozwijają się, ale niewątpliwie powstawały w długich okresach zimnych plejstocenu. Kontrastują z nimi słabo rozwinięte i nieczynne dziś listwy teras krioplanacyjnych (ryc. 1.9), występujące zarówno w niższych piętrach Changaju na wysokości 2500–2800 m n.p.m. (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1993; ryc. 3.34, s. 190), jak i w Karpatach na Babiej Górze powyżej współczesnej górnej granicy lasu na wysokości ponad 1450 m n.p.m. (Ziętara 2002a), a także spotykane we współczesnym piętrze leśnym już od wysokości 1000–1200 m n.p.m., między innymi w Sudetach (Czudek 2005). Czas ich modelowania ograniczał się w ostatnim glacie prawdopodobnie do kilku-, kilkunastu tysięcy lat (Starkel 1968).



Rycina 1.9. Profil nieczynnego kriopedymentu w dolinie Tsagan-Turutuin gol w górach Changaj (wg Kowalkowskiego i in. 1977)

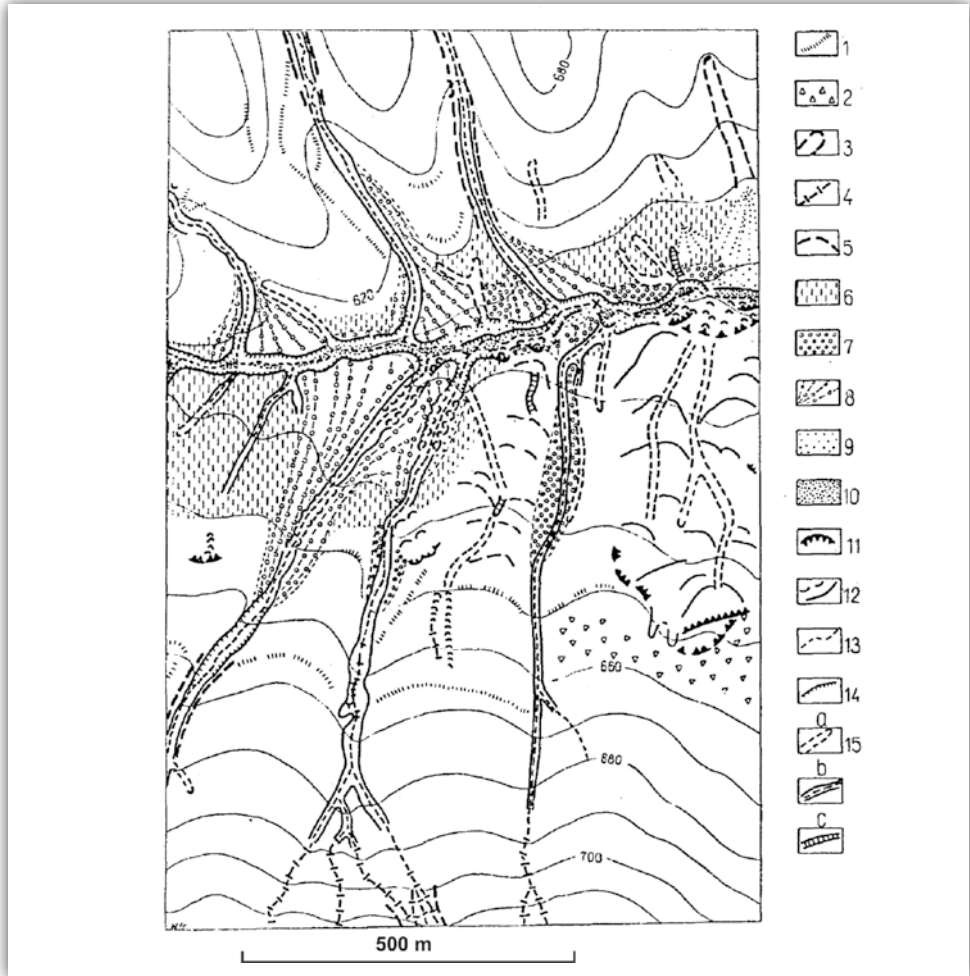
1 – parakasztanowa gleba rozwinięta na kopalnej glebie kasztanowej (Afos), 2 – rynna erozyjna docięta do granitowej powierzchni skalnej, 3 – współczesne deluwia przekształcone w glebę parakasztanową

Figure 1.9. Profile of fossilized cryopediment in the Tsagan-Turutuin gol in the Khangai Mts. (after Kowalkowski et al. 1977)

1 – para-chestnut soil developed on the fossil chestnut soil (Afos), 2 – erosional notch cut to granitic rocky surface, 3 – contemporaneous deluvia transformed in para-chestnut soil

Inna adaptacja rzeźby ma miejsce w piętrze leśnym na stokach odziedziczonych z okresów zimnych. Są to zarówno zalesione dziś beskidzkie gołoborza, jak i leżące u podnóży stoków równiny akumulacji soliflukcyjnej, na których rozwinęły się późnoglacialne gleby (Kowalkowski 1990), a same powierzchnie stoków prze-modelowane są przez holocenijskie osuwiska (Starkel 1960a; ryc. 1.10). Postępująco wymiennie w plejstocenie fazy działalności mrozu i ługowania (w okresach ciepłych) prowadzą do stopniowego obniżania powierzchni stoków. Świadczy o tym obniżanie sięgające 10 m w jednym piętrze zimnym (Starkel 1965) są sterczące tak ze stoków, jak i spłaszczeń grzbietowych Karpat fliszowych formy skalne, oraz znaczne miąższości pokryw soliflukcyjnych. W pokrywach stokowych bywają niekiedy zapisane również krótsze fazy klimatyczne w postaci naprzemianległych warstw soliflukcyjnych i deluwialnych (Klimaszewski i in. 1939; Dziewański, Starkel 1967).

Efektom tych rytmicznych zmian jest transformacja staroczwartorzędowych powierzchni piedmontowych (tzw. *poriećnej úrovni* – Mazur 1963), wznoszących się do 80–100 m nad współczesne koryta rzek w Karpatach fliszowych, zapewne pierwotnie bardziej rozległych, w kriopedymenty przechodzące niekiedy u podnóży w akumulacyjne glacis, zbudowane po części z deluwii i koluwiów, zalegających się z aluwiami wyścielającymi dna dolin (Starkel 1960b, 1965; Klimaszewski 1971b; ryc. 1.10). Podobnej transformacji uległy kriopedymenty u podnóży stoków Changaju (Kowalkowski, Starkel 1984; ryc. 1.9). W klimatach tropikalnych – wilgotnych jest inaczej. Głębokie wietrzenie skał prowadzi po wypiętrzeniu i degradacji zwietrzelin do odsłonięcia powierzchni niezwiertzałej skały, niekiedy



Rycina 1.10. Rzeźba części obniżenia Gruszowca w Beskidzie Wyspowym wyściełonego pokrywami peryglacialnymi, częściowo przekształcona przez osuwiska (Starkel 1960b)

1 - stare krawędzie denudacyjne, 2 - pokrywy rumoszowe (zarośnięte), 3 - peryglacialne dolinki nieckowate, 4 - kamieniste żleby z ciekami wodnymi, 5 - stare progi osuwiskowe, 6 - soliflukcyjne równiny u podnóży stoków, 7 - terasa fluwialna z ostatniego glaciału, 8 - stożki aluwialne późnoglacialne, 9 - wyższa terasa holocenińska, 10 - niższa terasa, 11 - nisza osuwiskowa, 12 - jezór osuwiskowy, 13 - koryto potoku, 14 - krawędź terasy, 15 - małe dolinki holoceniskie: a - nieckowata, b - wcioty z korytem, c - parów

Figure 1.10. Morphology of part of Gruszowiec depression in the Island Beskid, filled by periglacial deposits, partly transformed by landslides (after Starkel 1960b)

1 - old denudational edges, 2 - debris fields, 3 - through-like periglacial valleys, 4 - stony chutes with small streams, 5 - old landslide ramparts, 6 - solifluction plains at the base of slopes, 7 - terrace from last cold stage, 8 - lateglacial alluvial fans, 9 - higher Holocene terrace, 10 - lower terrace, 11 - landslide niche, 12 - landslide tongue, 13 - stream channel, 14 - Holocene edge, 15 - Holocene small valleys: a - trough, b - gully with channel, c - flat-floor valley



Fotografia 1.4. Głęboko zwietrzały granit Myllem z trzonami bryłowymi na wyżynie Meghalaja

Photo 1.4. Deeply weathered Myllem granite with corestones on the Meghalaya Plateau

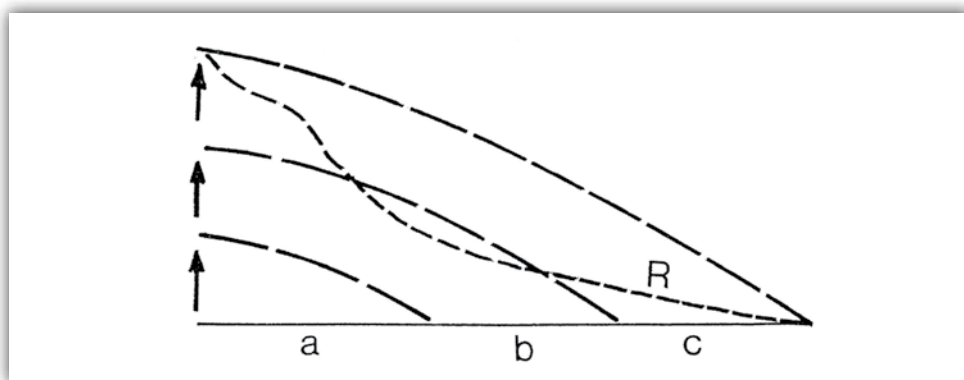
równoległej do pierwotnej powierzchni (*doppelte Verebnungsfläche*, Büdel 1977). Na granitach są to stoki zasłane blokami typu *corestones* – trzonów bryłowych (fot. 1.4). Czynnikiem odprowadzającym może być również egzaracja lądolodu, która pozostawia ponad płaskimi powierzchniami tarczy Fennoskandii jedynie odizolowane twarde ostańce tunturi (Koutaniemi 1979).

1.3. Współistnienie różnowiekowych form – rola struktury górotworów

W obszarach górskich spotykamy obok siebie formy, które powstały w różnych okresach czasu, a równocześnie wśród młodszych form niekiedy uchowały się cechy pierwotne. W górach stwierdza się szereg prawidłowości w ich układzie przestrzennym. Jedną z nich jest układ piętrowy form – przyjmuje się, że im wyżej położone, tym ich założenia bywają na ogół starsze. Jest to odbiciem etapowego podnoszenia i rozcinania masywu górskiego. Najlepiej rejestrują to piętrowo ułożone terasy rzeczne. Druga prawidłowość wiąże się również z historią

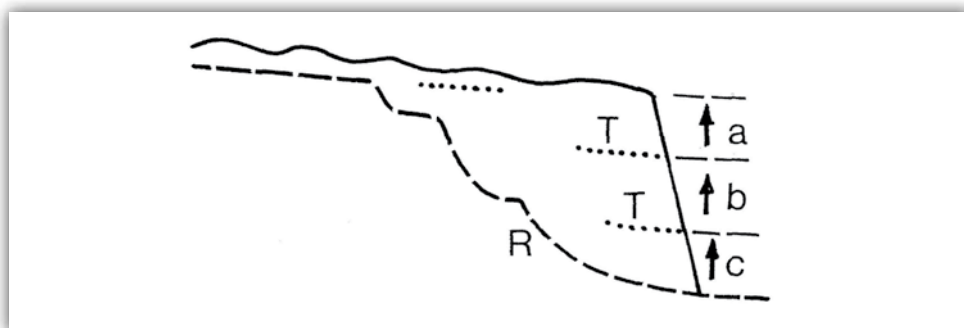
młodych łańcuchów górskich, których centralna część była zazwyczaj najwcześniej podnoszona. W etapach późniejszych podnoszenie, a za nim rozcinanie obejmuje strefy coraz bardziej zewnętrzne. Strefy wewnętrzne przekształcane są przez ruchy blokowe wzdłuż uskoków lub wielkopromiennych fałdów. Dlatego w centralnych częściach gór możemy oczekiwać form pochodzących ze starszych faz rozwojowych (Starkel 1999a; ryc. 1.11).

Jeśli natomiast wynoszony jest wielki masyw górski wzdłuż uskoków, wówczas rozczłonkowanie dolinami postępuje od części brzeżnej (przyuskokowej), co wyraźnie zaznacza się np. na krawędzi Ghatów Zachodnich w Indiach, w Alatau Gobijskim lub też w pobliżu uskoku Dawki na południowej krawędzi wyżyny Meghałaja (ryc. 1.12). Nie tylko spadki w przykrawędziowych częściach dolin, ale i dojrzewanie całego krajobrazu oraz nachylenia stoków są mniejsze. Obszary źró-



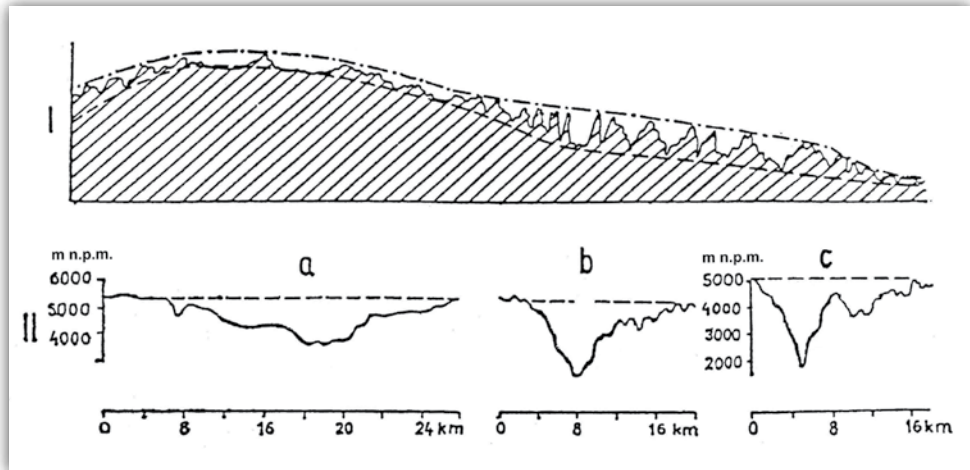
Rycina 1.11. Etapy podnoszenia młodego łańcucha górskiego (a, b, c) odzwierciedlone w profilu podłużnym koryta rzeczno (R)

Figure 1.11. Phases of uplifting of young mountains chain (a, b, c) reflected in longitudinal profile of river channel (R)



Rycina 1.12. Etapy podnoszenia górskiego zrębu (a, b, c) i rozcinanie jego krawędzi odzwierciedlone w schodowym profilu podłużnym koryta rzeki

Figure 1.12. Phases of uplifting of mountains horst (a, b, c) and dissection of its scarp, reflected in the staircase longitudinal profile of river channel



Rycina 1.13. Odmłodzenie łańcucha Pamiru w neogenie i czwartorzędzie (wg Kostienki 1962)

I – schematyczny przekrój Pamiru wskazujący różną głębokość dolin w części centralnej i marginalnej gór, II – przekroje poprzeczne dolin: a) w części centralnej (dolina Aletshur), b) głęboka dolina Gunt na granicy wyższej części, c) głęboka dolina Pandź w odcinku dolnym

Figure 1.13. Rejuvenation of Pamir in Neogene and Quaternary (after Kostienko 1962)

I – schematic section of Pamir range showing different depth of valleys in central and in marginal zone, II – transversal sections of river valleys: a) in central zone (valley Aletshur), b) deep Gunt valley at border between higher and lower part, c) deep Pandsh valley in lower zone

dłowe w głębi gór są rozcinane z opóźnieniem i tu dłużej zachowywane są krajobrazy odziedziczone, często niedojrzałe (Kostienko 1962; ryc. 1.13).

Przyczyną największych kontrastów w rzeźbie gór obok młodej tektoniki są różnice w odporności skał, co dla Sudetów dobitnie wykazali A. Placek (2011) i P. Migoń (2011). W skrajnych przypadkach zachowały się nawet wypreparowane elementy krajobrazów założonych przed wieloma milionami lat. I na odwrót, przy małej odporności skał dochodzi do stałego odnawiania form (Starkel 1978a, 1987d). Rozległe powierzchnie denudacyjne, jak zauważyła A. Placek (2011), najłatwiej rozwinęły się na skałach małoodpornych, nie zróżnicowanych w obrębie jednego kompleksu skał. Czytelny zapis w rzeźbie mają jedynie formy współcześnie panującej dziedziny morfogenetycznej lub co najwyżej poprzedzającego okresu, np. na terenie środkowoeuropejskich średniogórzy ostatniej morfogenezy peryglacialnej. Dopasowanie form rzeźby do różnej odporności skał wymaga jednak czasu. Dlatego tak wyraziście prezentują się formy grzbietów i dolin pustynnej, centralnej Australii, sięgające ery mezozoicznej w swoim nieustannie kontynentalnym rozwoju (King 1953). A równocześnie w aktualnie podnoszonych częściach wschodnich Himalajów lub w odmładzanych pasmach Beskidów (Beskid Sądecki) z trudem

możemy doszukiwać się związku przebiegu grzbietów z różnej odporności ogniwami sfałdowanego fliszu czy skał metamorficznych.

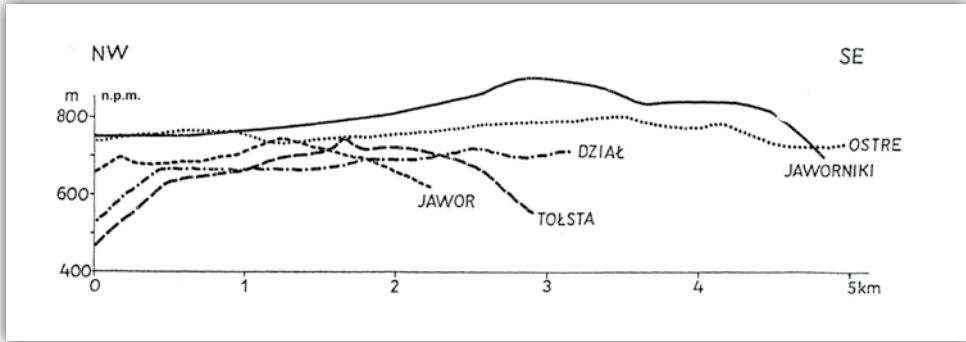
Rola odporności dobitnie manifestuje się w najlepiej mi znanych Karpatach fliszowych, z których mogłem zaczerpnąć wiele przykładów (Starkel 1969b,c; Henkiel 1977). Najnowsze podsumowanie stanu badań nad wiekiem i genezą czterech wyróżnianych dotąd poziomów (Zuchiewicz 2010, 2011) uwzględnia wyniki badań metodą trakową na apatytach (Kovač i in. 1994; Baumgart-Kotarba, Kral 2002; Oszczytko i in. 2005; Danišik i in. 2008). Wszystkie tzw. poziomy zrównań w Karpatach są młodsze od 7 mln lat (ryc. 1.7). Poziom śródgórski został powiązany z pontem (5–4 mln lat), poziom pogórski z dakiem (około 3 mln lat) a przydołkowy z romanem–wczesnym czwartorzędem (około 2 mln lat).

Najwyższy tzw. poziom beskidzki, wyróżniany jeszcze przez L. Sawickiego (1909) występuje w partiach wierzchowinowych wyniesionych do 800–1200 m n.p.m. w obrębie grup górskich zbudowanych przeważnie z płasko ułożonych odpornych piaskowców. Te szerokie spłaszczone grzbiety są zatem uwarunkowane strukturą, litologią i często noszą też ślady zrównywania przez krioplanację. Były one przyjmowane za resztki niemal idealnej penepłeny. Taka powierzchnia nie miała jednak szans powstania w strefie wododzielnej w okresie aktywnej orogenezy (por. Starkel 1975a). Ta opinia była również ostatnio popierana przez W. Zuchewicza (2011).



Fotografia 1.5. Poziom pogórski rozwinięty na Pogórze Dynowskim w Karpatach fliszowych z 100–150 m wyżej wzniesionymi twarzielcowymi grzbietami

Photo 1.5. The foothill level developer on the Dynow Foothills in the flysch Carpathians with 100–150 m higher rising structure controlled ridges



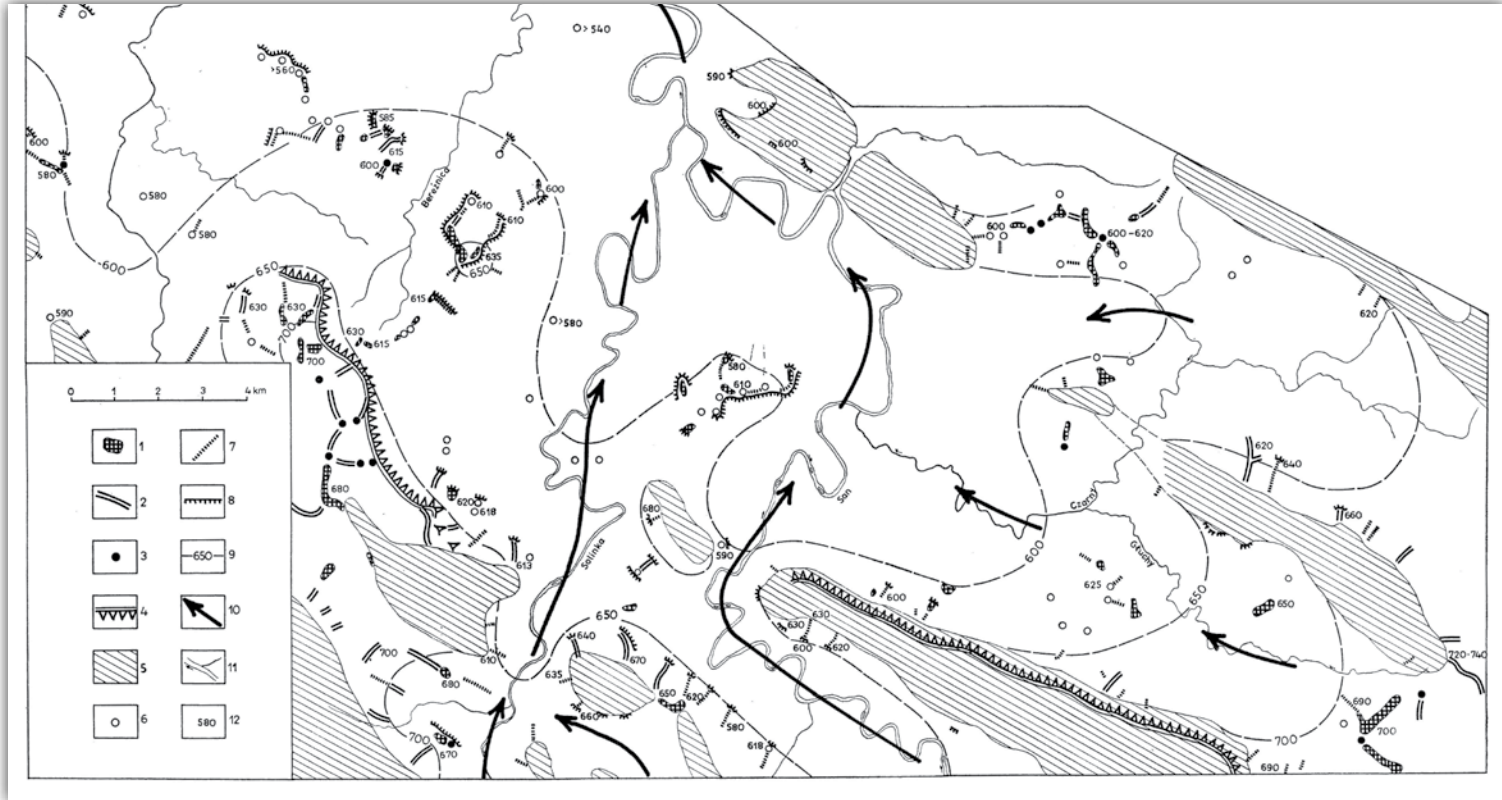
Rycina 1.14. Profile podłużne twarżielcowych grzbietów wschodniej części polskich Karpat – ich wyrównana wysokość jest prawdopodobnie śladem poziomu śródgórskiego wysokości względnej około 300 m (Starkel 1965)

Figure 1.14. Longitudinal profiles of structure controlled ridges in eastern part of Polish Carpathians – their flattened elevation is probably reflecting the remains of intramontaneous level rising about 300 m above river beds (Starkel 1965)

Na bardziej odpornych ogniwach fliszu zachowały się fragmenty poziomu śródgórskiego (Klimaszewski 1934, 1965, 1972) wznoszącego się 250–400 m (i więcej) powyżej koryt rzek. W przypadku szerokich grzbietów zbudowanych z łagodnie zapadających piaskowców godulskich, istebniańskich lub innych są to resztki późno-dojrzałej rzeźby rozwiniętej i później również uchowanej dzięki strukturze (Malarz 1983). Czasem są to tylko ślady na wąskich grzbietach zbudowanych z odpornych ogniw skrzydeł antyklin lub łusek. Wyrównana linia osi grzbietu może wskazywać, że była tu niegdyś rozleglejsza powierzchnia denudacyjna (ryc. 1.14), aczkolwiek trzeba zachować ostrożność, by nie pomylić jej z terasami krioplanacyjnymi (fot. 1.5).

W południowych częściach Wewnętrznych Karpat Zachodnich znajdowane są dowody ścięcia osadów badenu i sarmatu, co pozwala umieścić wiek poziomu śródgórskiego w pannonie 11,5–7 mln lat temu (Minár i in. 2004). W tym czasie w Kotlinie Pannońskiej i śródgórskich kotlinach przeważała akumulacja drobnoziarnistych osadów rzecznych i molasowych. Wysokości poziomu wykazują znaczne wahania, co wiąże się z następującą bezpośrednio potem fazą ekstensywnej tektoniki we wczesnym poncie, gdy w całych Karpatach następowały ruchy i rozwijały się śródgórskie kotliny. Te dysjunktywne i asynchroniczne ruchy doprowadziły do powstania tzw. tektopleny, wielkiego wypiętrzenia całych zachodnich Karpat (Minár 2005; Minár i in. 2011) o największej amplitudzie w części centralnej.

Niższy poziom pogórski, wzniesiony 150–200 m nad poziom den dolin rozwinął się we wnętrzu gór, głównie na kompleksach mniej odpornych skał i towarzyszy współczesnym dolinom rzecznych. Na obszarze Pogórza Karpackiego znaczone jest przez spłaszczone wierzchowiny ostańcowych stoliw, niewątpliwie obniżone



Rycina 1.15. Fragmenty rzeźby poziomu pogórskiego w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)

1 - spłaszczenia poziomu 200 m nad dna dolin, 2 - szerokie garby w tym poziomie, 3 - pagórki ostańcowe wyższe, 4 - progi twarżdzielcowe, 5 - wyższe grzbieity twarżdzielowe, 6 - obniżone pagórki tego poziomu, 7 - wyrównane garby - obniżone, 8 - załomy na granicy rzeźby poziomu, 9 - rekonstruowane izohipsy poziomu pogórskiego, 10 - kierunki splywu rzek na poziomie 200 m, 11 - rzeki współczesne, 12 - wysokości w metrach n.p.m.

Figure 1.15. Remains of relief of submontane level in the catchment of upper San river (Starkel 1965)

1 - flattenings of 200 m level, 2 - wide watersheds in that level, 3 - higher outliers, 4 - structure controlled scarpis, 5 - higher structure controlled ridges, 6 - lowered hills of that level, 7 - lowered wide watersheds, 8 - edges at margin of 200 m level relief, 9 - reconstructed isohypsyes of 200 m level, 10 - outflow directions on 200 m level, 11 - contemporaneous rivers, 12 - elevations in meters a.s.l.

w plejstocenie (Starkel 1965, 1969b,d, 1972c,d; ryc. 1.15). Na terenie Karpat Ukraińskich nosi on nazwę poziom Krasnoj (Gofsztejn 1964).

Poziom ten dawniej wiązany z dolnym pliocenem (pontem) ma cechy późno dojrzałego krajobrazu, który w brzeżnej strefie przypomina fragmenty niemal peneplenu a wzdłuż dolin górskich ma charakter pedymentów (ryc. 1.15). Rozwinięty na mniej odpornych skałach bywał wiązany z klimatem półsuchym (Klimaszewski 1934, 1965; Starkel 1965). Na terenie Węgier w osadach górnego pontu (6,3–5,3 mln lat temu) znaleziono ostatnio osady i organizmy wskazujące na klimat okresowo suchy (Fabian i in. 2004), w Małych Karpatach poziom ten ścina osady panonu (Minár i in. 2004). W ostatniej syntezie J. Minára i innych (2011) wiek tego poziomu nie jest wymieniany. Tylko bezpośrednio po śródgórskim omawiany jest poziom przydolinny (wieku późnoplioceńsko-wczesnoczwartorzędowego).

Najniższy poziom przydolinny o wysokości 60–100 m nad poziom koryt rzek (nazwa pochodzi od nazwy *poriečna úroveň* wprowadzonej przez E. Mazura 1963) kształtowany był jeszcze w dolnym czwartorzędzie (por. Starkel 1965). Towarzyszy on dolinom rzeczny i subsekwentnym obniżeniom rozwiniętym w szerszych strefach zbudowanych z mało odpornych serii fliszu. Jedynie na skałach twardych uchowały się fragmenty teras z cienką pokrywą żwirów rzecznych, znane z kilku dolin karpackich, m.in. z doliny Sanu koło Zwierzynia i doliny Solinki koło Polanek (Starkel 1965; Zuchiewicz 2010). Poziomowi temu odpowiadają rozległe powierzchnie piedmontowe u brzegu Karpat Ukraińskich, tzw. poziomu Łojewoj (Gofsztejn 1964), jak również Karpat Rumuńskich z pokrywą żwirową formacji Cindesti (Grumazescu 1961; Badea, Balteanu 1978).

Z tego poziomu sterczą skałki o wysokości kilku do kilkunastu metrów, np. Kamienia Leskiego lub wyższej części Skamieniałego Miasta koło Ciężkowic, świadczące o skali obniżenia w peryglacialnym klimacie środkowego i górnego plejstocenu (Klimaszewski 1948; Starkel 1965).

Skala degradacji łupków i mało odpornych piaskowców była znacznie większa, na co wskazują równoleżnikowe obniżenia z bruzdami i grzędami do 50 m niższymi w stosunku do sąsiednich płatów płaskowyżów w poziomie 100-metrowym zachowanym na odporniejszych ławicach (ryc. 1.16). Skala obniżenia odpowiada miąższości osadów soliflukcyjnych u podnóży stoków wskazujących na degradację do 10 m w ciągu ostatniego glacjału (Dziewański, Starkel 1967; Starkel 1968) – por. rozdział 3.4.

W Karpatach, m.in. w Beskidzie Wyspowym, długie podnóża stoków, pierwotnie zapewne typu pedymentów, uległy obniżeniu i rozczłonkowaniu, a nawet zostały przekształcone w kriopedymenty (Starkel 1965, 1969d; Demek 1969).

Znaczny stopień denudacyjnego przekształcenia poziomów rozwiniętych na fliszu, występowanie niekiedy spłaszczeń w pośrednich wysokościach, jak też niewątpliwie stwierdzone czwartorzędowe przesunięcia w strefach wododzielnych



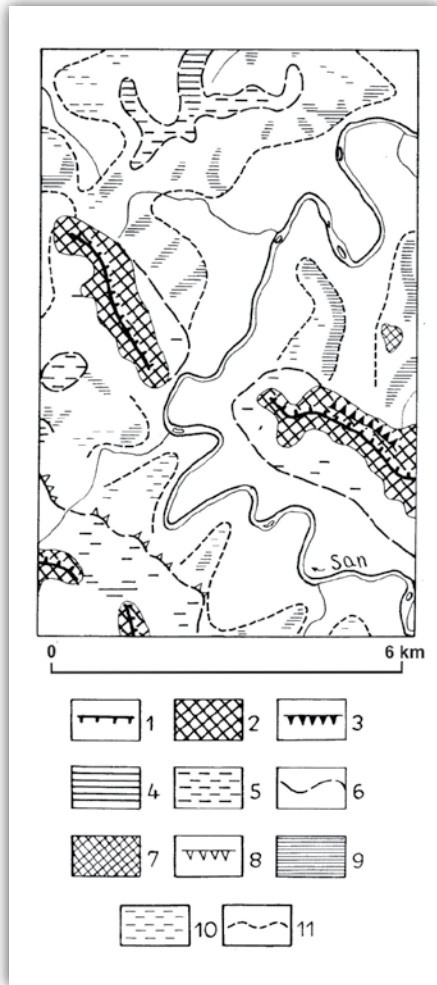
Rycina 1.16. Mapa geomorfologiczna fragmentu dorzecza górnego Sanu we wschodnich Karpatach (Starkel 1962)

Kolory oznaczają formy różnej genezy i wieku: szary – formy przedczwartorzędowe, pomarańczowy – plejstocenijskie formy denudacyjne, zielony – plejstocenijskie formy akumulacyjne, czerwony – holocenijskie formy erozyjne, niebieski – holocenijskie formy akumulacyjne

Figure 1.16. Geomorphological map of fragment of upper San river basin in Eastern Carpathians (Starkel 1962)

Colors indicate forms of different origin and age: grey – pre-Quaternary denudation, orange – Pleistocene denudation, green – Pleistocene accumulation, red – Holocene erosion, blue – Holocene accumulation

i dolinnych wzdłuż linii uskokowych i często spotykane spękanie klasty (Tokarski i in. 2007; Zuchiewicz 2010) skłaniają do kwestionowania wyraźnych etapów zrównywania w Karpatach fliszowych. Czy są niezbite dowody, że poziomy takie istniały? Obecność starych żwirów na odpornych ławicach fliszu wzdłuż walnych dolin w dwóch poziomach wysokościowych świadczy za ich istnieniem (Starkel 2003d). Innym dowodem są spłaszczenia w przełomowych odcinkach dolin we wschodniej części Karpat. Na przykład monoklinalny piaskowcowy grzbiet na czole płaszczowiny śląskiej w dolinie Wisłoka na północ od Frysztaku zachował



Rycina 1.17. Zgeneralizowany obraz grzbietów i fragmentów rzeźby poziomów w dolinie górnego Sanu (Starkel 1965)

1 - monoklinalny grzbiet, 2 - zasięg grzbietu twarżielcowego, 3 - próg denudacyjny, 4 - garby ze spłaszczeniami poziomu pogórskiego, 5 - garby w poziomie pogórskim (obniżone), 6 - zasięg rzeźby poziomu pogórskiego 200 m, 7 - niższe grzbiety twarżielcowe (nieobecne na tym fragmencie), 8 - załom strukturalny ograniczający rzeźbę poziomu 200 m, 9 - garby z fragmentami poziomu 100 m, 10 - garby poziomu 100 m (obniżone), 11 - zasięg elementów rzeźby poziomu 100 m

Figure 1.17. Generalized map of ridges and fragments of relief of denudation levels in upper San river valley (Starkel 1965)

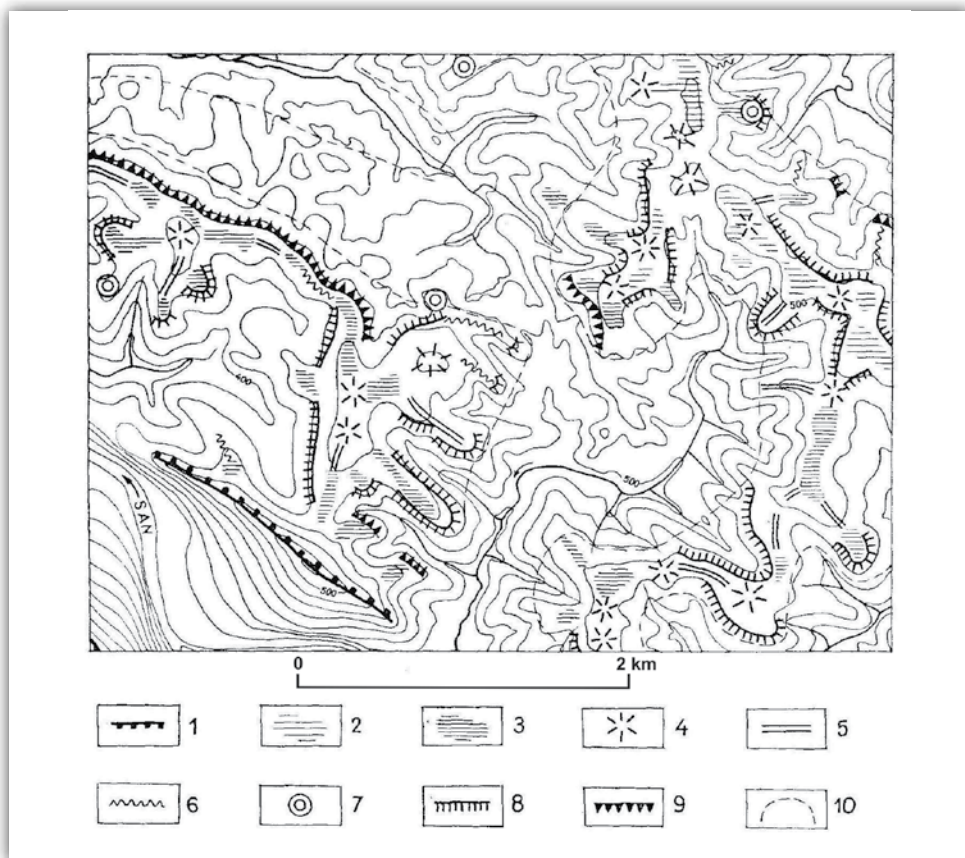
1 - monoclimal ridge, 2 - area of structure controlled ridge, 3 - escarpment, 4 - humps with flattening of foothill level, 5 - similar humps but lowered, 6 - extend of relief of foothill level (200 m), 7 - lower structure controlled ridges (not present on this fragment), 8 - scarp limiting relief of 200 m level, 9 - humps with fragment of 100 m level, 10 - humps at 100 m level (lowered), 11 - extend of relief elements of 100 m level

w osi linii grzbietowej dwa płaskie stopnie odpowiadające wysokościowo dwóm poziomom – pogórskiemu i przydolinnemu (Starkel 1978a,b). W źródłowych odcinkach dolin Beskidu Niskiego i obrzeża Bieszczadów zachowały się fragmenty niskich działów międzydolinnych różniące się wysokościowo o około 100 m, wyraźnie oddzielone krawędziami, wskazujące na dwuetapowe dojrzewanie dolin (ryc. 1.17)

Znaczna degradacja piętter późnodojrzałej rzeźby Karpat fliszowych nie pozwalała na generalizację międzydolinnej rzeźby jako poziomów w czasie wykonywania kartowania geomorfologicznego w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965; ryc. 1.18). Dlatego na mapach szczegółowych w skali 1 : 25 000 rejestrowano formy rzeczywiście istniejące w terenie, uwzględniając ich parametry morfograficzne i morfometryczne. Rzeźbę poziomów wyznaczających etapy rozwoju można było jedynie rekonstruować na mapach paleogeograficznych, określając ich zasięg na

podstawie zachowanych załamów i krawędzi (ryc. 1.19). W pracy z 1965 r. starałem się pokazać drogę takiej rekonstrukcji.

Niestety w ostatnich dziesięcioleciach nie podejmowano podobnych rekonstrukcji zadowolając się szacunkami wielkości denudacji w warunkach klimatycznych przypisywanych okresom tworzenia poziomów (Malarz, Ziętara 1975; Malarz

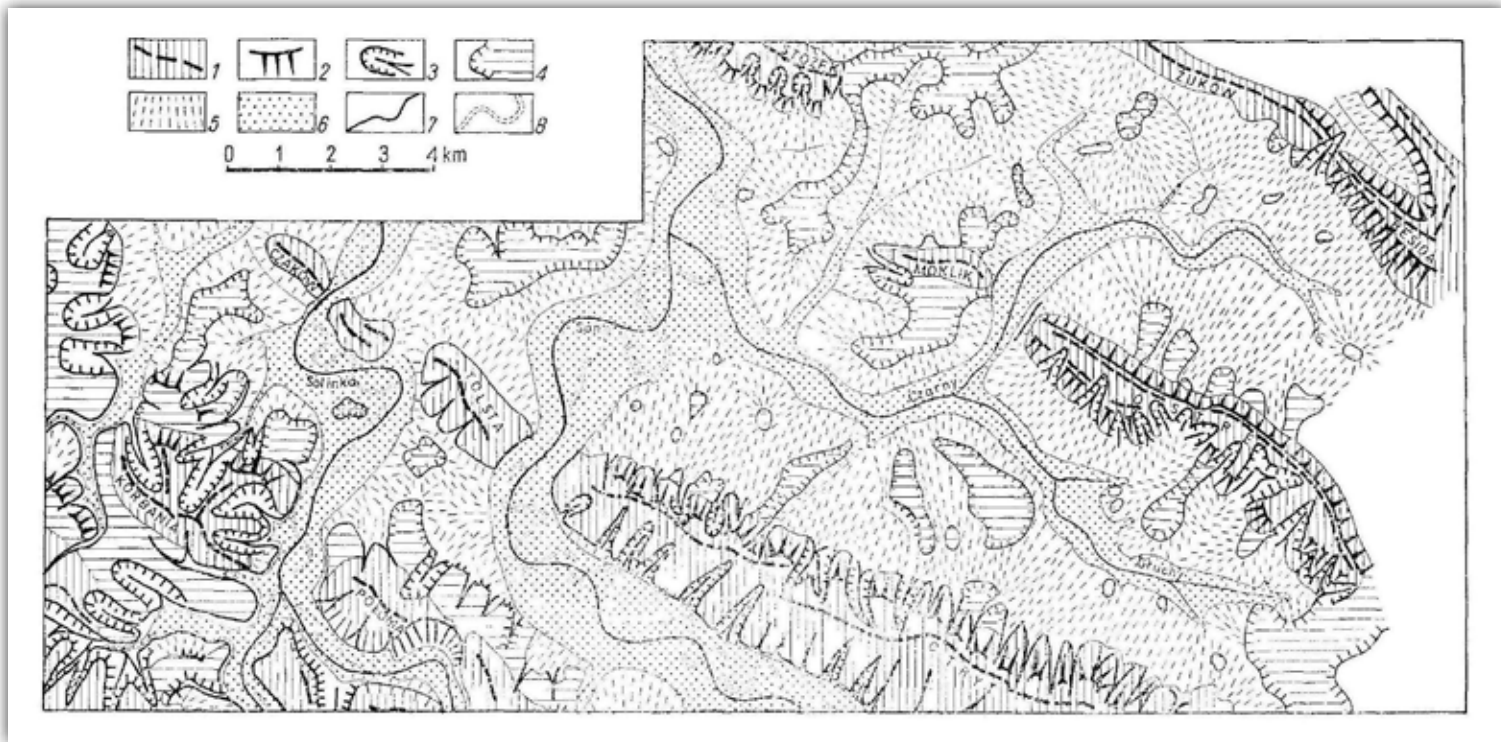


Rycina 1.18. Elementy rzeźby poziomu przydolinnego 100 m w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)

1 - grzbiety monoklinalne ponad poziomem 100 m, 2 - spłaszczenia na garbach ponad 100 m, 3 - spłaszczenia w poziomie 100 m, 4 - pagórki ostańcowe w obrębie poziomu, 5 - szerokie garby w poziomie 100 m, 6 - garby szerokie obniżone, 7 - pagórki obniżone, 8 - załomy dzielące rzeźbę poziomu 100 m od zboczy głębszych dolin, 9 - załomy uwarunkowane odpornością podłoża, 10 - zasięg rzeźby związanej z poziomem 100 m

Figure 1.18. Elements of relief connected with 100 m valley level in the catchment of upper San river (Starkel 1965)

1 - monoclinal ridges above 100 m level, 2 - flattenings on humps rising above 100 m level, 3 - flattening at 100 m level, 4 - residual hills in 100 m level, 5 - humps at 100 m level, 6 - wide humps lowered, 7 - residual hills lowered, 8 - edges separating relief of 100 m level from slopes of deeper valleys, 9 - structure controlled scarps, 10 - extend of forms connected with 100 m level



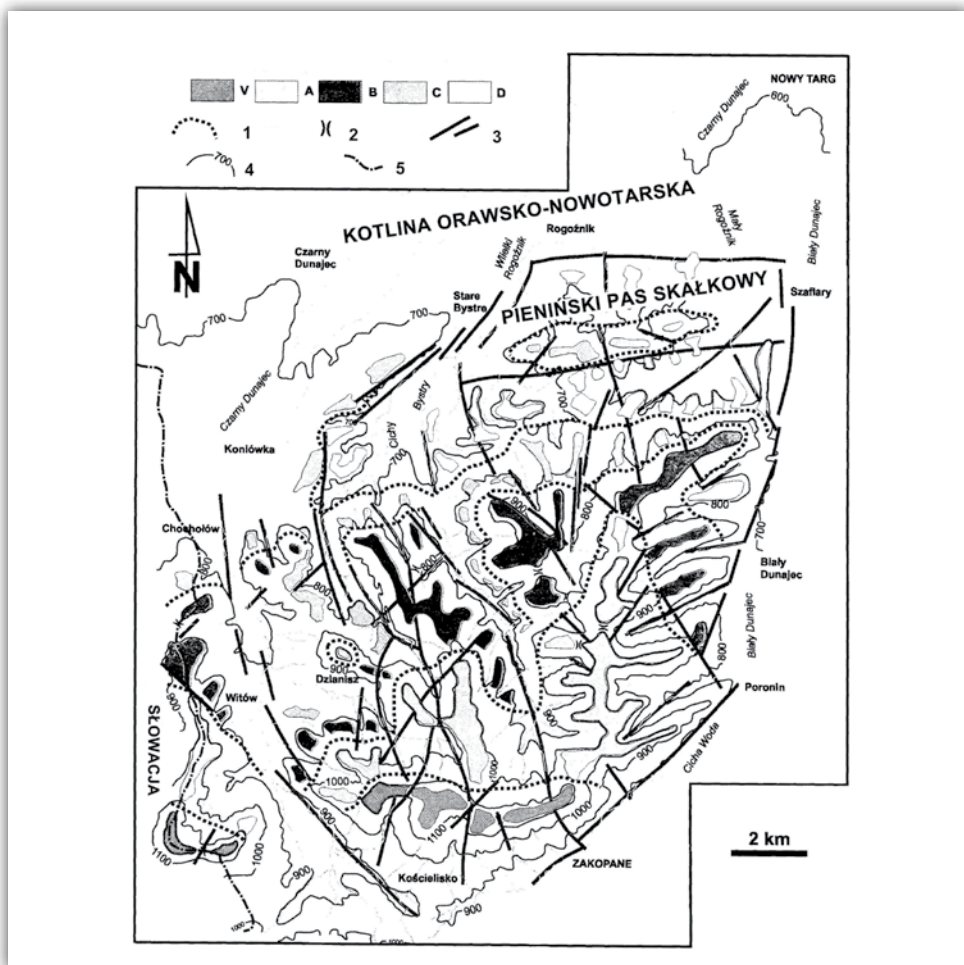
Rycina 1.19. Mapa paleogeomorfologiczna dla okresu tworzenia wczesnoczwartorzędowego poziomu przydolinowego 100 m w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)

1 - grzbiety twarżdzielcowe, 2 - progi denudacyjne, 3 - doliny rozcinające grzbiety twarżdzielcowe, 4 - fragmenty z resztkami rzeźby poziomu pogórskiego, 5 - nachylnone podnóża stoków typu pedymentów, 6 - dna dolin (niekiedy z pokrywą aluwii), 7 - prawdopodobne położenie koryt, 8 - współczesne koryta

Figure 1.19. Paleogeomorphological map from period of formation of early Quaternary 100 m valley level for part of upper San river valley (after Starkel 1965)

1 - structure controlled ridges, 2 - denudation escarpments, 3 - valleys dissecting slopes of ridges, 4 - remnants of foothill level, 5 - inclined feet of slopes - pediments, 6 - valley floors (partly with alluvia), 7 - river channels, 8 - present-day river channels

1992). W ujęciach kartograficznych formy międziodolinne są zwykle generalizowane lub upraszczane. Za przykład mogą posłużyć mapy poziomów zrównań regionu Podhala (Kukulak 1993) lub najwyższej części Bieszczadów (Kukulak 2004), obie reprodukowane w ostatniej monografii W. Zuchiewicza (2011). Poziomy te osiągają szerokości 0,5–1 km, które odbiegają od realnej wielkości spłaszczeń (ryc. 1.20). Już wcześniej M. Baumgart-Kotarba (1973, 1983), idąc w ślad za M. Kli-



Rycina 1.20. Zachowane fragmenty poziomów międziodolinnych na zachodnim Podhalu (wg Kukulaka 1993, uproszczony przez Zuchiewicza 2011)

V, A, B, C, D – fragmenty poziomów, 1 – zasięg poziomów, 2 – przełęcze, 3 – linie uskoków, 4 – poziomicę, 5 – granica państwa

Figure 1.20. Preserved fragments of interfluve levels in the western Podhale region (after Kukulak 1993, simplified by Zuchiewicz 2011)

V, A, B, C, D – fragments of various levels, 1 – lateral extend of levels, 2 – passes, 3 – faults, 4 – contour lines, 5 – state frontier



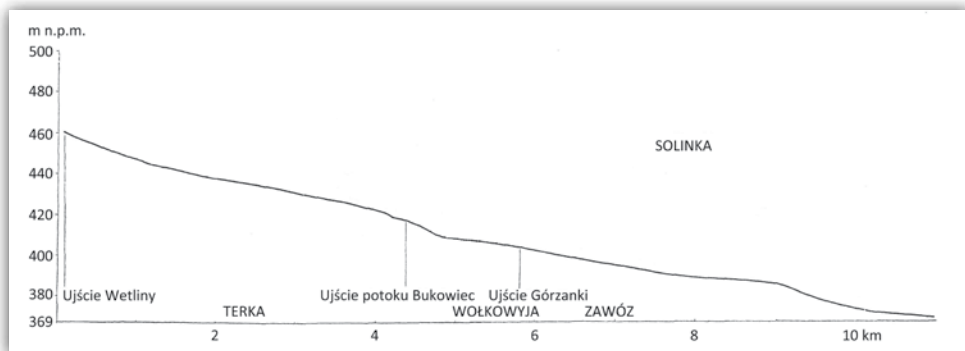
Fotografia 1.6. Poziom 100-metrowy rozprzestrzeniony w strefie wododzielnej w Niskich Bieszczadach rozcięty jedynie 10–30 m i przekształcony przez soliflukcję w kriopedymenty

Photo 1.6. The 100 m level well developed in watershed zone of the Niskie Bieszczady Mts. dissected only 10–30 m and transformed by solifluction into cryopediments

maszewskim (1965), starała się sklasyfikować wąskie, choć spłaszczone grzbiety Podhala i Tatr według ich wysokości i zwiazać z kilkoma stadiami policyklicznej ewolucji Karpat. Inne podejście statystyczne do rekonstrukcji poziomów zrównań, oparte na wysokościach nad poziom morza zachowanych fragmentów spłaszczeń, zastosował W. Zuchiewicz (2010, 2011), zwracając uwagę na najczęstsze wysokości spłaszczeń, a zarazem dyspersję każdego z poziomów sięgającą 300 m.

Duża zmienność w miąższości ogniwi fliszowych o różnej odporności (Starkel 1969b), a zarazem różna aktywność neotektoniczna poszczególnych regionów Karpat (sięgająca w czwartorzędzie nawet ponad 100 m – Zuchiewicz 1984, 1995, 2010) zmusza do zachowania dużej ostrożności w rekonstrukcji paleorzeźby Karpat, a lokalne kontrasty w odporności są przyczyną istnienia obok siebie różnych form, z których jedne dotąd zachowały, a inne dawno zatraciły cechy pierwotne (fot. 1.6).

Zupełnie inaczej rysuje się piętnowość poziomów terasowych i jaskiniowych na odpornych wapieniach w przełomie Dunaju przez Średniogórze Węgierskie, gdzie w górach Buda stwierdzono 8 stopni erozyjnych datowanych na ostatnie 2 mln lat (Pecsi 1975). Odporność podłoża wydaje się być główną odpowiedzialną za istnienie mozaikowej polichronicznej rzeźby, co szczególnie ostro rysuje się na kontakcie starszych masywów z młodymi przedgórzami Karpat, Apeninów czy Himalajów (Badea, Balteanu 1978; Starkel 1978a), jak również w obrębie starych górotworów o zróżnicowanej litologii, np. Sudetów (Migoń 2011).



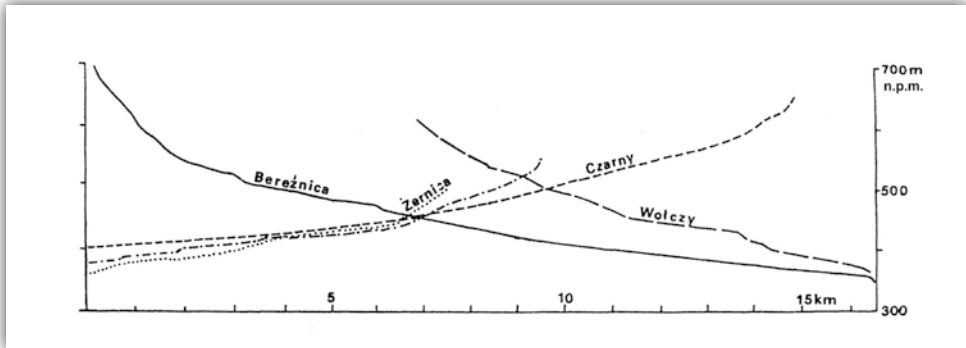
Rycina 1.21. Profil podłużny dolnego biegu Solinki, głównego górskiego dopływu Sanu – wyraźne zawieszenie nad korytem Sanu

Figure 1.21. Longitudinal profile of lower course of Solinka river, the main mountain tributary of San river – a distinct suspension over the channel of San

1.4. Nieodmłodzone stare krajobrazy wnętrza gór

Podnoszony masyw górski ulega równocześnie rozcinaniu przez doliny rzeczne zarówno w czasie głównej fazy orogenicznej, jak i w późniejszych etapach odmładzania dolin. Postępuje ono na ogół od brzegu gór. Zależnie od wysokości masywu znajduje się on w jednym lub w kilku piętrach morfogenetycznych, w których modelowaniu różne procesy mogą odgrywać główną rolę (procesy grawitacyjne i denudacji chemicznej w piętrach leśnych, procesy kriogeniczne i lodowcowe w piętrach wysokogórskich). Pogłębianie dolin zależy zarówno od wielkości i częstotliwości przepływów powodziowych, jak też od odporności podłoża. W podnoszonych masywach górskich boczne dopływy przecinające serie skalne o zmiennej odporności, pomimo większych spadków nie nadążają z pogłębianiem i bywają zawieszane nad głównymi rzekami.

Możemy to zaobserwować w dorzeczu Sanu na obrzeżu Bieszczadów (ryc. 1.21) czy też w Beskidzie Sądeckim. San na odcinku między przełomem przez pasmo Otrytu, a kotlinowatymi rozszerzeniami doliny koło Leska i Sanoka ma przeciętny spadek do 1,5‰. Niewiele mniejszy od górnego Sanu, jego lewy dopływ Solinka (o zlewni 314 km²), płynąca w poprzek biegu warstw, ma już w dolnym odcinku wyraźnie większy spadek 6,9‰ (w stosunku do średnio 4‰ powyżej). Znacznie mniejsza Hoczewka (118 km²) posiada również w odcinku ujściowym większy spadek (> 20‰) niż powyżej (8‰) i koryto wycięte w skale. Natomiast mniejsze potoki, np. Bereźnica o długości 16 km i powierzchni zlewni około 25 km² i potok ze Średniej Wsi o zlewni tylko około 14 km² mają wyraźnie zawieszane dna odpowiednio na poziomie terasowych cokołów skalnych Sanu około 10 m i 30–40 m (Starkel 1965). Mniejsze lewe dopływy Sanu rozcinają obniżającą się



Rycina 1.22. Profile podłużne małych dopływów Sanu; lewe dopływy Bereznica i Wołczy są zawieszane i nieodmłodzone w górnych biegach; prawe (Czarny i inne) płynące subsekwentnymi obniżeniami nie są zawieszane (Starkel 1965)

Figure 1.22. Longitudinal profiles of small tributaries of San river; the left ones (like Bereznica, Wołczy) are suspended, their upper courses are not rejuvenated; the right tributaries (like Czarny) flowing in subsequent depressions are not hanging (Starkel 1965)



Fotografia 1.7. Jeden z dopływów Sanu wciętych w sfaldowane skały fliszowe zawieszony nad główną rzeką – na obrzeżu wyniesienia polskich Karpat Wschodnich

Photo 1.7. One of tributary streams of San river incised in folded flysch bedrocks suspended over main river – at the margin of elevation of Polish Eastern Carpathians

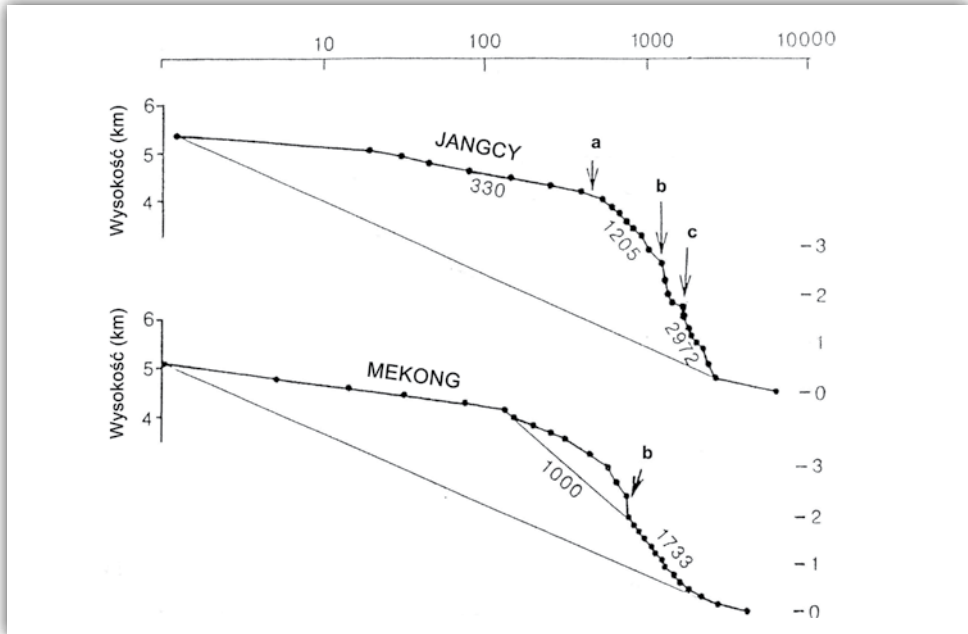
powierzchnię międzydolinną z wyraźnymi stopniami na wychodniach stromo ustawionych odporniejszych pakietów ławic (ryc. 1.22). Na nich powstawały lokalne bazy erozyjne, co w efekcie doprowadziło do pedyplanacji równocześnie na różnych poziomach, które niekiedy sugerują występowanie dwóch różnowiekowych zrównań (Starkel 1965).

Natomiast przy kratowym układzie dolin i rusztowym grzbietów, jak to ma miejsce w prawobrzeżnej części zlewni górnego Sanu na obszarze północnych Bieszczadów Niskich, obserwujemy zawieszenie górnych biegów rzek powyżej lokalnych baz erozyjnych w małych przełomach strukturalnych (por. ryc. 1.17). Wówczas poziom przydolinny rozwinął się na wyższym poziomie, np. w Kotlinie Czarnej, gdzie uległ później niewielkiemu rozcięciu jedynie o 20–40 m. W takich warunkach w późniejszym okresie czwartorzędu poziom taki, rozwinięty często u podnóża twardełowych grzbietów, mógł być przekształcany w kriopedymenty (Pękała 1968; Starkel 1969; fot. 1.7). Na możliwość równoczesnego rozwoju poziomów na różnej wysokości zwraca też ostatnio uwagę W. Zuchiewicz (2011), aczkolwiek nie podaje konkretnych przykładów.

Podobne zjawiska zawieszenia górnych biegów dolin obserwujemy w dorzezu Dunajca na odcinku przełomu przez Beskid Sądecki. Wyloty małych dopływów



Fotografia 1.8. Zawieszona dolina rozcinająca wyżynę Meghalaja, opadająca wodospadem do kanionu na progu tektonicznym koło Čerapundži
Photo 1.8. Suspended valley dissecting Meghalaya Plateau falling with waterfall to canyon on the faultscarp near Cherrapunji



Rycina 1.23. Podłużne profile rzek Jangcy i Mekong spadających z Wyżyny Tybetańskiej podniesionej wzdłuż uskoków; powyżej uskoków wyraźna erozja wgłębna; górny bieg zupełnie nieodmłodzony (wg Brookfielda 1998)

a - skręt na SE, b - uskok poprzeczny, c - zakręt kanionu

Figure 1.23. Longitudinal profiles of rivers Yangtse and Mekong flowing down from Tibetan Plateau uplifted along faults; upstream of fault lines distinct deep erosion; the upper course is totally unrejuvenated (after Brookfield 1998)

a - turn to SE, b - cross fault, c - big bend of gorge

rozcinających stoki Pasma Radziejowej opadają stromymi progami, powstałymi przy udziale erozji bocznej Dunajca (Froehlich i in. 1972). Zawieszenia bocznych dopływów nawet z małymi wodospadami spotykamy często na obszarze Gorców i Beskidu Śląskiego.

Nieodmłodzenie, a zatem zawieszenie górnych biegów może się też wiązać z aktywną linią tektoniczną, np. u czoła głównego nasunięcia Himalajów Sikkimskich, gdzie potężna rzeka Tista o zlewni górskiej o powierzchni około 9350 km² wypływa z gór kanionowym zwężeniem wyciętym w skałę (Starkel, Basu 2000). Pasma Wysokich Himalajów dźwigane ze średnią szybkością 6 mm/rok (Jackson, Bilham 1994) znalazły się stosunkowo szybko w piętrze glacialnym i pogłębianie egzarcacyjne dolin trwa tam często od setek tysięcy lat. Powodem zawieszenia górnych biegów dolin bywa również odporność i ułożenie warstw skalnych. Szczególnie jest to wyraźne w dolinach rozcinających krawędzie wysoko wydmwigniętych zrębów.

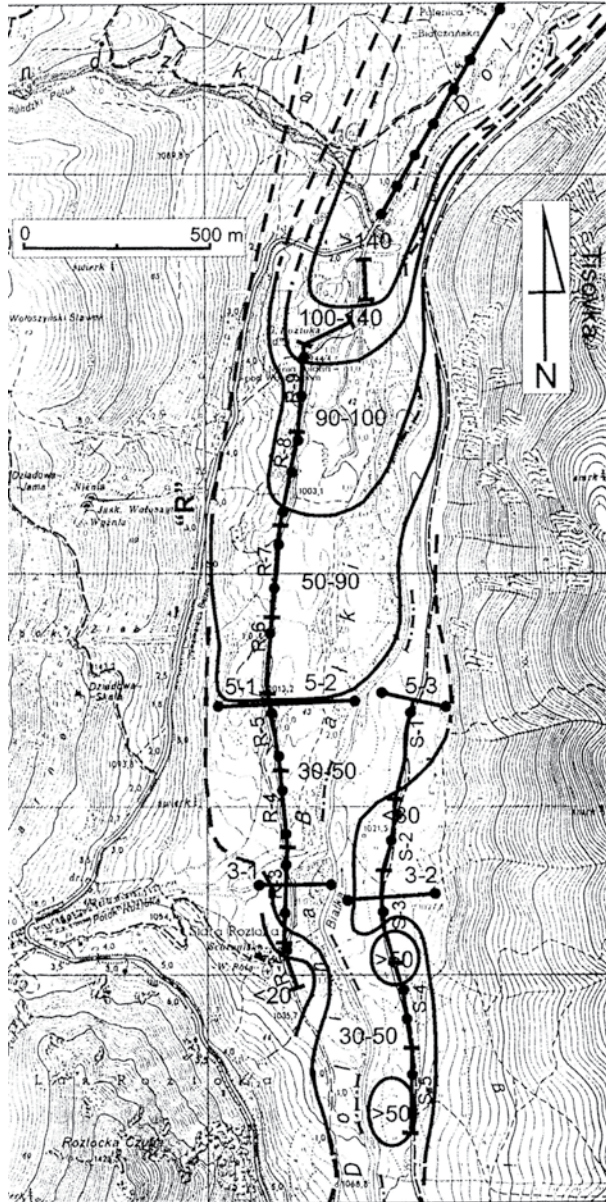
Rzeki spływające po południowym skłonie zrębu wyżyny Meghalaja, zbudowanym w stropie z odpornych, płytowo ułożonych paleogeńskich piaskowców, spadają 100–300-metrowej wysokości wodospadami z dojrzałych dolin o głębokości 50–100 m przekształcających się w stromościenne kaniony, sięgające 800–1000 m głębokości (Starkel 1978a). Większe rzeki, jak Umiew, potrafiły cofnąć progi wodospadowe do 30–40 km w głąb wyżyny, mniejsze rzeki jedynie 10–15 km, zaś najmniejsze potoki spadają bezpośrednio na krawędzi tektonicznej znaczonej obrzawami skalnymi (Starkel, Singh 2004; Prokop 2007; fot. 1.8, por. ryc. 1.4).

Jak już wspomniano wyżej, odcinki nieodmłodzone o stabilnej bazie dla procesów stokowych zachowały dojrzałą rzeźbę odziedziczoną ze starszego etapu ewolucji gór, często o wypukło-wklęsłych zboczach z rzeźbą dopasowaną do odporności. Taki krajobraz mają środkowe biegi wschodniohimalajskich dolin z kotlinowymi rozszerzeniami na terenie środkowego Sikkimu i Bhutanu, położonymi na wysokości niekiedy 1000 m n.p.m. Szczególnie wysokie zawieszenie jest charakterystyczne dla południowo-wschodniego obrzeża wyniesionego bloku Wyżyny Tybetańskiej, z której Brahmaputra, Saluin, Mekong i inne rzeki spływają z wysokości 2000–3000 m, a nawet 4000 m n.p.m. (Brookfield 1998; ryc. 1.23). Podobne zawieszenia opisuje N. Kostienko (1960, 1962) z Tianszanu i Pamiru.

Zawieszane doliny górskie mają dwie istotne cechy, różniące je od dolin w brzeżnych i na ogół niżej położonych partiach gór. Po pierwsze, rozwój i dojrzewanie tych górnych biegów dolin odbywa się autonomicznie i zależy od trwałości lokalnych baz erozyjnych, a po drugie, przy wyższym podniesieniu ich rozwój kontrolowany jest przez zespół procesów charakterystycznych dla wyższych pięter morfogenetycznych (kriogenicznego i glacialnego).

Lokalne bazy erozyjne w przełomach dolin rzecznych o sieci kratowej również w Karpatach, a zwłaszcza w Beskidzie Niskim, Bieszczadach i Gorganach, powodują zawieszenie w większości subsekwentnych obniżzeń leżących powyżej przełomów strukturalnych (fot. 1.7). Zachowały się w nich tylko nieznacznie rozcięte spłaszczenia o cechach pedymentów. W przebiegu pogłębiania na czoło wysuwa się rytm klimatyczny, uzewnętrzniający się w agradacji i wyrównywaniu profilu równiny zalewowej w piętrach zimnych i rozcinaniu zagrzebanych progów skalnych w okresach interglacialnych (Starkel 1965, por. ryc. 3.25, s. 178).

Położenie górnych, nieodmłodzonych dolin Alp i Tatr w piętrze objętym zlodowaceniem w okresach zimnych, a jeszcze wyżej w ciągu całego środkowego i górnego plejstocenu (np. w Himalajach), doprowadziło do przekształcenia pierwotnej rzeźby fluwialnej w kary i żłoby lodowcowe, a u zbiegu dolin do powstawania przegłębień egzaracyjnych o głębokości rzędu dziesiątek, a nawet setek metrów. Po deglacjacji wiele z nich zostało odsłoniętych, ukazując zawieszony cyrki i żłoby niekiedy ułożone piętrowo, które trudno często odróżnić od zawieszonych górnych odcinków dolin przedczwartorzędowych, mających niekiedy również uwarunkowania strukturalne



Rycina 1.24. Przegłębienie egzaracyjne ponad 100 m w 15-kilometrowej dolinie Białki w Tatrach zlodowaconej w ostatnim glacie; mapa miąższości osadów czwartorzędowych na podstawie badań sejsmicznych (wg Baumgart-Kotarby i in. 2008)

Figure 1.24. Overdeeping above 100 m by glacial exaration in 15 km long Białka valley in Tatra Mts. during last cold stage; map of thickness of Quaternary deposits based on seismic profiles (after Baumgart-Kotarba et al. 2008)

(Klimaszewski 1964, 1972). U zbiegu dolin zlodowaconych przegłębienia schodzą nawet poniżej 100 m niżej dzisiejszych koryt rzecznych, tworząc głębokie misy wypełnione jeziorami, np. na południowym brzegu Alp (Castiglioni 2001). Czasem dopiero dziś są one odkrywane dzięki zastosowaniu metod geofizycznych, jak w Dolinie Białej Wody w Tatrach (Baumgart-Kotarba i in. 2008; ryc. 1.24).

Przy schodzeniu mas lodowych z wysoko położonych czasz łądolołów doszło na brzegu gór Skandynawii czy Grenlandii do powstawania głębokich fiordów, nad którymi wznoszą się kilometrowe progi zawieszonych dolin.

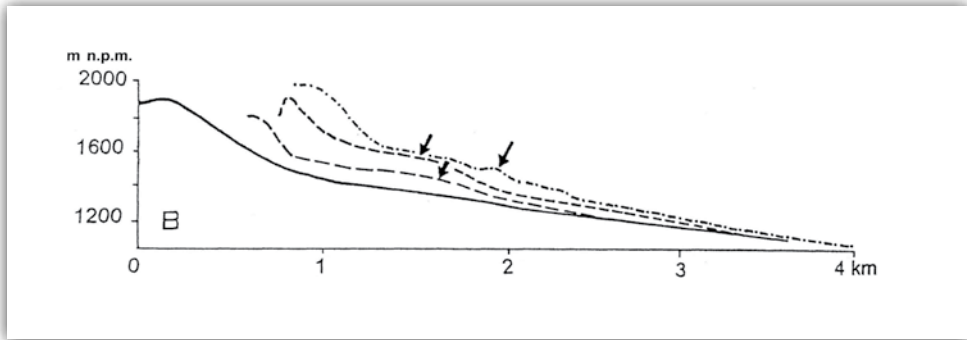
Zawieszenia pochodzenia egzaracyjnego występują w obszarach wysokogórskich obok nieodmłodzonych górnych biegów preglacjalnych dolin, których wysokościowe i wiekowe odpowiedniki bywają korelowane z piedmontowymi zrównaniami w strefie brzeżnej gór. Dobrymi przykładami są Dolina Pięciu Stawów Polskich i Dolina Stawów Gąsienicowych, których dna celują w poziomy Karczmisk i Dubrawisk w strefie Tatr Regłowych (Klimaszewski 1972; ryc. 1.25, fot. 1.9).

Zawieszona źródłowe odcinki dolin o cechach żłobów, niegdyś zlodowacone, np. w Tatrach Zachodnich lub Górach Skandynawskich, są obecnie przekształcone przez procesy grawitacyjne piętra krioniwalnego, które zmieniają powoli for-



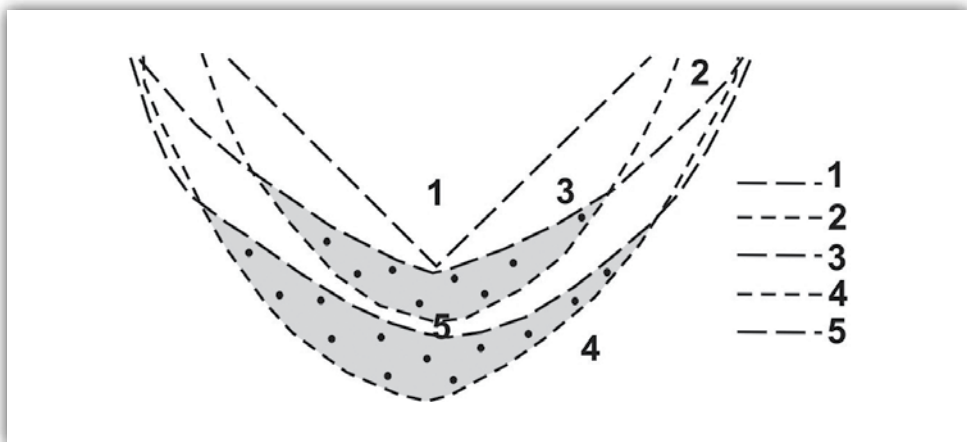
Fotografia 1.9. Fragmenty wysokiego poziomu na północnym skłonie Tatr Wysokich (w głębi fotografii). W wysokości podobnej na pierwszym planie zawieszono dno Doliny Stawów Gąsienicowych przeobrażone w cyrk lodowcowy (fot. Z. Rączkowska)

Photo 1.9. Fragments of high level at the northern slope of the High Tatra (in the depths of photo). On the frontal plan at similar elevation suspended valley floor of Gąsienicowe Lakes Valley transformed into wide glacial cirque (photo Z. Rączkowska)



Rycina 1.25. Zawieszone odcinki źródłowe dolin tatrzańskich (wg Klimaszewskiego 1972); odpowiadają im spłaszczenia piedmontowe u brzegu gór
Figure 1.25. Hanging valley heads in Tatra Mts. (after Klimaszewski 1972); the piedmont flattening at the mountain margin are related to them

my karów i żłobów, często wcześniej już wypełnionych osadami paraglacialnymi z okresu deglacjacji. Dostawa materiału ze stoków jest tak znaczna, że często egzarycyjne dna podlegają dalszej agradacji i nie ma w nich warunków do rozcinania koryt przez niewielkie, często okresowe potoki (dolina Kärkevagge w Skandynawii – Rapp 1960, doliny Tatr Zachodnich – Kotarba i in. 1987; Libelt 1988; ryc. 1.26) – obserwujemy tam dalsze „dojrzewanie” tych zawieszonych form dolinnych, poniżej których występują progi różnej genezy i wieku. Powtarzanie się faz zlodowacenia i deglacjacji prowadzi do dojrzewania i rozszerzania wysokogórskich dolin.



Rycina 1.26. Schemat pogłębiania dolin wysokogórskich przez egzarcję lodowcową w czwartorzędzie

1, 3, 5 - okresy interglacjalne, 2, 4 - okresy glacialne, kropki - akumulacja po egzarcji

Figure 1.26. Scheme of deepening of high mountains valley by glacial exaration in the Quaternary

1, 3, 5 - interglacial phases, 2, 4 - glacial phases, dots - filling of depression after glacial exaration

Obecna rzeźba glacialno-kriowiwna wysokich gór jest zatem rezultatem powtarzających się cykli klimatycznych, których roli często nie doceniamy, koncentrując się na rejestracji współczesnych przekształceń i ocenie roli lodowców ostatniego zlodowacenia. Wydaje się, że pogłębienie zawieszonych odcinków dolin jest głównie efektem powtarzanych faz egzaracji lodowcowej, co nie wyklucza jeszcze preglacialnych założeń zawieszenia.

1.5. Brzeg gór – strefa aktywnych zmian

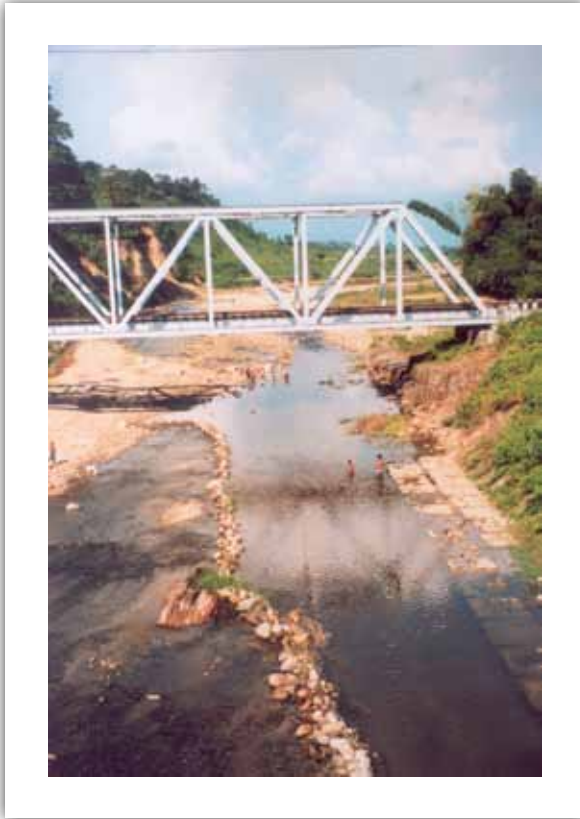
Wyrazistość brzegu gór może być różna. Zależy ona zarówno od stylu i wieku tektoniki, jak i od odporności skał podłoża.

Brzezną część młodych łańcuchów górskich, rozwijających się na kontakcie kier kontynentalnych, charakteryzuje przesuwanie w kierunku na zewnątrz łańcucha strefy aktywnie podnoszonej, ale równocześnie kompresja i nasuwanie się na przedpole słabo scementowanych kompleksów skalnych, zbudowanych z niedawno jeszcze zdeponowanych produktów degradacji gór (fot. 1.10).



Fotografia 1.10. Najmłodsze czołowe nasunięcie wznoszące się z równin aluwialnych piedmontu wschodnich Himalajów w stanie Arunaçal Pra-deś (na południe od Itanagaru)

Photo 1.10. Youngermost frontal overtrust rising from the piedmont alluvial plains of the Eastern Himalaya in the state Arunachal Pradesh (south of Itanagar)

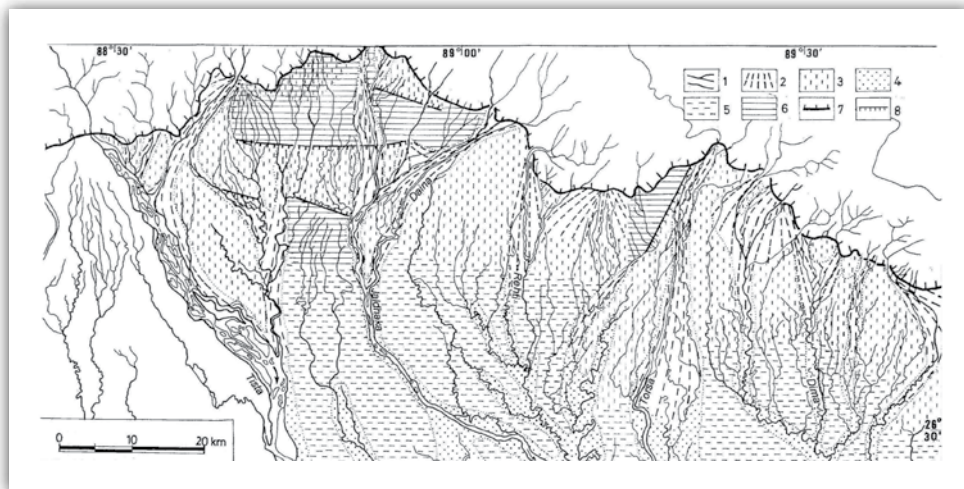


Fotografia 1.11. Rzeka Kurti wcięta w skalne podłoże u wylotu z antecedentnego odcinka przecinającego podnoszony blok na przedpolu Himalajów
Photo 1.11. Kurti river incised in bedrock at the outlet of antecedent stretch passing the rising block in the Himalayan piedmont

Mogą to być stromo ustawione utwory molasowe, co obserwujemy na przykład u czoła wschodnich Himalajów w stanie Arunačal Pradeś (Gansser 1964; Joshi, Rawat 2008). Podobna kompresja dotyczy również młodych stożków piedmontowych rozwijających się na obrzeżu różnych rowów przedgórskich. W rowie przedhimalajskim na odcinku Himalajów Sikkimsko-Bhutańskich występują również podnoszone bloki zaznaczające się w obrębie akumulacyjnego piedmontu w formie wynurzających się stoliw o wysokości względnej sięgającej do 60–80 m, zbudowane z aluwiiów, datowane metodą ^{14}C na 25–40 tys. lat BP (Guha i in. 2007; Starkel i in. 2008).

Nieco starsze datowania sięgające nawet 60 tys. lat BP otrzymaliśmy ostatnio z pomiarów aluwiiów metodą OSL (Starkel, Płoskonka, Adamiec 2013) i różnią się one od młodszej generacji stożków datowanych metodą OSL na około 14 ka BP. Na takich odcinkach podniesionych stoliw zamiast rozrastających się stożków z systemami przerzucanych koryt roztokowych obserwujemy wcięte koryta o charakterze antecedentnych przełomów (ryc. 1.27, fot. 1.11). Powyżej podniesionych bloków obserwujemy akumulację związaną z podparciem (tzw. *piggy-back basin*) znaną z innych gór (Birbank, Anderson 2001).

W Subkarpatach Rumuńskich zbudowanych z plioceńskich utworów młodszych również obserwujemy fałdowania i podnoszenie stref antyklinalnych, pacyających młodoczwartorzędowe terasy (Niculescu 1963; ryc. 1.28). Na południowym przedpolu wschodniego Kaukazu opisano dźwigający się wał antyklinalny na

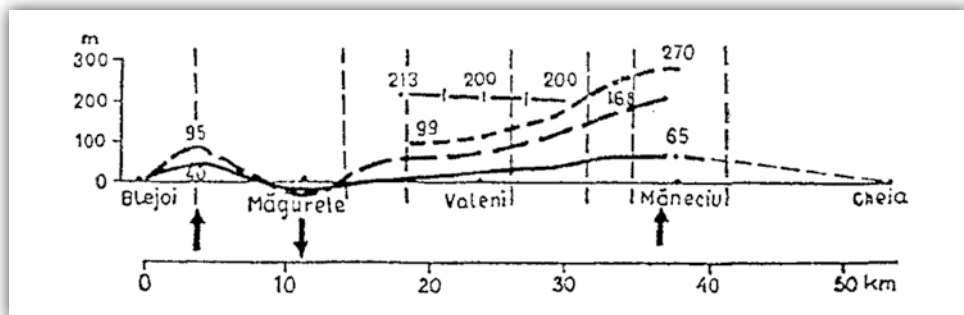


Rycina 1.27. Przedpole Himalajów między rzekami Tistą a Dimą (wg Starkla i in. 2008)

1 - rzeki, 2 - młody (aktywny) stożek napływowy, 3 - starszy stożek napływowy, 4 - równina zalewowa, 5 - niska terasa, 6 - wyższa terasa (podniesiona), 7 - krawędź gór, 8 - próg tektoniczny (uskok)

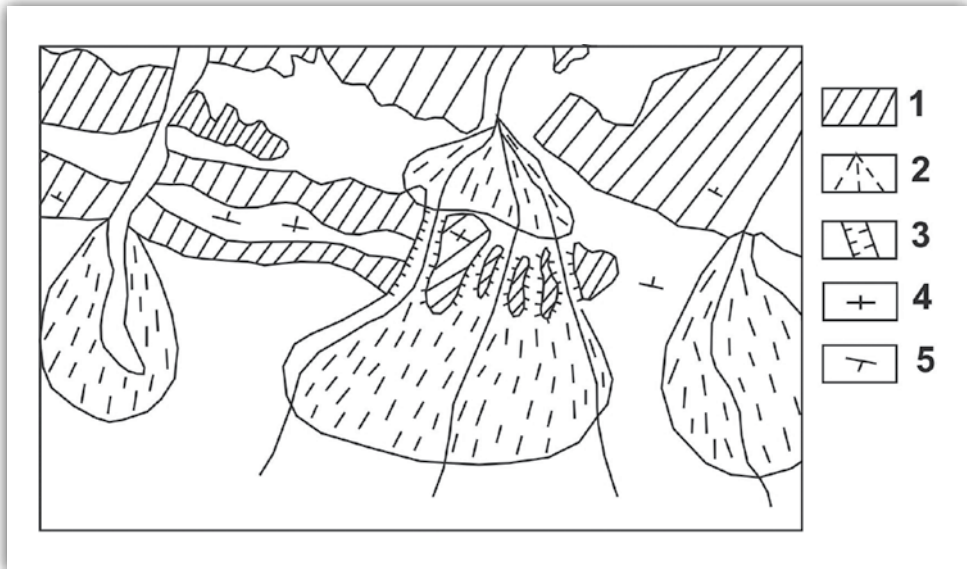
Figure 1.27. Himalayan foreland between Tista and Dima rivers (after Starkel et al. 2008)

1 - rivers, 2 - young (active) alluvial fan, 3 - older alluvial fan, 4 - floodplain, 5 - lower terrace, 6 - higher uplifted terrace, 7 - mountain front, 8 - tectonic escarpment (fault)



Rycina 1.28. Deformacje teras w dolinie Teleajen na obrzeżu Subkarpat Rumuńskich jako efekt ruchów neotektonicznych (wg Niculescu 1963); najwyższy poziom z dolnego czwartorzędu

Figure 1.28. Deformation of terraces in the Teleajen river valley on the margin of Romanian Subcarpathians as the effects of neotectonic movements (after Niculescu 1963); the highest niveau of lower Quaternary age



Rycina 1.29. Stożek rzeki Gidrimanchaj przecięty przez aktywną antyklinę na przedpolu wschodniego Kaukazu (Mamiedow i in. 1966)

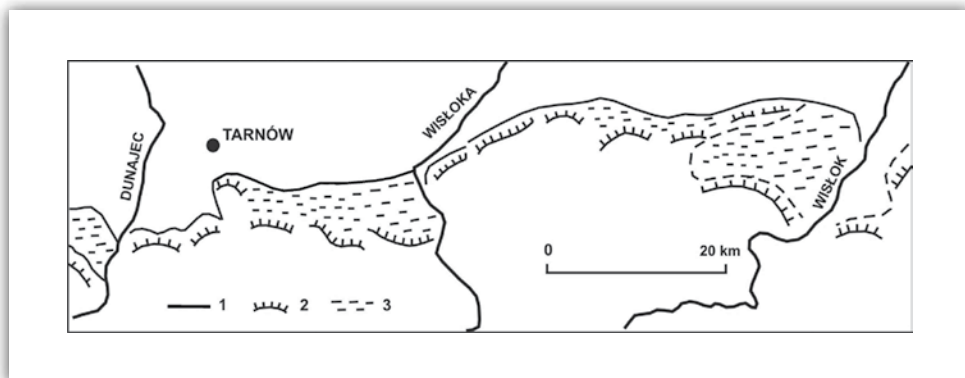
1 – pogórze Kaukazu, 2 – stożek, 3 – antecedentny przełom, 4 – oś antykliny, 5 – upady warstw skalnych
Figure 1.29. Alluvial fan of Gidrimanchaj river crossed by active anticline at the foreland of eastern Caucasus Mts. (after Mamiedow et al. 1966)

1 - foothills of Caucasus Mts., 2 - alluvial fans, 3 - antecedent gaps, 4 - axis of anticline, 5 - inclination of beds

drodze rzeki Gidrimanchaj sypiącej stożek, której pięć ramion wycięło głębokie rynny (Mamiedow i in. 1966; ryc. 1.29).

W przypadku brzegu obecnie mało aktywnych tektonicznie górotworów geomorfologiczna granica gór nie pokrywa się często ze starym czołem nasunięcia. I tak, na odcinku polskim granica między Pogórzem Karpackim a Kotliną Sandomierską jest podkreślona przez krawędź wysokości około 100–150 m położoną dopiero na pierwszych wychodniach odporniejszych piaskowców fliszowych (ryc. 1.30; Starkel 1960c).

Najczęstsze jest wyraźne przejście od sfałdowanej strefy molasowej do strefy piedmontowej utworzonej przez systemy stożków napływowych większych i mniejszych rzek górskich (ryc. 1.31). Najlepsze przykłady zostały opisane z przedpola zachodnich Himalajów (Gohain i Parkash 1990; Singh 1992; Jain i Sinha 2003). Gdy brzeg gór rozcięty jest przez pojedyncze duże rzeki, wówczas na przedpolu rozwijają się megastożki, rozszerzające się przy udziale częstych przerzutów koryt i oddzielone zamkniętymi depresjami. Natomiast gdy brzeg gór nacinają liczne mniejsze rzeki i wąwozy prowadzące epizodycznie wodę, wówczas powstaje tam platforma o większym nachyleniu złożona z mniejszych stożków splecionych ze sobą (ryc. 1.31).

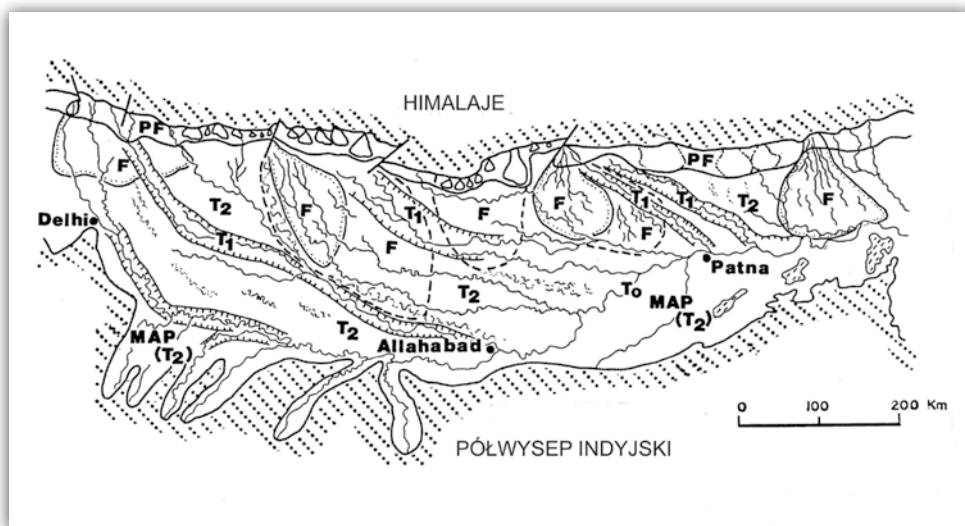


Rycina 1.30. Próg Pogórza Karpackiego nawiązuje do odporności skał

1 – brzeg nasunięcia Karpat fliszowych, 2 – próg Pogórza Karpackiego utworzony na bardziej odpornych piaskowcach, 3 – niskie wzgórza na przedpolu progu zbudowane z mało odpornych skał fliszowych i miocenijskich

Figure 1.30. Escarpment of the Carpathian Foothills related to rock resistance

1 – margin of Carpathian main overthrust, 2 – escarpment of Carpathian Foothills formed by more resistant sandstones, 3 – low hills at the foreland built of less resistant flysch and Miocene rocks

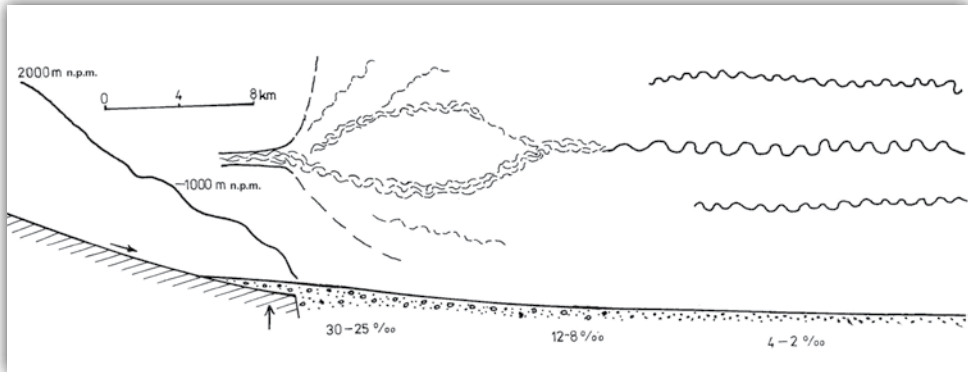


Rycina 1.31. Szkic rzeźby Niziny Gangesu stanowiącej część rowu przedgórskiego Himalajów (wg Singha 1992)

T_2 – wysoki poziom terasowy, niekiedy zwydmiony i z paleokorytami, MAP (T_2) – wyższy poziom brzeżnej równiny aluwialnej, F – duże stare stożki napływowe, PF – strefa małych stożków piedmontowych, T_1 – niski wcięty poziom terasowy (zalewowy), T_0 – aktywna równina zalewowa

Figure 1.31. Schematic geomorphic map of Gangetic plain, part of Himalayan foredeep (after Singh 1992)

T_2 – higher terrace, partly with dunes and palaeochannels, MAP (T_2) – higher terrace of marginal alluvial plain, F – large relic alluvial fans, PF – piedmont surface with small fans, T_1 – lower entrenched terrace, T_0 – active flood plain



Rycina 1.32. Model stożka napływowego (torencjalnego) małej rzeki (przeważnie okresowej) rozcinającej brzeg wschodnich Himalajów (Starkel i in. 2008) – profil podłużny i obraz przestrzenny

Objaśnienie znaków na ryc. 1.33

Figure 1.32. Model of alluvial (torrencial) of small stream (mainly periodic) draining margin of Eastern Himalaya (Starkel et al. 2008) – longitudinal profile and spatial model

Explanation of signatures see fig. 1.33

Charakterystyczną cechą platform piedmontowych stożków jest szybko postępujące w dół biegu zmniejszenie spadku od 20–30‰ do mniej niż 2‰ (ryc. 1.32) i równoczesny spadek frakcji aluwiołów (fot. 1.12). Spadek siły transportowej wiąże się z ucieczką wody w gruboziarniste aluwia (Starkel i in. 2008). W takich



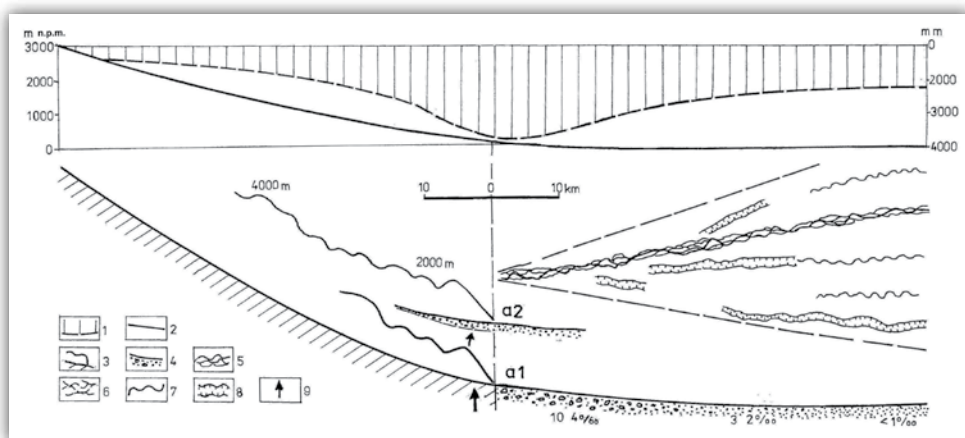
Fotografia 1.12. System stożków rzek Sukti i Pagli stale agradujących na przedpou Himalajów Bhutańskich

Photo 1.12. System of alluvial fans of rivers Sukti and Pagli permanently rising by aggradation at the foreland of the Bhutanese Himalaya



Fotografia 1.13. Rzeka meandrująca w zlewni Kaljani (przedpole Himalajów Bhutańskich) stale zasilana przez źródła wypływające u podnóży stożków napływowych

Photo 1.13. Meandering river in the Kaljani river catchment permanently fed by springs at the feet of alluvial fans (foreland of the Bhutanese Himalaya)

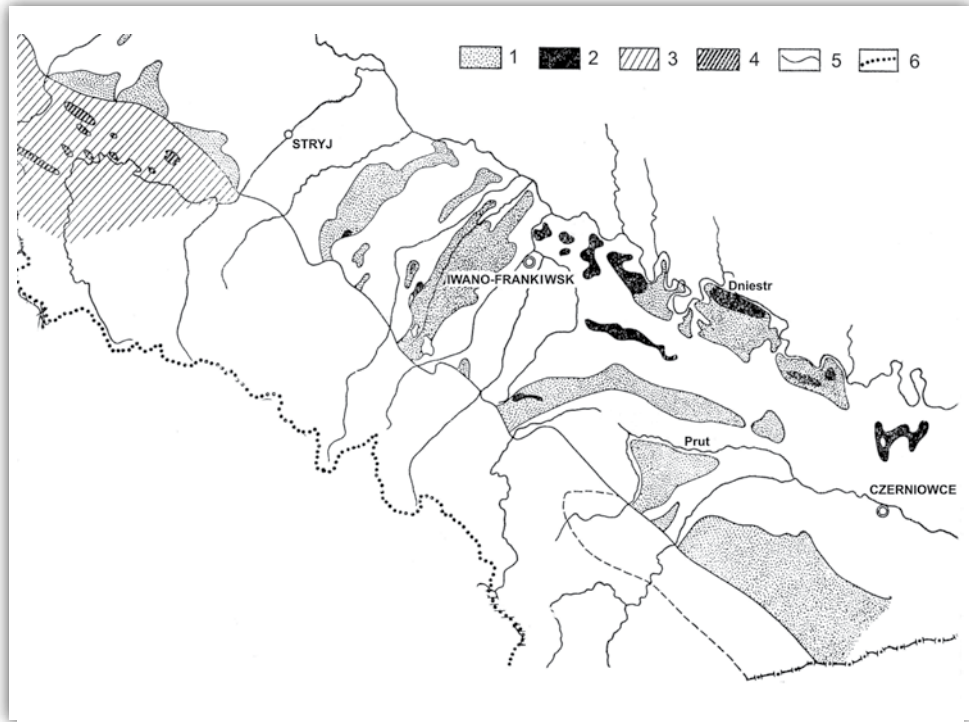


Rycina 1.33. Model stożka piedmontowego dużej rzeki himalajskiej (Starkel i in. 2008)

1 – przekrój wysokości opadów, 2 – profil podłużny koryta, 3 – cokół skalny i brzeg gór, 4 – aluwia grubo- i drobnoziarniste, 5 – koryto roztokowe, 6 – koryto roztokowe rzeki epizodycznej, 7 – koryto meandrowe, 8 – wcięte paleokoryto, 9 – tendencja podnosząca

Figure 1.33. Model of alluvial fan of large Himalayan river (Starkel et al. 2008)

1 - rainfall transect, 2 - longitudinal profile of channel, 3 - bedrock and mountain front, 4 - finer sediments, 5 - braided channel, 6 - braided channel of episodic stream, 7 - meandering channel, 8 - incised paleochannel, 9 - uplift tendency



Rycina 1.34. Powierzchnie przedpola ukraińskich Karpat brzeżnej części Karpat (wg Gofszejna 1964)

1 - rozległy poziom Łojewoj (odpowiednik przydolinny) ze żwirami, 2 - fragmenty poziomu Krasnoj, 3 - zasięg rozczłonkowanego poziomu podbeskidzkiego (odpowiednik pogórskiego), 4 - fragmenty poziomu beskidzkiego, 5 - brzeg Karpat, 6 - główny dział wodny

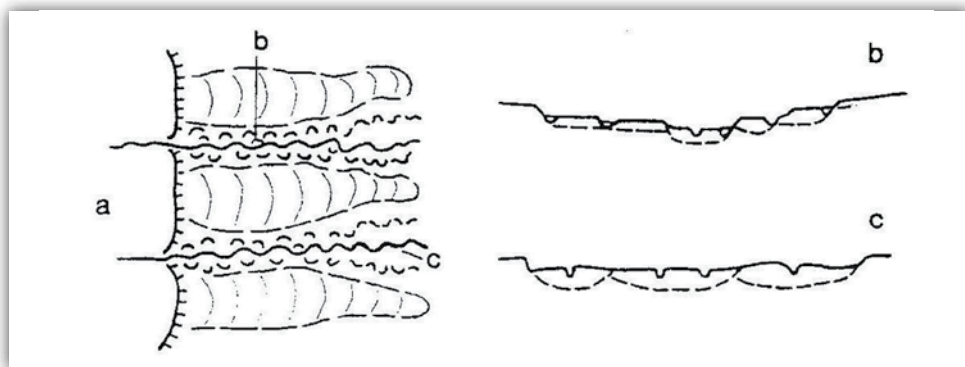
Figure 1.34. The planation surfaces of foreland and marginal part of Ukrainian Carpathians (after Gofszejn 1964)

1 - extensive Loyeva level with gravels (equivalent of valley level), 2 - fragment of Krasna level, 3 - extend of dissected sub-beskidian level (equivalent of foothill level), 4 - fragment of beskidian level, 5 - border of Carpathian Mts., 6 - main watershed

przypadkach w odległości 10–30 km od brzegu gór pojawiają się linie stale bijących źródeł, gdzie zaczynają się rzeki o stałych przepływach i o korytach meandrowych (ryc. 1.32, fot. 1.13). Stożki dużych rzek o mniejszym spadku charakteryzują częste przerzuty koryt, niekiedy roztokowych (ryc. 1.33).

U brzegów gór mniej aktywnych tektonicznie, jak północny brzeg Karpat, stare poziomy akumulacyjne rozpoczynają się niekiedy w dolnych odcinkach dolin górskich. Taki charakter ma np. dolnoczwartorzędowy poziom Łojewoj u brzegu Karpat Ukraińskich, rozcięty do 80–100 m (Gofszejn 1964; ryc. 1.34).

W Kotlinie Sandomierskiej transgresja lądolodu skandynawskiego w czasie zlodowacenia sanu spowodowała wpięty przykrycie, potem degradację stożków



Rycina 1.35. Dojrzała rzeźba międzodolnna Kotliny Sandomierskiej na przedpolu Karpat (a) rozcięta młodszymi dolinami rzek (wg Starkla 2005a)

W dolinach u brzegu gór tendencja do pogłębiania i wkładania coraz młodszych serii (b); dalej od brzegu rozszerzanie równin zalewowych i przerzuty koryt (c)

Figure 1.35. Mature relief of interfluvies in subcarpatian Sandomierz Basin (a) dissected by younger valleys (after Starkel 2005a)

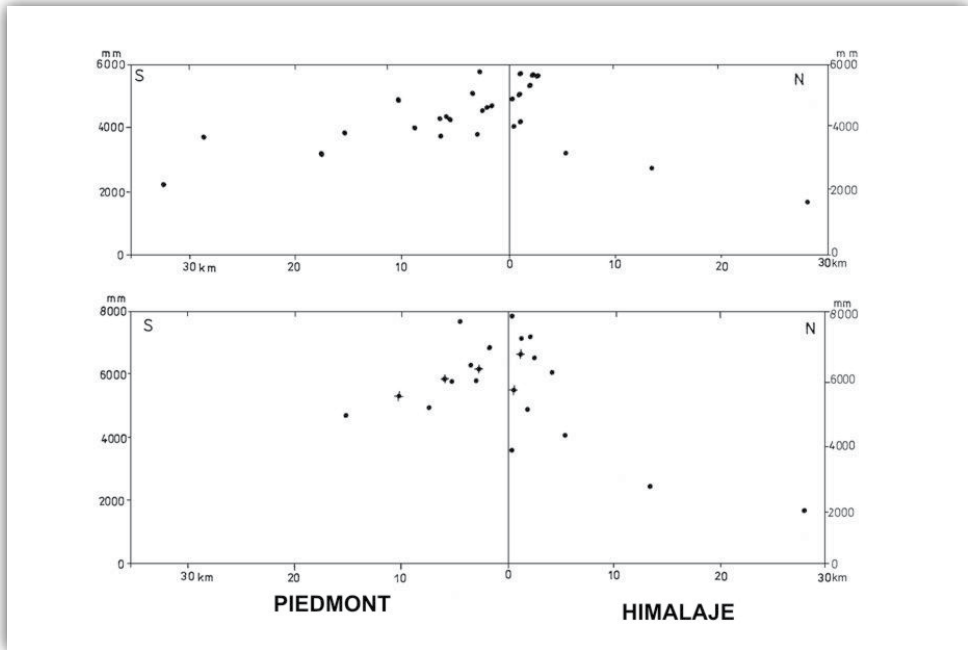
In valleys near the mountain front tendency to deepening and filling by younger series (b); at longer distance from margin widening of floodplains and avulsions of channels (c)

napiływowych, a następnie kolejną agradację podczas deglacjacji i rozcięcie. W czasie holocenu agradacja u brzegu gór nie jest tak znacząca, prawdopodobnie również w wyniku słabych tendencji podnoszących (Starkel 1972e, 2005a; ryc. 1.35). Z kolei w dorzeczu górnej Odry objętej transgresją lądolodu w kolejnym glacie powstała rozległa powierzchnia akumulacyjna złożona z pokryw glacialfluwialnych i stożków karpaccich dopływów (Macoun 1989).

Charakterystyczną cechą brzegu większości łańcuchów górskich, a szczególnie wschodnich Himalajów obrzeżających wysoko wyźwignięty blok Wyżyny Tybetańskiej, jest szybko postępujące zmniejszanie się wysokości opadów wraz z odległością od brzegu gór (ryc. 1.36, 1.37). Na krawędzi gór notowane są tam opady roczne o wysokości 4000–6000 mm, występują też opady ulewne sięgające 300–800 mm na dobę. W odległości 20–30 km w głąb gór wysokość rocznego opadu obniża się do 1000–2000 mm. Dlatego małe zlewnie odwadniające brzeg gór mają przepływy jednostkowe kilkakrotnie wyższe od większych rzek himalajskich (Soja i Sarkar 2008; patrz Starkel i in. 2008), a w efekcie transport rumowiska i nadbudowa stożków postępuje znacznie szybciej, sięgając w przypadku koryt potoków 3 m w ciągu 10 lat (Starkel, Sarkar 2002).

Takie torrencjalne stożki często okresowych potoków są przedzielone przez duże stożki dopływów Gangesu i Brahmaputry, zasilanych przez wody z topniejących śniegów i lodowców, jak np. Tisty i Kosi (Gohain, Parkash 1990; Starkel, Basu 2000).

Wielkość lodowców górskich rośnie wraz z szerokością geograficzną. Były one znacznie większe w zimnych piętrach plejstocenu, rozlewając się nieraz jako



Rycina 1.36. Średni opad roczny (powyżej) i opad w 1998 roku (poniżej) wzdłuż południowego przekroju piedmontu i brzegu Himalajów (między Tistą a Torsą) (Starkel i in. 2008)

Najwyższe opady u czoła gór; linia pionowa 0 oznacza brzeg gór; stacje znaczone krzyżykiem leżą na jednej osi wzdłuż rzeki Torsa

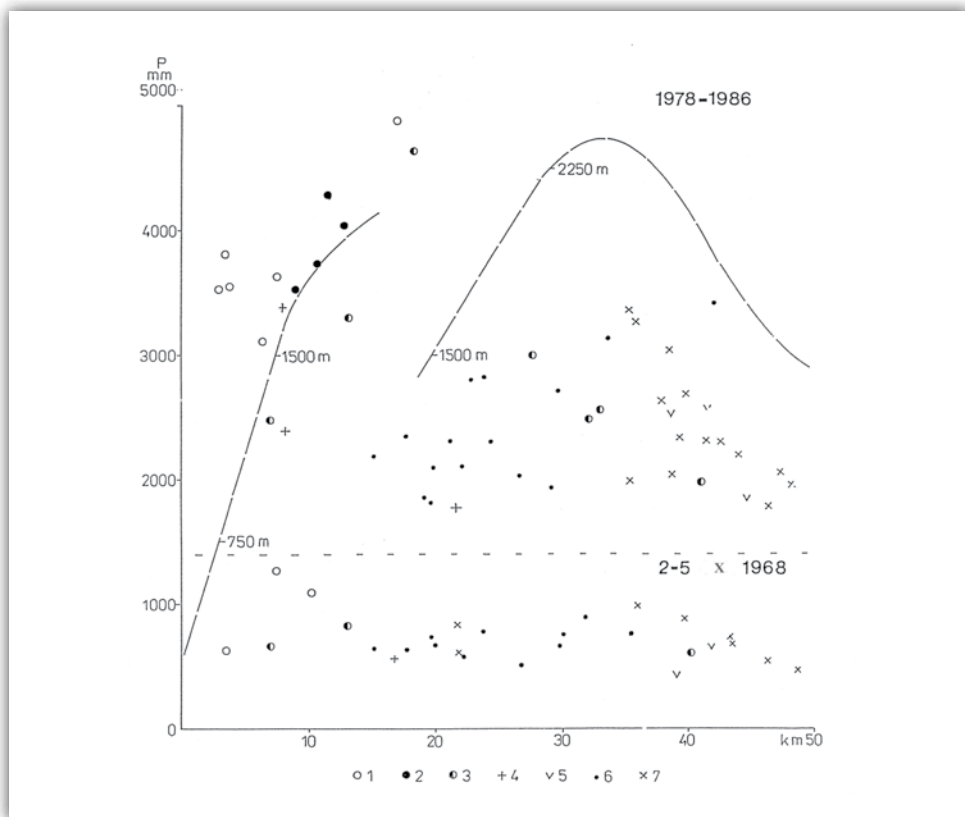
Figure 1.36. Mean annual rainfall (above) and rainfall in 1998 (below) along a S–N transect of Piedmont and margin of Himalaya (between Tista and Torsa) (Starkel et al. 2008)

Highest values at the front of mountains; vertical line 0 indicate the margin of mountains; stations with crosses are located on one line along Torsa river

lodowce piedmontowe. Potężne stożki glacyfluwialne rozciągały się na przedpolu Alp, także po ich południowej stronie (Castiglioni 2001).

Znacznie wyraźniejsze i na ogół prostolinijne są krawędzie gór zrębowych, wyznaczone przez linie uskokowe. Od takiej krawędzi, często nadal podnoszonej, postępuje w górę dolin erozja wsteczna. Na przedpolu sypane są stożki-delta, tworzące systemy piętrowe, wnikające niekiedy w głąb gór i poprzecinane przez aktywne linie uskokowe, jak np. słynny San Andreas w Kalifornii. W centralnej Azji czy też w Kalifornii na obrzeżach wielkich kotlin zapadliskowych: Tarymskiej, Dżungarskiej czy Doliny Śmierci są zakorzenione wielkie stożki stale przekształcane przez przerzucane ramiona okresowych rzek ginących w pustyniach (Jäkel, Zhu 1991).

Podobny charakter mają mniejsze stożki u północnej krawędzi Sudetów, niekiedy przecięte odnawianymi młodszymi uskokami (Krzyszkowski, Pijet 1993). W przypadku wielkiej Kotliny Pannońskiej ograniczonej systemami uskoków



Rycina 1.37. Średni opad roczny (1978–1986) i w czasie opadu rozlewnego w październiku 1968 roku w Himalajach Dardżylińskich na przekroju od brzegu gór (wg Starkla, w: Froehlich, Starkel 1987), w tle profil wysokościowy progów gór i wyższego grzbiecia (linia przerywana)

Lokalizacja stacji: 1 – płd. brzeżny stok, 2 – grzbiet progów gór, 3 – sąsiednie stacje, 4 – półn. stok brzeżnego grzbiecia, 5 – stacje na stokach zach. i wsch., 6 – płd. stok kolejnych grzbiecików, 7 – półn. stok kolejnych grzbiecików

Figure 1.37. Mean annual rainfall (1978–1986) and during continuous rain in October 1968 in Darjeeling Himalaya as related to the distance from the mountain front and elevation a.s.l. – broken line show frontal escarpment and higher ridge (after Starkel, in: Froehlich, Starkel 1987)

Location of stations: 1 – southern marginal slope, 2 – ridge at mountain front, 3 – neighboring ridge station, 4 – northern slope of frontal ridge, 5 – W- and E-exposed slopes, 6 – southern slope of next ridges, 7 – northern slope of next ridges

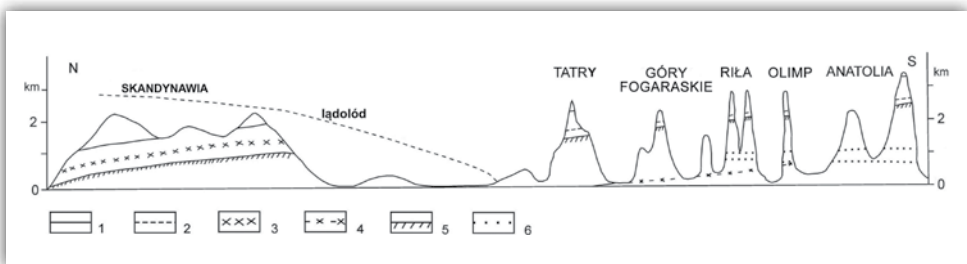
z różnych stron, obok rzek rozcinających krawędzie gór mamy Dunaj przecinający całość zapadliska jako wielka rzeka tranzytowa. Zrzuca on część niesionego rumowiska w zachodnim basenie (tzw. Małej Nizinie Węgierskiej), w którym miąższość czwartorzędowych aluwów przekracza 100 m (Vaškovsky 1977). W centralnej części Kotliny Pannońskiej Dunaj przecina wzniesienia Średniogórza Węgierskiego antecendentnym przełomem (Pecsi 1975).

2. Złożoność procesów rzeźbotwórczych i poligeneza form

2.1. Dziedziny (strefy) morfogenetyczne a piętrowość procesów w górach

Typ i natężenie współczesnych procesów modelujących rzeźbę gór są zróżnicowane zarówno w zależności od położenia łańcucha górskiego w określonej strefie klimatycznej warunkującej piętrowość termiczną i złożoność opadów (ich wysokość i sezonowość), jak również od budowy geologicznej i odziedziczonej z przeszłości rzeźby konkretnego pasma górskiego, a nawet poszczególnej doliny i stoku.

Dziedziny morfogenetyczne o wyraźnym zróżnicowaniu strefowym (szczególnie wyraźnym na półkuli północnej), wyróżniane m.in. przez J. Tricarta i A. Cailleux (1972), J. Hagedorn i H. Posera (1974), J. Büdela (1977), są odbiciem różnic w cyrkulacji atmosferycznej i bilansie promieniowania. Różnice wysokości decydują



Rycina 2.1. Południkowy przekrój piętrowości w górach Europy współcześnie i w ostatnim glacie (Starkel 2011a)

1 - współczesna granica śniegu, 2 - granica lądolodu w ostatnim glacie, 3 - współczesny zasięg zmarzliny, 4 - zasięg zmarzliny w glacie, 5 - współczesna górna granica lasu, 6 - górna i dolna granica lasu w glacie

Figure 2.1. N-S European transect of vertical zonation at present and during last cold stage (Starkel 2011a)

1 - present snowline, 2 - cold stage ice sheet line, 3 - present lower limit of permafrost, 4 - cold stage limit of permafrost, 5 - present upper timberline, 6 - last cold stage upper and lower timberline



**Fotografia 2.1. Piętra morfoklimatyczne w Dolomitach: leśne (z osuwiskami), krio-
niwalne i glacialne, okolice Alta Badia**

**Photo 2.1. Morphoclimatic vertical zones in the Dolomites: forest zone (with land-
slides), cryonival and glacial ones, surroundings of Alta Badia**

o spadku temperatury i na ogół o wzroście opadów z wysokością oraz o typie szaty roślinnej. Zmiany te są istotne dla przebiegu granic występowania różnych procesów rzeźbotwórczych (ryc. 2.1).

Są to, postępując od góry: 1. granica wiecznego śniegu, wyznaczająca powyżej niej zamieranie większości procesów denudacyjnych (poza niwalnymi, egzaracyjnymi i deflacją), 2. dolna granica występowania zmarzliny, określająca pionowy zasięg większości procesów kriogenicznych (wraz z soliflukcją), 3. górna granica lasu zbieżna z izotermą roczną $+2^{\circ}\text{C}$ (i średnią temperaturą w lipcu $10-12^{\circ}\text{C}$) wyznaczająca górną granicę bardzo aktywnych procesów biochemicznych i szeregu sekularnych procesów denudacyjnych (fot. 2.1), 4. dolna granica zbiorowisk leśnych, związana

**Rycina 2.2. Procesy rzeźbotwórcze w różnych piętrach wysokościowych gór róż-
nych stref klimatycznych (wg Gornunga i Timofiejewa 1958)**

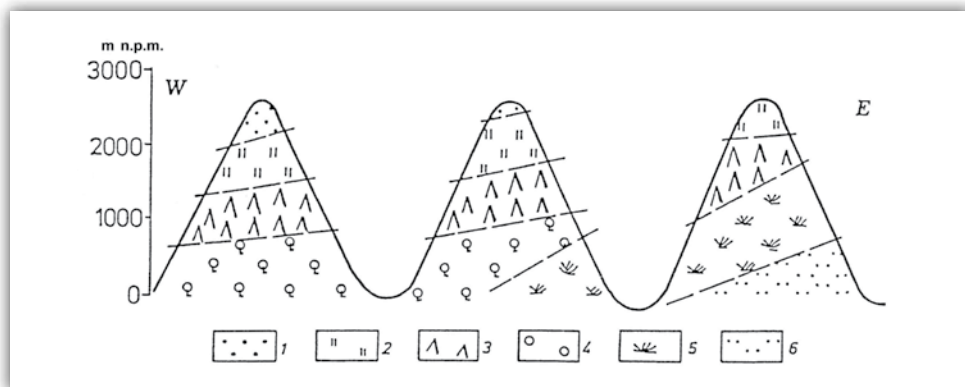
1-6 - natężenie procesów od najwyższego do najniższego

**Figure 2.2. Morphogenetic processes in different vertical mountain zones of var-
ious climatic zones (after Gornung and Timofiejew 1958); from arctic
zone to semidesert and humid tropics**

1-6 - various intensity of processes (from high intensity)

Egzogeniczne procesy rzeźbotwórcze		S T R E F Y																																					
		Arktyczna				Tundrilasotundr				Lasów umiarkowa- nych				Lasostepu				Stepowa				Półpustyń				Pustyń				Wilgotnych lasów tropikalnych									
		góry				góry				niziny				niziny				niziny				niziny				niziny				niziny									
		niziny	niskie	średnie	wysokie	niziny	niskie	średnie	wysokie	przymorskie	kontynentalne	niskie	średnie	wysokie	przymorskie	kontynentalne	niskie	średnie	wysokie	przymorskie	kontynentalne	niskie	średnie	wysokie	przymorskie	kontynen- alne	niskie	średnie	wysokie	przymorskie	kontynentalne	niskie	średnie	wysokie	przymorskie	k.ontynentalne	niskie	średnie	wysokie
Wietrzenie mechaniczne	związane z niskimi temperaturami	1				1	1	1																															
	związane z wysokimi temperaturami																																						
Wietrzenie chemiczne (glebowo-biolog.)																																							
Wietrzenie związane z krystalizacją soli																																							
Erozja rzeczna (strug stałych i okresowych)																																							
Akumulacja rzeczna																																							
Erozja wąwozowa																																							
Spłukiwanie																																							
Działalność potoków gruzowo-kamien.																																							
Abrazja i akumulacja jeziorna																																							
Abrazja termiczna																																							
Zabagnienie i zatofnienie																																							
Procesy krasowe																																							
Suffozja																																							
Procesy lodowcowe																																							
Niwacja																																							
Soliflukcja																																							
Wymarzanie (gleby strukturalne)																																							
Procesy związane z marznięciem																																							
Zsypywanie																																							
Osuwanie																																							
Cieczenie (spływanie gruntów)																																							
Deflacja																																							
Akumulacja eoliczna i przewiewanie																																							
Nagromadzenia soli																																							
Procesy antropogeniczne																																							





Rycina 2.3. Piętrowość w przekroju zachód-wschód w górach Eurazji – uproszczony przekrój (wg Starkla 1994)

1 – piętro krioniwalne, 2 – piętro alpejskie – tundrowe, 3 – lasy borealne, 4 – lasy mieszane, 5 – stepy, 6 – pustynie

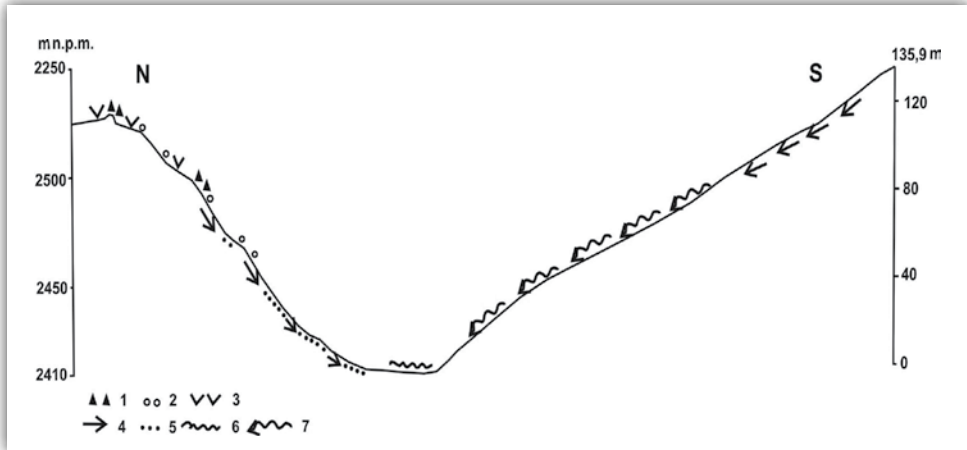
Figure 2.3. Vertical zonality in Eurasian mountains W-E transect – simplified (after Starkel 1994)

1 - crionival belt, 2 - tundra - alpine belt, 3 - boreal forests, 4 - mixed forests, 5 - steppes, 6 - deserts

z okresowym deficytem bilansu wodnego, oraz 5. granica między stepem a pustynią, wyznaczająca zasięg procesów intensywnej deflacji. W naturze granice te mają zazwyczaj charakter węższych lub szerszych stref ekotonalnych wzajemnego przenikania się zbiorowisk roślinnych. Przegląd zespołu procesów, charakterystycznych dla pięter gór w różnych strefach klimatyczno-roślinnych przedstawia zestawienie opublikowane w 1958 r. przez M. Gornunga i D. Timofiejewa (ryc. 2.2), ukazujące również różnice między odmianami klimatu: oceaniczną i kontynentalną.

W poszczególnych grupach górskich położonych w różnych strefach klimatycznych piętra te wykazują wyraźne oscylacje. Podnoszą się one od bieguna ku równikowi (ryc. 2.1), a ponadto w zwrotnikowej strefie deficytów wodnych i wysokich temperatur wykazują podniesienie dodatkowo o 1000 do 2000 m. Termika pięter górskich strefy równikowej charakteryzuje się znacznymi dobowymi wahaniami temperatury, co różni ją od strefy polarnej, gdzie termika regulowana jest przez pory roku, wyznaczone rocznym rytmem promieniowania słonecznego (*Tageszeitenklima* i *Jahreszeitenklima* wg C. Trolla 1962).

Równolegle szczególnie wyraźnie w strefie umiarkowanej półkuli północnej o dominacji cyrkulacji zachodniej obserwujemy rosnące z zachodu ku wschodowi cechy kontynentalizmu (ryc. 2.3), co objawia się obok spadku wysokości opadów podnoszeniem granic pięter, a więc granicy wiecznego śniegu z 1500 do 3500 m n.p.m., górnej granicy lasu od 700 do 2500 m, a także dolnej granicy lasu (Starkel 1994; Shahgodanova 2002). Równocześnie w wyniku wychłodzenia wnętrza Azji zaznacza się tam obniżenie granicy wieloletniej zmarzliny nawet do poziomu



Rycina 2.4. Procesy w przekroju asymetrycznej doliny Sant w Mongolii (Kowalkowski, Starkel 1980)

1 – wietrzenie fizyczne, 2 – spływanie grawitacyjne, 3 – procesy eoliczne, 4 – spłukiwanie i sufozja, 5 – akumulacja deluwiiów, 6 – procesy mrozowe i soliflukcja, 7 – spływanie po zmarzlinie

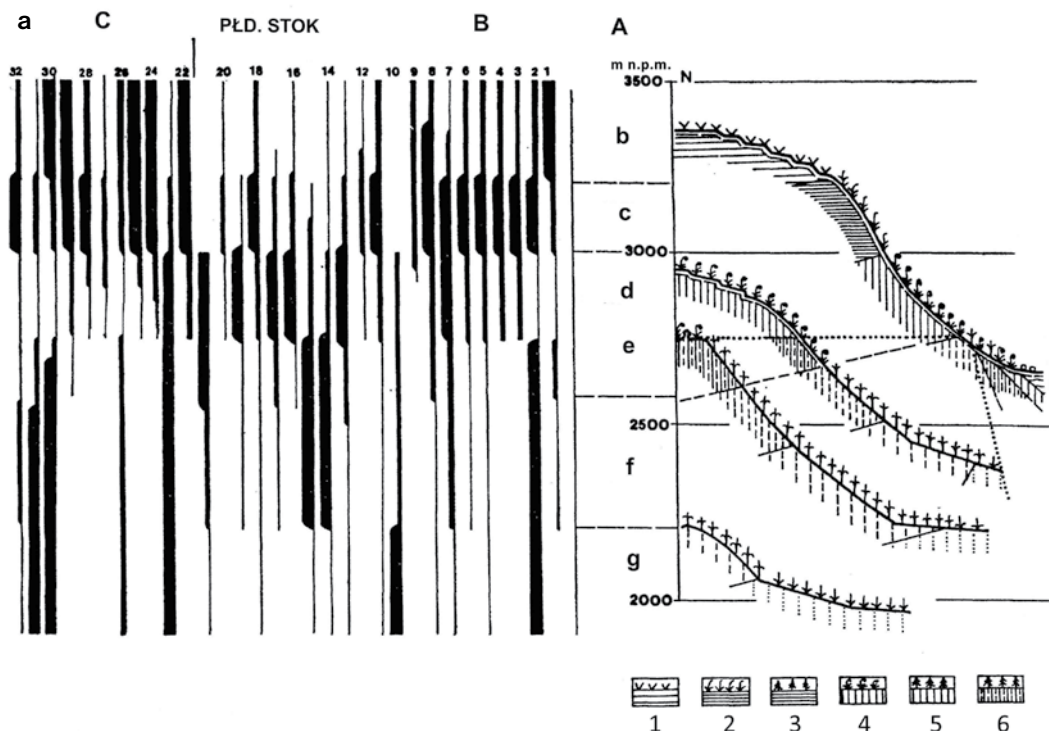
Figure 2.4. Processes in cross-section through the asymmetric Sant valley in Mongolia (Kowalkowski, Starkel 1980)

1 – physical weathering, 2 – gravitation creeping, 3 – eolian processes, 4 – slope wash and piping, 5 – deluvial accumulation, 6 – frost swelling and solifluction, 7 – creeping over permafrost

nizinnych przedgórz. Tymczasem w obszarze klimatu oceanicznego o wyższych opadach, np. na Wyspach Brytyjskich, pojawia się wilgotnościowa granica zbiorowisk leśnych. Została ona łatwiej osiągnięta po wykarczowaniu lasów (Barber, Coope 1987; Moore 1991), które nie mogły się już odnowić i zostały zastąpione przez torfowiska (*blanket bogs*), zasilane też przez tzw. opady poziome.

Na termiczną piętrowość morfoklimatyczną w dolinach górskich nakłada się zróżnicowanie mezoklimatyczne związane ze zjawiskami inwersji temperatury i adwekcji świeżych mas powietrza (Obrębska-Starkel 1970; Yoshino 1984). W okresie pogody wyżowej obserwujemy spadek temperatury w dnach dolin, co uzewnętrznia się, zwłaszcza w kontynentalnym klimacie centralnej Azji i Syberii, większym zasięgiem zarówno ciągłej wieloletniej zmarzliny, jak i płatów nieciągłej zmarzliny, dłuższym zaleganiem pokrywy śnieżnej i pojawianiem się nalodzi (Gravis i in. 1974; Froehlich i in. 1977b; Baulin i in. 1984; Serebryanny, Gravis 1993). Natomiast strefy grzbietowe wystawione są na silne wiatry i wychłodzone. Efektem tego jest obniżenie górnej granicy lasu i wzmożona działalność eoliczna (Kowalkowski, Starkel 1984). Obniżenie górnej granicy lasu rejestruje się także w brzeżnych częściach łańcuchów górskich (znane wśród botaników jako zjawisko tzw. masywności gór, por. Höllermann 1973).

W zależności od deniwelacji stoki górskie znajdują się albo w jednym piętrze morfoklimatycznym, albo są objęte przez dwa a nawet 3–4 piętra (Starkel 2011a).



Rycina 2.5 (a i b). Piętrowość i asymetria zbiorowisk, gleb i procesów rzeźbotwórczych na południowym skłonie gór Changaju (Kowalkowski, Starkel 1984)

T – temperatura, P – opad, E – parowanie, C – zawartość węgla w glebie, SC – pokrywa śnieżna; stok w wystawie południowej (2.5a) i północnej (2.5b); w kolumnach: A – piętra glebowe, B – wietrzenie i procesy glebotwórcze, C – procesy denudacyjne; 1–5 piętra kriogeniczne półwilgotne (1 – skalista tundra – inicjalne gleby brunatne, 2 – wysokogórskie łąki, gleby szarobrunatne, 3 – lasostep, gleby brunatne, 4 – wysokogórskie łąki, gleby brunatne i czarnoziemy, 5 – lasostep z reliktywnym czarnoziemem), 6–11 piętro półsuche (6 – kasztanowe czarnoziemy na lasostepie, 7 – lasostep, ciemnokasztanowe gleby, 8 – kasztanowe czarnoziemy na suchym stepie, 9 – ciemnokasztanowe na suchym stepie, 10 – jasnokasztanowe na suchym stepie, 11 – buroziemy na stepie), 12 – kriogeniczne bagienne gleby łąk górskich, 13 – zmarzlina, 14 – granice stref i siedlisk, 15 – natężenie procesów: niskie, średnie, wysokie; gleby: a – kamienista, b – brunatna tundrowa, c – brunatna, d – czarnoziem, e – ciemnokasztanowa, f – jasnokasztanowa, g – buroziem.

Wietrzenie, procesy glebotwórcze i denudacyjne na stokach o wystawie północnej i południowej: 1 – rozpad blokowy, 2 – rozpad ziarnisty, 3 – odtłupania kriomechaniczne, 4 – odtłamania kriomechaniczne, 5 – odpryśnięcia kriohydrotermiczne, 6 – złączanie kriotermiczne, 7 – złączanie termiczne, 8 – wietrzenie chemiczne, 9 – zakwaszanie, 10 – zasalanie, 11 – osadzanie pólw krzemionkowych, 12 – akumulacja torfu, 13 – akumulacja próchnicy, 14 – mineralizacja próchnicy, 15 – homogenizacja profilu przez gryzonie, 16 – homogenizacja profilu przez bezkręgowce, 17 – homogenizacja profilu przez korzenie roślin, 18 – ługowanie, 19 – wytrącanie z roztworów, 20 – brunatnienie, 21 – kasztanowienie, 22 – odpadanie blokowe, 23 – odpadanie ziarniste, 24 – procesy krioplanacyjne, 25 – spętyzwanie bloków, 26 – spętyzwanie gleby, 27 – spływy gruzowe, 28 – kongeliflukcja, 29 – sufozja, 30 – deflacja, 31 – spłukiwanie, 32 – erozja linijna

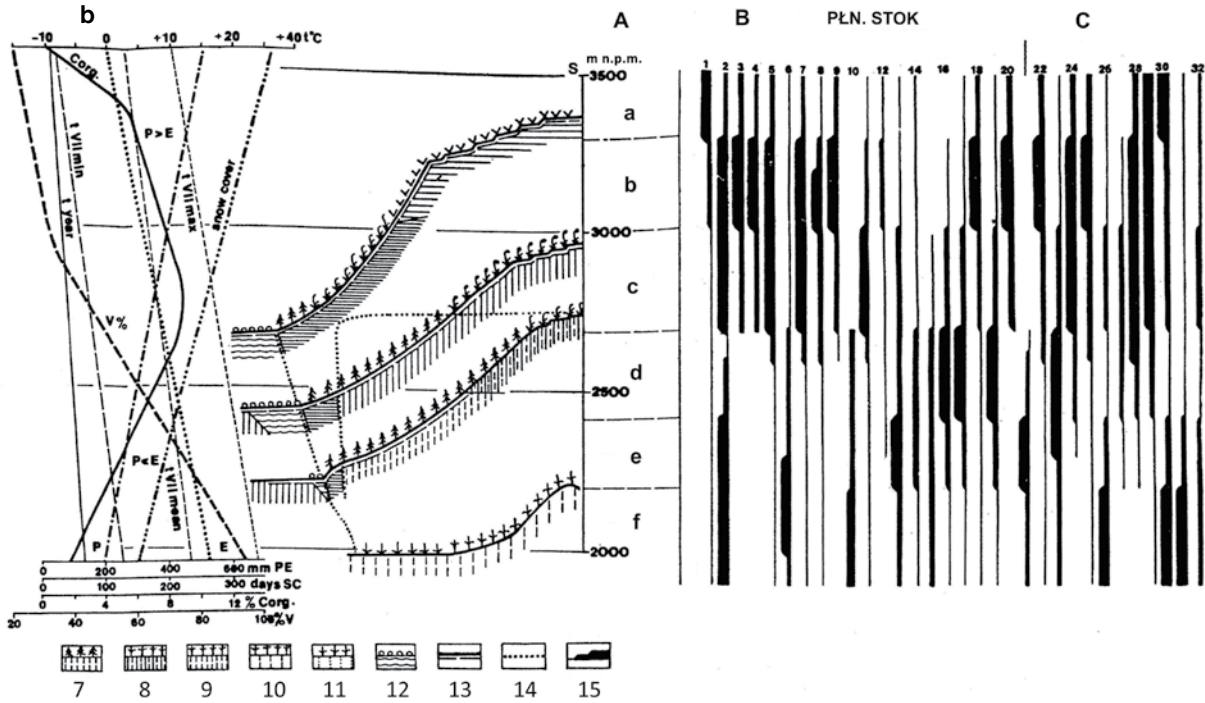


Figure 2.5 (a and b). Vertical zonation and asymmetry of habitats, soils and processes on southern side of Khangai Mts. (Kowalkowski and Starkel 1984)

T - temperature, P - precipitation, E - evaporation, C - organic carbon content in soil, SC - snow cover; n-facing slope (2.5a) and s-facing slope (2.5b); in columns: A - soils, B - weathering and soil forming processes, C - denudation processes; signs: 1-5 cryosemihumid vertical zone (1 - rocky tundra - initial brown soils, 2 - high mountain meadow, grey-brown and brown soils, 3 - forest-steppe, brown soil, 4 - high mountain meadows, brown soil and chernozems, 5 - forest-steppe with relic chernozems), 6-11 cryosemiarid vertical zone (6 - forest-steppe on chestnut chernozems, 7 - forest-steppe on dark-chestnut soil, 8 - dry steppe on chestnut chernozem, 9 - dry steppe on dark chestnut soil, 10 - dry steppe on light chestnut soil, 11 - dry steppe on burozems), 12 - crogenic swampy soils of mountain meadows, 13 - permafrost, 14 - limits between zones and habitats, 15 - intensity of processes: low, mean, high; soils: a - stony, b - brown tundra, c - chernozem, e - dark chestnut, f - light chestnut, g - burozem.

Weathering, soil-forming and denudation processes on N and S-facing slopes: 1 - block disintegration, 2 - granular disintegration, 3 - cryomechanical chipping, 4 - cryomechanical breakage, 5 - cryohydrothermic chipping, 6 - cryothermic exfoliation, 7 - thermic exfoliation, 8 - chemical weathering, 9 - acidisation, 10 - salinisation, 11 - silica coating precipitation, 12 - peat accumulation, 13 - humus accumulation, 14 - humus mineralization, 15 - homogenization of soil profile by rodents, 16 - homogenization of soil profile by invertebrates, 17 - homogenization of soil profile by the roots of plants, 18 - leaching, 19 - precipitation of solutes, 20 - brown soil forming, 21 - chestnut soil forming, 22 - block falling, 23 - granular falling, 24 - cryoplanation, 25 - block creep, 26 - soil creep, 27 - debris flows, 28 - congelifluction, 29 - piping, 30 - deflation, 31 - slope washing, 32 - linear erosion

Przy deniwelacjach rzędu 100–400 m kontrasty termiczne i wilgotnościowe są niewielkie i na ogół są zacierane przez opisane powyżej różnice związane z mezo-klimatem. Typ procesów modelujących stoki zależy też od cech rzeźby odziedziczonej, najczęściej związanych z przekształceniem przez lodowce dolinne, jak też z wypreparowanymi denudacyjnie wzniesieniami twardzielcowymi. Grawitacyjne przemieszczanie zwietrzałych rumoszy skalnych w dół stoków prowadzi do rozrastania się u podnóży stożków piargowych (Klimaszewski 1971a; Kotarba 1984, 1988), przechodzących niżej w odcinki o przewodze aluwiacji. W przypadku schodzenia zbocza do pogłębianego koryta potoku dolny odcinek jest podmywany (i odmładzany).

Największe kontrasty w jednym piętrze morfoklimatycznym napotykamy, gdy przeciwległe stoki tej samej doliny lub grzbietu różni ekspozycja ku słońcu lub na opady, co wyraźnie zaznacza się w klimacie suchym lub półsuchym, zwłaszcza na pograniczu kotlin i masywów górskich. Takie cechy przeciwległych stoków zostały szczegółowo rozpoznane m.in. w dolinie Sant w środkowej Mongolii na południowym skłonie gór Changaj (Starkel, Kowalkowski 1980; Kowalkowski, Starkel 1984). Stok o wystawie południowej, ciepły i suchy, charakteryzują wyższe temperatury i brak wieloletniej zmarzliny (ryc. 2.4).

Odbija się to w deficycie wodnym uwarunkowanym wcześniejszym zanikiem pokrywy śnieżnej (już w marcu są one bez śniegu – Froehlich i in. 1977b) i w obecności szkieletowych gleb i roślinności półpustynnej, rozwiniętych na aktualnie nieczynnych spływach gruzowych (ryc. 2.5).

Natomiast stok o wystawie północnej na wysokości 2300–2500 m n.p.m. charakteryzuje się płatami lasu modrzewiowego, zasilanymi w wodę przez warstwę czynną wieloletniej zmarzliny. Strefa grzbietowa bez roślinności jest obszarem intensywnego wietrzenia mechanicznego i deflacji (fot. 2.2).

W wyższych szerokościach geograficznych w ekstremalnym klimacie wschodniej Syberii mamy układ odwrotny niż w górach Mongolii. Ciepłe stoki o wystawie południowej z głębszą czynną zmarzliną i płatami lasu charakteryzują intensywne procesy soliflukcyjne, co powoduje, że właśnie te stoki są łagodniejsze (por. Simonow 1972; Poser 1977).

W klimacie strefy umiarkowanej kontrasty w jednym piętrze są niewielkie, widoczne w położeniu górnej granicy lasu i zasięgu struktur krioniwalnych, różniącym się o 200–400 m, notowanym w Alpach i na Kaukazie (Troll 1973; Ratjens 1982). Ale nawet w niskich położeniach pięter lasów mieszanych, np. w Beskidzie Niskim, gatunki ciepłolubne piętra pogórskiego na stokach o wystawie południowej sięgają około 100 m wyżej niż na północnych (Obrębska-Starkel 1973).

Przy większych deniwelacjach stok górski bywa położony w dwóch piętrach morfoklimatycznych (Starkel 2011a). Najczęściej stoki leżą albo w piętrze niwalnym (wyżej granicy śniegu) i krioniwalnym, albo też w krioniwalnym i leśnym (Caine



Fotografia 2.2. Produkty deflacji na północnym stoku brzeżnego grzbietu Changaju (centralna Mongolia)

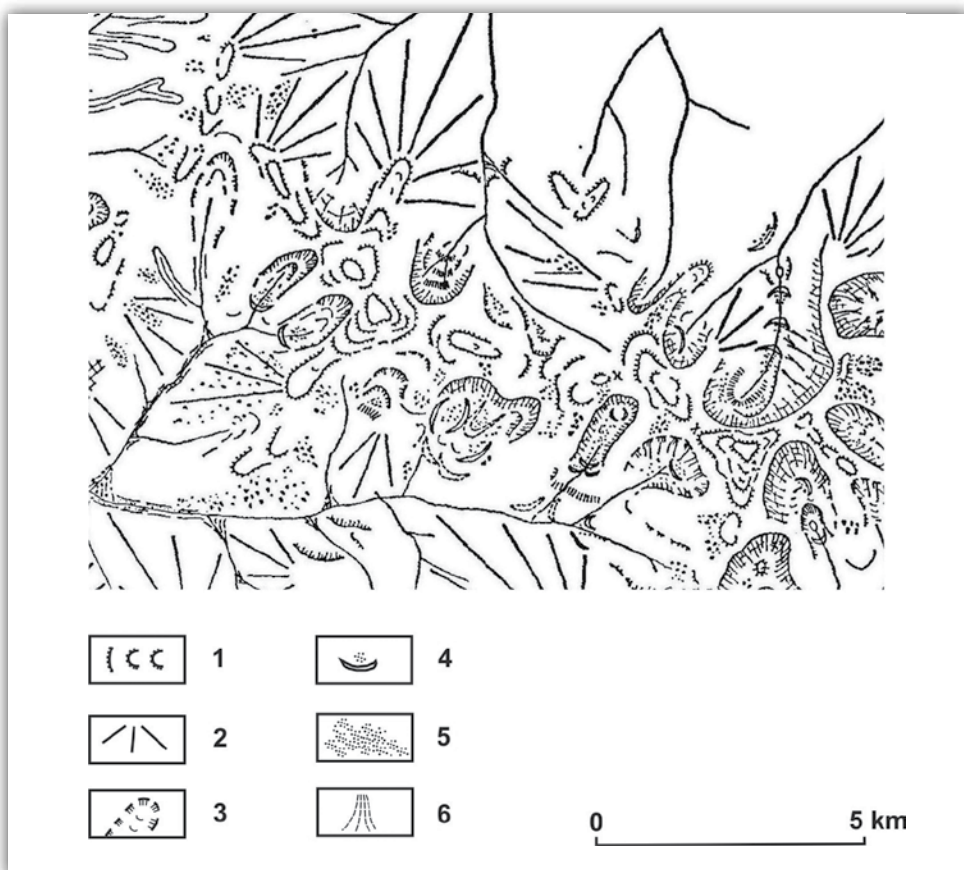
Photo 2.2. Products of deflation on the northern slope of the marginal ridge of Khangai Mts. (central Mongolia)

1984; Kaszowski 1984; Kalvoda 1984). W pierwszym przypadku na stokach odziedziczonych po zlodowaceniu intensywność procesów degradacyjnych wzrasta w dół stoku, a u ich podnóża obok odziedziczonych pokryw paraglacialnych obserwujemy narastanie stożków piargowych. Natomiast gdy przez profil stoku przebiega górna granica lasu, wówczas na brzegu zbiorowisk leśnych występuje strefa akumulacji koluwiów i lawin, które spychają grupy drzew ku dołowi (Baumann, Kaizer 1999). Specyficzna sytuacja powstała w Changaju o deniwelacjach przekraczających 1500 m, gdzie dwie granice, dolna i górna granica lasu (lub lasostępu) zbliżają się do siebie, a wąski pas czarnoziemów stepowych oddziela piętro kriosemihumidowe górnej części stoków o grawitacyjnym przemieszczaniu rumoszy z rozwiniętymi terasami krioplanacyjnymi od piętra zimnego-suchego z płacami zmarzliny u podnóża stoków (Haase i in. 1964; Kowalkowski, Starkel 1984; ryc. 2.5).

Postępując ku północy obserwujemy powolne rozszerzanie się piętra leśnego i już w zachodnim Chenteju, położonym na 48°25'N w dorzeczu Sugnugurin gol, o wysokościach 1000–2800 m n.p.m., występuje ponad piętrem stepowym (do 1100 m n.p.m.) i lasostępu (1100–1400 m n.p.m.), rozwinięte piętro tajgi (1400–2000 m n.p.m.) niżej z modrzewiem, a wyżej z limbą. Nad nim piętro wysokogórskich łąk (tzw. golcowe) przechodzące na wysokości około 2500 m n.p.m. w piętro

subniwalne (Pacyna 1980; Pękala, Ziętara 1980a). Już od wysokości 2300–2400 m n.p.m. na grzbietach dominują krioplanacyjne stopnie teras (ryc. 2.6). Lasy w Chenteju spotykamy na obu przeciwnych stokach. Na północnych stokach (ze zmarzliną) są to zwarte płyty drzew, które nie zdążyły jeszcze wkroczyć na gołoborza. W tym piętrze lasy są obecne na stokach południowych jako małe kępy w zakłębieniach, gdzie jest wilgotniej, oraz pojawiają się wyżej na płatach wieloletniej zmarzliny. Płaty gołoborzy są tu liczniejsze.

Piętrowość termiczna odbija się również w dolinach gór Mongolii, wyraźniejsza w dnach dolin o inwersyjnym rozkładzie temperatury. W górnym biegu doliny Sugnugurin gol, w niewielkim potoku powszechne są nalodzie, a w rozszerzeniach

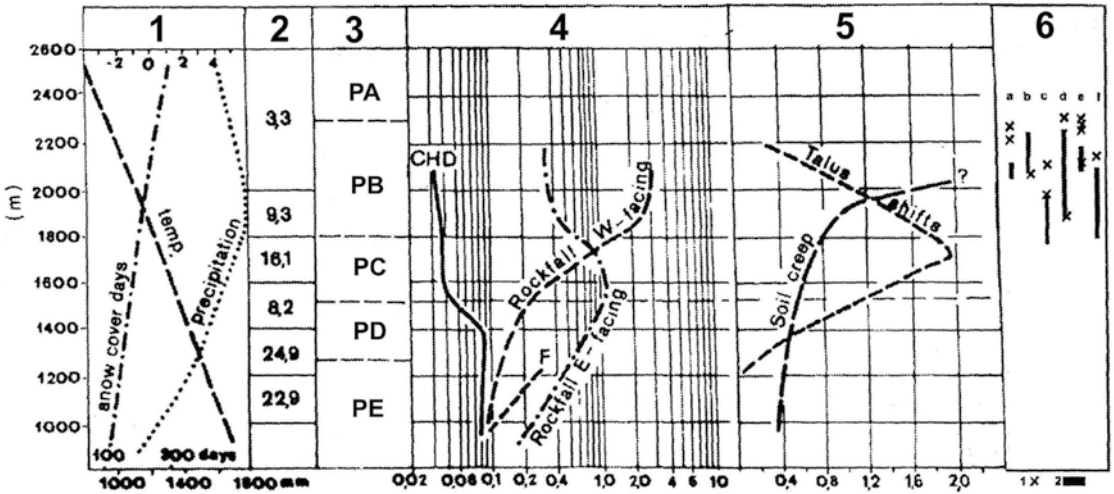


Rycina 2.6. Rzeźba wysokogórska w górach Chentej (Pękala, Ziętara 1980a)

1 – terasy krioplanacyjne na grzbietach, 2 – stoki górskie, 3 – cyrki polodowcowe, 4 – wały morenowe i niwalne, 5 – rumowiska skalne, 6 – stożki napływowe

Figure 2.6. Cryonival relief in the Chentej Mts. (Pękala, Ziętara 1980a)

1 – cryoplanation terraces on ridges, 2 – mountain slopes, 3 – glacial corries, 4 – moraine ridges and ramparts, 5 – rock debris, 6 – alluvial fans



Rycina 2.7. Natężenie procesów w różnych piętrach wysokościowych Tatr (Kotarba 1984; Rączkowska 2007)

W kolumnach pokazano: 1 - zmiany średniej temperatury opadu i czasu trwania pokrywy śnieżnej, 2 - udział pięter wysokościowych w procentach, 3 - nazwy pięter roślinnych: PA - alpejskich szczytów, PB - łąk alpejskich, PC - kosodrzewiny, PD - regla górnego, PE - regla dolnego), 4 - wielkość denudacji chemicznej (CHD) i opadania w mm/rok, W - stok zachodni, E - stok wschodni, 5 - wielkość spływania i przemieszczania usypisk, 6 - peryglacjalne formy: a - pierścienie gruzowe, b - poligony, c - loby soliflukcyjne, d - nisze niwalne, e - moreny niwalne, f - lodowce gruzowe, 1 - zasięg wysokościowy, 2 - aktywne formy

Figure 2.7. Intensity of processes in various vertical zones of Tatra Mts. (Kotarba 1984; Rączkowska 2007)

In columns are presented: 1 - changes of mean temperature rainfall and duration of snow cover, 2 - participation of belts in per cent, 3 - vegetation zones: PA - alpine summits, PB - alpine meadows, PC - draft pine, PD - upper forest, PE - lower forest, 4 - chemical denudation (CHD) and rockfalls (W and E facing slopes) in mm/year, 5 - talus shifts and soil creep, 6 - periglacial forms: a - sorted circles, b - polygons, c - solifluction lobes, d - nival niches, e - protalus ramparts, f - rock glaciers, 1 - altitudinal extend, 2 - active forms

doliny na stożkach napływowych dopływów rozwijają się hydrolakkolity (Pękala, Ziętarek 1980b). W dół biegu rzek na wysokościach powyżej 1500 m n.p.m. w Chenteju, a wyżej również w południowym Changaju (Froehlich i in. 1977b) spotykamy liczne ślady naloży topniejących w okresie lata i tworzących roztokowe odcinki koryt.

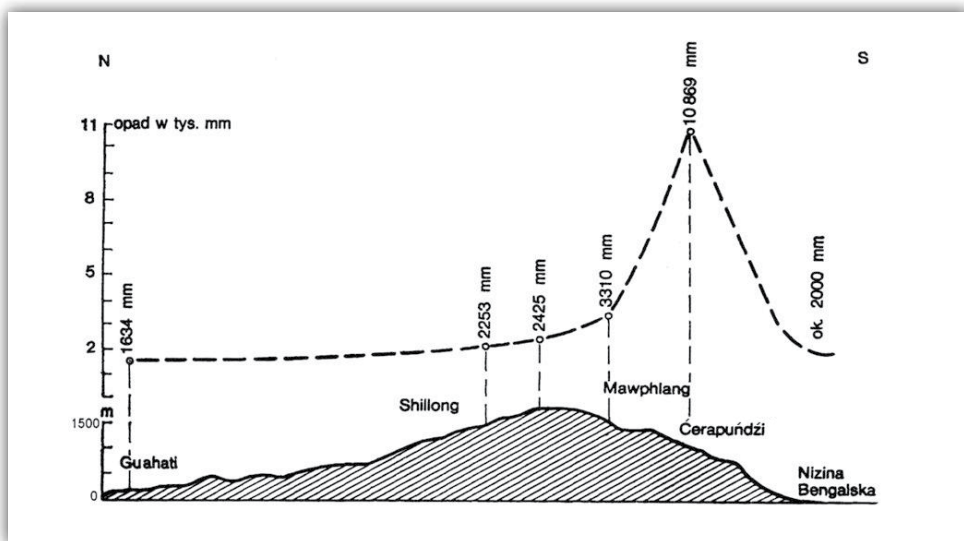
Złożoność i natężenie procesów zachodzących na wysokich stokach górskich wiąże się z położeniem bazy erozyjnej w różnych odcinkach profilu podłużnego dolin rzecznych. Bezpośredni kontakt zboczy z pogłębianym korytem rzeczonym w górnych biegach rzek (albo w środkowych) powoduje, że materiał zwietrzelinowy jest odprowadzany bezpośrednio do koryta, ale niekiedy wielkie osuwiska blokują

odprowadzanie, tworząc długotrwałe zapory (Fort, Peulvast 1995). W bardziej dojrzałych dolinach górskich akumulacja koluwiów następuje najczęściej na spłaszczeniach nadzalewowych teras albo dociera do równiny zalewowej. W wyższych wysokościach bywa też blokowana przez naladzie.

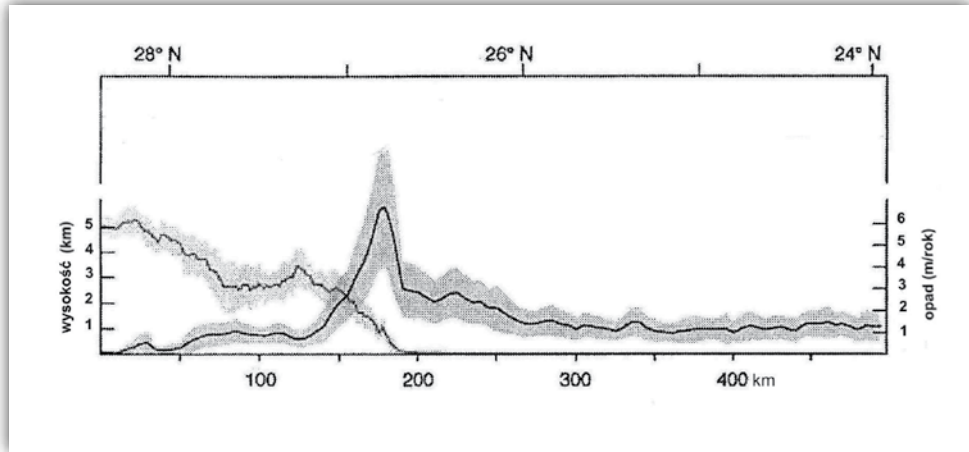
Natomiast stoki górskie o deniwelacjach 1000–2000 m, objęte przez kilka pięter, mogą charakteryzować się występowaniem wysokich natężeń procesów wietrzeniowych i grawitacyjnych w różnych partiach profilu i to zarówno w odcinkach górnych, środkowych, jak i dolnych. Prowadzi to ostatecznie albo do dojrzewania stoków (poprzez cofanie lub spłaszczanie), albo do ich odmładzania (ryc. 2.7). To ostatnie jest charakterystyczne dla głębokich dolinnych kanionów w młodych górach, nawiedzanych też przez trzęsienia ziemi (Fort, Peulvast 1995; Prokop 2005).

Istotną rolę w zróżnicowaniu tempa ewolucji stoków odgrywa ekspozycja na deszczonośne wiatry, uzewnętrzniające się dobitnie w klimacie monsunowym (Weischet 1969). Krawędź Ghatów Zachodnich w Indiach z wilgotną dżunglą tropikalną rejestruje po stronie przymorskiej opad roczny 4000–6000 mm, natomiast na przeciwległe stoki w cieniu opadowym ze stepowo-sawannową roślinnością spada jedynie około 500 mm (Starkel 1972b).

Krawędź wyżyny Meghalaja o wysokości ponad 1000 m otrzymuje w odcinku górnym (stanowiącym pułap dla chmur konwekcyjnych) sezonowe opady rzędu 12 000 mm, silnie zróżnicowane przestrzennie, a ich tygodniowe ciągi przekraczają 2000–3000 mm (Soja i Starkel 2007; Starkel 2012a; ryc. 2.8). Wylesienie stoków w ostatnich stuleciach (Prokop 2007) doprowadziło tu do całkowitej denudacji



Rycina 2.8. Opad roczny na przekroju wyżyny Meghalaja (Starkel, Singh 2002)
Figure 2.8. Annual rainfall on the transect of Meghalaya Plateau (after Starkel, Singh 2002)



Rycina 2.9. Przekrój opadowy przez zachodnią część Himalajów Bhutańskich wraz z przekrojem orograficznym (Baillie, Norbu 2004); maksymalne opady rejestrowano na progu gór

Figure 2.9. Precipitation profile across western part of Bhutanese Himalaya together with orographic profile (Baillie and Norbu 2004); highest rainfall registered at the border of mountains

profilu glebowego, zastąpionego przez powierzchnią ochronną warstwę rezydualnego żwirowego bruku (Starkel, Singh 2004).

Postępując ku północy od brzegu wschodnich Himalajów, kolejne grzbiety górskie notują po stronie dowietrznej na podobnych wysokościach coraz to niższe opady (4000–6000 mm, 3000–3500 mm itd.), a przeciwległe stoki w cieniu opadowym odpowiednio 2500–3000 mm, 1500–2000 mm itd. (Baillie, Norbu 2004; ryc. 2.9).

W brzeżnej strefie intensywnie dźwiganych wschodnich Himalajów strome stoki i ich gęste rozczłonkowanie powodują, przy wysokich opadach, że tu denudacja jest największa (Starkel, Sarkar 2002; Starkel i in. 2008). Najniższe piętro gór modelowane jest najsilniej. Małe potoki nie nadążają z wyprzątaniem i w wyloty V-kształtnych dolin wkracza agradacja (np. dolina Rehti, fot. 2.3). Koluwia osuwisk i obrywów na krawędzi gór uruchamiane są przez spływy gruzowe i włączają się w budowę torrencjalnych stożków (fot. 2.4).

W profilach podłużnych dolin rzecznych rozcinających łańcuch górski Karpat wraz z malejącym spadkiem koryt, a zarazem rosnącym udziałem coraz to niższych pięter leśnych, na ogół maleje dostawa grubego rumowiska przez procesy grawitacyjne, jak również rośnie szerokość den dolin. Koryta zwykle zmieniają stopniowo charakter z rynien erozyjnych o niewyrównywalnym spadku na akumulacyjne – roztokowe, a na równinach przedpoli (nawet już w strefie niskich pogórzy) w meandrowe (Froehlich i in. 1977a; ryc. 2.10).



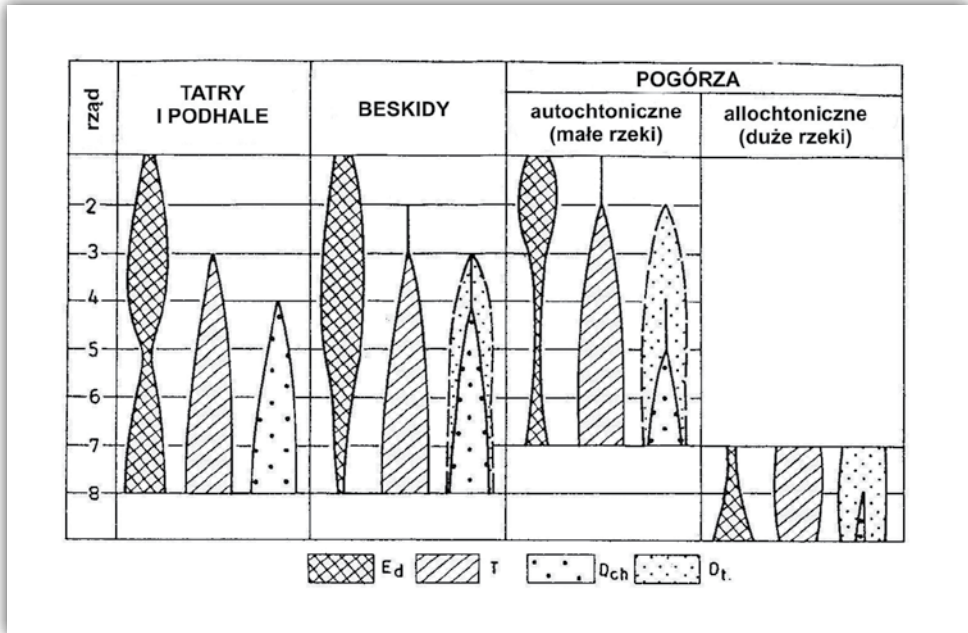
Fotografia 2.3. Stożek napływowy rzeki Rehti wnikający w brzeźną część Himalajów Bhutańskich

Photo 2.3. Torrencial fan of Rehti river penetrating into the marginal part of Bhutanese Himalaya



Fotografia 2.4. Wielkie osuwisko i wąwóz Khagra Jhora u czoła Himalajów Bhutańskich

Photo 2.4. Great Khagra Jhora landslide and gully at front of Bhutanese Himalaya



Rycina 2.10 Morfodynamiczne funkcje rzek karpacckich w relacji do ich rzędu wielkości (wg Kaszowskiego, w: Froehlich i in. 1977)

Kolejne kolumny: Tatry i Podhale, Beskidy, Pogórze Karpackie (rzeki autochtoniczne i allochtoniczne), E_d – erozja wgłębna, T – transport rumowiska, D_{ch} – akumulacja w korycie, D_f – akumulacja na równinie zalewowej

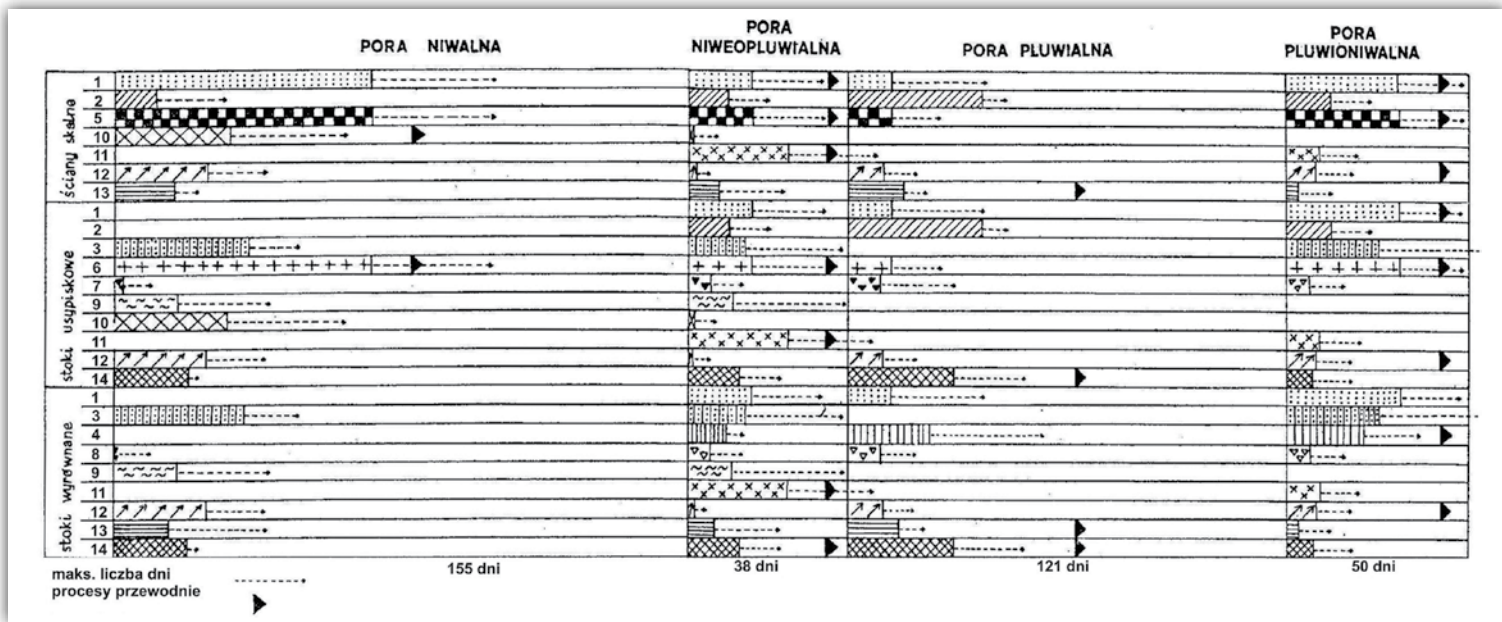
Figure 2.10. Morphodynamic functions of Carpathian streams in relation to their orders (after Kaszowski, in: Froehlich et al. 1977)

The following columns: Tatra Mts. and Podhale, Beskidy, Carpathian Foothills (autochtonic and allochtonic rivers), E_d – deep erosion, T – sediment transport, D_{ch} – deposition in channel, D_f – deposition on the floodplain

2.2. Roczny rytm procesów, procesy sekularne i epizodyczne

Różne dziedziny klimatyczne występujące w układzie strefowym Ziemi charakteryzuje różny rytm termiki i opadów w ciągu roku. Nie jest celem tego rozdziału wyróżnienie pór roku na terenie morfogenetycznych dziedzin (Köppen 1923), ale zwrócenie uwagi na sekwencję procesów rzeźbotwórczych w przebiegu rocznym, na udział w nich procesów sekularnych i epizodycznych, na odchylenia od przeciętnego w czasie trwania pór roku i ich różną efektywność morfogenetyczną.

W strefie klimatu umiarkowanego w środkowej Europie wydzielamy przeważnie 4 do 6 pór roku, w tym 4 podstawowe: zimą, wiosną, lato, jesień – każdej z nich dla ułatwienia statystyki przypisując po 3 miesiące. W rzeczywistości długość



Rycina 2.11. Procesy rzeźbotwórcze w obrębie trzech różnych form rzeźby i czterech pór roku u górnej granicy lasu w Tatrach w latach 1861–1970 (wg Kłapy 1980)

Kolumny: I – pora niwalna, II – pora niweopluwialna, III – pora pluwialna, IV – pora pluwialno-niwalna, skala pozioma – liczba dni; elementy rzeźby: A – ściany skalne, B – stoki usypiskowe, C – stoki wyrównane; procesy: 1 – wietrzenie mrozowe, 2 – wietrzenie insolacyjne, 3 – pionowe ruchy gleby, 4 – lód włóknisty, 5 – odpadanie – degradacja, 6 – odpadanie – akumulacja, 7 – splezywanie pokryw gruzowych, 8 – splezywanie pokryw ziemnych, 9 – soliflukcja, 10 – działalność lawin, 11 – procesy niwacyjne koło płatów śnieżnych, 12 – deflacja, 13 – splukiwanie, 14 – sufozja

Figure 2.11. Morphogenetic processes acting on three different relief forms during 4 seasons at upper tree line in Tatra Mts. during decade 1961–1970 (after Kłapa 1980)

Columns: I – nival season, II – niveo-pluvial, III – pluvial, IV – pluvionival, horizontal scale – number days; elements of relief: A – rocky walls, B – talus slopes, C – slopes leveled; processes: 1 – frost weathering, 2 – insolation weathering, 3 – vertical soil movements, 4 – needle ice, 5 – exfoliation – degradation, 6 – exfoliation – deposition, 7 – creeping of debris, 8 – creeping of earth covers, 9 – solifluction, 10 – snow avalanches, 11 – nivation processes near snow patches, 12 – deflation, 13 – slope wash, 14 – piping

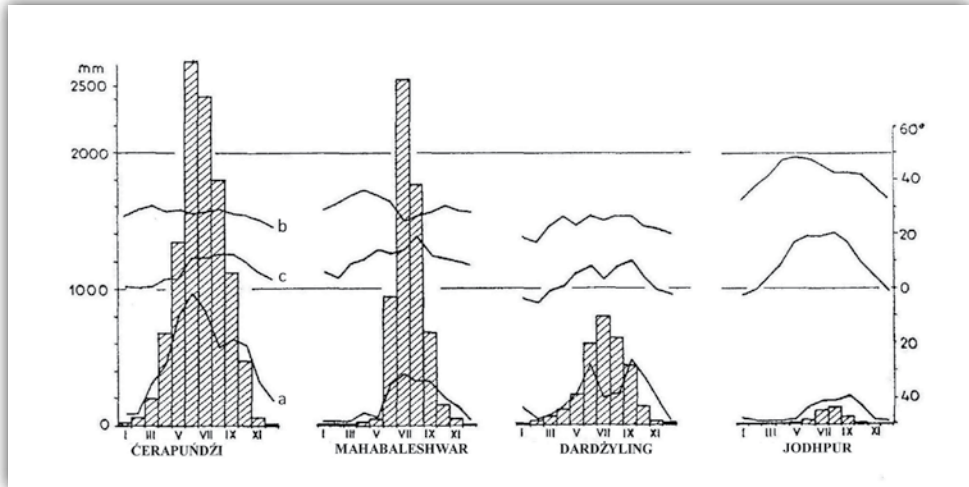
termicznych pór roku zmienia się corocznie. Zima charakteryzuje się temperaturami w przewadze ujemnymi i obecnością pokrywy śnieżnej, co nie oznacza, że procesy mrozowe i niwalne trwają przez cały jej okres. Obecnie często są liczne lub długie odwilże (przynajmniej jedna śródzimowa), a z drugiej strony czas od pojawienia się pierwszych mrozów do ostatnich może sięgać 5 miesięcy. Wiosnę charakteryzują rosnące stopniowo temperatury, czemu początkowo towarzyszą roztopy o różnym czasie trwania. Później, zazwyczaj w maju, pojawiają się krótkotrwałe ulewy. Okres termicznego lata trwa 3–4 miesiące i ma przebieg niekiedy złożony. Fale wysokich opadów bywają przegradzane suszami i upałami. Faktycznie opady deszczowe w półroczu letnim trwają w Karpatach średnio około 7% czasu (Wit-Jóźwik 1977), wahając się od 180 do 360 godzin (w latach 1969–1973). Z mniej niż połową tego czasu wiąże się na gliniastych glebach karpaccich występowanie spływu powierzchniowego (Słupik 1973), a jeszcze rzadziej dochodzi do spłukiwania gleby (Gil 1998).

Czasy trwania termicznych i hydrologicznych pór roku ulegają zmianie, gdy posuwamy się zarówno w kierunku oceanicznej zachodniej Europy, jak i kontynentalnej Syberii. Okresy przejściowe mogą ulegać znacznemu skróceniu albo zatarciu. Czasem charakteryzują się gwałtownymi roztopami, które na wschodzie są głównym czynnikiem rzeźbotwórczym (Simonow 1972). W górach wraz z wysokością pory ciepłe ulegają przesunięciu w czasie i skróceniu aż do zupełnego zaniku okresu wegetacyjnego.

M. Kłapa (1980), analizując pory roku na górnej granicy lasu w Tatrach (1500–1550 m n.p.m.) pod kątem zespołu procesów rzeźbotwórczych, wyróżnił cztery morfogenetyczne pory roku (ryc. 2.11): zimową – niwalną trwającą 125–189 dni, niweopluiwalną – topnienia pokrywy śnieżnej trwającą 10–59 dni, pluwiálną-letnią trwającą 82–158 dni i przejściową pluwiálnoniwalną z przymrozkami (15–78 dni). W piętrze wyższym niwalnym mamy do czynienia praktycznie z dwoma porami: narastania pokrywy śnieżnej i jej topnienia (połączonego z lokalnymi ulewami).

W kontrastowo odmiennym ciepłym klimacie monsunowym Indii wyróżniane są dwie pory roku: letnia deszczowa i sucha zimowa. W przekroju równoleżnikowym od Radżastanu i Pendżabu po Asam widać różnice nie tylko w wysokości opadu rocznego od 200–500 mm aż do 3000–6000 mm, ale też ich złożony rozkład od pojedynczych letnich ulew na zachodzie do rozbudowanej pory deszczowej na wschodzie (Starkel 1972b; ryc. 2.12).

W Himalajach Dardżylińskich pora deszczowa trwa przez 4–5 miesięcy. Poprzedzają ją pojedyncze deszcze wiosenne, a w półroczu suchym pojawiają się efemeryczne opady (Starkel 1972a; Froehlich, Starkel 1987). U brzegu Himalajów wysokość opadów rośnie, a na południowej krawędzi wyżyny Meghalaja osiąga rekordowe wysokości rzędu 8000–15 000 mm rocznie. Starano się tu wyróżnić



Rycina 2.12. Opady miesięczne i maksymalne dobowe (a) oraz temperatury miesięczne ekstremalne najwyższe (b) i najniższe (c) wybranych stacji w Indiach do 1959 roku – według Indian Meteorological Department (Starkel 1972b)

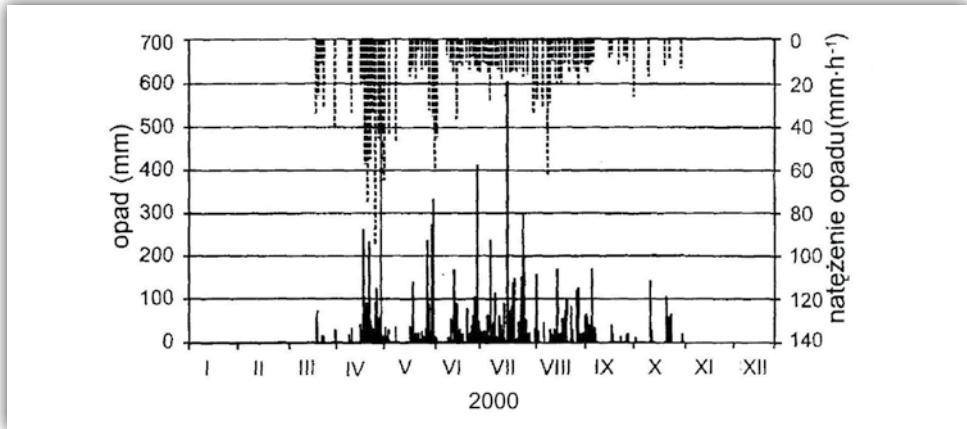
Figure 2.12. Monthly rainfall and heaviest rainfall in 24 hours (a) and extreme of monthly maximum (b) and minimum (c) temperatures at selected Indian stations till 1959 after Indian Meteorological Department (Starkel 1972b)

cztery pory roku (Soja w: Starkel, Singh 2004; Prokop 2007; Soja, Starkel 2007; ryc. 2.13).

Właściwa pora opadów monsunowych trwająca około 4 miesiące (VI–IX), poprzedzona jest tu okresem przedmonsunowym z pojedynczymi ulewami o łącznej wysokości nawet do 2000 mm (III–IV). Porę deszczową, jak również nieraz okres przedmonsunowy, charakteryzują intensywny spływ powierzchniowy wody i lokalnie procesy grawitacyjne. Miesiące pomonsonowe (X–XI) to okres suchy ze sporadycznymi opadami, natomiast zimą (XII–II) często przez całe miesiące nie są notowane nawet drobne deszcze. O tej porze roku w lokalnych obniżeniach terenu temperatura spada nawet poniżej 0°C i sporadycznie dochodzi do segregacji mrozowej przez lód włóknisty (Starkel 1972b).

Reżim termiczny i opadowy warunkują występowanie różnych procesów rzeźbotwórczych o różnym czasie trwania i zmiennej intensywności. Wśród tych procesów można wydzielić procesy sekularne i epizodyczne (Starkel 1986).

Procesy sekularne charakteryzuje długi okres działania i względnie duża częstotliwość. Obejmują one jeśli nie cały rok, to co najmniej jedną długą porę roku. Ich natężenie bywa na ogół niewielkie, ale efektywność wiąże się z czasem trwania, dużą powtarzalnością i dużym zasięgiem przestrzennym. Do nich należą przede wszystkim procesy wietrzeniowe. Wietrzenie chemiczne, zwłaszcza w przypadku



Rycina 2.13. Wysokości (linie ciągłe) i natężenia godzinowe (linie przerywane) opadów w Čerapuńdži w 2000 roku (Prokop 2007)

Figure 2.13. Total rainfall (full line) and intensity (in mm/hour, broken line) in Cherrapunji in 2000 (Prokop 2007)

dużej wilgotności podłoża może trwać praktycznie przez cały rok i daje efekty w postaci kształtowania się profilu glebowego i odprowadzania substancji rozpuszczalnych, zaś w porze suchej poprzez parowanie dochodzi do tworzenia skorup żelazistych lub węglanowych na powierzchni.

Wietrzenie mechaniczne wiąże się z dobowym rytmem wahań temperatury, który dotyczy zarówno insolacji (na stokach nasłonecznionych), jak i wietrzenia mrozowego, szczególnie w porach przejściowych. Decydującą rolę odgrywa liczba przejść temperatury przez 0°C (Gerlach 1959; Kłapa 1980). W profilu pionowym gór strefy umiarkowanej częstsze są przejścia przez 0°C w piętrze leśnym niż w piętrze alpejskim, co odbija się w tworzeniu wspomnianego lodu włóknistego. Na przykład w Kuźnicach na wysokości 1023 m n.p.m. liczba przejść przez 0°C jest niemal dwukrotnie wyższa – 102 – niż na Kasprowym Wierchu na wysokości 1991 m n.p.m. – 55 (Kotarba 1984).

W klimacie subarktycznym procesy mrozowe są odpowiedzialne zarówno za ruchy pionowe gleby, jak i segregację materiału, prowadzącą do powstawania gleb strukturalnych (Czeppe 1961; Washburn 1969; Jahn 1975). Do procesów sekularnych należy też zaliczyć spełzywanie gleby nasyconej wodą i soliflukcję po przemarzniętym gruncie (kongeliflukcję) w strefie objętej wieloletnią zmarzliną. Charakter procesu sekularnego może mieć również spłukiwanie związane ze spływem powierzchniowym, zwłaszcza w okresie roztopów.

W korytach rzecznych stale czynnych woda płynąca przenosi nieustannie materiał rozpuszczony, jak również – zależnie od prędkości przy dnie – w niewielkich ilościach materiał wleczony i zawieszony.

Drugą grupę procesów stanowią procesy epizodyczne, często o natężeniu ekstremalnym, odpowiedzialne przeważnie za zasadnicze przekształcenia podstawowych form stoków i koryt rzecznych wraz z równinami zalewowymi. Mogą to być albo procesy identyczne z sekularnymi, ale osiągające natężenia i rozmiary prowadzące do przekształcania form, albo też duże natężenia (lub wysokości) opadu i stan podłoża (nasylenia wodą) prowadzące do przekroczenia wartości progowych niezbędnych do uruchomienia różnego typu procesów grawitacyjnych, erozji liniowej, sufozji i innych manifestujących się w powstawaniu nowych form w obrębie stoków i den dolin.

W różnych strefach klimatycznych, a także w zależności od cech podłoża, wiodącą rolę w modelowaniu rzeźby mogą odgrywać albo procesy sekularne, albo epizodyczne. Jednakże zasadnicze zmiany w kierunku przekształceń rzeźby bywają związane ze zdarzeniami ekstremalnymi (por. Brunnsden 1990) lub też z postępującymi zmianami klimatu, decydującymi o przekształceniu zespołu procesów morfogenetycznych, w tym także sekularnych.

Ze względu na ten fakt, szczególną uwagę należy zwrócić nie tylko na typy zdarzeń ekstremalnych, ale również na rzeźbę odziedziczoną z poprzedniego okresu, gdy dany obszar znajdował się w innej dziedzinie morfoklimatycznej (w przypadku Europy Środkowej w dziedzinie peryglacjalnej).

Wśród procesów epizodycznych różne są role często powtarzających się zdarzeń o dużym natężeniu oraz pojawiających się raz na dziesięciolecia lub rzadziej. Te pojawiające się często, jak silne wiatry na pustyni bez szaty roślinnej czy ulewy w Ćerapuńdźi (ponad 60 dni z opadem dobowym > 100 mm), są „motorami” kształtowania krajobrazu stoków i den dolin, charakterystycznych dla danej dziedziny klimatycznej. Natomiast te zdarzające się rzadko żłobią w krajobrazie formy pozornie obce, tworzące jakby rany na stokach, ale również potrafiące zmienić kierunek ewolucji całej rzeźby, np. z pogłębiania doliny na agradację (Selby 1974; Starkel 1976a; Baker i in. 1988).

W każdej strefie klimatycznej procesy sekularne są zatem głównie odpowiedzialne za powstawanie określonego typu i, często, miąższości pokryw zwietrzelinowych, a także stokowych (deluwialnych, koluwialnych, eolicznych), natomiast procesy ekstremalne za degradację tych pokryw. Możliwości odprowadzania tych pokryw zależą nie tylko od natężenia czy wysokości opadów, ale również od tempa narastania lub odnawiania tych pokryw. Od miąższości pokryw może zależeć zatem częstotliwość masowego pojawiania się spływów błotnych i gruzowych oraz formowania wąwozów i badlandów (Starkel 1972a; Crozier 1986). Odwrotne sytuacje występują w cyklu glacialno-interglacialnym, gdy coroczne letnie procesy soliflukcyjne przygotowują dojrzałe formy stoków do tworzenia następnie gleb interglacialnych. Wówczas przekształcanie przez zjawiska ekstremalne może być mniej efektywne (Brunnsden, Thornes 1979), gdyż cechy rzeźby peryglacjalnej mogą dominować w krajobrazach niższych pięter gór (Büdel 1944; Rapp 1967).

2.3. Rola lokalnych ulew, opadów rozlewnych i sezonów opadowych

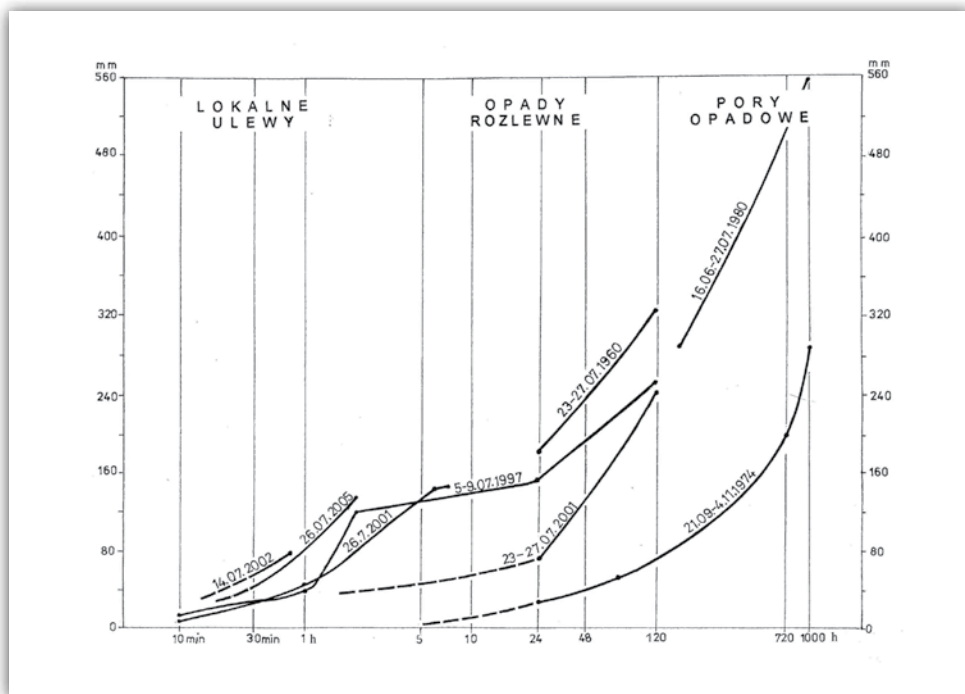
Różne typy opadów nawalnych wywołują odmienne efekty geomorfologiczne. Jedną ze stosowanych typologii jest obowiązujący w polskiej meteorologii podział opracowany przez K. Chomicza (1951) uwzględniający funkcję, jaką pełnią łącznie trzy podstawowe cechy opadów: wysokość, natężenie i czas trwania. Niewątpliwie u jego podstawy leży określenie ilości wody dostępnej do obiegu i wywołującej wezbrania rzek.

Natomiast efektywność geomorfologiczna zarówno w zakresie skutków erozyjnych, jak i akumulacyjnych zależy od tego, która z trzech cech opadu wysuwa się na czoło i decyduje o rozdziale wody opadowej na spływ powierzchniowy i infiltrację w podłoże (w efekcie spływ podziemny lub retencję). Drugim czynnikiem decydującym o rozdziale na spływ powierzchniowy i infiltrację jest przepuszczalność podłoża (Dunne 1978). Z tych punktów widzenia można wydzielić trzy podstawowe typy opadów (Starkel 1976a, 1986; Słupik 1981):

- a) lokalne ulewy, podczas których wysokie natężenie przy stosunkowo małej przepuszczalności podłoża decyduje o dominacji spływu powierzchniowego,
- b) opady rozlewne, w czasie których ciągłość opadu i jego wysokość wpływa zasadniczo na rolę infiltracji,
- c) sezony opadowe, w czasie których długi czas trwania opadu i infiltracji ma podstawowe znaczenie dla retencji podziemnej.

W rzeczywistości nie można mówić o ostrych granicach między tymi trzema typami – istnieje wiele form przejściowych zarówno w zakresie złożoności czasowej, jak i przestrzennej poszczególnych zdarzeń (ryc. 2.14, 2.15).

Lokalne ulewy (*heavy downpours*), związane najczęściej z prądami konwekcyjnymi w atmosferze i przebiegiem frontów, reprezentowane są w umiarkowanej strefie klimatycznej przez opady trwające od dziesiątek minut do 2–3 godzin o natężeniu średnim 0,5–1 mm/min i maksymalnym sięgającym 2–4 mm/min, a lokalnie znacznie wyższym. Sumy opadów efektywnych morfologicznie ulew wahają się od 40 do 100 mm, a niekiedy mogą sięgać 150–200 mm (Gil, Słupik 1972a; Słupik 1973; Gil 1976, 1998, 1999; Cebulak i in. 2008). W czasie takiej ulewy maksymalne natężenie może być osiągnięte albo już na początku ulewy (wówczas powietrze blokuje infiltrację wody w głąb i zaczyna się gwałtowny spływ), albo w czasie trwania ulewy, czasem dwukrotnie (ryc. 2.15). Spływ powierzchniowy może stanowić od kilku aż do 90% wysokości opadu (por. Gil 1999), co zależy również od typu podłoża i użytkowania ziemi. Ulewa ma swe odbicie w procesie spłukiwania, erozji liniowej, płytkiej sufozji i płytkich ruchach masowych typu zerw i spływów ziemnych na skarpach, co opisano w Karpatach już przed półwieczem (Starkel 1960a; Gerlach 1966). Zerwy i spływy były powszechne w czasie licznych ulew w lecie 2009 r. na Pogórzu Karpackim (fot. 2.5).



Rycina 2.14. Trzy typy opadów ekstremalnych w Karpatach: krótkotrwałe ulewy, opady rozlewne i pory opadowe (Starkel 1996)

Na osi pionowej wysokość opadu, a na poziomej czas trwania i maksymalne natężenia

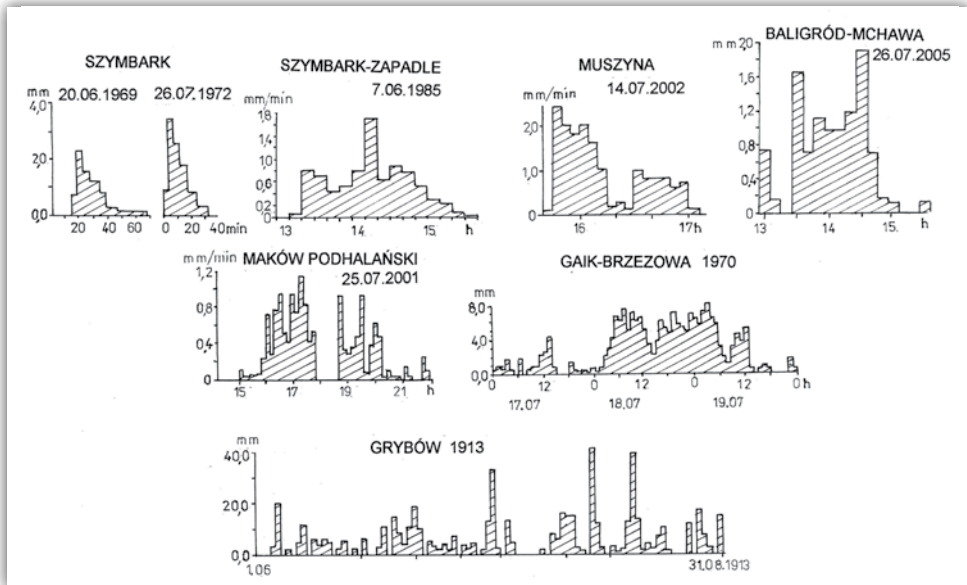
Figure 2.14. Three types of extreme rainfalls in Carpathians: heavy downpours, continuous rains and rainy seasons (Starkel 1996)

On the vertical axis total rainfall, on the horizontal one rainfall duration and maximum intensity

W Tatrach w takich warunkach powstają spływy gruzowe nadbudowujące i rozcinające stożki piargowe (Kotarba 1994, 1997). Pojawiają się one przy natężeniach większych od 1 mm/min i wysokościach opadu powyżej 35–40 mm. W Himalajach Dardżylińskich zarejestrowałem w żlebach w piętrze leśnym potężne spływy gruzowe przenoszące głazy o średnicy 5–12 m, np. koło plantacji Jangpana w zamknięciu doliny Mahanandy po trzy-, czterogodzinnej ulewie o wysokości ponad 300 mm (Starkel 2004a; fot. 2.6).

U brzegu Bieszczadów w strefie zbudowanej ze stromo ustawionych łupkowo-piaskowcowych serii przy opadzie 130 mm spływ powierzchniowy dominował nawet w lesie, gdzie w płytkich dolinach zostały wyorane ponad metrowej średnicy głazy (Cebulak i in. 2008). Podobne zjawisko w zalesionej zlewni koło Szymbarku zarejestrował w 1985 r. E. Gil (1998) po opadzie ponad 90 mm i natężeniu do 4 mm/min.

W regionie śródziemnomorskim u brzegu Apeninów, jak i wzdłuż progu wschodnich Himalajów stromo wzniesione góry rozcięte głębokimi dolinkami są nawiedzane przez częste ulewy, które powodują pogłębianie i cofanie lejów



Rycina 2.15. Przykłady zmian natężenia opadu w czasie trwania ekstremalnych opadów w Karpatach (Starkel 2011b); 7 krótkotrwałych ulew, 1 opad rozlewny, 1 pora opadów

Figure 2.15. Examples of changes of rain intensity during duration of heavy rain-falls in the Carpathians (Starkel 2011b); seven heavy downpours, one continuous rain and one rainy season



Fotografia 2.5. Płytkie zerwy i sływy ziemne na stromszych krawędziach w zlewni Wielopolki (Pogórze Karpackie) po ulewie 25 czerwca 2009 roku
Photo 2.5. Shallow slumps and carthflows at steeper scarp in Wielopolka catchment, Carpathian Foothills, after heavy storm on 25th June 2009



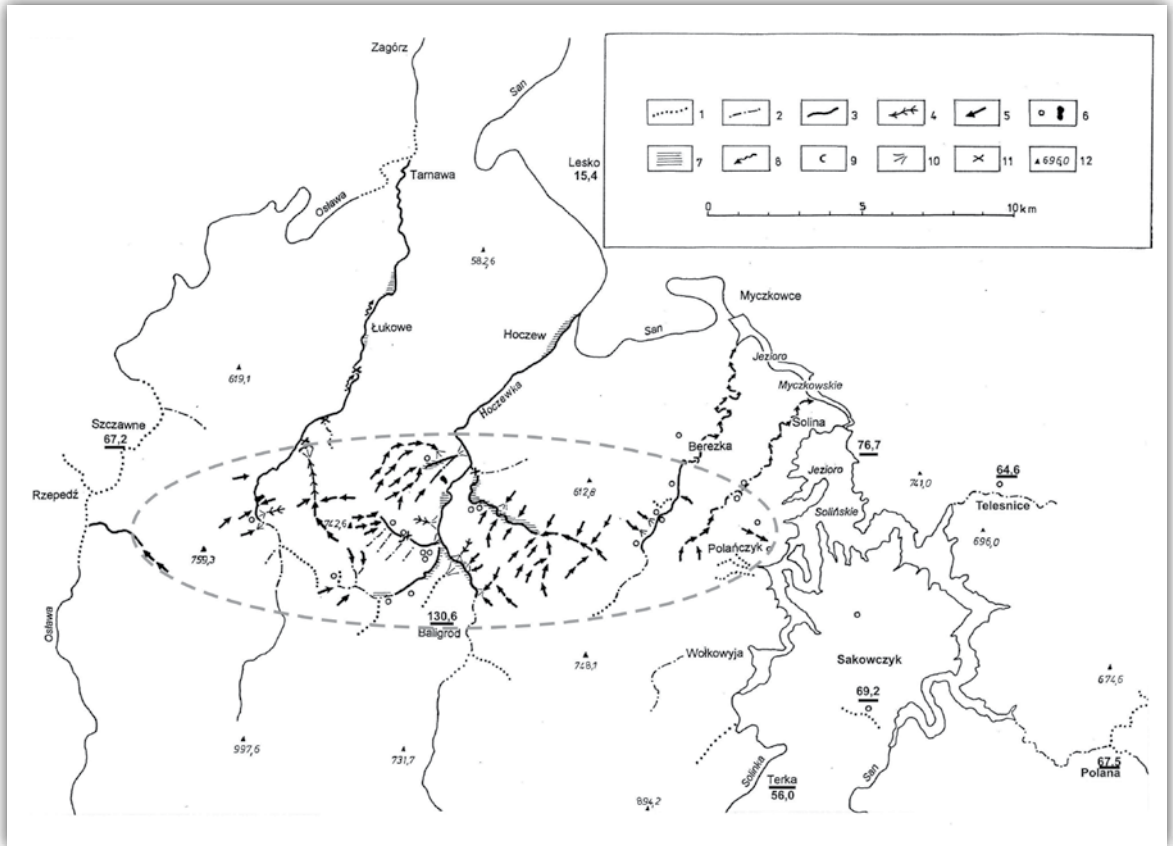
Fotografia 2.6. Spływy gruzowe w lejach źródłowych Mahanandy koło plantacji Jungpana po ulewie 358 mm w dniu 7 lipca 1998 roku, Himalaje Dardżylińskie

Photo 2.6. Debris flows in the headwater part of the Mahananda valley near Jungpana TE after downpour of 358 mm at 7th July 1998, Darjeeling Himalaya

źródłowych przy udziale głębokich osuwisk i równocześnie rozrastanie i nadbudowywanie dużych stożków torrencjalnych (Sorrison-Valvo 1989; Starkel i in. 2008).

Postępując od centrum ulewy wysokości i natężenia opadu maleją. Przy częstym braku sieci stacji pomiarowych zasięg ulewy można rekonstruować poprzez rejestrację różnego typu form erozyjnych i wysokości fali wezbraniowej na małych ciekach (Starkel 1997; Cebulak i in. 2008; Starkel 2011b; ryc. 2.16). Wyciąganie wniosków o wartościach progowych różnych procesów na podstawie opadu dobowego, zarejestrowanego na odległej jedynej stacji prowadzi do błędnych wniosków (Starkel 2011a,b, 2012a). Ulewy są też przyczyną lokalnych wezbrań i fal powodziowych do kilku metrów wysokości, wykraczających często daleko poza obszar zajęty ulewą (Rodzik i in. 1998; Cebulak i in. 2008).

Opady rozlewne (*continuous rains*) o zasięgu regionalnym związane najczęściej z przebiegiem frontów atmosferycznych (w tym stacjonarnych), charakteryzują się trwaniem przez 2–5 dni (niekiedy z małymi przerwami) przy łącznej wysokości 300–500 mm. Natężenia opadu na ogół nie przekraczają 10 mm/godz., aczkolwiek niekiedy są na nie nałożone lokalne ulewy (Starkel 1976a, 2006c). W czasie opadu



Rycina 2.16. Przebieg opadu i geomorfologiczne skutki ulewy 26 lipca 2005 roku (Starkel 2011, wg Cebulaka i in. 2008); na rycinie 2.15 podany przebieg natężeń opadu w tym dniu w Baligródzie-Mchawie

Na mapie opad zarejestrowany na innych stacjach (podkreślone) i rekonstrukcja zasięgu opadu ekstremalnego (linia przerywana) według rejestracji skutków: 1-3 - wysokość fali powodziowej (poniżej 1 m, 1-2 m, 3-4 m), 4 - głębokie rozcięcia erozyjne, 5 - inne dolinki ze śladami erozji, 6 - małe sploty, zerwy i 2 większe osuwiska, 7 - szersze równiny zalewowe, 8 - przerzuty koryt, 9 - zatory z drzew i rumowiska, 10 - stożki torrencjalne, 11 - zerwane mostki, 12 - punkty wysokościowe

Figure 2.16. Course of rainfall and geomorphic effects of downpour on 26th July 2005 (Starkel 2011, after Cebulak et al. 2008); on figure 2.15 course of rainfall intensity that day at Baligród-Mchawa

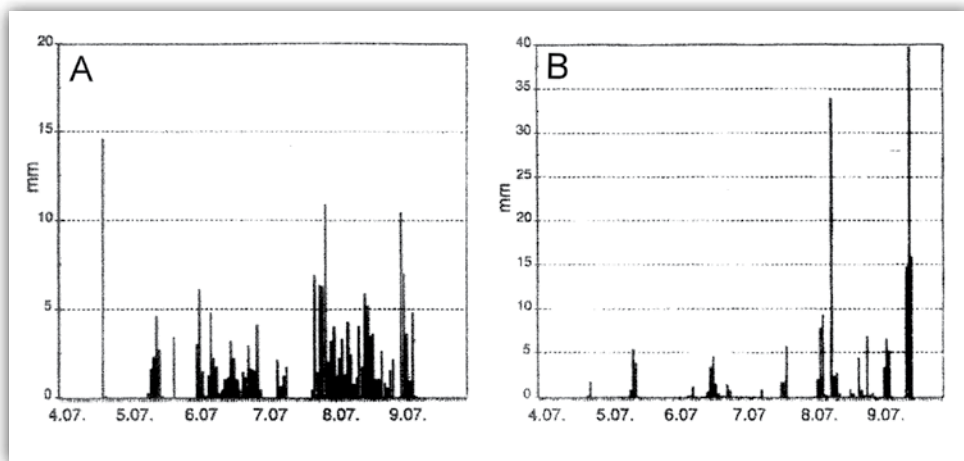
On map the rainfall registered on other stations (underlined) and reconstruction of extension of extreme rainfall (striped line), based on registration of effects: 1-3 height of flood water (below 1 m, 1-2 m, 3-4 m), 4 - deep erosional gullies, 5 - other valleys with marks of erosion, 6 - small earth flows and slumps as well 2 larger landslides, 7 - wider flooded plains, 8 - channel avulsions, 9 - channel jams built of trunks and debris, 10 - torrential fans, 11 - damaged bridges, 12 - elevation points

rozlewnego w lipcu 1997 r. opad ciągły objął wschodnie Sudety (Dubicki i in. 1999) i Beskidy Morawsko-Śląskie (Grela i in. 1999).

Natomiast dalej ku wschodowi, zwłaszcza w dorzeczu Dunajca był on zastąpiony przez powtarzające się codziennie popołudniowe ulewy (ryc. 2.17), które dawały sumarycznie w mniejszych zlewniach efekt podobny do opadu rozlewnego, gdy chodzi o infiltrację i rozwój procesów osuwiskowych (Gorczyca 2004), a także podobne efekty powodziowe w dużych dolinach (Grela i in. 1999). Seria ulew w korytach małych potoków utrwalała tendencję do erozyjnego pogłębiania (Froehlich 1998) lub poszerzania rynn meandrowej (np. w dolinie górnej Uswicy – Patkowski 2002; fot. 2.7). Podobne nałożenie ulew na opad rozlewny rejestrował w Tatrach w lipcu 1997 r. A. Kotarba (1999), co zapisało się równoczesnym uruchomieniem gwałtownych procesów stokowych i korytowych.

W obszarach pustynnych wezbrania w zlewniach górskich zdarzają się lokalnie raz na kilka lat lub rzadziej i prowadzą wówczas do znacznych przekształceń w korytach epizodycznych cieków. Woda na ogół nie dociera do basenów przedgórskich, infiltrując w aluwia stożków (Schick 1988; Kalicki, Prokop 1995).

W Himalajach Dardżylińskich o gliniasto-piaszczystych zwietrzelinach w czasie 2-dniowego opadu rozlewnego w październiku 1968 r. cała woda wsiąkała w pokrywy i dopiero trwający 4 godziny wzrost natężenia do 50–60 mm/godz. (ryc. 2.18) doprowadził do masowego upłynnienia pokryw i powstania tysięcy spływów ziemnych i gruzowych (Starkel 1972a; fot. 2.8). Doszło do zablokowania den dolin na wielu odcinkach, także przy udziale bocznych stożków i pojedynczych



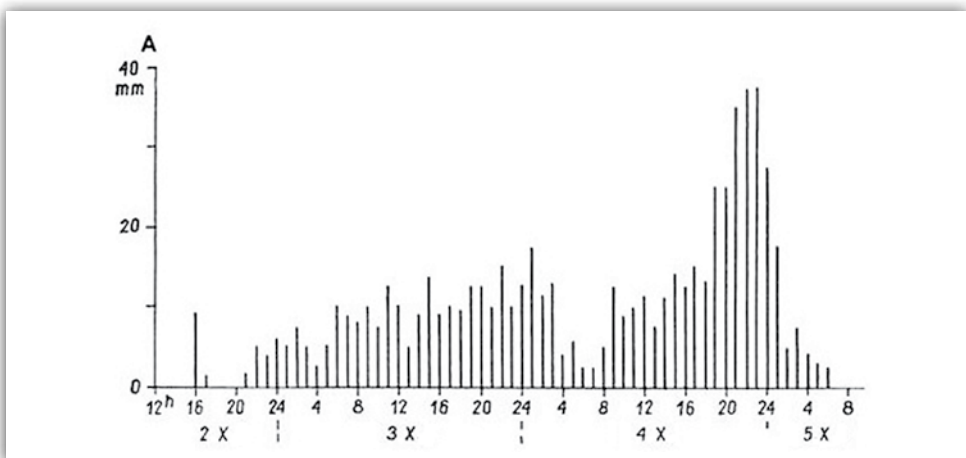
Rycina 2.17. Opady godzinowe w lipcu 1997 roku (Grela i in. 1999); w części zachodniej (A) dominował opad rozlewny, ku wschodowi krótkotrwałe ulewy (B)

Figure 2.17. Rainfall per hour in July 1997 (Grela et al. 1999); in western part (A) prevailed continuous rain, towards east short downpours (B)



Fotografia 2.7. Poszerzenie koryta i przesuwanie meandry rzeki Uswicy w wyniku czterech kolejnych wezbrań po codziennych ulewach w lipcu 1997 roku, Karpaty fliszowe (por. ryc. 2.17)

Photo 2.7. Widening of river channel and shifting of meander of Uswicza river as the result of four floods after succeeding downpours in July 1997, Flysch Carpathians (see fig. 2.17)



Rycina 2.18. Opady godzinowe w czasie opadu rozlewnego 2–5 października 1968 roku w Kalimpongu w Himalajach Dardżylińskich (Starkel 1972a)

Figure 2.18. Rainfall intensity per hour during continuous rain 2nd–5th October 1968 in Kalimpong – Darjeeling Himalaya (Starkel 1972a)

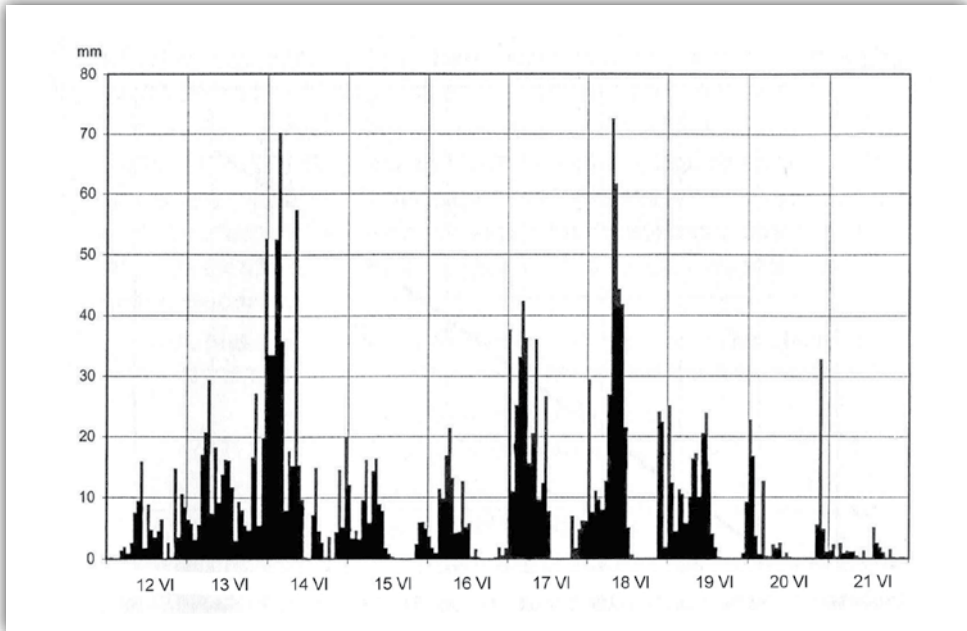


Fotografia 2.8. Spływy ziemne po opadzie ciągłym około 800 mm 2–4 października 1968 roku na plantacji herbaty Ringtong koło Dardżylingu
Photo 2.8. Earth flows after continuous rain about 800 mm on 2nd–4th October 1968 at Ringtong TE near Darjeeling

większych osuwisk. W czasie sedymentacji w dolinach miąższość osadów sięgała nawet 10 m, a poszczególne ogniwa osadu różniły się nie tylko frakcją materiału, ale i typem transportu (przeziennie transport fluwialny i spływy gruzowe).

W rejonie Ćerapuńdźi zarejestrowano maksymalny opad dobowy 1563 mm (Prokop 2007), ale zdarzają się opady rozlewne trwające nawet 5–10 dni (z maksymalnie kilkugodzinnymi przerwami). Ich przykładem może być opad zarejestrowany w lipcu 2002 r. (Soja, Starkel 2007), gdy spadło 2160 mm (ryc. 2.19) a wyraźnie zaznaczył się udział konwekcji w godzinach popołudniowych, wyjaśniający również różnice w wysokości opadów pomiędzy stacjami leżącymi w niewielkiej odległości (Starkel 2012a). Tego rodzaju opady doprowadziły w warunkach wylesienia do całkowitego zmycia zwietrzeliny lub nawet do utworzenia się na powierzchni ochronnej warstwy rezidualnego bruku (Starkel, Singh 2004; por. fot. 4.3, s. 231).

Trzecim typem ekstremów opadowych, który można uznać za osobną grupę ze względu na inne efekty morfogenetyczne są sezony opadowe (*rainy seasons*), spotykane także w Karpatach fliszowych (Gil, Starkel 1979; Starkel 1986). Długotrwałe serie niewysokich opadów, trwające nawet do kilku miesięcy prowadzą do stałego nasycenia pokryw stokowych, a często i głębszego skalnego podłoża. Takimi były w Karpatach okres od lata 1906 r. do wiosny 1907 r., gdy w Bieszczadach spadło 1845

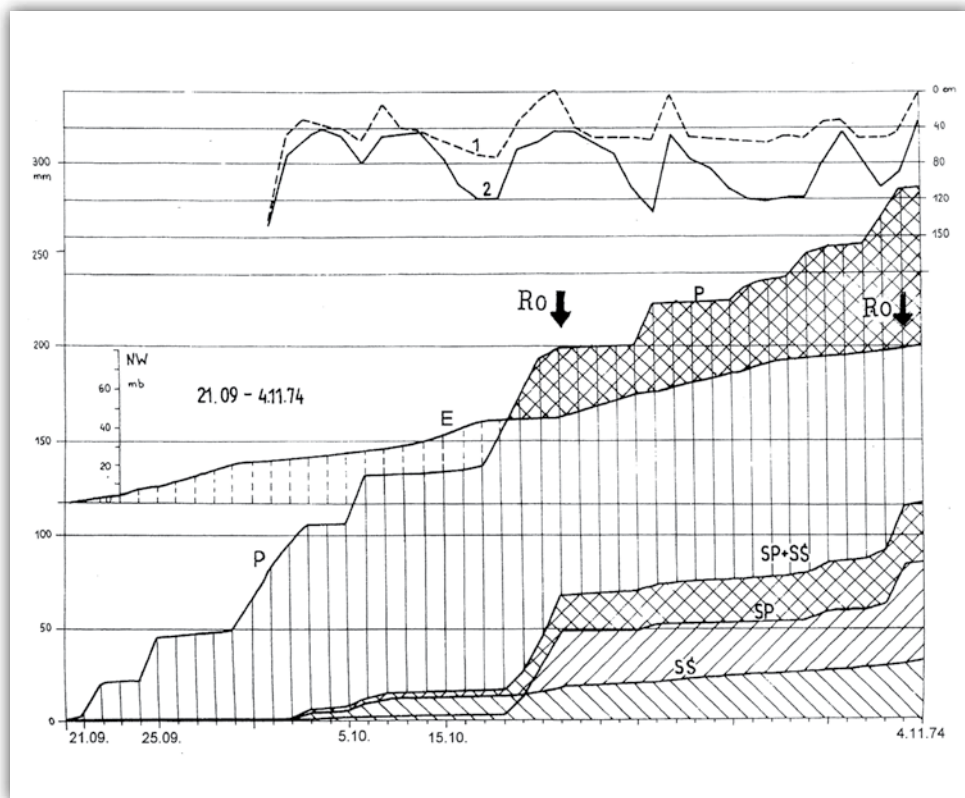


Rycina 2.19. Godzinowe opady w czasie rozlewnych opadów 12–21 czerwca 2002 roku w Ćerapuńdźi (wg Soji – Starkel, Singh 2004)

Figure 2.19. Rainfall intensity per hour during continuous rains 12th–21st June 2002 in Cherrapunji (after Soja – Starkel and Singh 2004)

mm (Starkel 1997), lato 1913 r., gdy w zachodniej części Beskidu Niskiego rejestrowano 410 mm a maksymalny opad dobowy wyniósł około 100 mm (Sawicki 1917), a także jesień 1974 r., gdy w samym tylko październiku zanotowano w Szymbarku 200 mm opadu (Gil, Starkel 1979). W tym ostatnim przypadku wysoki opad miał miejsce po okresie wegetacyjnym, gdy w grę nie wchodziła już silna ewapotranspiracja i stale utrzymywał się wysoki poziom wód gruntowych (ryc. 2.20). Uruchomienie pokryw stokowych wymagało jednak dodatkowego impulsu w postaci wyższego opadu i gwałtownego podniesienia poziomu wody gruntowej. W skali lokalnej długotrwałe pory deszczowe mogą pojawiać się częściej (Gil 1997). W ostatniej dekadzie przeprowadzono szczegółowe pomiary nad określeniem wartości progowych uruchamiania pokryw stokowych w rejonie Szymbarku (Gil i in. 2009).

W klimacie monsunowym takimi porami opadowymi zaznaczającymi się długotrwałymi procesami grawitacyjnymi mogą być w pewnym sensie sezony opadowe, jeżeli opad jest wysoki, a przerwy pomiędzy poszczególnymi deszczami niezbyt długie. Analiza stanów wody i przepływów rzek brzeżnej części wschodnich Himalajów pokazuje takie znaczące długotrwałe podniesienie przepływów, które stanowi na ogół tło dla pojedynczych wyraźnych kulminacji (Goswami 1985, 1998; Starkel i in. 1998; ryc. 2.21).



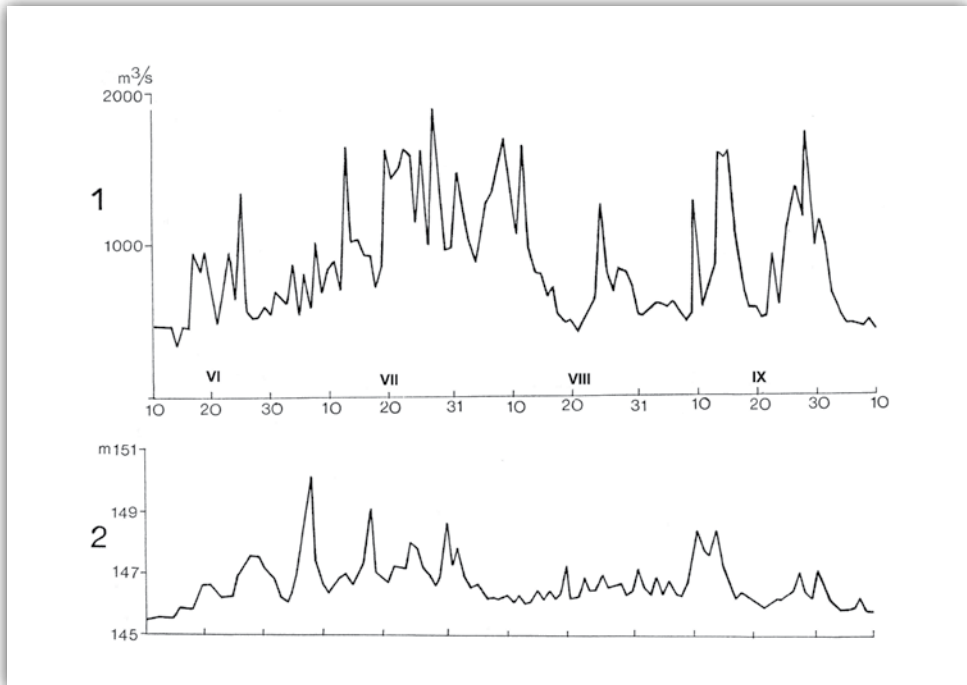
Rycina 2.20. Obieg wody na stoku w Szymbarku w czasie występowania osuwisk jesienią 1974 roku (Gil, Starkel 1979; Gil 1997)

P – krzywa kumulatywna opadów, SP – spływy powierzchniowy, SS – spływy śródglebowy, SP + SS – suma odpływu wody, NW – niedosyt wilgotności w mb, ZWG – zwierciadło wód gruntowych w górnej (1) i dolnej części stoku (2), Ro – moment ruchów osuwiskowych (strzałka wskazuje intensywność ruchów); gęsty szraf – potencjalny okres ruchów osuwiskowych

Figure 2.20. Water circulation on the slope in Szymbark during landsliding in autumn 1974 (Gil, Starkel 1979; Gil 1997)

P – cumulative curve of precipitation, SP – surface runoff, SS – soil throughflow, SP + SS – total outflow, NW – moisture deficit in mb, ZWG – ground water table in upper (1) and lower (2) part of slope, Ro – timing of landsliding (arrow show intensity of movement); dense hachure – potential period of landsliding

W rejonie Ćerapuńdzi stan pełnego nasycenia podłoża może trwać dłużej w korzystnych warunkach hydrogeologicznych, co sprzyja pełnieniu głazów piaszczystych po zboczach małych dolinek (Starkel 1996b). Ale zbyt często do tego nie dochodzi, gdyż podłoże skalne bywa na ogół dobrze uszczelnione, m.in. w wyniku częstych trzęsień ziemi (Prokop 2005, 2007), a woda spływa szybko szerokimi płaskodennymi korytami impregnowanymi przez skorupy żelaziste tworzące się w porze suchej (fot. 2.9).



Rycina 2.21. Przepływy i stany wody himalajskiej rzeki Tisty w normalnym sezonie monsunowym, wskazujące na szereg wahań związanych z opadami, nałożonych na stałą dostawę z topnienia lodowców i śniegów w wysokich górach (wg Deya 1990)

1 – przepływ Tisty przy Coronation Bridge w 1970 r., 2 – wahania stanów wody przy Coronation Bridge w 1986 r.

Figure 2.21. Discharges and water stages of Himalayan Tista river during normal monsoon season, showing series of fluctuations connected with rainfalls superimposed on permanent supply of meltwaters from glaciers and snows in high Himalaya (after Dey 1990)

1 – discharge of Tista river in 1970 at Coronation Bridge, 2 – water stages of Tista in 1986 at Coronation Bridge

Nie wszystkie obserwowane opady możemy zaliczyć do jednego z trzech typów ekstremalnych – rejestrujemy szereg zdarzeń o charakterze przejściowym (pośrednim). Przekroczenie progu równowagi i wyzwolenie nowego procesu rzeźbotwórczego zależy również od warunków lokalnych: podłoża, odziedziczonej rzeźby i szaty roślinnej. Niekiedy stok może być w trwałej równowadze niestabilnej. Do takich form nieustannie zasilanych wodami gruntowymi, których tempo ruchu zmienia się w zależności od wahań wysokości opadów i podcinania czoła należy osuwisko w dolinie Bielanki koło Szymbarku (Gil, Kotarba 1977, por. rozdział 2.8).

W ostatnich latach opublikowano szereg prac, których autorzy starali się wyznaczyć wielkości progowe wysokości opadów i ich natężeń, odpowiedzialnych za

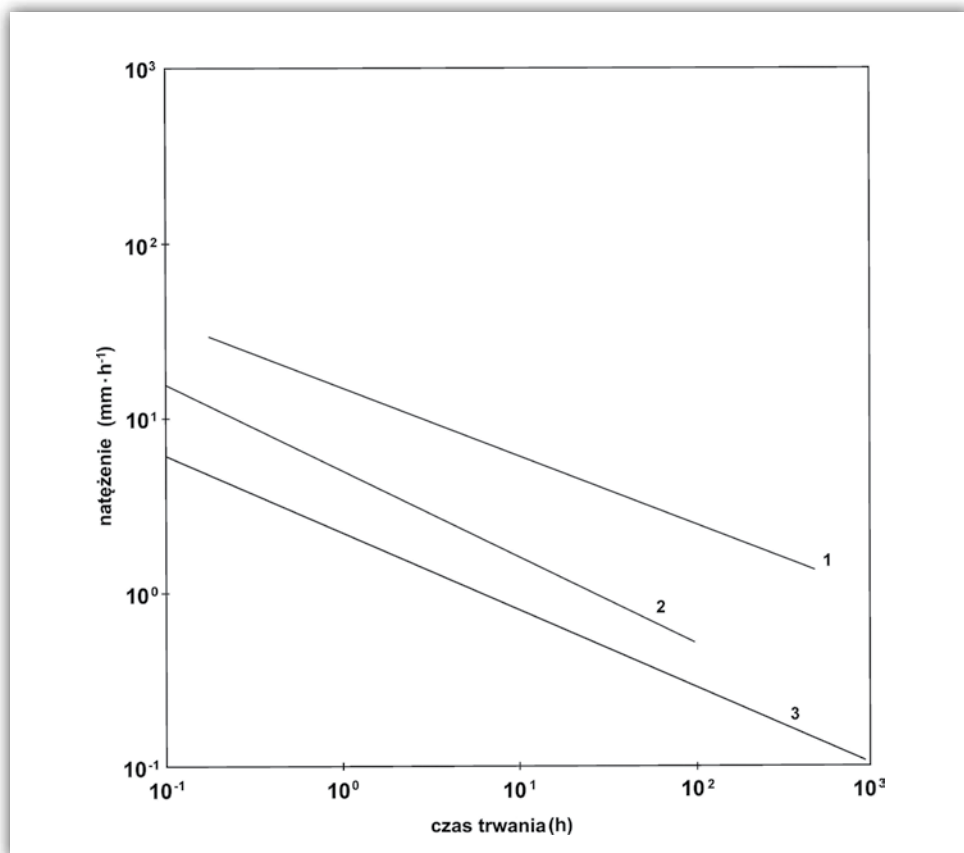


Fotografia 2.9. Poziome uławicenie i skorupy żelaziste powodują, że koryta potoków koło Čerapuńdźi ulegają przeważnie erozji bocznej, a nie pogłębianiu

Photo 2.9. Horizontal bedding and iron crusts cause that channels of creeks near Cherrapunji are subjected mainly to a lateral erosion, than a downcutting

powstawanie spływów gruzowych i innych płytkich osuwisk w różnych dziedzinach klimatycznych, a nawet w skali globalnej (Caine 1980; Rączkowski, Mrozek 2002; Guzetti i in. 2008).

Guzetti i inni (2008) zebrali olbrzymią literaturę z całego świata obejmującą 2626 zdarzeń opadowych, które wywołały powstanie płytkich osuwisk i spływów gruzowych. Ten bank danych zawiera informację o położeniu, typie i liczbie osuwisk, wysokości opadu i częściowo o litologii podłoża, ale brak jest przeważnie danych o odległości do najbliższego punktu pomiaru opadu, o opadzie poprzedzającym zdarzenie i rozkładzie natężeń w czasie. Z zebranych niepełnych danych autorzy wykreślają krzywe wartości progowych opadów dla różnych dziedzin klimatycznych i całego globu obliczone z równań (ryc. 2.22). Wyciągają wnioski, że bardzo różne czasy trwania i często niska intensywność opadów są wystarczające do rozwoju spływów gruzowych i płytkich osuwisk. Tak wyznaczona linia graniczna lokuje się znacznie poniżej wartości progowych wykreślonych przez Caine'a (1980) i innych.



Rycina 2.22. Globalne wielkości progowe relacji między natężeniem opadu w mm/godz. a czasem trwania opadu charakterystyczne dla powstawania sływów gruzowych i płytkich osuwisk obliczane na podstawie różnej liczby zdarzeń opadowych, publikowane przez różnych autorów: 1. Caine (1980), 2. Innes (1983), 3. Guzetti i in. (2008)

Figure 2.22. Global rainfall intensity – duration thresholds of debris flows and shallow landslides based on a different number of rainfall events published by various authors: 1. Caine (1980), 2. Innes (1983), 3. Guzetti et al. (2008)

Moim zdaniem położenie krzywej wielkości progowych Guzettiego i innych (2008) daleko odbiega od realności, ponieważ różne typy opadów i typy osuwisk zebrano i analizowano razem (Starkel 2012b). Fascynacja wielkimi zbiorami danych zaprowadziła wielu autorów do dalekich uproszczeń. Podobnie w ostatniej szczegółowej pracy Marzolfi i innych (2011) o monitoringu rocznej efektywności erozji wąwozowej dokonano jej korelacji z liczbą dni z opadem powyżej 20 mm. Ci sami autorzy w dalszej części artykułu zwracają uwagę na rolę ekstremalnych opadów (zapewne w intencji uwzględnienia również natężenia opadu?).

Niestety, mimo wielkich zbiorów analizowanych stanowisk (lub zdarzeń), często generalizacje są nieuzasadnione, gdyż brak jest szczegółowych informacji o rozkładzie natężeń opadów zarówno w przestrzeni, jak i w czasie.

2.4. Rola roztopów

W strefie klimatu umiarkowanego Europy, a szczególnie w obszarach górskich niekiedy istotną rolę odgrywają roztopy – okres topnienia pokrywy śnieżnej. Jego znaczenie w modelowaniu rzeźby zależy nie tylko od miąższości pokrywy śnieżnej i tempa jej topnienia, ale również od przemarznięcia gruntu, sekwencji pogody okresu zimowego (z odwilżami), a także rozkładu przestrzennego tak szaty roślinnej (użytkowania ziemi), jak i samej pokrywy śnieżnej.

W okresie wiosennego topnienia śniegu może występować różny typ pogody. W czasie pogody wyżowej z nocnymi przymrozkami występuje typ insolacyjny szczególnie widoczny na stokach nasłonecznionych. Wówczas topnienie, spływ wody i odmarzanie gruntu postępuje w godzinach południowych i popołudniowych (ryc. 2.23). Natomiast topnienie i spływ całodobowy występuje w czasie adwekcji ciepłych mas powietrza. Największe natężenie spłukiwania i równocześnie wystąpienie płytkich ruchów masowych obserwujemy, gdy topnieniu towarzyszy opad o większym natężeniu (Starkel 1960a; Mrozek i in. 2000).

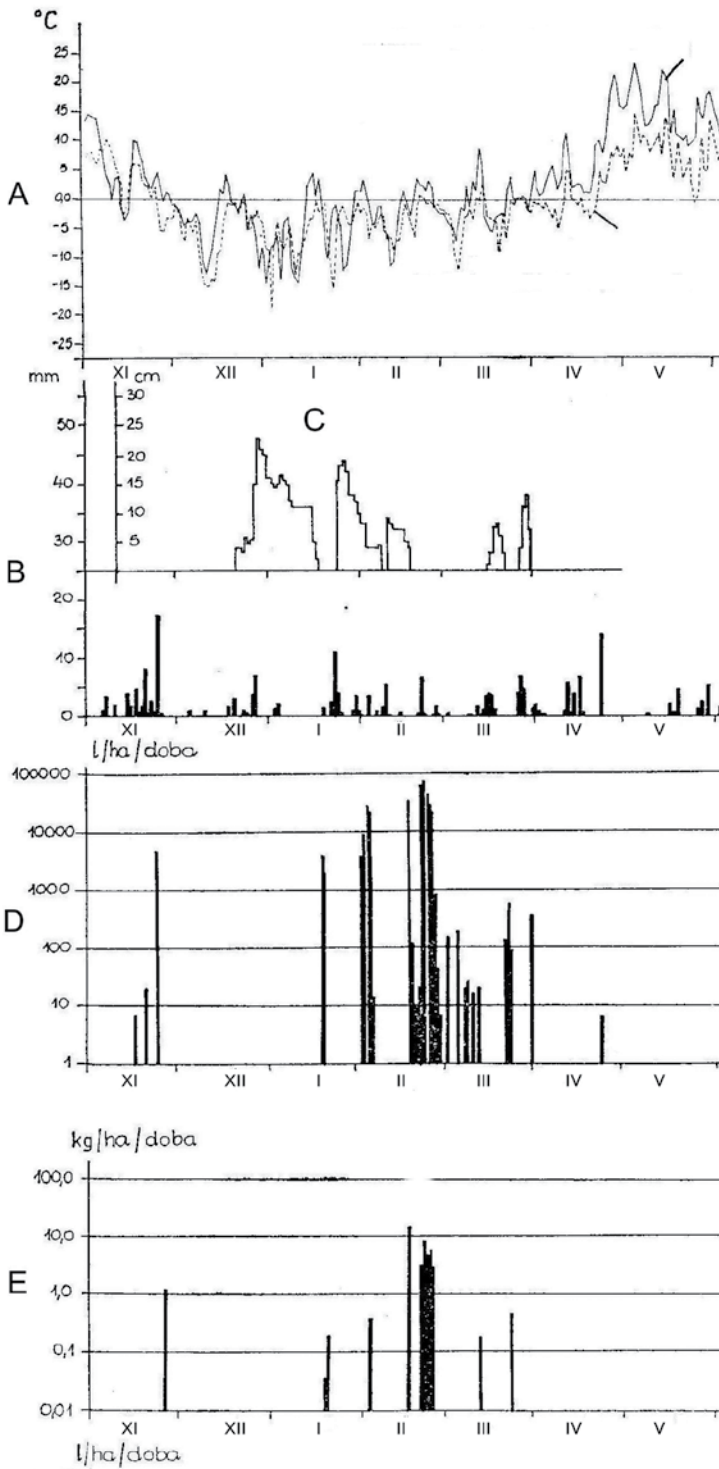
Zjawiska roztopowe mogą powtarzać się w okresie śródzimowych odwilży, których liczba w niższych piętrach Karpat w ciągu jednej zimy może sięgać 4–5 (Starkel 1960a; Słupik 1973, 1981). Niekiedy odwilż śródzimowa może spowodować większe efekty, np. w Szymbarku w dniach 19–27 lutego 1969 r. aż 52% wody opadowej i z topnienia śniegu spłynęło po stoku (Gil, Słupik 1972b; ryc. 2.23). To ostatnie zdarzenie wiązało się ze specyficzną sekwencją pogody. Otóż uformowanie się pokrywy śnieżnej było poprzedzone w grudniu 1968 r. falą mrozów, która doprowadziła do przemarznięcia gruntu przekraczającego 50 cm głębokości (Gil,

Rycina 2.23. Warunki pogodowe, pokrywa śnieżna, spływ powierzchniowy i spłukiwanie na stoku eksperymentalnym w Szymbarku w okresie od listopada 1968 roku do kwietnia 1969 roku (Słupik 1973; Gil 1976)

A – średnia temperatura dobowa na wys. 2 m (linia ciągła) i temperatura minimalna na gruncie (linia przerywana), B – opad dobowy, C – grubość pokrywy śnieżnej, D – spływ powierzchniowy w l/ha/dobę, E – spłukiwanie w kg/ha/dobę

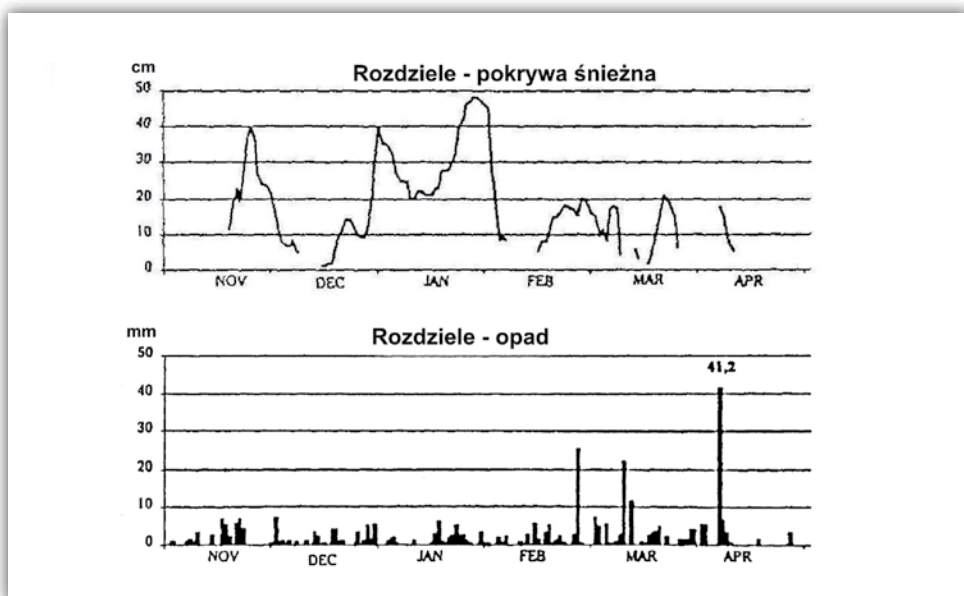
Figure 2.23. Weather conditions, snow cover, overland flow and slope wash on experimental slope at Szymbark between November 1968 and April 1969 (Słupik 1973; Gil 1976)

A – mean daily temperature at 2 m high (continuous line) and minimum temperature on the ground (broken line), B – daily precipitation, C – depth of snow cover, D – overland flow in l/ha/day, E – slope wash in kg/ha/day



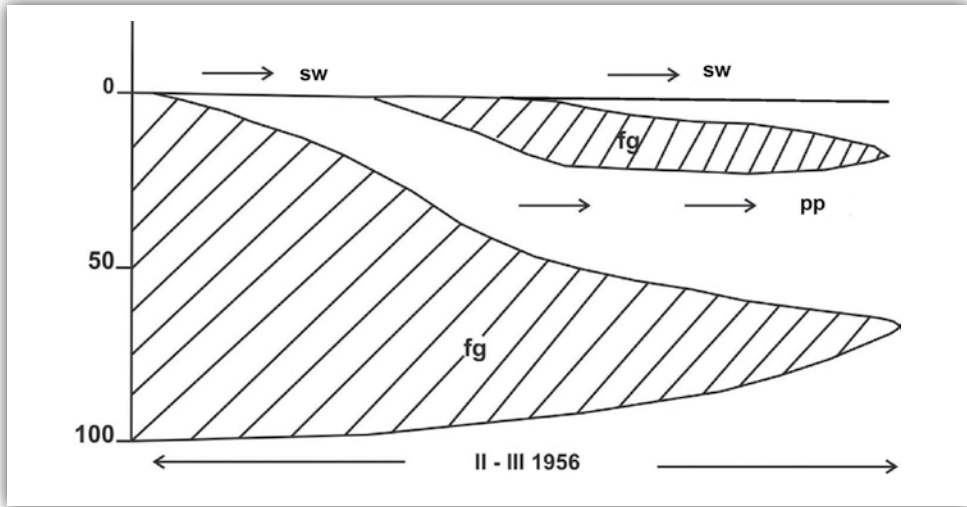
Słupik 1972b). Natomiast powtarzające się odwilże przy braku głębszego przemarznięcia powodują nasycenie wodą podłoża. I tak wiosną po odwilżach opad deszczu 5 kwietnia 2000 r. na Pogórzu Karpackim spowodował ożywienie procesów osuwiskowych (Mrozek i in. 2000; ryc. 2.24), przypominające swoimi efektami letnio-jesienną porę deszczową z 1974 r. (Gil, Starkel 1979). Podobną aktywizację ruchów osuwiskowych w czasie roztopów wzmocnionych przez deszczowy opad 120–163 mm w czasie następných 10 dni zarejestrowano wiosną 2006 r. w Karpatach Morawskich (Bil, Miller 2008).

O złożoności sekwencji pogody w okresie roztopowym pouczają obserwacje procesów na Pogórzu Wielickim (Starkel 1960a). W czasie mroźnej zimy 1955/1956 roku doszło tam do przemarznięcia sięgającego 1 m głębokości. Odwilż śródziemna doprowadziła do odmarznięcia około 50 cm. Następną falą mrozów przy końcu lutego zmroziła ponownie 20 cm wierzchnią warstwę, której strop w czasie marcowych insolacyjnych roztopów odmarzał w godzinach dziennych (ryc. 2.25). Na uprawianych stokach można było obserwować równocześnie spływ powierzchniowy z erozją żłobinową, a u podnóży stoków wypływy wody pod ciśnieniem, drenujące kanały sufozyjne lub korytarze gryzoni w warstwie odmarzniętej na głębokościach między 20 a 50 cm. W czasie tych roztopów na Wyżynie Miechowskiej



Rycina 2.24. Opady atmosferyczne i grubość pokrywy śnieżnej w okresie zimy 1999/2000 na stacji Rozdziele (600 m n.p.m.) (Mrozek i in. 2000); opady deszczu w marcu i kwietniu nakładają się na roztopy

Figure 2.24. Precipitation and thickness of snow cover during winter season 1999/2000 at Rozdziele (600 m a.s.l.) (Mrozek et al. 2000); rainfalls in March–April coincide with snow-melt season



Rycina 2.25. Sekwencja procesów zamarzania i topnienia w profilu glebowym na stoku w lutym i marcu 1956 roku na Pogórze Wielickim i towarzyszące procesy (oprac. L. Starkel)

fg - grunt zamrożony, sw - spływ powierzchniowy i spłukiwanie, pp - spływ śródpokrywowy i sufozja

Figure 2.25. Sequence of freezing and melting and accompanied processes in the soil profile over slope in the Wieliczka Foothills during February-March 1956 (elab. by L. Starkel)

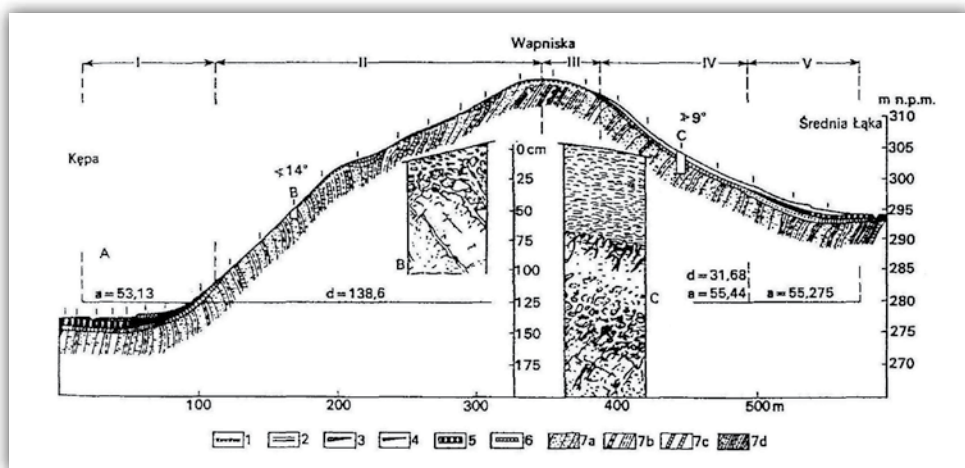
fg - frozen ground, sw - overland flow and slope wash, pp - subsurface flow and piping

obserwowałem również spływanie typowych jęzorów soliflukcyjnych po przemarzniętym podłożu i typowych slush-floods w dnach dolin (Starkel 1976a).

Złożoność przestrzenna procesów roztopowych na gruntach wylesionych wiąże się w szczególności z przewiewaniem pokrywy śnieżnej (Gerlach, Koszarski 1968). Zwiewany ze stoków dowietrznych i wierzchołków śnieg jest akumulowany po stronie zawietrznej w środkowych i dolnych częściach stoków oraz na skarpach i w zagłębieniach terenu, gdzie wytapiany jest z dużym opóźnieniem. Odsłonięte partie wystawione są na bezpośrednią działalność mrozu i w czasie odmarzania wspomaganego opadem deszczu podlegają spłukiwaniu. Materiał ze żłobin osadzany jest na zaspach śniegowych, w które wsiąka woda płynąca (Dauksza i in. 1970; Starkel 1976a).

Równocześnie ze śniegiem zwiewanym z pól (a także potem po zamarznięciu gleby) przewiewane są całe agregaty glebowe. Przy silnych wiatrach południowych miąższość warstw agregatów glebowych dochodzi do kilku cm (Gerlach, Koszarski 1968; Gerlach 1976; ryc. 2.26). Obok Dołów Jasielsko-Sanockich na niewielką skalę rejestrowano deflację w różnych częściach Beskidu Niskiego (Janiga 1975; Welc 1977; por. ryc. 4.24) i w innych częściach Pogórza Karpackiego (Wojtanowicz 1990).

W przekroju równoleżnikowym gór strefy umiarkowanej, idąc od atlantyckiej zachodniej Europy po kontynentalną wschodnią Europę i dalej poprzez wyżyny i góry Syberii obserwujemy stopniowo przejście w typie i roli morfogenetycznej okresu roztopowego. W górach niskich dziedziny atlantyckiej po krótkich falach mroźnych lub opadów śniegu następują epizodyczne roztopy. W środkowej Europie występują zwykle 1–3 śródzimowe odwilże, jednak na ogół z wyraźnym finalnym okresem roztopowym i wezbraniem wiosennym; czasem tę rolę odgrywa dłuższa odwilż śródzimowa. Natomiast na terenie Rosji po kilku miesiącach narastania pokrywy śnieżnej następują regularne roztopy wiosenne, w czasie których spływ może objąć nawet 95% wody zmagazynowanej w śniegu (Grin 1970; Skorodumow 1973). Z większym opóźnieniem roztopy występują w górach Syberii, gdzie topnienie śniegu poprzedzające letnie odmarzanie gleby prowadzi do niemal corocznych powodzi z zatorami, w czasie których na dużych rzekach syberyjskich poziom wody może podnieść się nawet o 20–30 m (Lwowicz 1971; Georgiadi 1986).

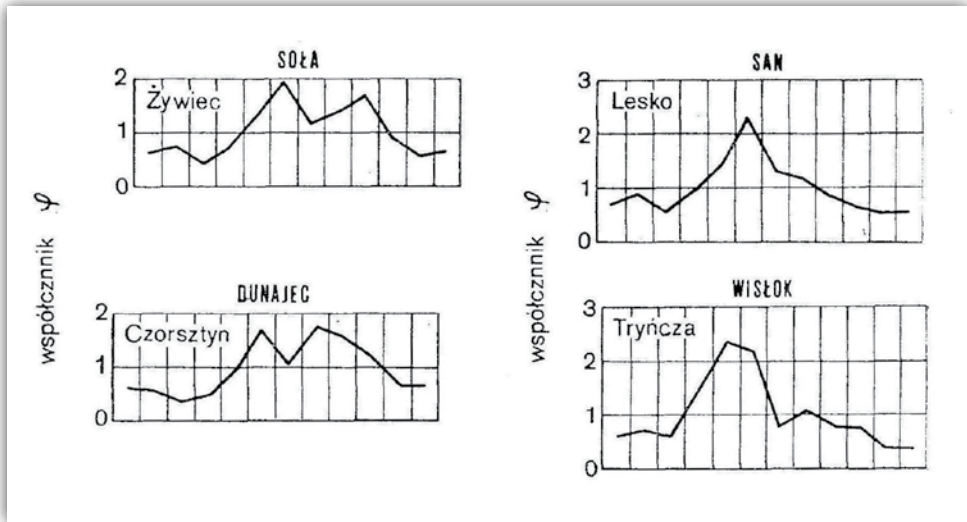


Rycina 2.26. Budowa stoków wzgórz modelowanych przez wywiewanie w Dołach Jasielsko-Sanockich (Gerlach 1976)

A – przekrój wzgórza Wapniska, B – profil pokryw na stoku dowiezającym z płytkim cokołem skalnym, C – profil pokryw na stoku zawietrzelnym ze zwietrzeliną i pokrywą eoliczno-deluwialną; 1 – cienka zwietrzelina odstonięta na wywiewanie, 2 – gliny eoliczno-deluwialne, 3 – gliny deluwialne, 4 – gleba kopalna, 5 – torf, 6 – zwietrzała skała, 7 – lita skała, 7a – gruboławicowe piaskowce, 7b – łupki z piaskowcami, 7c – cienkoławicowe piaskowce, 7d – łupki menilitowe z piaskowcami; a – odcinki agradacji, d – odcinki denudacji

Figure 2.26. Geology of slope of hills modeled by deflation in Jasio-Sanok Depression (Gerlach 1976)

A – transect of Wapniska hill, B – soil profile on the wind-exposed slope with shallow bedrock, C – covers on the leeward slope with eolian-deluvial blanket; 1 – thin regolith, 2 – eolian-deluvial loams, 3 – deluvial loams, 4 – fossil humus horizon, 5 – peat, 6 – weathered bedrock, 7 – bedrock, 7a – thick-bedded sandstones, 7b – shales with sandstones, 7c – thin-bedded sandstones, 7d – menilite shales with sandstones; a – aggradation sectors, d – denuded sectors



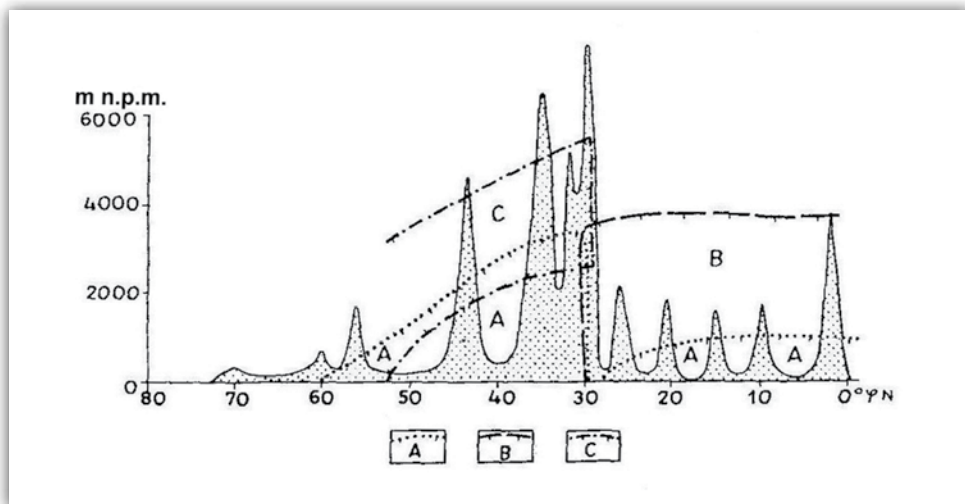
Rycina 2.27. Różne sezony wysokich przepływów i powodzi w zachodniej i wschodniej części polskich Karpat (Punzet 1983); ku wschodowi wyraźnie kulminują wezbrania roztopowe

Figure 2.27. Different seasons of high discharges and floods in western and eastern part of Polish Carpathians (Punzet 1983); towards east it is a distinct majority of snow-melt floods

Przebieg zim w dziedzinach oceanicznej i kontynentalnej nie wyklucza sporadycznego występowania zim ekstremalnych, zwłaszcza w górach. Charakteryzują się one w zachodniej i środkowej Europie długim okresem mroźnym i śnieżnym, zakończonym dużym wezbraniem roztopowym, podobnie jak odwrotnie na wschodzie Europy zimy przerywane odwilżami.

Adwekcyjny typ roztopów związany z napływem ciepłych mas powietrza (szczególnie z towarzyszącymi opadami deszczu) odbija się w reżimie hydrologicznym górskich rzek środkowej Europy. Zanikanie pokrywy śnieżnej odbywa się wolniej w zlewniach zalesionych. Dlatego wezbrania roztopowe w zachodniej części polskich Karpat, wyżej wzniesionej i zalesionej, są rzadsze niż w części wschodniej, gdzie rozległe obszary pogórza leżą w wysokości 300–500 m n.p.m., na których topnienie pokrywy śnieżnej postępuje równocześnie (Ziemońska 1973; Punzet 1991; Starkel 1990b; ryc. 2.27). Trwające tu często przez tydzień i dłużej podwyższone przepływy rzek sprzyjają wzmożonej erozji bocznej i zsuwaniu odmarzających płatów gruntu, co prowadzi do powiększania przekroju poprzecznego koryta, czego nie są w stanie dokonać krótkotrwałe powodzie letnie.

Czas trwania i natężenie procesów w okresie roztopów zmienia się z wysokością nad poziom morza. O ile na niższych położonych pogórzach Karpat o średniej rocznej temperaturze 6–8°C spotykamy się niemal corocznie z 1–4 odwilżami śródziemnymi, to im wyżej, tym są one rzadsze i krótsze, i na poziomie górnej



Rycina 2.28. Prawdopodobne zróżnicowanie strefowe i wysokościowe przewodnich ekstremalnych procesów rzeźbotwórczych na przekroju od Syberii po południowo-wschodnią Azję (Starkel 1976a)

A – krótkotrwałe ulewy, B – opady rozlewne, C – gwałtowne roztopy

Figure 2.28. Probable latitudinal and vertical differentiation of leading extreme relief forming processes on the transect across Siberia and Southeast Asia (Starkel 1976a)

A – short downpours, B – continuous rains, C – rapid snow melts

granicy lasu (średnia roczna temperatura 2°C) mamy do czynienia zwykle z jedną porą niwalno-pluwialną (Kłapa 1980), czyli roztopową, trwającą od 10 do 59 dni.

W wyższych górach Europy i Azji Centralnej zdarzają się gwałtowne ocieplenia o kilkanaście stopni tak wiosną, jak i latem, poprzedzone wysokimi opadami śniegu, które wywołują nagłe tajanie, wezbrania i spływy błotne nie tylko w piętrze krioniwalnym, ale również powyżej granicy wiecznego śniegu (Starkel 1976a). Takie zdarzenie miało miejsce w dolinie Guil we francuskich Alpach 13 lipca 1957 r., gdy ocieplenie wraz z deszczem po opadzie śniegu spowodowało powstanie licznych spływów gruzowo-błotnych (Tricart i in. 1962). Na podobne zjawiska w Alpach zwracał wcześniej uwagę Jäckli (1957). W Pamirze (Gonczarow 1962) i Tianszanie (Dujsenow 1971) zjawiska nagłego topnienia bywają rejestrowane co kilka lat w czasie wystąpienia frontu okluzji. S. Gordon i A. Trestman (1962) opisują w Tianszanie nagłe ocieplenie majowe, które spowodowało topnienie śniegu do wysokości 4500 m n.p.m. z towarzyszącym mu opadem deszczu sięgającym 72 mm. Zdarzenia takie z różnych gór świata opisali ostatnio Ch. Huggel i inni (2012), przypisując im rolę wskaźników postępujących zmian klimatu.

Tego typu nagłe katastrofy prowadzą zarówno do okresowego przesunięcia dolnej granicy wiecznego śniegu, ale również wystąpienia w dolinach wielkich

potoków gruzowych (sjeli strukturalnych), które w dół biegu rzek przekształcają się w sjele turbulentne (Gagoshidze 1970) określane przez Costę (1988) jako spływy wysokoskoncentrowane (*hyperconcentrated flow*).

Gwałtowne ocieplenia w wysokich górach wyższych szerokości geograficznych Azji sięgające granicy wiecznego śniegu są zatem głównym motorem przemian zachodzących w tych piętrach, obok sekularnych procesów egzaracji lodowcowej i zjawisk kriogenicznych i różnią zasadniczo te góry od niższych pięter z ulewami i od strefy monsunowej, w której głównym motorem są opady rozlewne (ryc. 2.28).

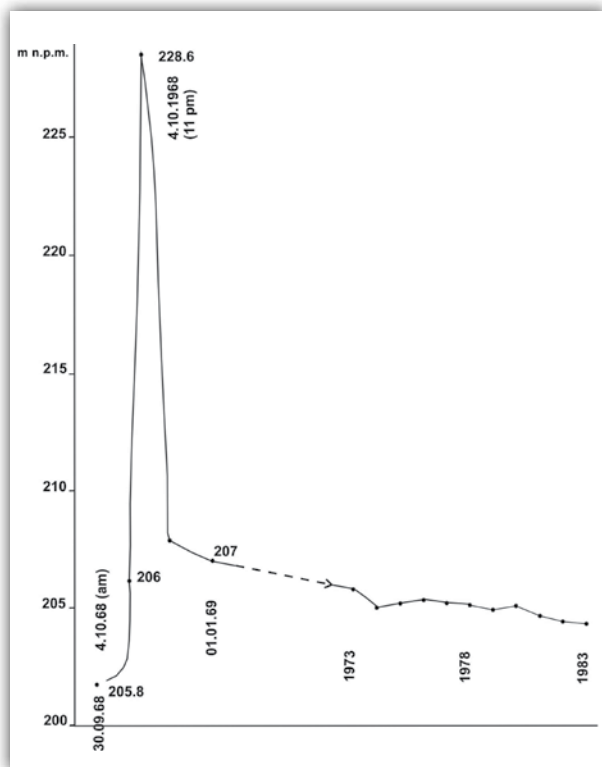
Obraz procesów modelujących rzeźbę gór w miesiącach zimowych może być zatem niezmiernie zróżnicowany tak czasowo, jak i przestrzennie, a granice pięter klimatyczno-morfogenetycznych bywają przesuwane w latach ekstremalnych zarówno w dół przez lawiny, jak i w górę przez nagłe odwilże. Głównym regulatorem ekstremów są nagłe wahania temperatury.

2.5. Częstotliwość i serie zdarzeń ekstremalnych

W poszczególnych dziedzinach klimatycznych obserwujemy różne częstotliwości zdarzeń wywołujących znaczące efekty geomorfologiczne. Występują one albo gdy natężenie procesu przekracza wartości średnie, albo gdy dochodzi do przekroczenia wartości progowych i wyzwala się inny rodzaj przemieszczania utworów zwietrzelinowych czy skalnych (np. spływów gruzowych lub osuwania), który prowadzi do powstawania nowych form w krajobrazie.

Ze statystycznego punktu widzenia możemy mówić o zdarzeniach częstych, np. w klimacie monsunowym, w którym kilkakrotnie w jednej porze deszczowej występują wezbrania sięgające spływu jednostkowego $20\text{--}50\text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ (por. ryc. 2.21). Wówczas w korytach roztokowych dochodzi do całkowitego przekształcenia odsypów piaszczystych lub żwirowych. Natomiast zasadnicze zmiany w rzeźbie dolin, np. w Himalajach Dardżylińskich w postaci erozji lub agradacji obserwujemy znacznie rzadziej, raz na 20–50 lat (Starkel 1972a). Takie rzadkie zdarzenia przedzielone są okresami stabilizacji, gdy poprzez wkroczenie roślinności następuje unieruchomienie grubego rumowiska albo poprzez agradację dochodzi do powolnego powrotu koryta do stanu wyjściowego (por. Brunsten 1990). Na zjawisko to zwrócił uwagę Burkham (1972) obserwując powrót koryta roztokowego do poprzedniej formy meandrowej. Agradacyjne podniesienie dna dużej rzeki Tisty na dużym odcinku biegu w Himalajach Dardżylińskich o 5–7 m w czasie katastrofalnego wezbrania w 1968 r. przy udziale licznych osuwisk zostało zamienione w ciągu kolejnych około 20 lat stabilności w pojętowanie o 2–3 m (Starkel, Basu 2000; ryc. 2.29).

Natomiast koryta małych potoków zasypane spływami gruzowymi, jak np. potoku Posam w źródłowej części zlewni Balasanu, zostały jedynie płytko wcięte



Rycina 2.29. Wahania stanów wody Tisty koło Coronation Bridge przed, w czasie i po powodzi 4 października 1968 roku; obniżanie stanów minimalnych w latach 70.–80. wskazuje na stopniowe pogłębianie koryta po poprzednim agradacyjnym podniesieniu o 5–6 m (wg Starkla, Basu 2000 i innych źródeł zestawiał autor)

Figure 2.29. Fluctuations of Tista river water level at Coronation Bridge before, during and after flood 4th October 1968; gradual lowering of lowest annual water level in 70s–80s indicate a trend to deepening of river channel after previous agradation to 5–6 m (after Starkel, Basu 2000 and other sources compiled by author)

i wyrównane poprzez wymywanie drobnych frakcji (Froehlich, Starkel 1987; por. ryc. 2.63, s. 142; fot. 2.10, 2.11). Te powtarzające się ekstremalne zdarzenia prowadzą ostatecznie do agradacyjnego podnoszenia den dolin (ryc. 2.30).

Równocześnie w tym regionie po powstaniu płytkich spływów i zsuwów na stokach może dojść do ponownego ożywienia procesów dopiero po utworzeniu się nowej pokrywy zwietrzelinowej, a na to, jak wynika z porównania skutków ulew w latach 1950 i 1968, okres 18-letni między dwoma zdarzeniami ekstremalnymi był niewystarczający (Starkel 1972a).

Natomiast na przedpolu Himalajów Sikkimsko-Bhutańskich powtarzające się co 2 lata wezbrania w obrębie stożków napływowych powodują utrzymywanie się świeżych koryt roztokowych (uniemożliwiające wkraczanie roślinności), a nawet w warunkach ucieczki wód w gruboziarniste aluwia następuje agradacyjne podniesienie den koryt w tempie 2–3 metrów na dekadę (Starkel, Sarkar 2002; fot. 2.12).

Rzeki odwadniające południowy skłon wyżyny Meghalaja budują stożki corocznie przynajmniej kilkakrotnie przemodelowywane, co jest tu zjawiskiem normalnym przy rejestrowanych w roku 37 dniach z opadem ponad 100 mm i 6–7 dniach z opadem ponad 300 mm (Soja, Starkel w: Starkel i in. 2007).

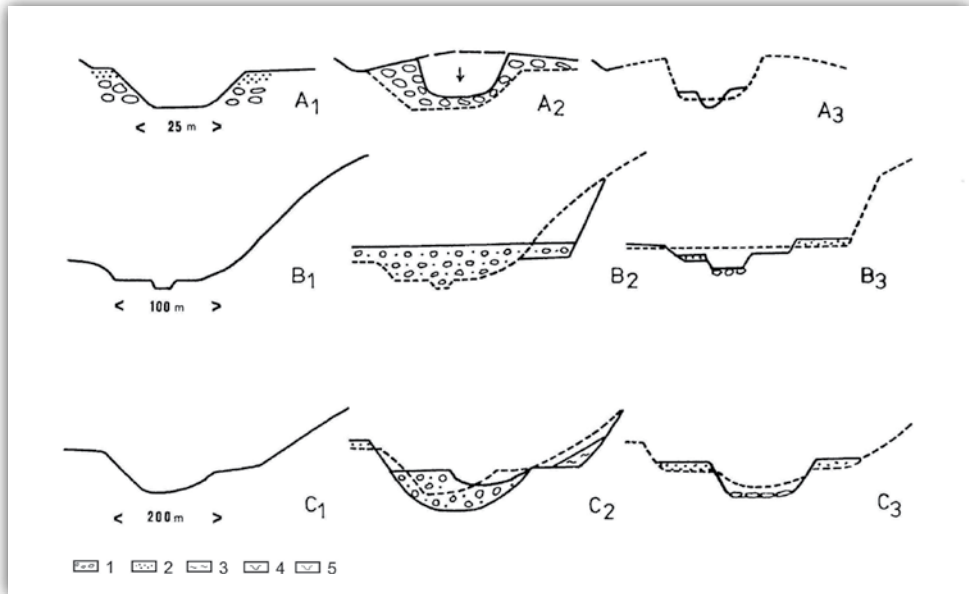
Rzeki odwadniające obszar Karpat mają koryta przekształcane jedynie przez większe wezbrania pojawiające się przeciętnie raz na 10 lat (Punzet 1991). W obrębie



Fotografia 2.10. Koryto potoku Posam w Himalajach Dardżylińskich, przykryte potokami gruzowymi w październiku 1968 roku
Photo 2.10. Channel of Posam creek in the Darjeeling Himalaya, creek covered by debris flows in October 1968



Fotografia 2.11. Koryto potoku Posam w latach 80. XX wieku znów wcięte około 2 m; równocześnie wkroczyły zbiorowiska leśne
Photo 2.11. Channel of Posam creek in 1980s again incised about 2 m; parallel to that the forests entered again



Rycina 2.30. Przekształcanie koryt rzecznych różnej wielkości w Himalajach Darzylińskich przez zdarzenia ekstremalne (Starkel, Basu 2000; Starkel 2004b)

A – mała zlewnia $5-10 \text{ km}^2$, B – średnia zlewnia $100-200 \text{ km}^2$, C – duża zlewnia $> 1000 \text{ km}^2$, 1 – przed zdarzeniem, 2 – po zdarzeniu, 3 – w okresie relaksacji; legenda: 1 – duże bloki i żwiry (facja korytowa lub spływy gruzowe), 2 – drobne żwiry i piaski, 3 – koluwia stokowe, 4 – nowy przekrój koryta, 5 – przekrój z poprzedniego okresu

Figure 2.30. Transformation of river channels of various size in the Darjeeling Himalaya by extreme events (Starkel, Basu 2000; Starkel 2004b)

A – channel in small catchment $5-10 \text{ km}^2$, B – medium size $100-200 \text{ km}^2$, C – large catchment $> 1000 \text{ km}^2$, 1 – before event, 2 – after event, 3 – during relaxation phase; signs: 1 – boulders and gravels (channel facies or debris flows), 2 – fine gravels and sands, 3 – colluvia, 4 – new formed profile, 5 – previous profile

odcinka stożkowo-bifurkacyjnego Białki, płynącej ze stoków Tatr, M. Baumgart-Kotarba (1983) stwierdziła, że przepływy przemodelowujące łóżysko roztokowe rzędu $200 \text{ m}^3/\text{s}$ powtarzają się co 4,5–5 lat, zaś przekraczające $250 \text{ m}^3/\text{s}$ – co 6–7 lat.

W przeważającej ilości przypadków opady ekstremalne nie są rozmieszczone równomiernie w czasie. Wnikliwą charakterystykę częstotliwości przekraczania wartości progowych procesów fluwialnych w małej zlewni beskidzkiej wykonał W. Froehlich (2006). Pojawiają się zgrupowania ulew czy też powodzi w krótkim okresie czasu, które sądzę, bywają głównym motorem transformacji rzeźby. To zjawisko „clusteringu” nie pozwala na szybkie opanowywanie stoków lub równin zalewowych przez roślinność, a przeciwnie – świeżo przemieszczone i niestabilizowane masy koluwiów, skarpy erozyjne lub odsypy mogą być dalej przekształcane i to przez zdarzenia o znacznie mniejszej sile energetycznej niż zdarzenia



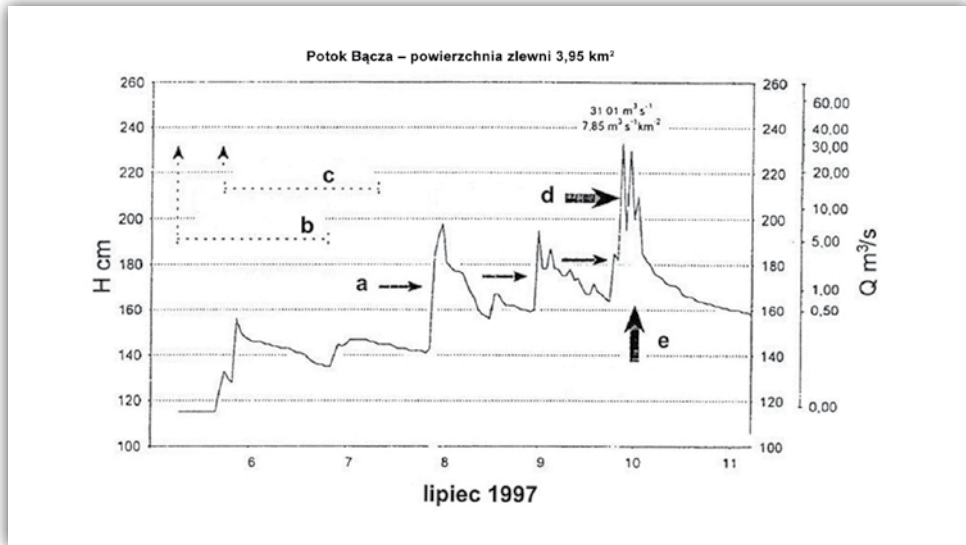
Fotografia 2.12. Koryto rzeki Chel na stożku na przedpolu Himalajów Sikkimskich; nowy wyższy most zbudowano w związku z szybko postępującą agradacją

Photo 2.12. Chel river channel at Sikkimese Himalaya piedmont; the new higher bridge was constructed due to fast progressing aggradation

poprzedzające i inicjujące. Z tym wiąże się przedłużająca aktywność osuwiskowa w Karpatach fliszowych, obserwowana po 1997 r. (Rączkowski, Mrozek 2002; Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002; Gorczyca 2004).

Klasycznym przykładem powtarzania się płytkich ruchów masowych, intensywnego spłukiwania i wezbrań mogą być ulewy burzowe powtarzające się w dniach 8–13 lipca 1997 r. w dorzeczu Dunajca (Grela i in. 1999). Stacja Limanowa notowała wtedy w kolejnych dniach 86–166 mm opadu. W. Froehlich (1998) w Beskidzie Sądeckim w korycie potoku Bącza o zlewni 3,25 km² zarejestrował rosnące z dnia na dzień fale wezbraniowe aż do przepływu 31 m³/s. W ostatnim dniu doszło do transportu dennego głazów o średnicy 70 cm i pogłębienia koryta w skale lokalnie do 80 cm (ryc. 2.31).

Podobne codzienne fale wezbraniowe powstawały w górnym biegu Uszwicy, prowadząc do poszerzania koryt i podcinania skarp, szczególnie na łukach meandrowych (fot. 2.7), a w biegu środkowym do kilkakrotnego zalania całej równiny zalewowej (Patkowski 2002). Zatem zgrupowania wezbrań w jednym roku są charakterystyczne nie tylko dla obszarów tropikalnych (co jest tam zjawiskiem normalnym), ale spotykane również w polskich Karpatach. Taki przebieg miał opady w lecie 2010 r., gdy na przykład na potoku Stradomka (dopływie Raby) o zlewni 362 km²



Rycina 2.31. Kilka gwałtownych ulew i fal wezbraniowych wywołujących przekroczenie granic transportu rumowiska dennego w małej zlewni potoku Bączka (3,95 km²) w Karpatach fliszowych w dniach 6–10 lipca 1997 roku (Froehlich 1998)

a – początek transportu dennego, b – początek zmiany koryta, c – erozja podłoża, d – transport frakcji 70 cm, e – zniszczenie żelbetonowego przelewu

Figure 2.31. Several heavy downpour flood waves crossing thresholds of heavy bedload in small catchment of Bączka creek (3.95 km²) in flysch Carpathians between 6th and 10th July 1997 (Froehlich 1998)

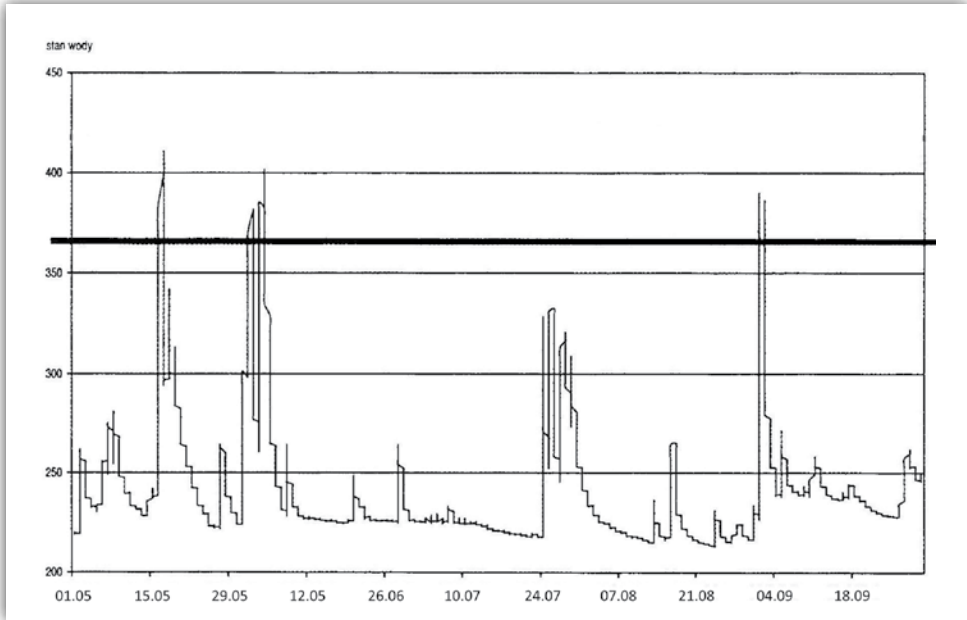
a – start of bedload, b – start of change of channel, c – erosion of bedrock, d – transport of 70 cm fraction, e – destruction of dam

rejestrowano w Łapanowie do 5 wezbrań w odstępach 2–4 tygodni, a niektóre mostki zostały aż 3-krotnie podmyte i zniszczone (Starkel 2011b). Przy braku stałego monitoringu trudno oddzielić efekty poszczególnych wezbrań. Na jednym z potoków w Beskidzie Niskim zarejestrowano wyraźne cztery fale powodziowe (ryc. 2.32).

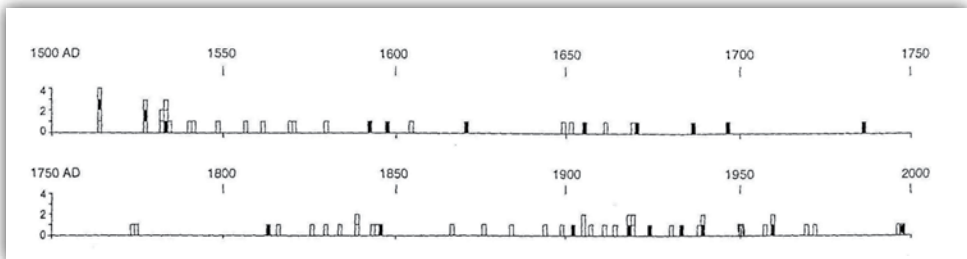
Podobne zjawiska zanotowano w krakowskich kronikach aż 3 razy w pierwszej połowie XVI w., przy czym w 1514 r. Wisła wylała aż 4-krotnie, a były to jedna powódź wiosenna i trzy letnie (ryc. 2.33).

Szczególnie wyraźna i możliwa do uchwycenia w efektach jest rola serii ekstremalnych opadów i wezbrań występujących w kolejnych latach lub w odstępach 2-letnich.

W latach 1958–1960 miały miejsce w Beskidzie Żywieckim ekstremalne opady, które uruchomiły dziesiątki osuwisk i doprowadziły do przekształceń koryt roztokowych (Ziętara 1968). Opady były wysokie w 1958 i 1960 r. (odpowiednio w dwóch dniach 216 mm i 176 mm), natomiast w 1959 r. znacznie niższe, ale wystarczające do utrzymania trendu.



Rycina 2.32. Cztery wezbrania w lecie 2010 roku zarejestrowane na wodowskazie Krempana w górnym biegu Wisłoki – zlewnia 164 km² (Skąpski 2011)
Figure 2.32. Four flood waves in summer 2010 registered at hydrological station at Krempana on upper course of Wisłoka river – catchment 164 km² (Skąpski 2011)

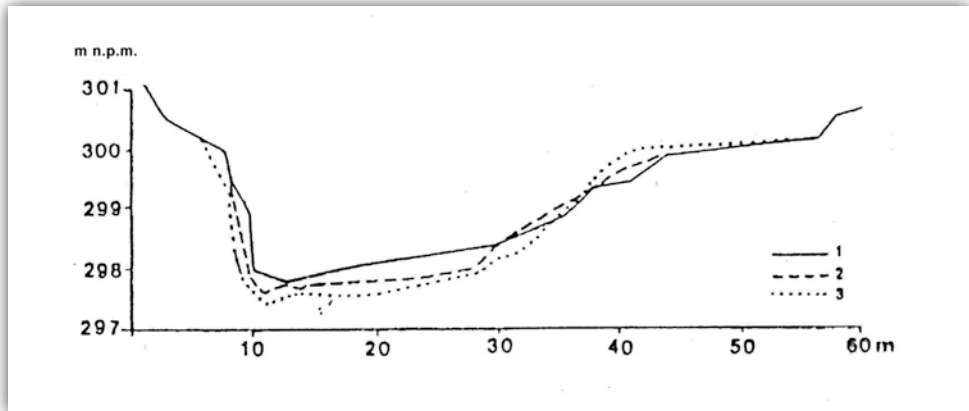


Rycina 2.33. Zgrupowania powodzi w dolinie Wisły na przedpolu Karpat (Starkel 2003); diagram oparty na danych źródłowych zebranych przez R. Gircusa i W. Strupczewskiego (1965) oraz A. Bielańskiego (1984)
Figure 2.33. Clusters of floods in the Vistula valley at the Carpathian foreland (Starkel 2003); diagram based on historical records collected by R. Gircus and W. Strupczewski (1965) and A. Bielański (1984)

Czarne bloczki oznaczają ekstremalne powodzie

Black blocks mean extreme floods

Wyraźną zmianę tendencji w ewolucji koryta Ropy koło Szymbarku obserwowano po opadach i wezbraniach w latach 1970–1974 (Soja 1977; ryc. 2.34). Docięte do stromo ustawionych ławic piaskowców i łupków koryto Ropy

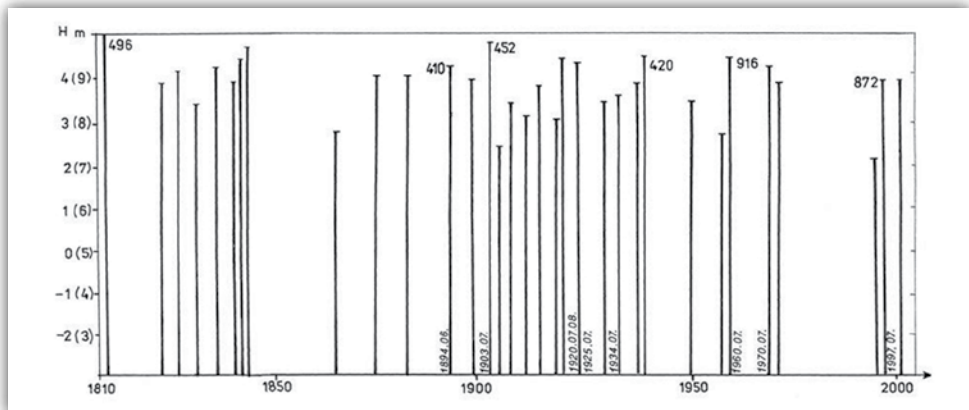


Rycina 2.34. Zmiany przekroju koryta Ropy koło Szymbarku wskazujące na pogłębianie w latach 1969–1974 (Soja 1977)

1 - 1969, 2 - 1972, 3 - 1974

Figure 2.34. Changes of channel cross-section of Ropa river near Szymbark showing the down cutting in the years 1969–1974 (Soja 1977)

1 - 1969, 2 - 1972, 3 - 1974

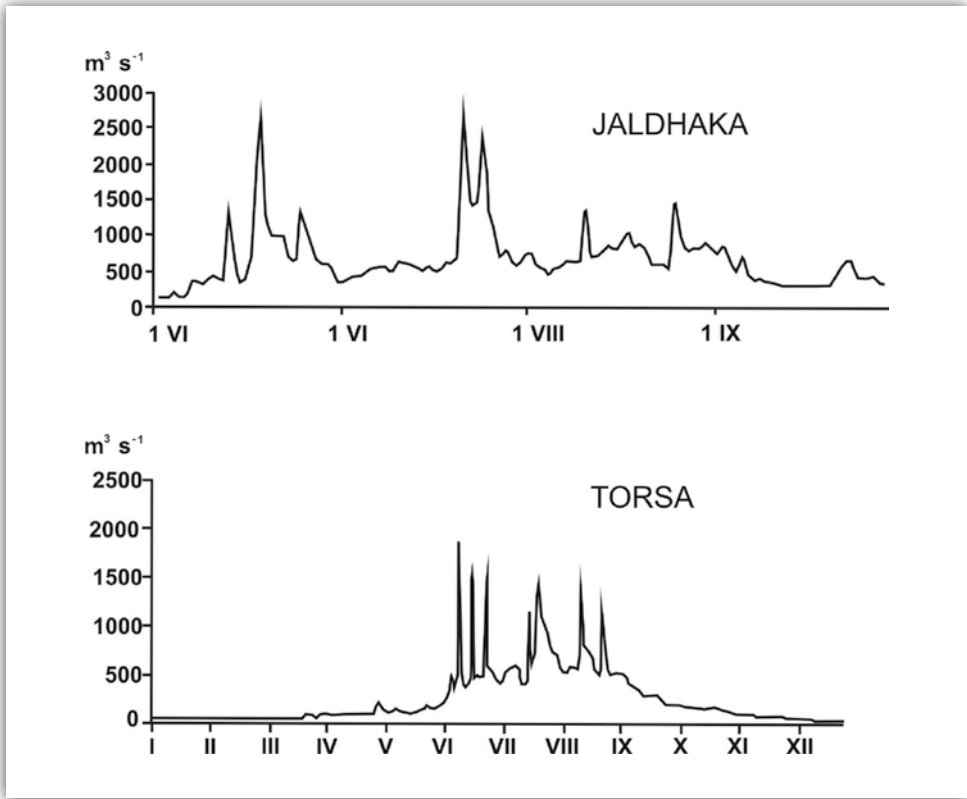


Rycina 2.35. Powodzie na Wiśle w Krakowie w XIX i XX wieku (wg Bielańskiego 1984); wyraźne zgrupowania powodzi w latach 1825–1845 oraz 1903–1940

Figure 2.35. Floods on the Vistula river in Cracow in 19th and 20th century (after Bielański 1984); distinct clusterings of floods in years 1825–1845 and 1903–1940

z przemieszczanymi po nim cienkimi odsypami żwirowymi zostało w czasie pierwszego wezbrania oczyszczone ze żwirów, a w czasie następnych pogłębione w litej skale do 50 cm. W tym samym czasie wyraźnie wzrosły wielkości przemieszczeń na sąsiednim osuwisku Bielanka (Gil, Kotarba 1977; por. ryc. 2.56).

Zmiany koryt i serie wezbrań znane są też z doliny Wisły pod Krakowem, gdy w latach 1840–1845 Wisła wystąpiła z brzegów co najmniej 3-krotnie (Bielański

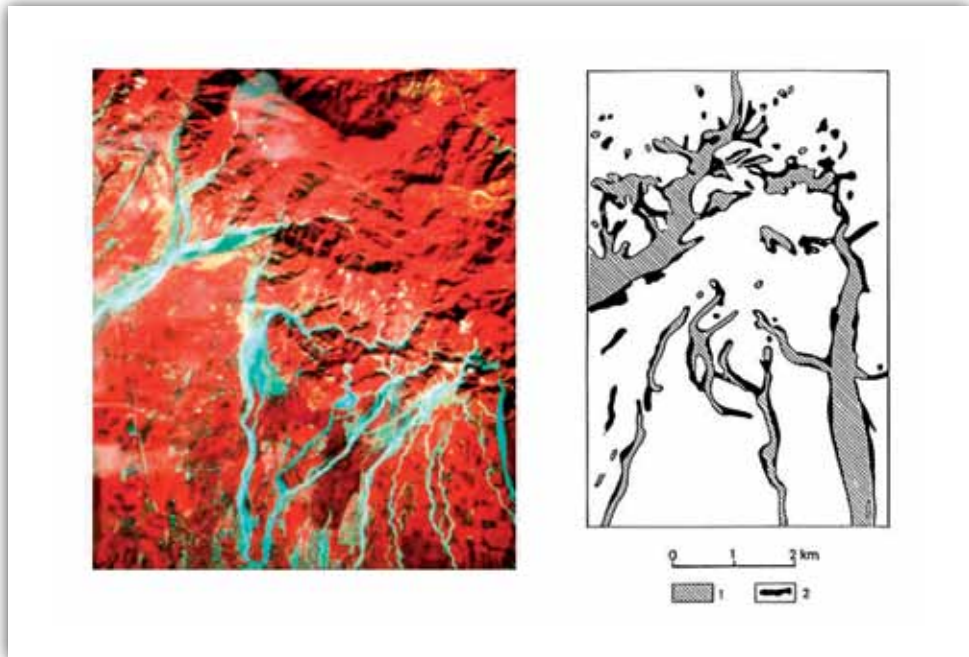


Rycina 2.36. Wahania przepływów dwóch rzek odwadniających Himalaje Sikkimsko-Bhutańskie w wyjątkowo wilgotnym lecie 1998 roku: większej rzeki Torsa i ograniczonej do brzeżnej części gór zlewni rzeki Jaldhaka (Soja, Starkel 2008)

Figure 2.36. Fluctuations of discharge of two rivers draining the Sikkimese-Bhutanese Himalaya in summer 1998 extremely humid: the larger one Torsa river and restricted only to marginal part of mountains catchment of Jaldhaka river (Soja, Starkel 2008)

1984), co stało się impulsem do podjęcia prac regulacyjnych w zaborze austriackim (ryc. 2.35). Rozkład zdarzeń ekstremalnych bywa przeważnie bardzo nierównomierny. L. Colombera i R. Berzoso (2011) przeanalizowali rozkład ekstremalnych opadów w zlewni Tartano w południowych Apeninach za lata 1868–2008 stwierdzając 60 zdarzeń tylko w ciągu 36 lat. Były w tym jednak lata z 4–5 powodziąmi rocznie.

Serie opadowe zostały przeanalizowane przez zespół Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN na przedpolu Himalajów Sikkimsko-Bhutańskich (Starkel, Sarkar 2002; Soja, Starkel 2007; Starkel i in. 2008). Wysokie opady nawiedzały ten region w latach 1993, 1996, 1998 i 2000. Przy pomocy rejestracji naziemnej i powtarzanych zdjęć satelitarnych udało się uchwycić nie tylko skalę przekształceń



Rycina 2.37. Zdjęcie satelitarne brzegu Himalajów Bhutańskich między rzekami Rehti, Pagli i Titi z grudnia 1996 roku; obok porównanie ze zdjęciem z listopada 1998 roku, gdy w części wschodniej, po dwóch ekstremalnych opadach zarejestrowano znaczny wzrost powierzchni osuwisk i koryt roztokowych (Starkel, Sarkar 2002)

1 – stan w 1996 r., 2 – wzrost osuwisk i koryt roztokowych w 1998 r.

Figure 2.37. Satellite image of the margin of Bhutanese Himalaya between Rehti, Pagli and Titi rivers from December 1996; on the right comparison with the image from November 1998, when after two extreme rainfalls in the eastern part it was recorded a distinct increase of area occupied by landslides and braided channels (Starkel, Sarkar 2002)

1 – situation in 1996, 2 – increase of landslides and braided channels (agradation) in 1998

w 10-leciu w postaci rozszerzenia równin roztokowych koryt i ich parametrów, ale także rolę poszczególnych lat zdarzeń (ryc. 2.36, 2.37). Szczególnie ważną rolę odegrały 2–3 serie opadów rozlewnych w lecie 1998 roku.

Zgrupowania opadów (i wywołanych przez nie zdarzeń rzeźbotwórczych) mogą zatem występować w różnych odstępach czasu, od godzin i dni poczynając, a na corocznych lub 2–3-letnich kończąc.

Analiza częstotliwości zdarzeń ekstremalnych i ich seryjnego występowania w krótkich odstępach czasu pozwala wyciągać wnioski o ich roli w ewolucji rzeźby. Powtarzające się często zdarzenia ekstremalne o cechach „biegu sztafetowego” określanego terminem *clustering* są motorem przekształcania form i nadają rzeźbie

nawet nowy trend rozwojowy. O ile są w danej dziedzinie klimatycznej zjawiskiem normalnym i powszechnym, wówczas stają się integralną częścią szybkiego przekształcania krajobrazu. Nasuwa się pytanie, czy zarejestrowany wzrost częstotliwości występowania dużych osuwisk w młodych górach można uważać za wskaźnik zmiany klimatu (Huggel i in. 2012). Są równocześnie dane z przeszłości, że okresy przejściowe charakteryzują zmiany reżimu opadowego.

Natomiast zdarzenia pojawiające się z rzadka w postaci pojedynczej lub krótkiej serii mogą tylko czasem prowadzić do zaburzenia kierunku rozwoju rzeźby (niekiedy pozostawiając kontrastujące blizny w krajobrazie), ale częściej dochodzi do powrotu do stanu poprzedniej równowagi i zablźnienia ran (Burkham 1972).

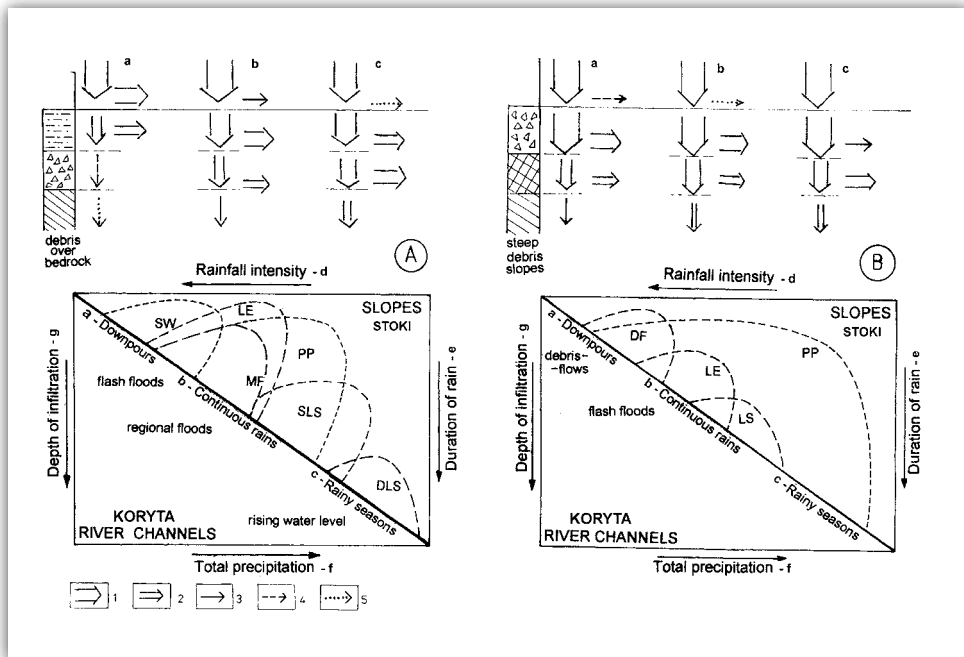
W górach o aktywnej działalności tektonicznej i młodej rzeźbie wartości progowe są przez wiele procesów często łatwiej osiągalne. Zdarzenia o dużej wydajności morfogenetycznej występują częściej w młodych wąskich dolinach obszarów podnoszonych w porównaniu z dojrzałą rzeźbą pogórzy o szerokich dnach dolin, w których do przekształceń stoków i równin zalewowych dochodzi niezależnie.

W przypadku rzeźby dojrzałej o łagodnych stokach i wyrównanych profilach koryt progowe wartości procesów bywają rzadko przekraczane. Procesy o dużym natężeniu najczęściej związane ze spływem powierzchniowym na ogół wprowadzają nieznaczny retusz do istniejącej rzeźby, a tylko niekiedy prowadzą do powstania form o zasięgu lokalnym. Skala zmian warunkowana jest też litologią podłoża. Dlatego tak wyraźne są zmiany na kompleksach mało odpornych skał w brzeżnych pasmach młodych gór, wypiętrzanych dopiero w plejstocenie (brzeg najbardziej wschodniej części Himalajów, Subkarpaty Rumuńskie, por. Balteanu 1997).

2.6. Współdziałanie procesów w kształtowaniu poligenicznych stoków

Przez poligenezę konkretnych form rozumiemy współdziałanie przy ich tworzeniu różnych procesów sekularnych, jak i występujących w czasie poszczególnych zdarzeń ekstremalnych. Różny bywa udział typów zdarzeń, które wywołują pojawienie się konkretnych procesów związanych z rozdziałem wody opadowej na spływ powierzchniowy, spływ śródpokrywowy (śródoglebowy) i głębszą retencję (ryc. 2.38).

Występowanie konkretnych procesów grawitacyjnych lub sufozji zależy od cech podłoża: tempa infiltracji, przepuszczalności, pojemności wodnej, które m.in. prowadzą do przekroczenia granic uplastycznienia i upłynnienia gruntów. Dlatego w konkretnych warunkach podłoża jeden z procesów może wysuwać się na czoło. Podobnie różną rolę mogą odgrywać szata roślinna i rodzaj użytkowania ziemi. Zwarta szata roślinna sprzyja retencji powierzchniowej i postępującej infiltracji.



Rycina 2.38. Modele ekstremalnych opadów i efektywnych procesów geomorfologicznych (Starkel 2011b, 2012b) dla 2 typów rzeźby: A. średnich gór flyschowych i B. wyższych gór o stromych stokach (ponad górną granicą lasu) (w trzech kolumnach)

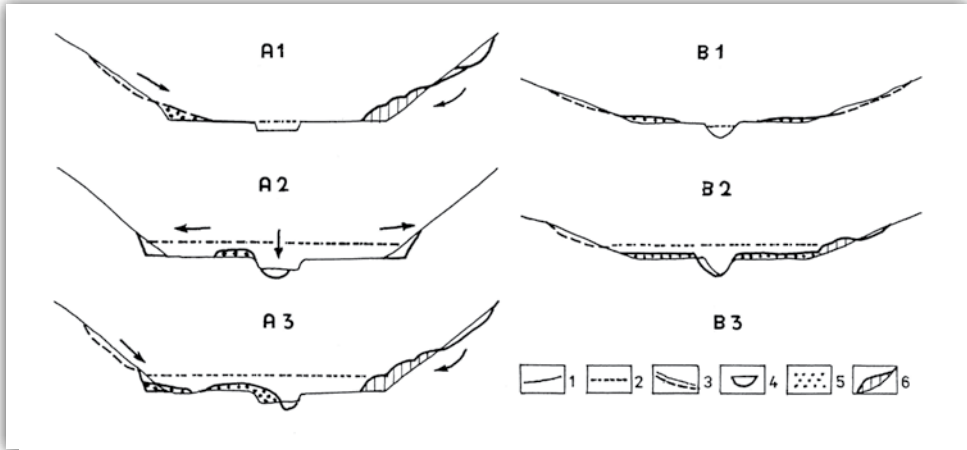
Część górna pokazuje dystrybucję wody opadowej spływającej i infiltrującej w podłoże w czasie trzech typów opadu: a – ulew, b – ciągłych pór opadowych, c – sezonowych pór opadowych (por. ryc. 2.14); 1–5 – różny rozkład wody w obiegu; część dolna pokazuje główne procesy rzeźbotwórcze związane z różną intensywnością opadu (d) i czasem trwania (e); SW – spłukiwanie, LE – erozja liniowa, PP – sufozja, MF – spływy ziemne, DF – spływy gruzowe, SLS – płytkie ruchy osuwiskowe, DLS – głębokie ruchy osuwiskowe

Figure 2.38. Models of extreme rainfall and effective geomorphological processes (Starkel 2011b, 2012b) characteristic of: A. flysch middle mountains and B. higher mountains above treeline with steep slopes

Upper parts present the distribution of water falling and infiltrating during 3 main types of rainfalls a, b, c (see fig. 2.14); 1–5 – various distribution of water by flow and infiltration; lower parts show main geomorphologic processes connected with various rainfall intensity and duration; SW – slope wash, 2 – LE – linear erosion, PP – piping, MF – mudflows, DF – debris flows, SLS – shallow landslides, DLS – deep landslides

Jej ubóstwo lub brak (a zwłaszcza grunty orne) sprzyja rozbrzygowi i spływowi powierzchniowemu, przechodzącemu w liniyjny.

Poligenezę jako zjawisko współczesnych przemian możemy pojmować nie tylko jako działanie różnych procesów w czasie jednego zdarzenia, np. ulewy czy roztopów, ale również w skali dłuższego okresu (np. roku, dziesiątek i setek lat), gdy kilka procesów współdziała w tworzeniu poszczególnych form rzeźby, aczkolwiek nie zawsze w pełni synchronicznie. Współdziałanie procesów stokowych



Rycina 2.39. Przekształcanie dużych dolin górskich (A) i pogórskich (B) w czasie ekstremalnych opadów: lokalnych ulew (A1, B1), opadów rozlewnych w górnych biegach (A2, B2) oraz nakładania się obu typów opadów (A3) (Starkel 2006)

1 - profil wyjściowy doliny, 2 - wysoki poziom wody, 3 - splukiwanie na stokach, 4 - erozja wgłębna i boczna, 5 - akumulacja aluwii i deluwii, 6 - akumulacja koluwiów

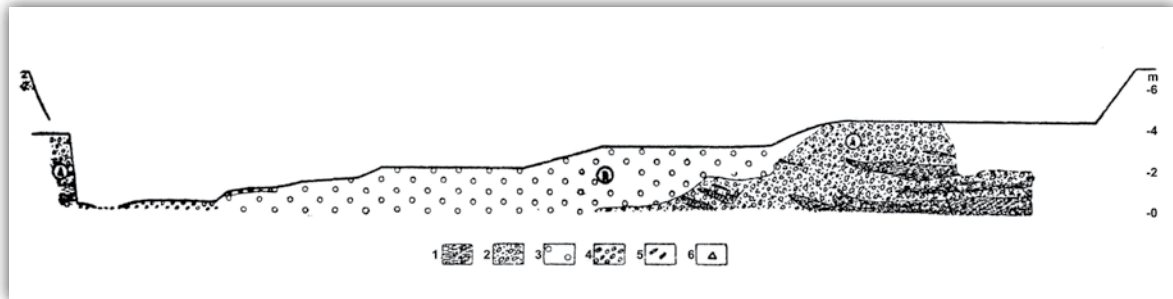
Figure 2.39. Transformation of large river valleys in the mountains (A) and in the foothills (B) during extreme rainfalls: local downpours (A1, B1), continuous rains originated in headwaters (A2, B2) and overlapping of both types (A3) (Starkel 2006)

1 - primary profile of valley, 2 - high water level, 3 - slope wash, 4 - downcutting and lateral erosion, 5 - accumulation of alluvia and deluvia, 6 - accumulation of colluvia

i fluwalnych w rozwoju dolin może mieć różne relacje (Harvey 2012). Najczęstsze są dwa skrajne przypadki. Procesy stokowe dostarczają rumowisko do koryt, które rzeka jest gotowa przemieszczać w dół rzeki. Czasem siła transportowa rzeki jest większa i potok podcina stok albo odwrotnie – dostawa ze stoków jest tak znaczna, że odpycha koryta od stoków. Ale również w dojrzałych dolinach, gdy dostawa ze stoków nie dociera do koryt, oba podsystemy mogą działać niezależnie (ryc. 2.39).

W środowisku peryglacjalnym w modelowaniu stoków i koryt rzecznych zaznacza się wyraźna sekwencja dwóch różnych zespołów procesów w cyklu rocznym, które decydują o swoistej poligenizie (por. Gravis i in. 1974; Washburn 1979). W czasie topnienia śniegu na zamrożonym podłożu obserwujemy rozproszony spływ powierzchniowy, a w korytach rzek wezbrania, które prowadzą do podcinania zamrożonych brzegów i przemywania koluwiów dostarczonych poprzedniego lata przez soliflukcję. W lecie odmarzający grunt o miąższości niekiedy do 2–4 m pełnie lub spływa często w postaci języków do koryt (ryc. 2.40).

Efektem tej diachroniczności, a zarazem współdziałania obu procesów jest zażębienie się osadów rzecznych i stokowych stwierdzone w pokrywach z plejstocenu



Rycina 2.40. Przekrój teras z ostatniego glacjału i holocenu w Lipowem koło Lipmanowej, Karpaty fliszowe (Starkel 1960b)

1 - ilaste pokrywy soliflukcyjne, 2 - żwiry peryglacialne zazębiające się z soliflukcją, 3 - żwiry warstwowe teras holocenijskich, 4 - osady ostatniej powodzi, 5 - duże bloki, 6 - szczątki flory tundrowej

Figure 2.40. Terraces from last cold stage and Holocene in Lipowe near Lipmanowa, flysch Carpathians (Starkel 1960b)

1 - clayly solifluction layers, 2 - periglacial gravels, interfingering with solifluction, 3 - stratified gravels of Holocene terraces, 4 - deposits from last flood, 5 - big boulders, 6 - tundra flora remains

(Starkel 1960b) i stopniowe przechodzenie kriopedymentów w akumulacyjne gładcis i równiny akumulacji rzecznej.

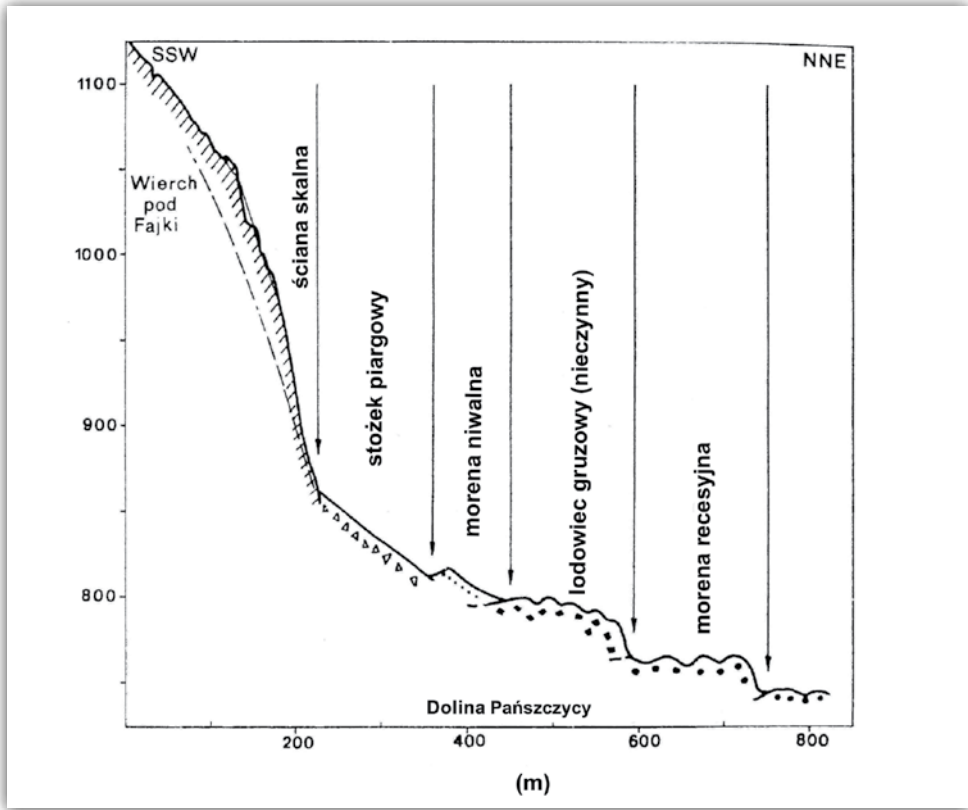
Niekiedy zaznaczają się drastyczne kontrasty w typie i tempie modelowania poszczególnych części stoków. Szczególnie dotyczy to stoków krawędziowych o złożonej budowie geologicznej, często o podnóżach typu gładcis, okrytych miększymi pokrywami, jak i odziedziczonych po morfogenezie glacialnej (ryc. 2.41).

Równie często stoki o zbliżonej budowie w całym profilu, choć kształtowane przy udziale różnych procesów, są obecnie przemodelowywane przez jeden proces (najbardziej efektywny) albo dziedziczą cechy zachowane z przeszłości.

Ponad pół wieku temu opracowałem typologię stoków Karpat fliszowych współcześnie o różnych procesach wiodących, obok spełniającej funkcję przygotowawczą powszechnej denudacji chemicznej (Starkel 1959, 1960a).

Wydzielałem wówczas kilka kategorii:

- ▶ typ zmywowy – stoki poza ługowaniem modelowane głównie przez spłukiwanie – spotykany na utworach gliniastych, rozwiniętych zwłaszcza na łupkach;
- ▶ typ zmywowo-sufozyjny, najczęstszy w Karpatach fliszowych, o największym udziale spływu śródpokrywowego w utworach piaszczysto-gliniastych;
- ▶ typ erozyjny, gdy stok jest rozczłonkowany przez skoncentrowany spływ na stokach, często zainicjowany przez linijski spływ śródpokrywowy;
- ▶ typ osuwiskowy obejmujący albo cały stok, albo jego fragmenty. Są to osuwiska różnej głębokości (miąższości), częściej płytkie ziemne, rzadziej głębokie, skalne uwarunkowane tektoniką podłoża;



Rycina 2.41. Pełna sekwencja procesów stokowych na odcinkach stoku w Tatrach Wysokich odziedziczonych po deglacjacji (Kotarba i in. 1987)

Odcinki stoku: ściana skalna - odpadania, stok usypiskowy (produkty odpadania i osuwania), morena niwalna, lodowiec gruzowy (nieczynny), morena recesyjna (z okresu deglacjacji)

Figure 2.41. Full sequence of slope mass transfer features after deglaciation in the High Tatra Mts. (Kotarba et al. 1987)

Slope segments: rocky cliff, derbis fan, protalus rampart, rock glacier (fossil), recessional moraine

- typ złaziskowy obejmujący na ogół środkowe części stoków poniżej młak o nieskoncentrowanym wypływie wody.

Typologia ta brała pod uwagę współczesną formę całego stoku, ale częściej typ ograniczał się do odcinka stoku o określonym nachyleniu i budowie geologicznej, warunkujących procesy.

Stosując podobne kryteria w krioniwalnym piętrze Tatr, możemy wyróżnić strome stoki skalne, modelowane przez wietrzenie mechaniczne i odpadanie gruzu, oraz stożki piargowe modelowane przez spływy gruzowe przechodzące niżej w rozmywane podnóża, niekiedy przy udziale sufozji (Klimaszewski 1971a; Kotarba 1997; ryc. 2.41).

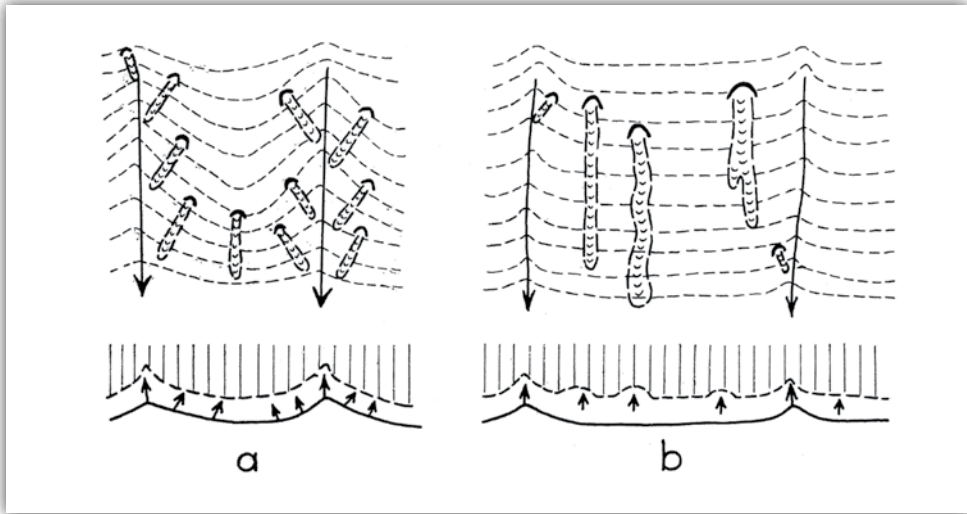


Fotografia 2.13. Spływy ziemne i gruzowe w istniejących rozcięciach i na nierozciętych stokach w zamknięciu doliny Balasanu w październiku 1968 roku

Photo 2.13. Earth- and debris- flows in existing gullies and on flat slopes in the valley head of Balasan river in October 1968

Dla porównania, stoki młodych gór w klimacie monsunowym (np. Himalajów Dardżylińskich), zbudowane ze skał metamorficznych okrytych piaszczysto-pylistą, przepuszczalną i nasiąkającą wodą zwietrzeliną, są w obszarach wylesionych szczególnie podatne na spływy błotno-gruzowe uruchamiane po rozlewnych opadach, także przy udziale sufozji (Starkel 1972a; Froehlich, Starkel 1987). Strone stoki, zwłaszcza podmywane przez rzeki, modelowane są tylko niekiedy przez głębokie osuwiska. Ze względu na wsiąkanie całości wód opadowych w glebę, spływ powierzchniowy nie odgrywa praktycznie żadnej roli za wyjątkiem większych żlebów na skalistych stokach, często zasilanych przez okresowe źródła. Żlebami tymi zsuwają się też spływy gruzowe, niosące wielometrowe głazy (Starkel 2004a; fot. 2.6). Większość spływów błotno-gruzowych na stokach jest jednak płytka, obejmuje tylko całą 1–2-metrową warstwę zwietrzeliny. Kierują się one zgodnie ze spadkiem bezpośrednio do dna głębokiej doliny, rzadziej do pogłębionego już żlebu (ryc. 2.42, fot. 2.13).

Rynny spływów powstałe w czasie jednego ekstremalnego opadu na ogół szybko zarastają i nie są odnawiane, póki skalne podłoże nie ulegnie ponownemu zwietrzeniu. Taki wniosek można było wyprowadzić porównując lokalizację różnowiekowych spływów na plantacji Bannockburn koło Dardżylingu (Starkel 1972a).



Rycina 2.42. Dwa typy modelowania zboczy przez spływy ziemne w czasie ekstremalnych opadów w Himalajach Dardżylińskich (Starkel 1972a)

a – krótkie spływy na zboczach rozczłonkowanych przez V-kształtne dolinki erozyjne, b – długie spływy na płaskich odcinkach zboczy dolin tworzące nowe rynny rozczłonkujące stoki

Figure 2.42. Two types of valley side modelling by earthflows during extreme rainfalls in the Darjeeling Himalaya (Starkel 1972a)

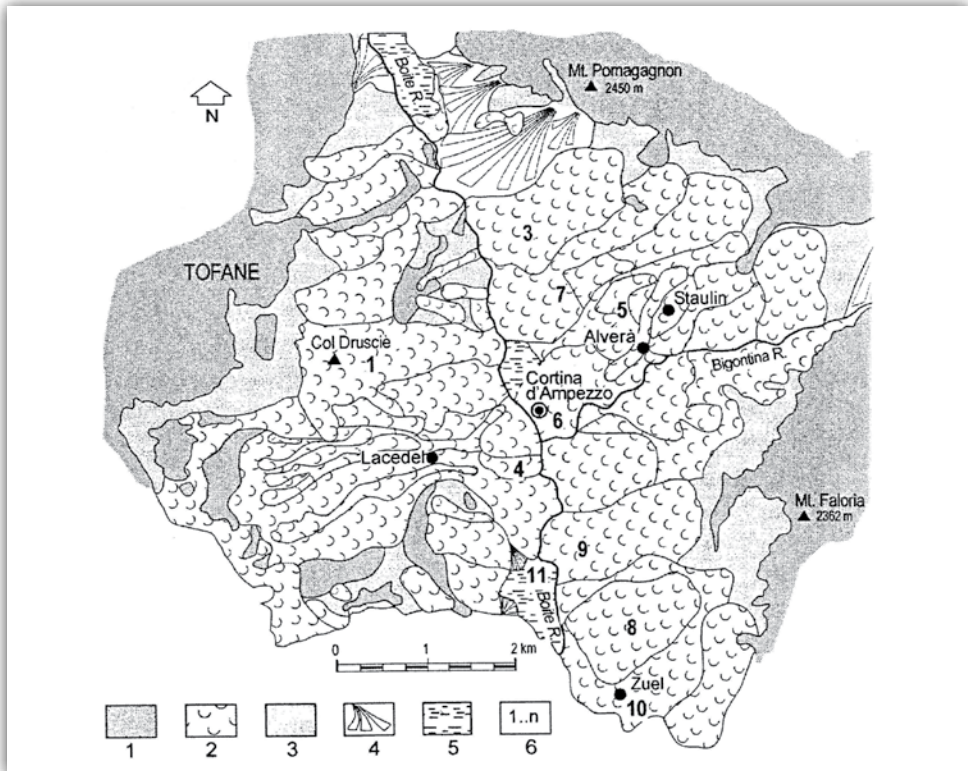
a – short flows on valley sides dismembered by V – shaped erosional ravines, b – long flows on flattened sections of valley sides, creating new chutes dismembering slopes

Efektym tego jest rosnąca z czasem gęstość rozczłonkowania na takich stokach (por. rozdział 2.5).

Analizując współcześnie powstające osuwiska czy też rozwijające się wąwozy lub zapadające się kanały sufozyjne, obserwujemy zatem na ogół dużą złożoność procesów.

Ale na zagadnienia poligenyzy stoków możemy spojrzeć również w przekroju historycznym. Z tego punktu widzenia należy uwzględnić, analizując poligenetyczny charakter stoku poza okresem współczesnym, dwie istotne fazy ewolucji: okres inicjujący i okres (lub okresy), który wycisnął zasadnicze piętno na rozwoju stoku, zostawiając w jego kształcie ślady do dziś rozpoznawalne.

W obszarach górskich formy (i procesy) inicjalne są dziś przeważnie nie do rozpoznania za wyjątkiem młodych, podnoszonych masywów. Motorem przeobrażeń jest tam erozja wgłębna obniżająca stale bazę erozyjną dla procesów stokowych, które zdominowane są przez ruchy masowe, uruchamiane po ekstremalnych opadach lub też po trzęsieniach ziemi (Starkel 1972a; Prokop 2007; Fort 2011b). W przypadku odpornych skał przy tempie dźwignania kilku milimetrów na rok głęboko wcięte koryta przybierają niekiedy formę stromościennych kanionów, które rozszerzają się w odcinkach zbudowanych ze skał mniej odpornych.



Rycina 2.43. Szkic geomorfologiczny okolic Cortiny d'Ampezzo w Dolomitach wskazujący na przekształcanie podnóży grzbietów przez osuwiska (Soldati i in. 2004)

1 - strome skaliste stoki zbudowane z odpornych skał, 2 - stoki osuwiskowe, 3 - stoki usypiskowe, 4 - splywy gruzowe i stożki aluwialne, 5 - osady jeziorne, 6 - numery badanych osuwisk

Figure 2.43. Geomorphological sketch of the Cortina d'Ampezzo area in the Dolomites showing transformation of lower foothills by landslides (Soldati et al. 2004)

1 - steep rocky slopes build of resistant rocks, 2 - landslide slopes, 3 - scree slopes, 4 - debris flows and alluvial fans, 5 - lacustrine deposits, 6 - numbered investigated landslides

W obszarach górskich dzisiejszej strefy umiarkowanej na rozwoju stoków istotne piętno wycisnął w czwartorzędzie rytm faz chłodnych przegradzanych ciepłymi. Wówczas w wyższych piętrach gór okresy egzaracji i akumulacji lodowcowej były zastępowane zespołem procesów krioniwalnych z epizodami odwilży i ekstremalnych ulew, a w niższych położeniach złożony zespół procesów peryglacialnych z soliflukcją na czele, kształtujący wklęsłe podnóża stoków, bywał zastępowany przez dominującą denudację chemiczną, wspomaganą niekiedy przekraczaniem wartości progowych przez epizodyczne splywy powierzchniowe, przemieszczenia grawitacyjne i sufozję. Odziedziczone z ostatniego okresu zimnego wypukło-

-wklęsłe kształty stoków typowe dla morfogenezy peryglacialnej i pokrywające je różne utwory pokrywowe mają istotny wpływ na poligeniczny charakter współczesnej morfogenezy, a także na wiodącą pozycję wybranych procesów stokowych. W tym sensie w poligeniczności współczesnej rzeźby większości gór strefy umiarkowanej Europy zawiera się równocześnie jej polichroniczność (Starkel 1978b).

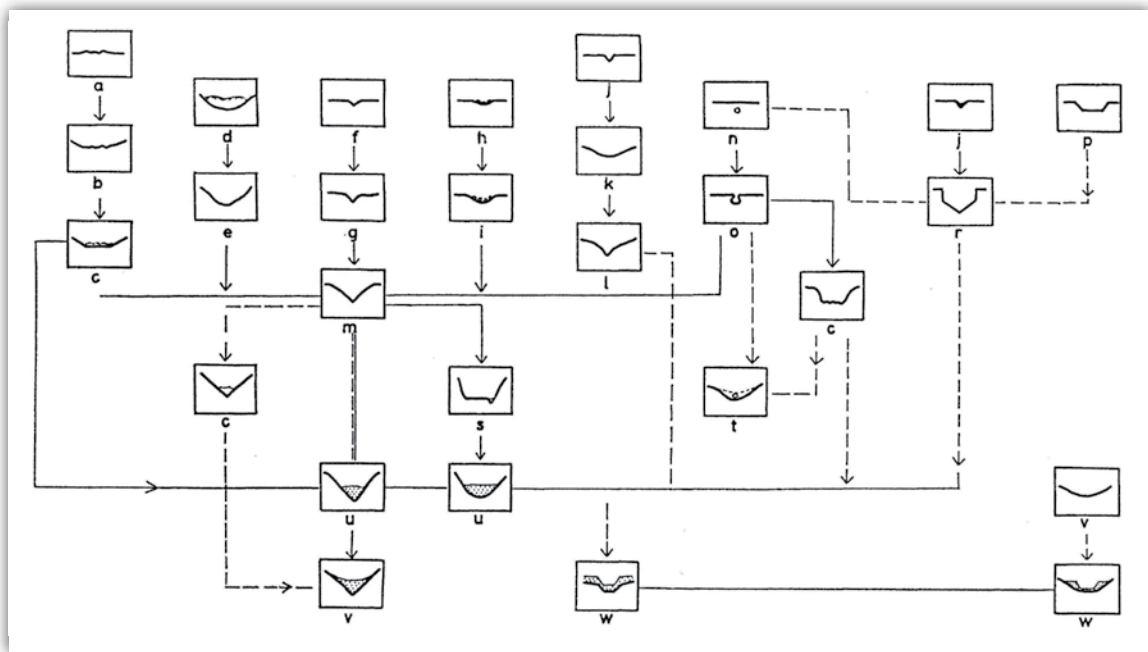
Podobnie odziedziczone po deglacjacji strome zbocza szerokich żłobów lodowcowych w Alpach i na Kaukazie objęte są przez różnorodne ruchy grawitacyjne. Szczególnie wyraźnie widzimy to np. w Dolomitach, gdzie podłożem odpornych serii budujących granie i kary są serie łupków i piaskowców modelowane od schyłku plejstocenu przez potężne osuwiska (Soldati i in. 2004; ryc. 2.43).

O czwartorzędowej poligeniezie będzie mowa również w rozdziale 3 niniejszej pracy.

2.7. Poligeniza w kształtowaniu wąwozów i innych form erozyjnych

Według definicji podręcznikowej wąwóz (*gully*) jest formą erozyjną rozcinającą stok lub dno starszej doliny, kształtowaną głównie przez epizodyczną erozję liniową, aczkolwiek udział innych procesów w jej rozwoju nie jest wykluczony. Przechodzi ona przez różne stadia rozwoju, w których udział różnych procesów może zaznaczać się wyraźniej. Zresztą różna budowa podłoża (w którym jest wycinana), jak i typ opadów i krążenia wody bywają przyczyną wielkiej różnorodności kształtu tych form i procesów je kształtujących (Starkel 1960a; Janicki i in. 2011).

Już sam inicjalny proces powstawania form wąwozowych może być różnorodny, na co zwracałem uwagę w rozprawie o holocenie w Karpatach (Starkel 1960a, 2011c; ryc. 2.44). Początkiem wąwozu w obszarach wylesionych lub z rzadką pokrywą roślinną (półsuchych) bywają głębokie żłobiny erozyjne, osiągające po pojedynczej ulewie głębokości powyżej 1 m, a wyjątkowo nawet 15 m (w Radżastanie – Starkel 1972b). W obszarach uprawnych powstają one często na granicach pól (Rodzik i in. 2008). Niekiedy docinają się do poziomu wodonośnego i wówczas postępująca erozja liniowa (wykorzystująca dodatkowo systemy spękań) nadaje im formę V-kształtną (wciosu). Początkiem rozcięcia na stoku może być wypływ źródła, które tworzy cofającą się niszę źródłową. Niekiedy poniżej młaki nasiąknięta wodą gleba pełźnie i rozwija się rynnowe albo płaskodenne zagłębienie nacinające stoki. Wąwozy mogą też powstawać jednorazowo podczas długotrwałych ulew poprzez spływy ziemno-gruzowe. Wówczas odpowiadają one głębokościowo miąższości warstw zwietrzelinowych na stokach, jak np. powstałe w październiku 1968 r. w Himalajach Dardżylińskich (Starkel 1972a; ryc. 2.45) czy wielokrotnie opisane z Nowej Zelandii (Selby 1974; Crozier 1997).



Rycina 2.44. Kierunki rozwoju holocenijskich dolinek na stokach fliszowych Karpat (Starkel 1959, 1960a)

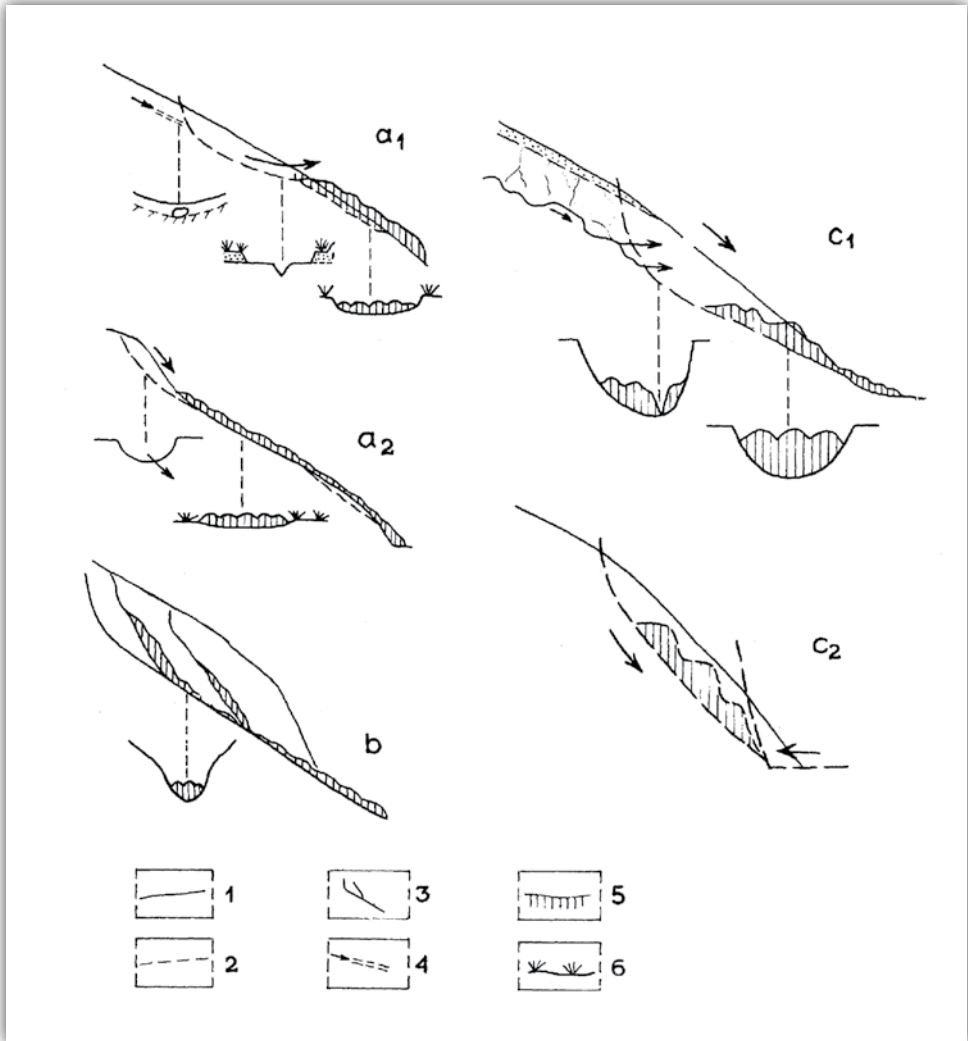
Linia ciągła - naturalne kierunki, linia przerywana - związane z zmianą użytkowania; a - złazisko pasmo-we, b - niecka złaziskowa, c - wądół, d - rynna osuwiskowa, e - niecka poosuwiskowa, f - żleb, g - de-brza, h - pas gruzowy, i - rynna gruzowa, j - żłobina, k - niecka z rozmycia, l - sucha debrza, m - wci-os, n - kanał sufozyjny, o - ślepa dolina, p - holweg (wcięcie drogowe), r - wąwóz, s - wci-os płaskodenny, t - niecka sufozyjna, u - parów, v - niecka, w - parów o zboczach akumulacyjnych

Figure 2.44. Directions of evolution of small Holocene valleys on slopes of flysch Carpathians (Starkel 1959, 1960a)

Continuous line - natural directions, broken line - trend connected with human activity; a - creeping steeper slope, b - creeping trough, c - gully with creeping floor, d - landslide channel, e - trough after landslide, f - chutes, g - ravine, h - debris steeper slope, i - debris channel, j - rill, k - washing trough, l - dry ravine, m - V-shape small valley, n - piping tunnel, o - blind gully, p - holweg (road incision), r - gully steep walls, s - V-shape valley with flat floor, t - sufosional trough, u - ravine with flat floor, v - trough ploughed up, w - ravine formed by scarp build by deluvia from cultivated fields

Inicjowanie wąwozu może być również spowodowane poprzez wymywanie i poszerzanie kanałów sufozyjnych, których stropy stopniowo zapadają się, aż z połączenia lejów powstają ślepe doliny (fot. 2.14).

Zjawisko sufozyjnych wąwozów zostało szczegółowo opisane zarówno z klasycznych płaskowyżów lessowych Chin (Zhu 2003), jak również ze stosunkowo mało miąższych (1–2 m) glin zwietrzelinowych, także w Karpatach na warstwach krośnieńskich w dorzeczu górnego Sanu (Czeppe 1960; Starkel 1960a; Galarowski 1976; ryc. 2.46) i w krajach śródziemnomorskich (Romero-Diaz i in. 2007, 2011). W końcu w obszarach rolniczych gęsta sieć dróg polnych rozcinanych

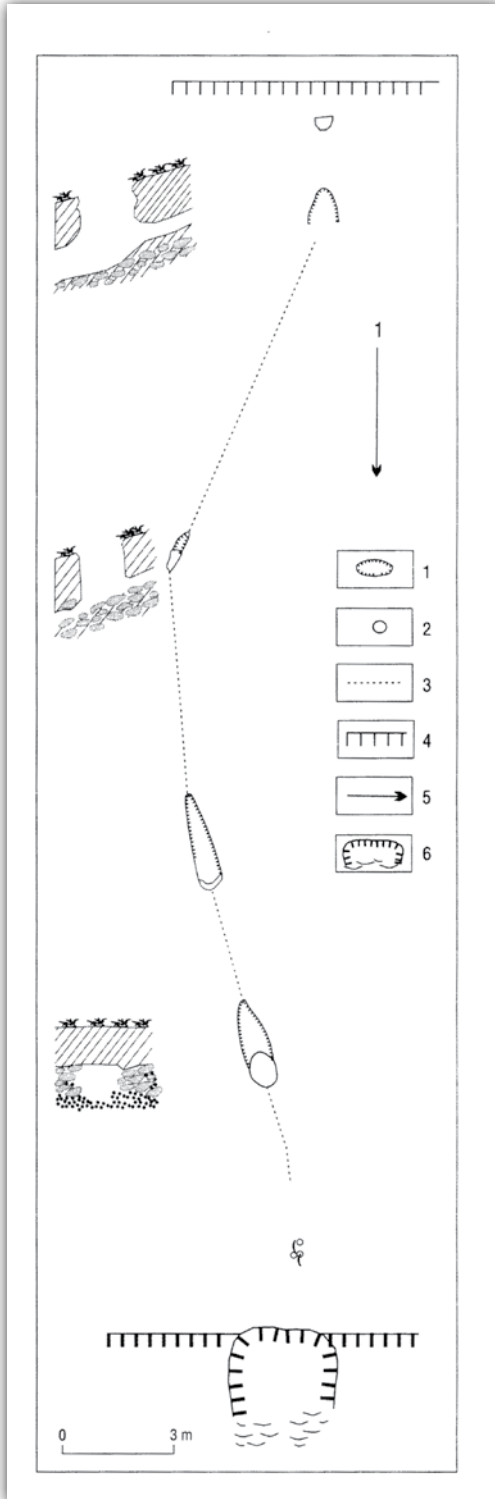


Rycina 2.45. Typy erozji i ruchów masowych kształtujących stoki Himalajów Dar-dżylińskich podczas ulewnego deszczu w październiku 1968 roku (Starkel 1972a)

a_1 - sploty ziemne i rynny erozyjne związane z sufozją, a_2 - zerwy - sploty ziemne, b - sploty gruzowe korytami rozcięć erozyjnych, c_1 - osuwiska skalne związane z głęboką infiltracją, c_2 - osuwiska powstałe wskutek erozji bocznej; 1 - powierzchnia stoku przed zdarzeniem, 2 - nowy profil stoku, 3 - spękania przewodzące wody gruntowe, 4 - kanał sufozyjny, 5 - masa osuwiskowa, 6 - powierzchnia gleby z krzewami herbaty

Figure 2.45. Types of erosion and mass movements modeling slopes in Darjeeling Himalaya during heavy rain in October 1968 (Starkel 1972a)

a_1 - mudflows and gullies connected with piping, a_2 - slump-mudflow, b - debris flows in the gully channels, c_1 - rocky slide connected with deep percolation, c_2 - landslides created by lateral erosion; 1 - slope surface before movement, 2 - new profile, 3 - joints conducting groundwaters, 4 - sufofiosional channel, 5 - sliding mass, 6 - soil covered by tea bushes



i pogłębianych prowadzi do powstania coraz głębszych wcięć drogowych, które w przypadku zaniechania użytkowania przekształcane bywają w naturalne wąwozy (Froehlich, Słupik 1978; Rodzik i in. 2008).

W obrębie długich podnóży stoków lub na płaskowyżach zbudowanych z miększych, a zarazem łatwo rozmywanych utworów pyłowych i piaszczystych, rozwój raz zainicjowanych wąwozów postępuje nadal przy udziale trzech podstawowych grup procesów: erozji liniowej, sufozji i ruchów grawitacyjnych. Na zboczach wyciętych w utworach ilastych zwykle rolę wiodącą przejmują procesy grawitacyjne (Starkel 1960a; ryc. 2.47).

W utworach lessowych okrywających na ogół przedgórze erozja wgłębna postępuje szybko poprzez zapadanie kanałów sufozyjnych i rozwijają się układy dendryczne wąwozów, m.in. poprzez rozczłonkowanie zboczy głównych wąwozów zlokalizowanych często na osi dawnych dolinek (por. ryc. 2.48).

Rycina 2.46. System sufozynyjny na obrzeżu Bieszczadów (Czepe 1960)

1 - zagłębienie sufozynyjne, 2 - studnia sufozynyjna, 3 - prawdopodobna droga tunelu, 4 - krawędź terasy rolnej, 5 - kierunek nachylenia stoku, 6 - nisza i jęzor zerwy

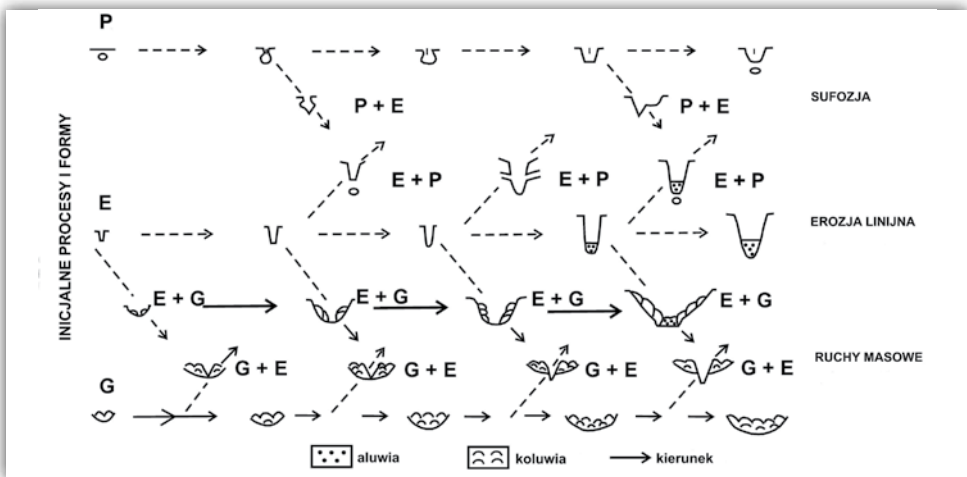
Figure 2.46. Piping (sufosional system) at the margin of Bieszczady Mts. (Czepe 1960)

1 - piping (collapse) depression, 2 - piping well, 3 - probable way of tunnel, 4 - edge of arable terrace, 5 - direction of slope inclination, 6 - niche and tongue of slump



Fotografia 2.14. Leje sufozyjne na stokach – na opuszczonych polach ornych we wschodnich Karpatach w 1957 roku

Photo 2.14. Piping holes on the abandoned fields in eastern Carpathians in the year 1957

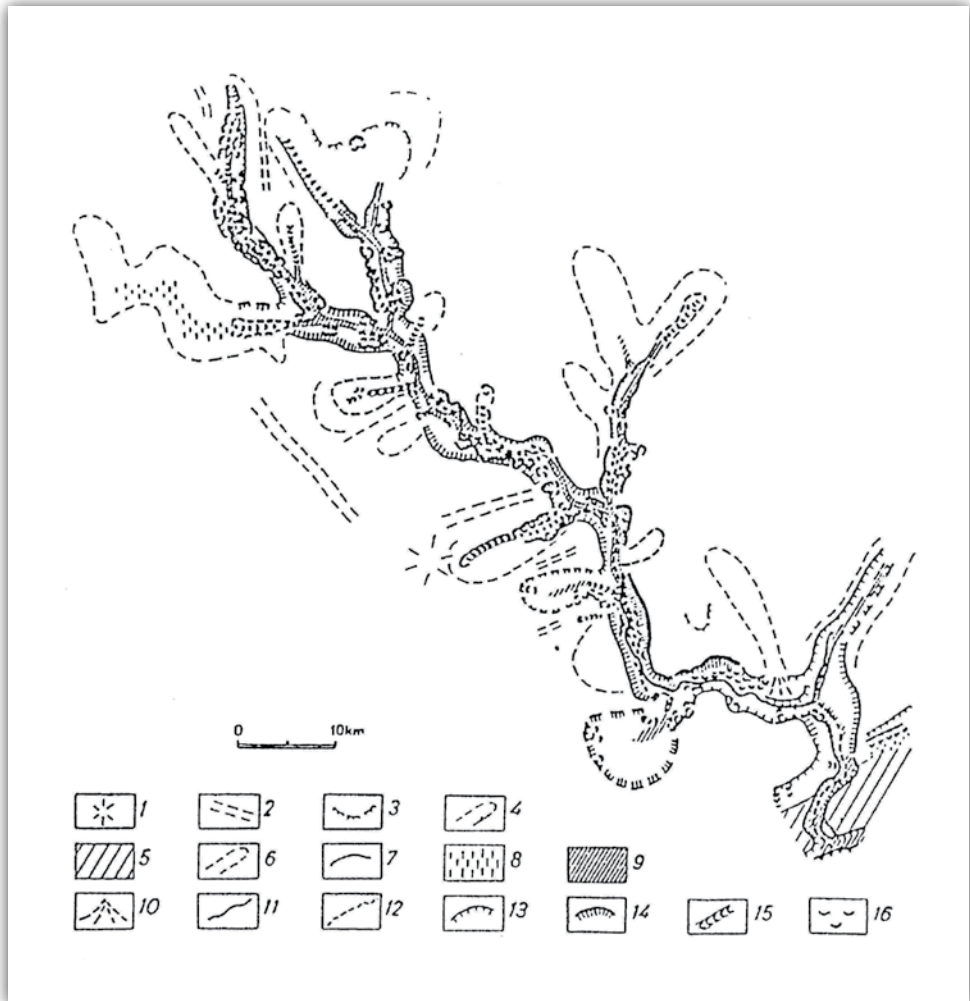


Rycina 2.47. Współdziałanie trzech przewodnich procesów w ewolucji wąwozów (i innych małych form erozyjnych): erozji liniowej (E), sufozji (P) i ruchów masowych (G) (wg Starkla 2011c)

Strzałki ukazują kierunek ewolucji wyrażony w przekształceniu przekroju poprzecznego form; najbardziej typowe jest współdziałanie dwóch procesów, których udział zmienia się zwykle wraz z dojrzewaniem formy; poniżej symbole określają dwie grupy procesów i typy osadów powstających w czasie rozwoju: aluwia i koluwia

Figure 2.47. Coexistence of three leading processes: linear erosion (E), piping (P) and mass movements (G) in evolution of gullies (after Starkel 2011c)

Arrows show directions of evolution expressed in change of transversal profile; most typical is cooperation of two processes (E + P, E + G); their role is changing with maturing of forms



Rycina 2.48. System parowów w Postołowie objęty zsuwami w czasie ulewy w 1953 roku (Starkel 1960a)

Formy starsze: 1 - wierzchołki wzgórz, 2 - szerokie garby, 3 - załomy denudacyjne, 4 - dolinki nieckowate, 5 - równina terasy; formy holocenijskie: 6 - dolinki nieckowate, 7 - krawędzie denudacyjne, 8 - równiny deluwialne, 9 - równiny akumulacji rzecznej, 10 - stożki napływowo, 11 - koryto wycięte w skale i pokrywach koluwiów, 12 - koryto wycięte w aluwjach, 13 - krawędzie dolinne, 14 - nisze świeżych zsuwów, 15 - wądoły i rynny zsuwowe, 16 - wały i języki zsuwów zboczowych

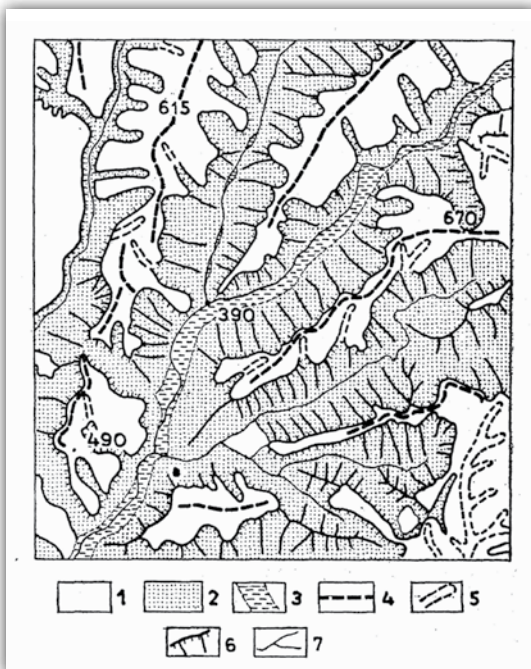
Figure 2.48. System of mature gullies at Postołów transformed by slumps during heavy rainfall in 1953 (Starkel 1960a)

Older forms: 1 - higher hills, 2 - wide ridges, 3 - denudation scarps, 4 - dellen, 5 - terrace plain; Holocene forms: 6 - trough-like valleys, 7 - denudation scarps, 8 - deluvial plains, 9 - alluvial plains, 10 - alluvial fans, 11 - channel cut in bedrock and colluvia, 12 - channel cut in alluvia, 13 - erosional scarps, 14 - niches of fresh slides and slumps, 15 - creeping channels, 16 - landslide tongues and ramparts



Fotografia 2.15. Głębokie wąwozy rozcinające stare aluwia piedmontu Pirinu w południowo-zachodniej Bułgarii

Photo 2.15. Deep gullies dissecting old alluvia of the Pirin Mts. piedmont in south-west Bulgaria



Rycina 2.49. Wydzwignięty i rozcięty obszar plioceńskiej akumulacji piedmontowej na zachodnim obrzeżu Pirinu (Starkel 1978)

1 - wyrównane powierzchnie, 2 - strome zbocza, 3 - dna dolin, 4 - działy wodne, 5 - nieodmłodzone doliny nieckowate w strefie wododzielnej, 6 - ostre załomy zboczy erozyjnych i wąskie ostre grzędy i żebra erozyjne między wąwozami, 7 - ciek

Figure 2.49. Raised and dissected stretch of Pliocene piedmont accumulation on the western margin of the Pirin Mts. (Starkel 1978)

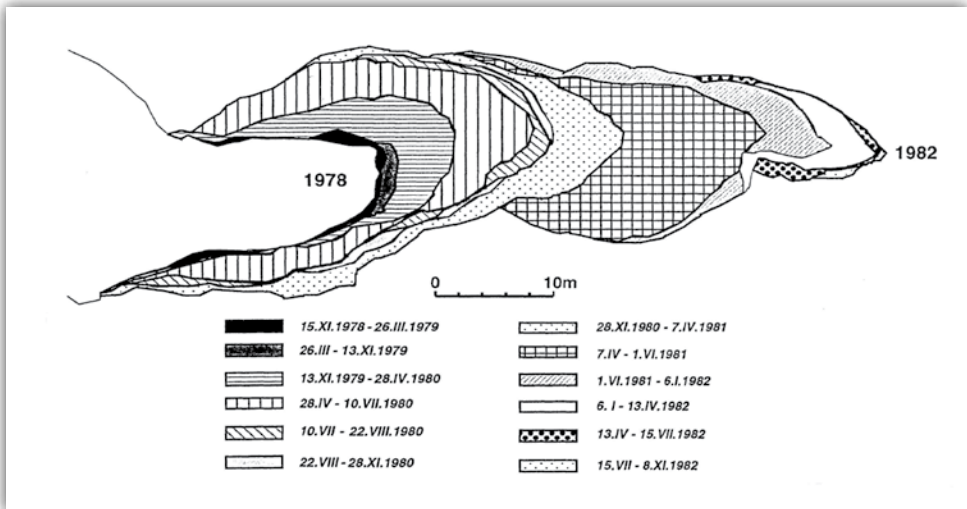
1 - planed off plateau surfaces (of accumulation-denudation origin), 2 - steep valley-sides, 3 - valley-floors, 4 - watersheds, 5 - non-rejuvenated trough-like valleys in the watershed zone, 6 - sharp knickpoints of erosional sides and narrow sharp crests and erosional ribs between the ravines, 7 - watercourses

W terenach bez pokrywy roślinnej (pólsuchych) rozwijają się zależne od litologii systemy badlandów znane z obrzeżeń pasm górskich strefy śródziemnomorskiej zbudowanych z nies cementowanych osadów plioceniśko-czwartorzędowych (m.in. Martinez-Murillo i in. 2011). W mało odpornych iłach i mułowcach rozwijają się systemy kopulastych pagórków zwanych *calanchi* (Moretti, Rodolfi 2006). Szczególnie duże głębokości (do 100 m) osiągają stromościenne wąwozy, wycięte w piaszczysto-żwirowych osadach plioceniśko-czwartorzędowych w rowie Strumy na przedpołu Pirinu, tzw. Melniske pyramidy (ryc. 2.49, fot. 2.15), jak również wąwozy znane mi z czołowego nasunięcia wschodnich Himalajów w stanie Arunačal Pradeś.

W obu przypadkach rozczłonkowanie siecią wąwozów postępuje od krawędzi o założeniu tektonicznym, aczkolwiek może to być erozyjne podcięcie zbocza pogłębianej doliny. D. Brunnsden (2001) określa taką tendencję rozwoju *propagation of wave of aggression*, a M. Thomas (2001) propagacją strefy niestabilności.

Postępująca równocześnie na różnych odcinkach dna wąwozu agradacja prowadzi niekiedy do odnawiania na tych odcinkach procesów erozyjnych lub tuneli sufozyjnych. Powstają wąwozy o schodowych profilach dna, szczególnie gdy czoło wąwozu (lokalnie nazywane „ryjem”) cofa się szybko na drodze erozji wstecznej (Ionita 2006; ryc. 2.50). Czoła dojrzałych form wąwozowych cofają się znacznie wolniej (jedynie w latach wilgotnych – Marzolf i in. 2011).

Docięcie się dna wąwozu do poziomu wody gruntowej i twardszego podłoża może spowodować zahamowanie pogłębiania i cofanie się zboczy wąwozów



Rycina 2.50. Nierównomierne cofanie się głowy wąwozu na terenie wzgórz Fălcui w Rumunii między 15 listopada 1978 roku a 8 listopada 1982 roku (Ionita 2006)

Figure 2.50. The inequal gully head advance in Falcu Hills, Romania between 15th November 1978 and 8th November 1982 (Ionita 2006)



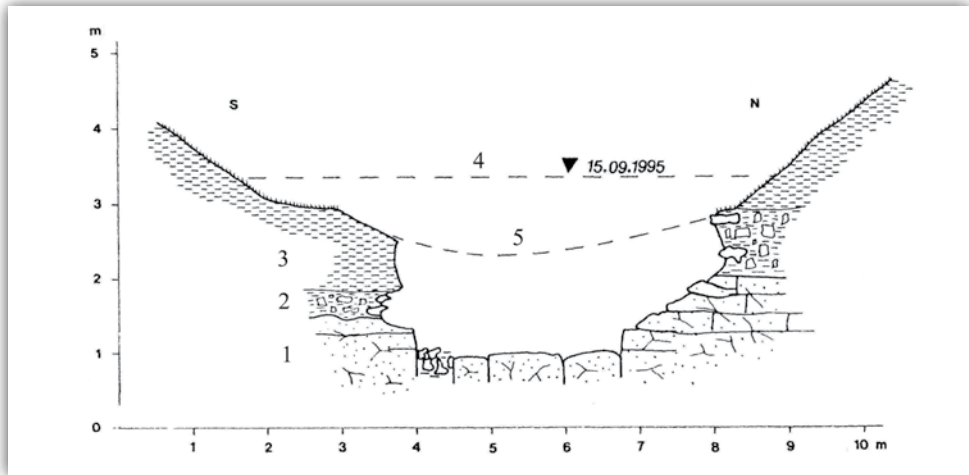
Fotografia 2.16. Głęboki wąwóz rozcinający wielkie osuwisko Ambootia wcięte zarówno w koluwia, jak i skały podłoża (powstały w 1968 roku)

Photo 2.16. Deep gully draining great Ambootia landslide cut in colluvia and bed-rock (started in 1968)

poprzez procesy grawitacyjne (fot. 2.16). Powstają klasyczne formy parowów. Docięcie do litej skały może dać też inne efekty, jeśli pozwalają na to większe spadki i większa zlewnia, zapewniająca w czasie ulew większe przepływy. Wówczas następuje pogłębianie linijskie i może rozwijać się stabilna forma V-kształtna. Formy takie opisano m.in. z Wyżyny Miechowskiej, gdzie pod pokrywą lessu zalegają margliste utwory (Rutkowski 1997; ryc. 2.51).

W większości przypadków późnodojrzałe formy parowów o wyrównanych płaskich dnach i zboczach o nachyleniu 20–30° z rzadka łagodzone są przez procesy grawitacyjne. Niełatwo dziś rozpoznać, jaki proces zainicjował kiedyś powstanie konkretnej formy.

Etapy rozwoju wąwozów możemy także śledzić w profilach podłużnych dużych systemów wąwozowych rozwiniętych na długich stokach przedgórzy i wyżyn lessowych (ryc. 2.52), gdy ich odcinki górne nadal się cofają i mają cechy stadium młodocianego, a równocześnie postępując w dół z biegiem systemu wąwozowego można rejestrować coraz bardziej dojrzałe formy.

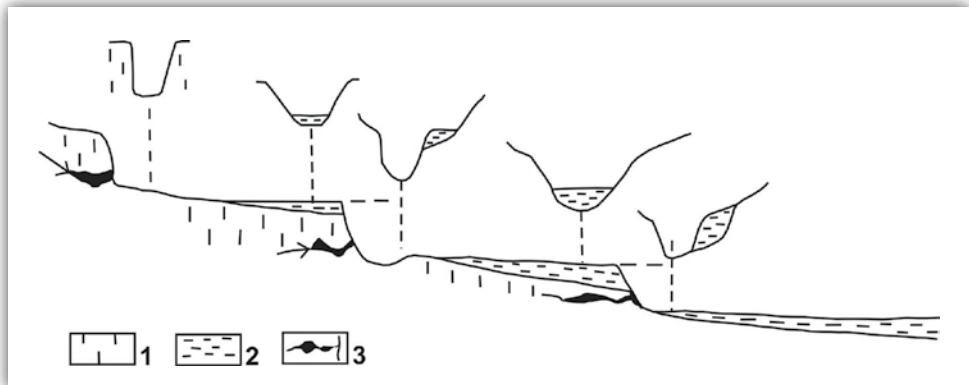


Rycina 2.51. Pogłębienie wąwozu w skale podczas ulewy 15 września 1995 roku na Wyżynie Miechowskiej (Rutkowski 1997)

1 – margiel kredowy, 2 – rumosz skalny, 3 – gliny deluwialne pochodzenia lessowego, 4 – poziom wody w czasie powodzi 15 września 1995 r., 5 – dno doliny przed ulewą

Figure 2.51. Deepening of gully in bedrock during heavy downpour at 15th September 1995 in Miechów Upland (Rutkowski 1997)

1 – cretaceous chalk, 2 – rocky debris, 3 – delluvial loams (of loess origine), 4 – flood water level at 15 September 1995, 5 – valley floor before downpour



Rycina 2.52. Schodowy profil podłużny wąwozu lessowego powstałego na drodze stopniowego cofania się głowy doliny (zamknięcia) i dojrzewania dna doliny równocześnie na dwóch a nawet trzech poziomach

1 – less, 2 – osady deluwialne i rzeczne składane bezpośrednio powyżej niższego stopnia, 3 – kanały sufozyczne wspomagają cofanie stopni wąwozu

Figure 2.52. Staircase longitudinal profile of gully formed on the way of gradual advancing of valley head and maturing of valley floor simultaneously at 2 or 3 levels

1 – loess, 2 – deluvial and alluvial sediments deposited directly above lower step, 3 – piping canals supporting the retreat of stairs

Geneza wąwozów rozczłonkowujących stoki obszarów górskich i wyżynnych jest zatem bardzo złożona, a zarazem i różnorodna. Są wśród nich niekiedy formy monogeniczne (genezy erozyjnej lub sufozyjnej), ale zdecydowanie przeważają formy poligeniczne (Starkel 2011c; ryc. 2.47). W trakcie rozwoju i dojrzewania tych form stopniowo coraz większy udział mają procesy grawitacyjne. Działające aktualnie w ich obrębie procesy zależą coraz bardziej od dojrzałości formy, cech podłoża i znacznie odbiegają od czynnika (procesu) inicjującego.

W obszarach uprawnych dojrzałe formy parowów poprzez zaorywanie krawędzi i intensywne splukiwanie przekształcane są w formy nieckowate (ryc. 2.44), które bez wykonania wkopów trudno odróżnić od niecek peryglacialnych wyścielonych pokrywami soliflukcyjnymi i deluwiami. Z działalnością człowieka związane są również formy pseudoparowów, gdy na granicy łąkowych den nieckowatych dolin powstają krawędzie zbudowane z deluwiów nieraz do 2–3 m wysokości, ładząco podobne do zboczy parowów powstałych przez agradacyjne wypełnianie wąwozów (Starkel, 1960a; Rodzik i in. 2008).

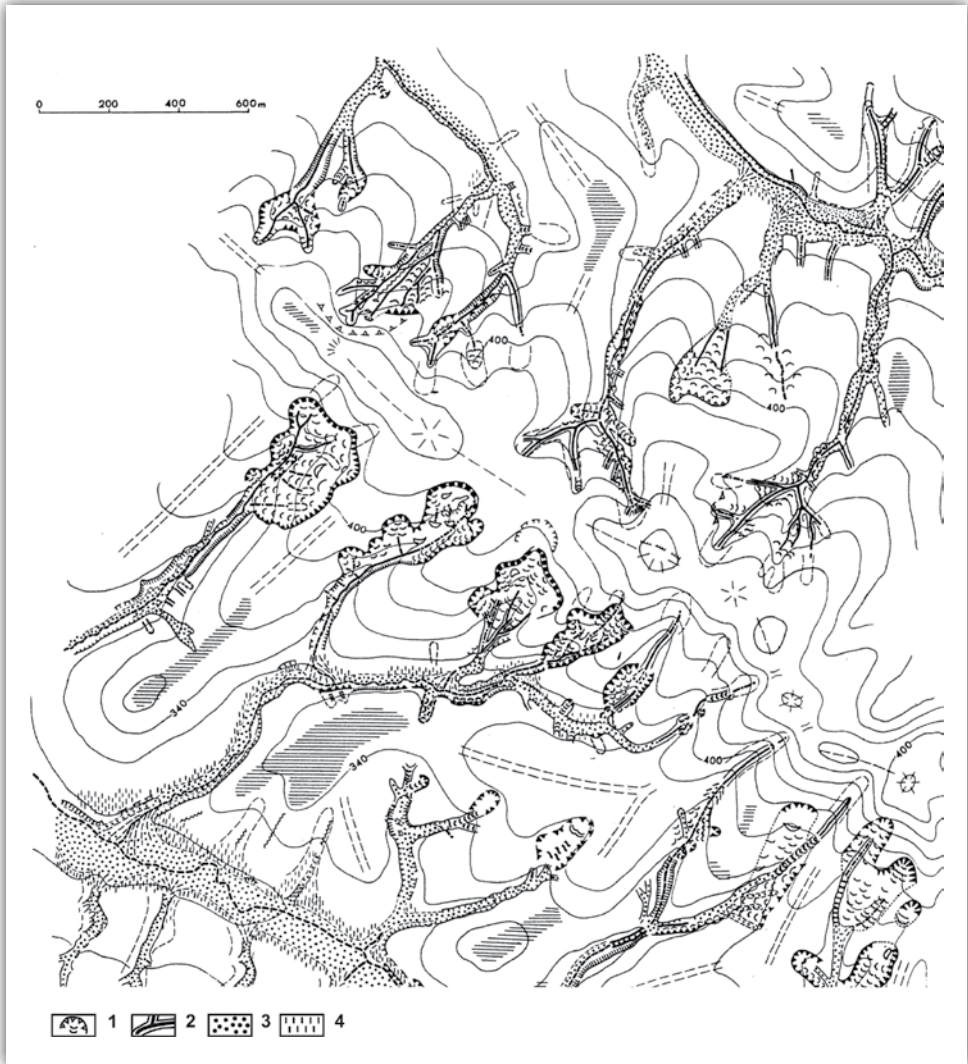
2.8. Ewolucja stoków osuwiskowych

W rozdziale tym zostaną omówione stoki modelowane przez grawitacyjne przemieszczenia mas po powierzchni stoków z wyłączeniem obrywów, jak też powolnego pełnienia, w tym soliflukcji.

Wielkości powierzchni zajmowanej przez osuwiska, jak i miąższości przemieszczanych mas bywają różne, od małych zerw lub spływów na terasowych skarpach po całe stoki o długości nawet 5–10 km, obejmujące kubatury do kilkukilkunastu milionów m³ i powierzchniach poślizgu leżących na głębokości od dziesiątych części metra do dziesiątek metrów. Czasem są to wąskie rynny z klasycznie wykształconymi niszami i jęzorami, kiedy indziej ciągnące się setkami metrów stoki osuwiskowe bez wyraźnych ostrych granic.

Rozmieszczenie osuwisk w zlewniach zależy od miąższości skał podatnych na osuwanie, ich tektoniki i położenia w stosunku do biegu doliny. Na przykład w dolinach przecinających stromo ustawione ogniwa fliszowe o zmiennej odporności możemy obserwować na zmianę zwężenia i rozszerzenia (ryc. 2.53). Te drugie wiążą się z osuwiskami cofającymi dwa przeciwległe zbocza zbudowane częściowo z łożupków.

Przyczyny ruchów osuwiskowych bywają złożone, od nasycenia wodą podłoża, spowodowanego przez różnego typu opady (lub roztopy), poprzez wstrząsy tektoniczne, aż po dodatkowe obciążenie podłoża przez budownictwo oraz zaburzenie równowagi mas przez podcięcie stoku przez rzekę (lub działania antropogeniczne). Zwłaszcza opady o różnym natężeniu i czasie trwania prowadzą do

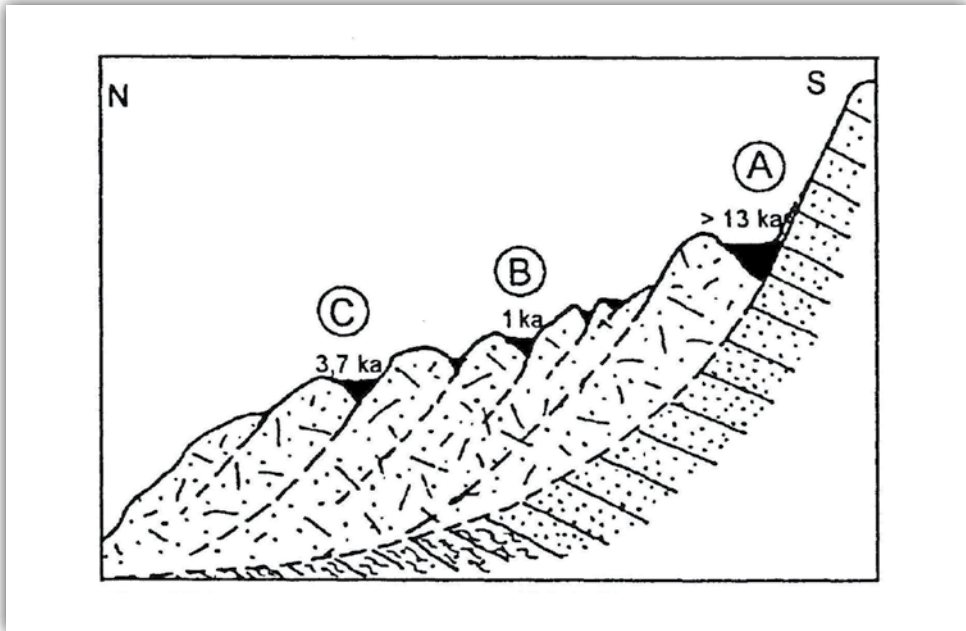


Rycina 2.53. Małe doliny rozcinają stoki głównego grzbiecia o biegu NW-SE i przecinają stromo ustawione skały fliszowe na Pogórzu Strzyżowskim (Starkel 1960a); na odcinkach podatnych na ruchy masowe zbocza przekształcone są przez osuwiska

Objaśnienia ważniejszych sygnatur: 1 - osuwiska, 2 - dolinki V-kształtne pogłębiane erozyjnie, 3 - równina zalewowa, 4 - akumulacyjne podnóża stoków

Figure 2.53. Small valley dissecting slopes of main ridge directed NW-SE and intersect steep folded flysch rocks in the Strzyżów Foothills (Starkel 1960a); on section susceptible on mass movements the valley sides transformed by landslides

Explanations of selected signatures: 1 - landslides, 2 - V-shape valley deepened by erosion, 3 - flood plain, 4 - depositional feet of slopes



Rycina 2.54. Przekrój przez osuwisko Klakowa w Beskidzie Makowskim (Margielewski 2006)

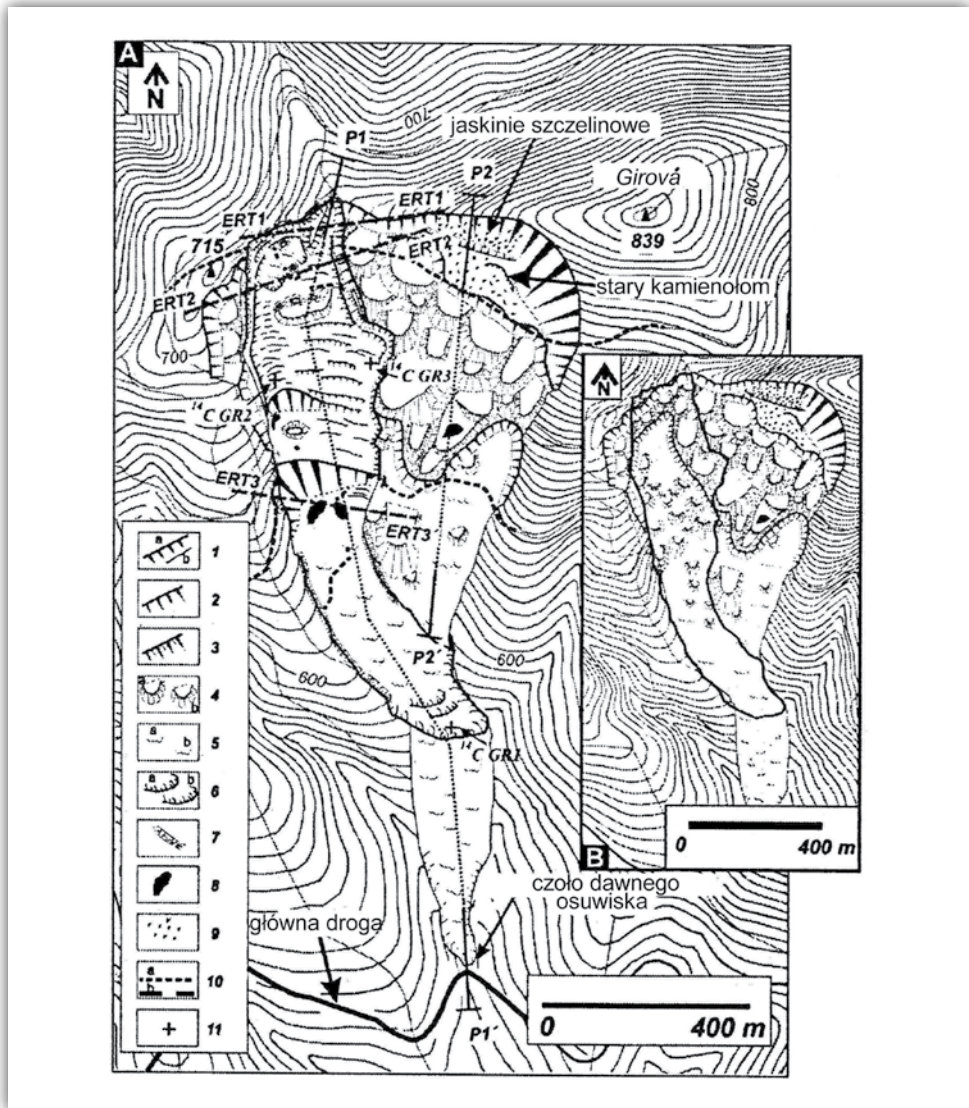
Obniżenia i nisze związane są z różnymi stadiami rozwoju osuwiska (A, B, C)

Figure 2.54. Cross-section of a Klakowo landslide in the Beskid Makowski (Margielewski 2006)

Depressions and niches are connected with various stages of landslide formation (A, B, C)

obciążenia mas zalegających na stoku, które wykorzystują powierzchnie poślizgu (Gil 1997) lub systemy spękań. Przy korzystnej litologii podłoża dochodzi do przekroczenia progu plastyczności lub do upłynnienia pokryw zwietrzelinowych (Selby 1974; Froehlich, Starkel 1987). Wśród czynników ukierunkowujących spływy ziemno-gruzowe bywają również kanały sufozyjne (Starkel 1972a), a głębokie osuwiska – także szczeliny w kompleksach piaskowcowych (Margielewski 2001, 2006; Panek i in. 2011).

Początkiem uruchomienia procesu osuwiskowego na stoku mogą być przekroczenia progu równowagi albo w górnej części stoku (ryc. 2.54), albo też u podnóża stoku (por. ryc. 2.57). L. Sawicki (1917) nazwał te pierwsze osuwiskami stokowymi, a te drugie zboczowymi. Podcinany brzeg koryta czy też zerwa źródliskowa cofają się i obejmują coraz to wyższe części stoku. Natomiast w górnej często bardziej stromej części stoku powstają osuwiska ześlizgowe lub rotacyjne, które naciskają i uruchamiają niżej leżące utwory pokrywowe, którymi bywają też starsze koluwia. Wówczas cały stok sunie. Przyczyną cofania się i rozszerzania się osuwiska bywają także wpływy nowo powstałych źródeł.



Rycina 2.55. Mapa osuwiska na stoku Girovej w Beskidach Morawsko-Śląskich (Panek i in. 2010)

A – mapa stoku po powstaniu osuwiska skalnego w maju 2010 r., B – osuwisko z 2010 r. na tle starszych form osuwiskowych; 1 – główna nisza z 2010 r., 2 – starsze nisze, 3 – przeciwległe nisze, 4 – bloki osuwiskowe, 5 – powierzchnie akumulacyjne, 6 – czoła mas koluwalnych (a – z 2010 r., b – starsze), 7 – wały brzeżne, 8 – jeziorzka, 9 – usypiska, 10 – linie spękań, 11 – datowania ^{14}C

Figure 2.55. Map of landslide on the slope of Girova mountain in the Moravsko-sileské Beskydy (Panek et al. 2010)

A – map after formation of rock slide in May 2010, B – new landslide on the phone of older forms; 1 – headscarp of 2010 landslide, 2 – older scarps, 3 – counter scarps, 4 – landslide blocks, 5 – accumulation surfaces, 6 – accumulation foreheads (a – from 2010, b – older ones), 7 – lateral levee, 8 – lakes, 9 – talus slopes, 10 – lines of tectonic cracks, 11 – radiocarbon dates

Raz powstałe osuwiska niekiedy czynne są przez szereg lat lub odnawiane po wieloletniej przerwie w czasie pór opadowych i opadów rozlewnych albo nawet po tysiącleciach (por. ryc. 2.54, 2.55). W długim na 700 m osuwisku Klakowa w Beskidzie Makowskim, powstałym jeszcze na początku późnego glaciału (datowanie $13\ 150 \pm 190$ lat BP) w okresie kształtowania się zbiorników wód gruntowych po ustąpieniu zmarzliny, zarejestrowano w obrębie skib jezora osuwiskowego ślady odkłucia przypadające na okresy wilgotniejsze 3720 ± 80 lat BP i 1090 ± 60 lat BP (Margielewski 2001). Podobne młodsze przesunięcia w koluwiach stwierdzono na stoku Góry Parkowej w Krynicy-Zdroju (Z. Alexandrowicz, S.W. Alexandrowicz 1999).

Natomiast na stoku Girowej w Beskidach Morawsko-Śląskich, w obrębie małego odpornych ogniw fliszu zarejestrowano cofanie się głównej niszy i jej poszerzenie w ciągu całego holocenu (Panek i in. 2010). W ostatnim stuleciu było ono osuwiskiem chronicznym, które w czerwcu 2010 r. po opadzie wysokości powyżej 327 mm zostało gwałtownie odnowione i poszerzone (ryc. 2.55).

W ostatnich dekadach we fliszowych Karpatach istotną przyczyną uruchamiania starych osuwisk, na których od stulecia stały drewniane zagrody stało się



Fotografia 2.17. Osuwisko rynnowe w Gorlicach powstałe po opadach ulewnych na początku czerwca 2010 roku

Photo 2.17. Channel landslide in Gorlice formed after heavy rainfall in early June 2010

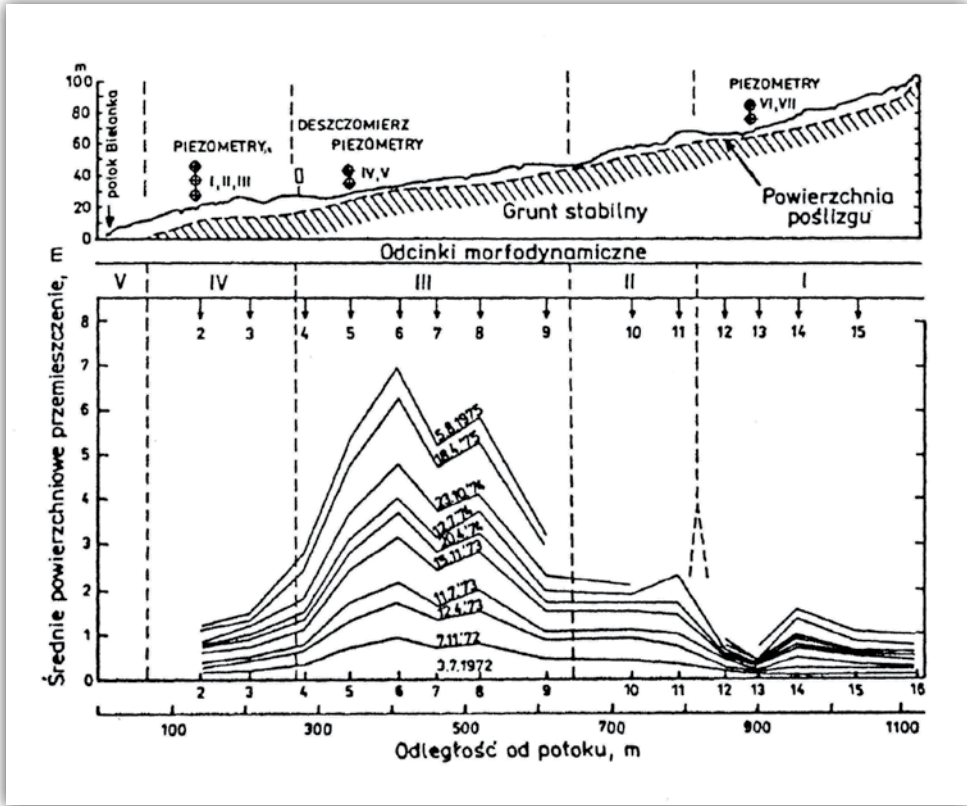
budowanie 2–3-kondygnacyjnych, murowanych domów. Była to zapewne jedna z zasadniczych przyczyn powstania wielkich osuwisk w Kłodnem koło Limanowej i w Lanckoronie w lecie 2010 r. (Wójcik, Chowaniec 2012; fot. 2.17). Taka jest też przyczyna pękania i zsuwania się kilkukondygnacyjnych budynków w górnych partiach stoków w Dardżylingu i Gangtoku w Himalajach Sikkimskich (Basu i in. 1997; fot. 2.18). Także wcięcie potoków źródliskowych w koluwia do głębokości kilku metrów może spowodować przemieszczenia na zboczach wciósów.

Gdy próg stabilności mas koluwalnych stale jest przekraczany, mamy do czynienia z osuwiskami chronicznymi (por. Ziętara 1969). Takim osuwiskiem jest wszechstronnie rozpoznane rynnowe osuwisko Zapadle w dolinie potoku Bielanka koło Szymbarku, które jest zasilane przez wody gruntowe z masywu piaskowców magurskich, a zarazem podcinane przez potok (Gil, Kotarba 1977). Równocześnie postępuje bezpośrednia dostawa wody w czasie opadów. Autorzy opracowania stwierdzili, że wzmożony ruch mas w najwyższej, niszowej części osuwiska następuje bezpośrednio po opadach, natomiast w środkowej, rynnowej części osuwiska osiąga maksimum w okresie wypełnienia zbiornika wód gruntowych. Z kolei w czołowej części języka osuwiskowego ruch jest regulowany przez odprowadzanie koluwiów przez potok Bielanka (ryc. 2.56).



Fotografia 2.18. Osuwiska na stokach podkopujące wysokie budynki w Dardżylingu w lecie 2009 roku (fot. Das Studio)

Photo 2.18. Sliding slopes, undermining high buildings at Darjeeling in summer 2009 (photo. Das Studio)



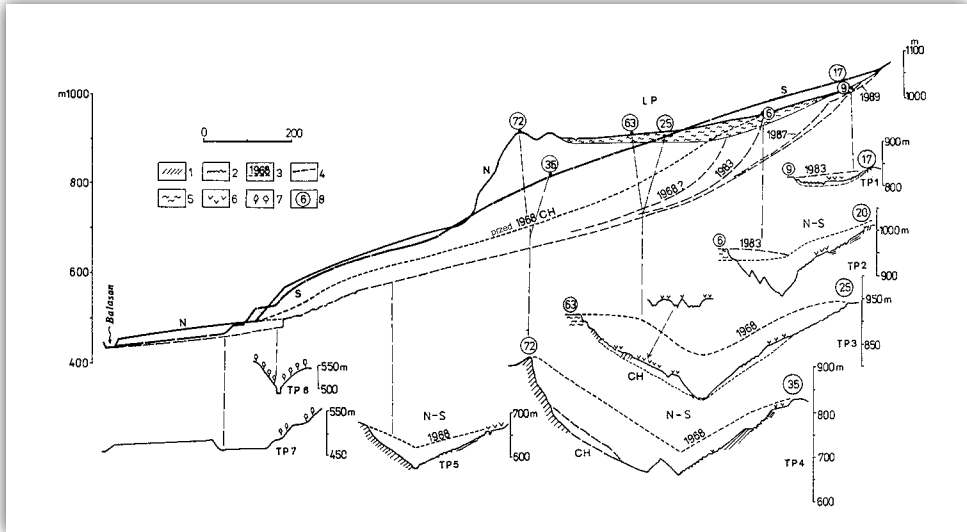
Rycina 2.56. Profil podłużny osuwiska Zapadle w Beskidzie Niskim i tempo jego ruchu (Gil, Kotarba 1977)

Powyżej: rzeźba powierzchni osuwiska i miąższość przemieszczanych mas wzrastająca do 15 m w odcinku dolnym, pokazane położenie piezometrów; niżej: tempo ruchu powierzchniowych mas rejestrowane dziesięciokrotnie na 15 przekrojach między 3 lipca 1972 r. i 5 sierpnia 1975 r.; najwyższe przemieszczanie zarejestrowano w odcinku środkowym

Figure 2.56. Longitudinal profile of landslide Zapadle in Beskid Niski and rate of surficial movement (Gil, Kotarba 1977)

Above: relief of landslide surface and thickness of sliding mass increasing to 15 m in lower section, location of piezometers indicated; below: rate of movement measured 10 times at 15 transects between 3rd July 1972 and 5th August 1975; the highest rate registered in the middle part

Innym przykładem odnawiającego się (niemal chronicznego) ruchu, obejmującego głównie dolną część osuwiska, jest lewe zbocze doliny Ropy poniżej Szymbarku (ryc. 2.57). Masy koluwalne wkraczają tu w obręb koryta Ropy i są uprzątane częściowo lub całkowicie w czasie corocznych wezbrań (Dauksza, Kotarba 1973). Szczegółowe pomiary z zastosowaniem metod geodezyjnych i geofizycznych wskazują, że impulsami ruchu mogą być zarówno wysokie opady wywołujące obciążenie i uplastycznienie starszych koluwiów, jak i podmywanie czoła osuwiska wchodzącego w koryto Ropy (Mrozek i in. 2005; Gil i in. 2009).



Rycina 2.58. Profil podłużny i profile poprzeczne (TP1–7) doliny osuwiskowej Ambootia (Froehlich i in. 1992)

1 – odsłonięta skała, 2 – rumowiska blokowe, 3 – rekonstruowany profil koryta do 1968 r., 4 – rekonstruowane przekroje po październiku 1968 r., 5 – miąższa pokrywa koluwiów, 6 – stoki z odnowioną szatą roślinną, 7 – las, 8 – punkty niwelacyjne

Figure 2.58. Longitudinal profile and transversal profiles (TP1–7) of the Ambootia landslide valley (Froehlich et al. 1992)

1 – bedrock exposed, 2 – block fields, 3 – calculated surface channel profile before 1968, 4 – reconstructed channel profiles after October 1968, 5 – thick colluvial series, 6 – revegetated slopes, 7 – jungle, 8 – nivellation points

W obrębie dużych osuwisk obejmujących podłoże skalne istotną rolę odgrywa zróżnicowana tektonika podłoża i miąższość utworów koluwialnych. Przykładem może być wielkie osuwisko w Ambootii na zboczach doliny Balasanu w Himalajach Dardżylińskich, o różnicy wysokości 650 m, długości 1400 m i głębokości rozcięcia sięgającej 300–400 m (Froehlich, Starkel, Kasza 1992). Dolina osuwiskowa o rozciągłości równoleżnikowej wycięta jest w skałach metamorficznych zapadających na północ. W czasie rozlewnego opadu wysokości około 900 mm w październiku 1968 r. powstało głębokie osuwisko zainicjowane przez wypełnienie zbiornika wód gruntowych w 40-metrowej warstwie starych osadów proluwialnych okrywających stokowe spłaszczenie. Osuwisko to wydarło rynnę w skale i przez 20 lat postępowało cofanie niszy głównej. Procesy grawitacyjne na obu zboczach doliny osuwiskowej mają różny charakter. Lewe zbocze modelują płytkie osuwiska o charakterze zsuwów penestrukuralnych (ryc. 2.58). Przeciwnie zbocze to zsuwy rotacyjne i obrywy. Natomiast na miększych starych proluwialach występują cofające się nisze typu cyrków, podminowane przez źródła.

Proces stabilizacji osuwisk przebiega różnorodnie. Nieczynne wyrównane formy z ledwie zarysowanymi niszami nie gwarantują jednak, że proces osuwiskowy nie może być odnowiony. Teoretycznie wskaźnikiem nieodnowienia może być łagodne nachylenie powierzchni stoku w granicach 6–8°. W plejstocenijskiej strefie peryglacialnej na terenie Europy dokonało się to poprzez procesy kongeliflukcji, która doprowadziła do powstawania kriopedymentów, przechodzących niżej często w równiny akumulacji soliflukcyjnej (Klimaszewski 1971b; Czudek, Demek 1973; Czudek 2011). Drugą przyczyną wygaśnięcia procesów osuwiskowych jest dotarcie przemieszczeń do powierzchni odporniejszych skał, które są nawet wypreparowywane. Podobne zjawisko obserwujemy w Beskidzie Wyspowym, gdzie górne niszę oparły się o odporne piaskowce twardzielcowych grzbietów (Starkel 1960a; por. ryc. 1.10), a także w Dolomitach, gdzie z pogórzy osuwiskowych wznoszą się stromościenne skalne masywy (Panizza i in. 1997; fot. 2.19).

Na dużych osuwiskach zamieranie nie odbywa się równocześnie, najczęściej najdłużej aktywne pozostają partie cofających się górnych nisz albo też czoła osu-



Fotografia 2.19. Serie mniej odpornych skał modelowane przez osuwiska w Dolomitach (część osuwiska w Alta Badia) podścielające dolomitowe stoliwa o stromych ścianach

Photo 2.19. Less resistant rocks modeled by landslides are covered by resistant dolomites forming rocky massives with steep walls (part of landslide at Alta Badia in Dolomites)



Fotografia 2.20. Górna i środkowa część osuwiska Ambootia nadal aktywna w 1989 roku

Photo 2.20. Upper and middle part of Ambootia landslide still active in 1989

wisk podcinane przez potoki. Niekiedy powstają nowe osuwiska rynnowe w obrębie koluwiów, zasilane przez wypływy wody u stóp niszy.

Stopniowa stabilizacja dużego osuwiska została prześlędzona na wymienionym już osuwisku Ambootia, na którym prowadziłem obserwacje od 1989 do 2009 r. (Starkel 2010). W latach 80. XX w. doszło tam do cofnięcia niszy głównej aż do cokołu niezwięzłej skały i względnej stabilizacji (ryc. 2.58, fot. 2.20). Równocześnie roślinność z wielkim trudem wkraczała na nadal nagie stoki. Nisze, żleby i główna rynna były wciąż czynne. Lokalnie na spłaszczeniach pojawiały się wówczas małe kępy drzew.

Dopiero po kolejnych 20 latach nastąpiły istotne zmiany. Czynne pozostały jedynie fragmenty kilku pionowych ścian obrywów, niszy i kilku żlebów rozcinających proluwia, w niektórych latach powstały niewielkie zsuwy, a koryto kanionu nawiedzane było przez spływy gruzowe. Około 95% powierzchni pokrył zwarty płaszcz roślinności krzewiastej i trawiastej z licznymi gęstymi kępami drzew (fot. 2.21).

Można przyjąć, że osuwiskowa dolina Ambootii została ustabilizowana dopiero po 35–40 latach, w odróżnieniu od setek płytkich spływów ziemnych i gruzowych w regionie, które już po 10 latach zostały zarośnięte (fot. 2.13). Należy



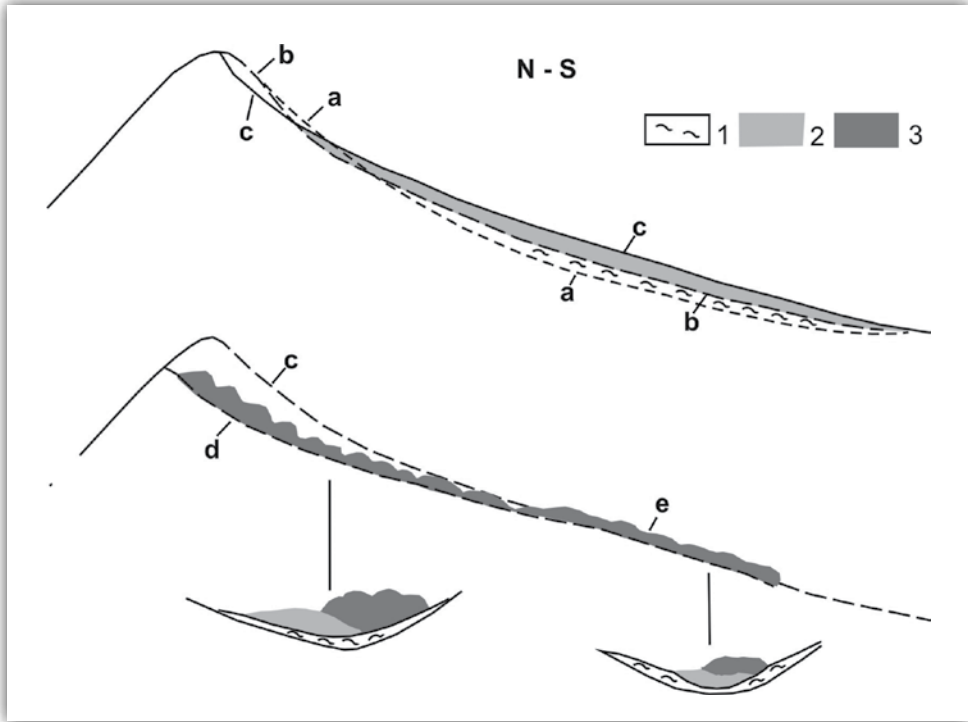
Fotografia 2.21. Fragment środkowej części osuwiska Ambootia w około 90% całkowicie zarośniętego (listopad 2003)

Photo 2.21. Fragment of the middle part of Ambootia landslide in about 90% totally revegetated (November 2003)

jednak dodać, że do względnie szybkiego unieruchomienia osuwiska Ambootia przyczynił się zakaz wypasu i ścinania roślinności, egzekwowany przez zarząd plantacji herbaty.

Spotykamy często obok siebie osuwiska będące w różnej fazie rozwoju. Wiele z nich ma nawet charakter polichroniczny i dolinotwórczy. Powstawały w tych samych obniżeniach utworzonych wcześniej przez stare osuwiska, jak wspomniane już osuwisko na stoku Girowej (Panek i in. 2011). Osuwisko to rozwija się w strefie zbudowanej z łupków w nieckowatej formie, której osiǳ zapewne pełży peryglacialne utwory soliflukcyjne, a potem w holocenie kilkakrotnie zsuwały się masy koluwiów, datowane na 7,4, 1,5 i 0,6 cal. ka BP. Cofająca się nisza przekroczyła w końcu oś grzbietu zaokrąglonego zapewne w okresie ostatniego gólcjału przez procesy peryglacialne (ryc. 2.59).

Podobny charakter dolinotwórczy ma wielkie osuwisko w Corvarze, w dolinie Alta Badia w Dolomitach, o długości około 4 km (Soldati i in. 2004), złożone z szeregu zbiegających się rynien osuwiskowych tworzących wielki jęzor, który już w późnym gólcjale, około 12,2 tys. lat temu, zabarykadował główną dolinę, tworząc okresowe jezioro. Mięszczość koluwiów sięga w dolinie od 25 do 70 m.



Rycina 2.59. Ewolucja doliny osuwiskowej na stoku Girowej, profil na osi nowego osuwiska (na podstawie oprac. Panka i in. 2010, zmienione)

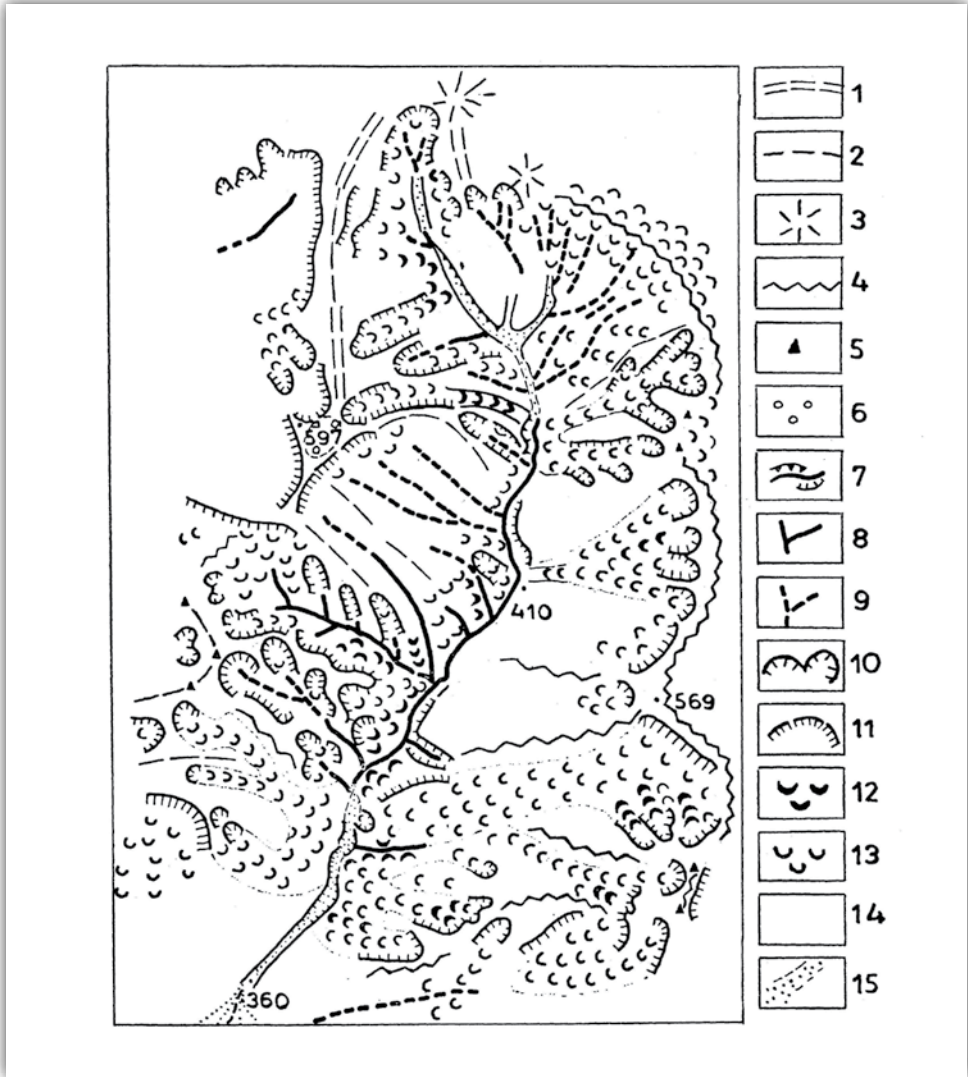
a – stare dno doliny, b – strop najstarszych (peryglacialnych?) koluwiów (1) włączonych do mas osuwiska starszego, c – nisza cofnięta i starszy język osuwiska (2), d – cofnięta oś grzbieta w maju 2010 r., e – nałożony język młodego osuwiska (3)

Figure 2.59. Evolution of landslide valley on the slope of Girova mountain (based on Panek et al. 2010, changed)

a – old valley floor, b – top of oldest colluvia (1) (probably periglacial?), later incorporated in the alluvia of older landslide (2), c – retreated headscarp and landslide tongue (2) during formation of older great landslide, d – retreating part of headscarp in May 2010, e – corresponding young landslide tongue (3) overlying older colluvia

Młode łańcuchy górskie intensywnie dźwigane i rozcinane, jak w Himalajach czy Pamirze, obfitują w osuwiska różnego typu, które są podstawowym czynnikiem kształtowania stoków i osiągają rekordowe wielkości zarówno powierzchni, jak i kubatury przemieszczonych mas (Shroeder, Bishop 1998; Hewitt 2009; Fort 2011a). Także w niższych partiach Himalajów znanych mi z autopsji wiele niszowatych lub amfiteatralnych zamknięć na stokach wskazuje, że powstały tu kiedyś podobne do Ambootii wielkie osunięcia mas skalnych, które dziś są już na ogół załagodzone.

Osuwiska są równie częste w dojrzałych dolinach alpejskich, które w górnych biegach zostały przekształcone w stromościenne żłoby lodowcowe. Potężne



Rycina 2.60. Rzeźba zlewni na ilasto-piaszczystych utworach neogenu w Subkarpatach Rumuńskich (Starkel 1978)

1 - szeroki garb, 2 - wąski garb, 3 - zaokrąglony wierzchołek, 4 - wąski ostry grzbiet, 5 - ostry wierzchołek, 6 - resztki starej terasy akumulacyjnej, 7 - koryto i podcięcia erozyjne, 8 - wciós głębszy, 9 - płytkie rozcięcie stoku, 10 - nisza osuwiskowa wyraźna, 11 - nisza załagodzona, 12 - język osuwiskowy czynny, 13 - język osuwiskowy nieczynny, 14 - inne powierzchnie stoków, 15 - równiny akumulacji rzecznej - zalewowe

Figure 2.60. Relief of landslide catchment in clayey-sandy Neogene sediments in the Romanian Subcarpathians (Starkel 1978)

1 - broad ridge, 2 - narrow ridge, 3 - rounded hummock, 4 - sharp ridge, 5 - sharp peak, 6 - remnants of old terrace, 7 - stream channel and undercuts, 8 - deep V-shape gully, 9 - shallow incision, 10 - fresh niche, 11 - old niche, 12 - active landslide tongue, 13 - inactive tongue, 14 - remaining slope surfaces, 15 - alluvial floodplain

osuwiska w dolinach Alp (Abele 1997) czy też niektóre w Himalajach rozwinęły się po recesji jeziorów lodowcowych. Początek ich we włoskich Alpach został dokładnie wydatowany na 17–15 tys. lat, czyli na czas odsłonięcia zboczy spod grubego jeziora lodowcowego (Pellegrini i in. 2006). W źródłowych odcinkach dorzecza Inguri na Kaukazie objętych w poprzednich dekadach recesją jeziorów lodowcowych obserwowałem w 1962 r. gwałtowne cofanie ścian żłobu lodowcowego w strefie zbudowanej z łupków.

Inną strefą dominującego i trwałego udziału osuwisk w ewolucji rzeźby są brzeżne partie łańcuchów orogenezy alpejskiej, zbudowane ze słabo scementowanych, choć wydzwigniętych utworów morskich i molasowych wieku neogeńskiego i staroczwartorzędowego, znane m.in. z Subkarpat Rumuńskich (Balteanu 1997; Starkel 1969c), Apeninów (Rodolfi 1997) czy Siwalików (Starkel 1978a). W Subkarpatach Rumuńskich rozcinanie stoków osuwiskowych rynnami erozyjnymi prowadzi do uruchamiania mas koluwalnych i obniżania całej strefy łącznie z obszarami wododzielnymi (ryc. 2.60).

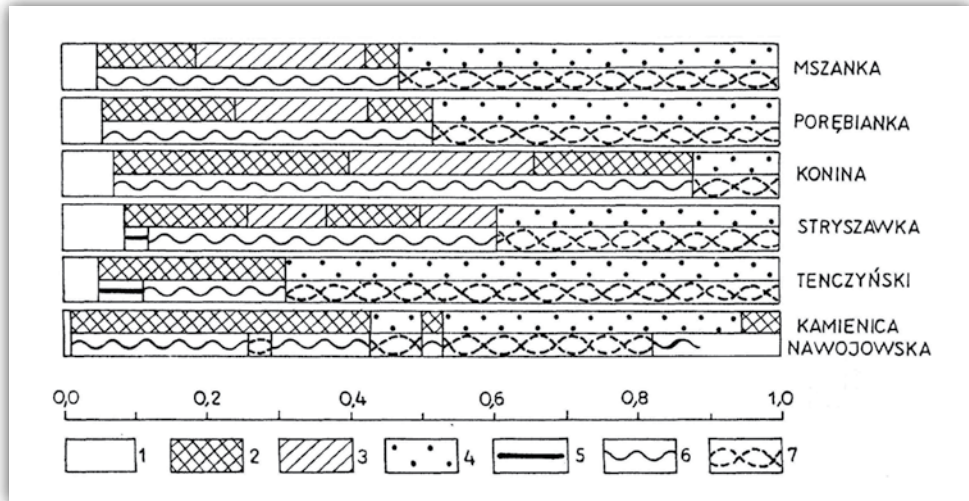
2.9. Koryta rzeczne i równiny zalewowe w dolinach gór i ich przedpoli

Schemat zlewni i wykształcenia koryta rzecznej doliny wychodzącej z gór, znany z prac L. Leopolda i innych (1964) czy S. Schumma (1977), wyróżnia w profilu podłużnym trzy podstawowe odcinki związane ze spadkiem i transportem rumowiska: górny erozji wgłębnej, środkowy transportu połączonego z erozją boczną i dolny o przewadze akumulacji, rozpoczynający się na przedpolu gór. Z biegiem rzeki wraz z malejącym spadkiem, a rosnącym przepływem zmienia się stosunek dostawy rumowiska (ze stoków i samego koryta) do zdolności transportowych rzeki, co zależy też od typu opadu (por. ryc. 2.10, s. 71).

Taką typową sekwencję obserwujemy w dolinach rozcinających skłony młodych łańcuchów górskich np. Apeninów, Kaukazu, a także w wyższych partiach Karpat (ryc. 2.61).

W odcinkach źródłowych dominuje linijna erozja wgłębna w litej skale realizowana poprzez nagły wzrost przepływów w czasie lokalnych ulew. W wysoko podniesionych masywach spadki są znaczne i występują liczne progi wodospadowe oddzielające zawieszane odcinki (ryc. 2.62, por. ryc. 1.4, 1.22, s. 16 i 39).

Ale często w piętrze krioniwalnym (zwłaszcza po ustąpieniu lodowców górskich) na długich odcinkach zawieszonych dolin spadki bywają niewielkie, a zarazem zapewniane jest uruchamianie i dostawa dużych ilości rumowiska. Wykształcają się wówczas odcinki koryt roztokowych. Natomiast w utworach podatnych na osuwanie za erozją wgłębną podąża uruchamianie mas koluwalnych, które



Rycina 2.61. Struktura koryt w podłużnym profilu wybranych rzek karpaccich o długości 10–25 km (wg Kaszowskiego, w: Froehlich i in. 1977)

Morfogenetyczna funkcja odcinków koryt: 1 - denudacyjne zamknięcia dolin, 2 - erozja wgłębna, 3 - transport, 4 - depozycja; odcinki o różnym układzie koryt: 5 - prostolinijne, 6 - kręte, 7 - roztokowe

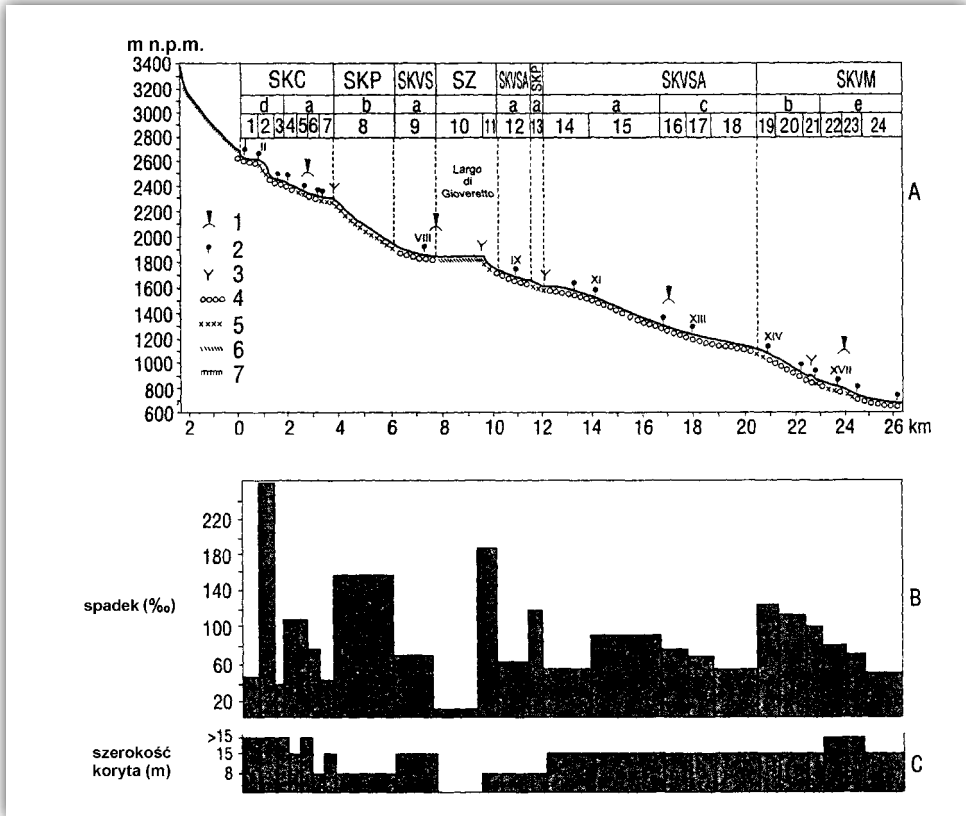
Figure 2.61. Structure of channels in longitudinal profile of selected Carpathian streams 10–25 km long (after Kaszowski, in: Froehlich et al. 1977)

Morphodynamic function of channel reaches: 1 - denudational valley head, 2 - deep erosion, 3 - transport, 4 - deposition; channel reaches related to their pattern: 5 - straight, 6 - crooked, 7 - braided

prowadzą nawet do zasklepienia koryt (ryc. 2.56, por. rozdział 2.8; Fort 2011b; Soldati, Borgatti 2009).

Przykładem mogą być doliny rzek Niskich Himalajów, rozcinające średnio odporne skały metamorficzne. Badałem skutki ekstremalnego opadu z października 1968 r., w czasie którego do koryt rzecznych obok setek spływów błotno-gruzowych zjechały potężne osuwiska powodujące agradacyjne podniesienie koryt do 10 m (Starkel 1972a). Równocześnie odcinkami źródłowymi niektórych dolin przemieszczały się całą szerokością den potoki gruzowe niosące kilkumetrowe gązzy (fot. 2.10). Uprzątnięcie takich mas w całości jest niemożliwe, ale potok górski płynący po nierównym dnie jest w stanie przez dziesięciolecia wyźłobić płytkie koryto o szerokości odpowiadającej średnim przepływom – ma miejsce wymywanie drobniejszego materiału i wyrównywanie spadku poprzez lokalną depozycję. Pomiarzy dokonane dwukrotnie w korycie potoku Posam (w źródłowej części zlewni Balasanu) pokazały, że coroczne wezbrania w latach 1984–1989 doprowadzały do takiej transformacji (Froehlich, Starkel 1987; ryc. 2.63, fot. 2.11).

Równocześnie w dolinie Tisty, głównej rzeki Himalajów Sikkimskich, około 20-metrowa fala przy równoczesnej dostawie koluwiów ze stoków w rejonie Tista-Bazar doprowadziła do podniesienia dna koryta o około 5–6 m (Starkel, Basu 2000).

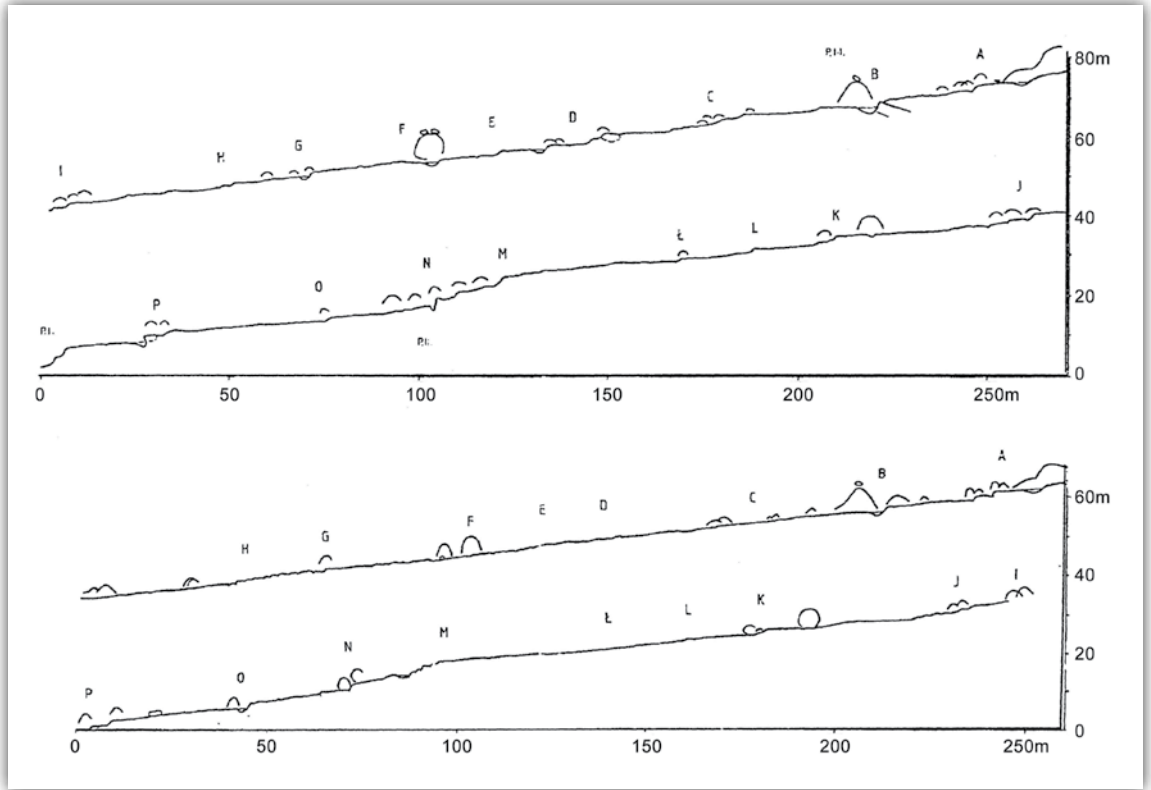


Rycina 2.62. Wysokogórskie koryto rzeki Plima w masywie Ortles-Cevedale we włoskich Alpach (Krzemień 1999)

A - typologia i struktura koryta rzeki Plima, SKC - kar lodowcowy, SKP - próg lodowcowy, SZ - jezioro, SKVS - żłób lodowcowy stabilny, SKVM - żłób lodowcowy mobilny, 1 - moreny recesyjne, 2 - pomiary rumowiska korytowego, 3 - zbiornik zaporowy, 4 - osady glacialfluwalne i morenowe, 5 - podłoże skalne, 6 - osady jeziorne, 7 - lodowce, a - słaba erozja wgłębna, b - intensywna erozja, c - słaba migracja boczna koryta, d - intensywne migracje, e - intensywne erozje boczne i wgłębne, B - spadek koryta w procentach, C - szerokość w metrach

Figure 2.62. High mountain channel of Plima river in Ortles-Cevedale massiv in Italian Alps (Krzemień 1999)

A - Plima stream typology and structure, SKC - glacial cirque type, SKP - glacial thresholds, SZ - lake, SKVS - glacial trough-stable, SKVM - glacial trough-mobile, 1 - recessive moraines, 2 - bed rubble measurements, 3 - reservoir dam, 4 - glacialfluval and moraine deposits, 5 - bedrock, 6 - lacustrine deposits, 7 - glaciers, a - weak deep erosion, b - intensive deep erosion, c - moderate lateral migration, d - intensive lateral migration, e - intensive deep and lateral erosion, B - channel gradient in per cent, C - channel width in meters



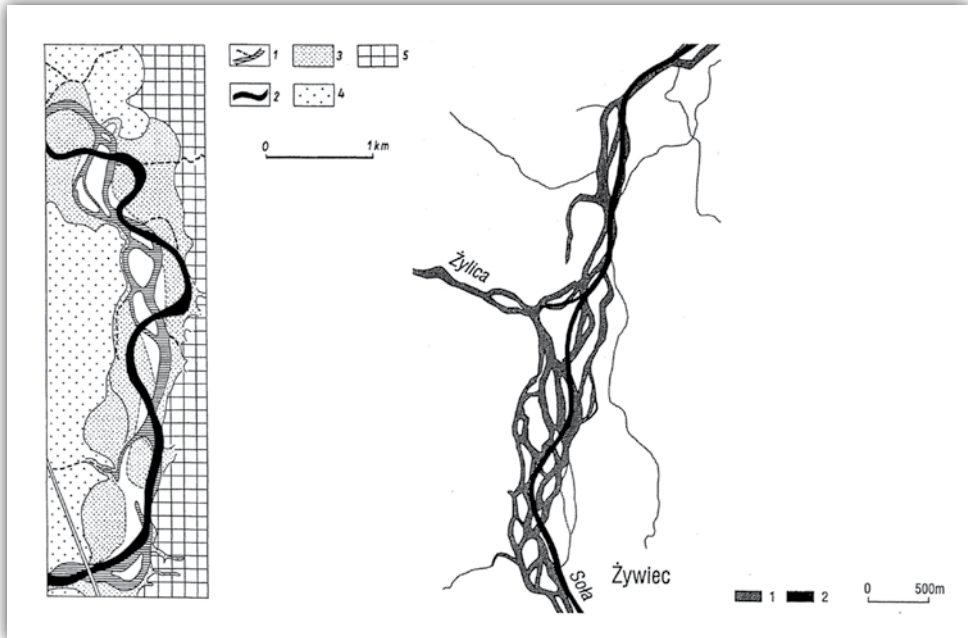
Rycina 2.63. Profil podłużny odcinka koryta potoku Posam w Himalajach Dardżylińskich przemodelowanego przez sływy gruzowe w październiku 1968 roku i stopniowo pogłębianego i wyrównującego spadek, na co wskazują dwie niwelacje wykonane w 1984 i 1989 roku (Froehlich, Starkel 1987; Starkel, Basu 2000)

Literami zaznaczono dla porównania te same punkty profilu podłużnego

Figure 2.63. Longitudinal profile of channel section of the Posam creek in the Darjeeling Himalaya transformed by debris flows in October 1968 and gradually going deeper and leveling the gradient, what is indicated by two nivelations made in 1984 and 1989 (Froehlich, Starkel 1987; Starkel, Basu 2000)

The letters for comparison indicate the same points on the longitudinal profile

Późniejsze wezbrania w ciągu 15 lat spowodowały obniżenie dna koryta o 1,5–2 m, również na drodze wymywania drobnych żwirów i powolnego osiadania i przesuwania wielkich głazów. Wykazano to poprzez analizę minimalnych rocznych stanów wody (ryc. 2.29). To zjawisko współdziałania procesów stokowych i fluwialnych zarówno w przekroju poprzecznym górskich dolin, jak i u zbiegu dopływów, zwane przez A.M. Harveya *coupling mechanism*, zostało przez niego szczegółowo przebadane w zlewni Howgill Fells w północnej Anglii (Harvey 1992, 2001).



Rycina 2.64. Przykłady zmian układu koryt w XX wieku: Wiśłoka u wylotu z Karpat (Klimek, Starkel 1974) i Soła w śródgórskiej Kotlinie Żywieckiej (Klimek 1991)

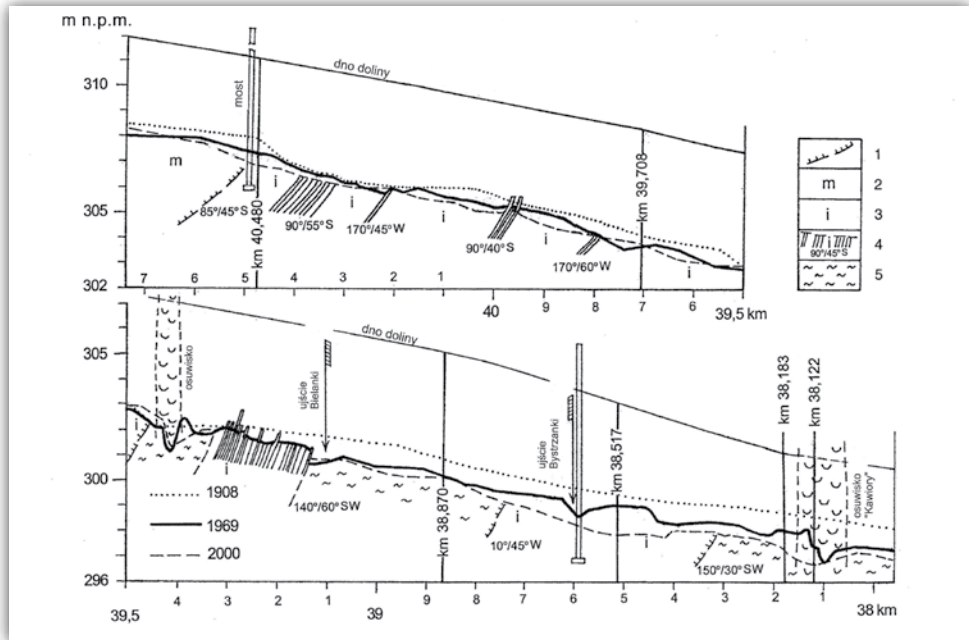
Oznaczenia: 1 – koryto roztokowe u schyłku XIX w., 2 – koryto meandrowe w drugiej połowie XX w., 3 – równina zalewowa, 4 – terasa 8–10 m, 5 – zbocza doliny

Figure 2.64. Examples of changes of river channel pattern in 20th century: Wiśłoka river near the outlet from the Carpathian Foothills (Klimek, Starkel 1974) and Soła river in the intramontaneous Żywiec Basin (Klimek 1991)

Signs: 1 – braided channel at the close of 19th century, 2 – meandering or straight channel in second part of 20th century, 3 – flood-plain, 4 – 8–10 m terrace, 5 – valley sides

Zjawiskiem powszechnym w starych odmłodzonych „oddolnie” łańcuchach górskich są długie, dojrzałe górne biegi dolin o małym spadku, przechodzące niżej progami wodospadowymi w odcinki o dużych spadkach o charakterze kanionów. Taki kilkuczłonowy charakter mają zarówno wielkie rzeki Jangcy, Mekong czy Brahmaputra spływające z tybetańskiego dachu świata (Brookfield 1998; ryc. 1.22, s. 39), jak też i małe, rozcinające krawędź zrębu Meghalaja lub spadające ze skandynewskich fieldów bezpośrednio do przegłębionych glacialnie fiordów.

Środkowe biegi rzek położone w obrębie gór charakteryzuje rosnąca dostawa rumowiska pochodząca z licznych dopływów, uruchamianego podczas opadów rozlewnych. Na tych odcinkach dominują koryta roztokowe, zbudowane na ogół z grubych frakcji materiału wleczonego, rzadko wynoszonego poza obręb gór (por. Ziętara 1968; Froehlich i in. 1972; Kaszowski i in. 1976; por. ryc. 2.64).



Rycina 2.65. Zmiany w profilu podłużnym dna koryta Ropy u brzegu Beskidu Niskiego w latach 1908–2000 z szypotami i misami eworsyjnymi (Dauksza 2008)

Wyraźna zmiana od agradacji do erozji; na kilometrze 38,1 i 39,4 osuwiska związane z iłotłupkami; 1 – nasunięcia, 2 – piaskowiec magurski, 3 – piaskowce inoceramowe, 4 – bardzo odporne ławice piaskowcowe, 5 – pstre łupki

Figure 2.65. Changes in the longitudinal profile of the bottom of Ropa river channel at the margin of the Beskid Niski from 1908 till 2000 with rapids and evorsional kettles (Dauksza 2008); distinct trend from aggradation to downcutting

At 38.1 km and 39.4 km landslides, connected with shales; 1 – thrust slice 2 – Magura sandstone, 3 – Inoceramus mixed sandstones, 4 – very resistant sandstone beds, 5 – variegated shales

W niższych odcinkach dolin karpackich profil podłużny jest już dojrzały, a szerokości dna doliny przekraczają niekiedy kilkudziesięciokrotnie szerokości koryt, które nie kontaktują się ze stokami. Nie ma wówczas bezpośredniej transmisji rumowiska na linii stok–koryto. Równina zalewowa jest nadbudowywana w czasie wezbrania po opadzie rozlewnym, a stok dojrzewa niezależnie, uruchamiany zwykle w czasie lokalnych ulew (ryc. 2.64). W przypadku krętego biegu doliny mamy do czynienia z wyraźną asymetrią relacji stok–koryto rzeki.

Na przedpółu gór, wraz z malejącym spadkiem i ucieczką wody w aluwia, składany jest materiał coraz to drobniejszy aż do frakcji zawiesiny, która nadbudowuje towarzyszące korytom równiny zalewowe. Równiny te, często dwustopniowe, bogate są w systemy paleomeandrów. Korytom towarzyszą wały brzegowe, które

przekraczane w czasie powodzi utrwalają przerzuty korytowe nie tylko w obrębie stożków u brzegu gór, ale i na rozległych równinach nizin przedgórskich Himalajów, Alp czy Karpat (por. Starkel 2005a). Niższy stopień wiąże się z regulacją koryt wywołującą dodatkowe pogłębienie i adaptację dawnych łóżysk rzeki roztokowej do roli równiny zalewowej (Klimek 1974a,b; Starkel 2001a; Czyżowska-Wiśniewska 2003).

W konkretnych sytuacjach obserwujemy olbrzymią złożoność w sekwencji zmian w profilu podłużnym (Kaszowski i in. 1976). Zależą one od stylu rzeźby, złożoności struktur geologicznych i aktywnej tektoniki tak w górach, jak i na przedpolu. W wysokich masywach górskich w korytach głęboko wciętych rzek niesione są wielkie masy rumowiska, którego znaczna część jest gromadzona w postaci stożków u wylotów dopływów albo w śródgórskich kotlinach (np. w Karpatach w Kotlinie Mszany lub w Kotlinie Jeleśni). W zachodniokarpackich dolinach, rozcinających miąższe kompleksy piaskowcowe, np. w dolinie Soły, duża ilość wleczonej frakcji w postaci żwirowych odsypów dochodzi aż do brzegu gór (Klimek 1991). Odcinki roztokowe w takich dolinach rejestrowane były do okresu zabudowy hydrotechnicznej (ryc. 2.64).

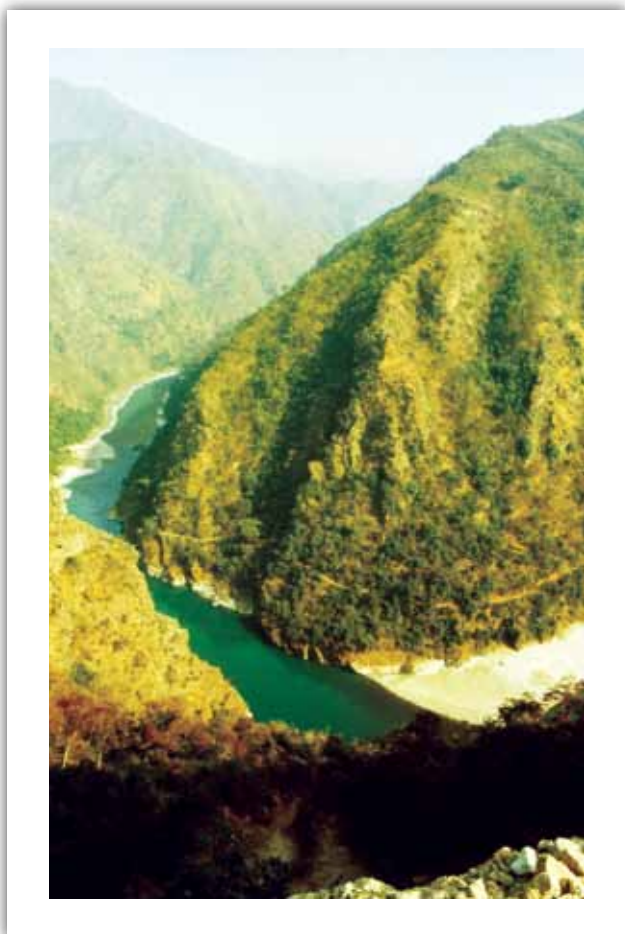
Rzeki Beskidu Niskiego i Bieszczadów na odcinkach przełomowych przez wąskie grzbiety górskie mają koryta wycięte w skale z berdami, a pomiędzy nimi wykształcone są długie subsekwentne rozszerzenia o mniejszym spadku, krętym przebiegu, często z wykształconą równiną zalewową. Wiąże się to z charakterystyczną dla wschodniej części Karpat budową geologiczną. Stromo ustawione łuski, złożone z cienkoławicowych piaskowców i łupków o różnej odporności, są spiłowywane przez niesione rumowisko, a jedynie w najmniej odpornych ławicach powstają zagłębienia typu eworsyjnego (Zawora 1967; Kaszowski, Kotarba 1967; Dauksza 2009; ryc. 2.65).

Zupełnie inne efekty daje płytowe ułożenie skał, które jest przyczyną schodowego profilu koryta rzecznego z licznymi progami, a nawet wodospadami. Południowy skłon wyżyny Meghalaja, zbudowany z horyzontalnie ułożonych ławic piaskowców, odwadniają rzeki pogłębiające koryta na drodze postępującej erozji wstecznej (Starkel 1978a; Starkel, Singh 2004). Równocześnie tworzenie się w porze suchej skorup żelazistych na odsłoniętych powierzchniach ławic w korycie utrudnia erozję wgłębną. Dlatego wezbrane w porze deszczowej potoki podmywają brzegi i poszerzają koryto często nieproporcjonalnie w stosunku do wielkości zlewni (fot. 2.9).

Szczególną rolę w kształtowaniu koryt odgrywiają zmieniające spadki ruchy tektoniczne zarówno dźwigające obszary górskie, jak i wginające przedpola gór i kotliny śródgórskie. Podnoszenie Beskidu Śląskiego powoduje, że źródłowe biegi Białej i Czarnej Wisłoki przepiłowują progi skalne i odsłaniają cokoły erozyjne pokrywy aluwialnej z ostatniego glacjału. Podobnie podnoszenie się osi Beskidu Sądeckiego zaznacza się w pogłębianiu koryta Dunajca w skale w przełomie koło Tylmanowej (Froehlich i in. 1972; Zuchiewicz 2010).

Innym przykładem może być podnoszenie brzeżnej części Himalajów, które zaznacza się na czole nasunięcia odcinkiem kanionowym (np. w dolinie Tisty i Gangesu, fot. 2.22). Podobnie erozyjne przegłębienia w skale obserwujemy na linii aktywnego uskoku Dawki obrzeżającego od południa zrąb wyżyny Meghalaja. Rzeki o długości kilku czy kilkunastu kilometrów rozcinające krawędź tektoniczną są praktycznie pozbawione odcinka środkowego – głęboki V-kształtny jar wycięty w skale przechodzi bezpośrednio w akumulacyjny stożek na przedpolu gór. Przewaga dostawy nad możliwościami transportowymi prowadzi nawet do wkraczania agradacji w obręb gór, co jest szczególnie wyraźne w przypadku skał mało odpornych i wylesiania w ostatnim stuleciu (Basu, Ghatowar 1988, 1990; Starkel i in. 2008; fot. 2.3). Podobne zjawisko obserwujemy u nasady stożków torrencjalnych potoków rozcinających skłony Apeninów (por. Sorriso-Valvo 1989).

Ze zjawiskiem subsydencji zarówno przedpola, jak i dużych kotlin śródgórskich, wiąże się wzmożona agradacja wpięrw rumowiska wlezonego, a następnie



Fotografia 2.22. Wylot głębokiego kanionu Gangesu z Himalajów
Photo 2.22. Outlet of deep gorge of Ganga river from Himalaya

zawiesiny. U skraju Karpat materiał wleczony rzadko dociera do brzegu gór (np. Soła, Dunajec), czemu niekiedy towarzyszą przerzuty koryt. Bliżej brzegu gór przy spadkach około 1‰ rzeki już na ogół meandrują. Przedpola gór nie objęte subsydująco cechują koryta meandrowe, które niekiedy wnikają w obszar Pogórza Karpackiego (np. w dolinach Wisłoki i Wisłoka). Natomiast w aktywnie zapadającej się przykarpackiej części Kotliny Oświęcimskiej obserwujemy pionowe przyrastanie osadów facji pozakorytowej, wzmożone wraz z wylesianiem w ostatnim tysiącleciu (Niedziałkowska i in. 1985).

Znacznie większe kontrasty ukazują stożki rzek u brzegu Himalajów, zwłaszcza wschodnich (Starkel 1972a; Starkel, Basu 2000; Starkel, Sarkar 2002; Starkel i in. 2008; ryc. 1.31, s. 50). Mniejsze potoki okresowo wysychające, o powierzchni zlewni rzędu 10–20 km², nawiedzane przez częste wezbrania sypią stożki o nachyleniu do 20–30‰, zbudowane ze żwirów i grubszych otoczków, a ich roztokowe koryta, często przerzucane, podnoszą dna w tempie do 2–3 m na dziesięciolecie (ryc. 1.32, s. 51). W odległości 10–20 km od gór u ich nasady występują obfite źródła, dające początek meandrującym rzekom prowadzącym wodę przez cały rok (fot. 1.13, s. 52). Natomiast stożki większych rzek, jak np. Torsy, Tisty czy Kosi (prowadzących wodę z Wysokich Himalajów), o nachyleniu malejącym 10–4‰, są sypane przez rzeki roztokowe, które również przerzucają koryta (Gohain, Parkash 1990; Starkel i in. 2008; ryc. 1.33, s. 52). Podobne cechy mają rzeki odwadniające stoki wschodnich Karpat.

W obrębie himalajskiego piedmontu, np. między Tistą a Torsą, występują wspomniane już podnoszone bloki (rozdział 1.5) ograniczone równoleżnikowymi liniami uskokowymi (ryc. 1.26, s. 45). Przecinają one południkowo biegnące rzeki, które nie sypią stożków na bezpośrednim przedpolu gór, ale mają kręte koryta wcięte w cokoły skalne do wysokości 20–50 m, często nadbudowane starymi aluwiami.

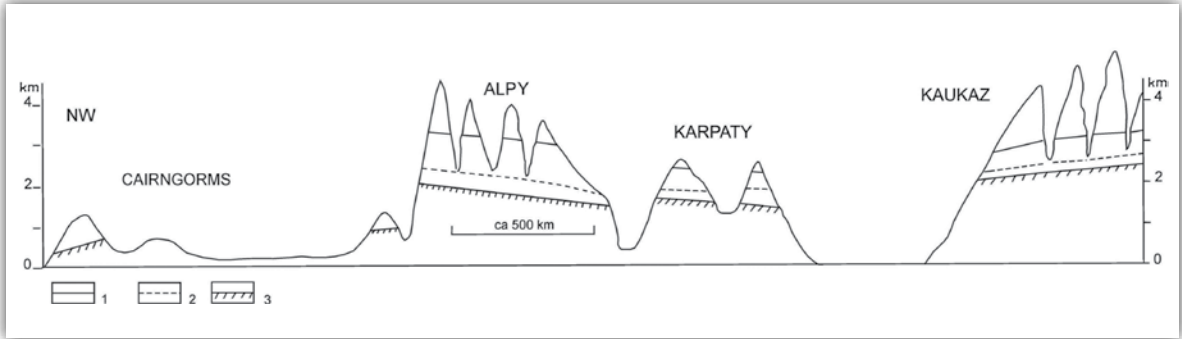
3. Czwartorzędowa ewolucja rzeźby gór i ich przedpoli

3.1. Morfogenetyczna wymowa czwartorzędowych cykli glacialno-interglacialnych

W młodszym czwartorzędzie przeciętnie co 100 tys. lat w strefie umiarkowanej wraz ze zmianami klimatu rozwijały się lądolody i następowała ekspansja zmarzliny. W podobnych odstępach czasu dochodziło do panowania zbiorowisk leśnych. Ten uproszczony schemat służył nam od wielu dziesięcioleci do rekonstruowania obrazów paleogeograficznych zimnych i ciepłych pięter czwartorzędu. Ale drobiazgowie zbieranie faktów na rozległych obszarach lądowych wsparte coraz bardziej precyzyjnymi datowaniami i reperowymi profilami rejestrującymi nieprzerwanie ciągi zdarzeń, pokazuje w jak czasem synchroniczny, a niekiedy diachroniczny sposób postępują zmiany klimatu, jak czasem powoli, a często na odmianę gwałtownie, odbywało się przesuwanie i transformacja biotopów i całych stref klimatyczno-roślinnych, a równocześnie w górach wędrówka granic pięter morfoklimatycznych. Obraz ten modyfikuje różna częstotliwość morfotwórczych zdarzeń ekstremalnych (Thomas 2003), które przeważnie mają ograniczony zasięg przestrzenny (Starkel 2011b).

Na zmiany paleogeograficzne na terenie Europy w czwartorzędzie patrzymy na ogół pod kątem transgredujących lądolodów i stref peryglacialnych oraz wycofujących się ku południowi zbiorowisk leśnych. W górach rekonstruujemy periodyczne obniżanie się lub podnoszenie granicy wiecznego śniegu i górnej granicy lasu.

Tymczasem bodaj zasadniczą różnicą między okresami glacialnymi i interglacialnymi w górach na terenie Europy jest występująca w okresach zimnych kontynentalizacja klimatu postępująca od wnętrza Azji ku oceanicznej Europie (por. Starkel 1977a,b; Velichko 1984; Frenzel i in. 1992), która objawia się w wielokrotnej ekspansji wieloletniej zmarzliny i spadku wilgotności, a w konsekwencji w zbliżaniu się do siebie górnej termicznej granicy lasu i hydrycznej dolnej granicy lasu (ryc. 3.1). Dochodziło wówczas do zmian układu piętrowości podobnych do tych, które możemy obserwować dziś w górach Mongolii. W końcu piętro leśne zanikało albo utrzymywało się tylko dzięki wysokiej temperaturze krótkiego lata, tak jak obecnie widzimy na przedgórzach pasm górskich wschodniej Syberii skutych zmarzliną.

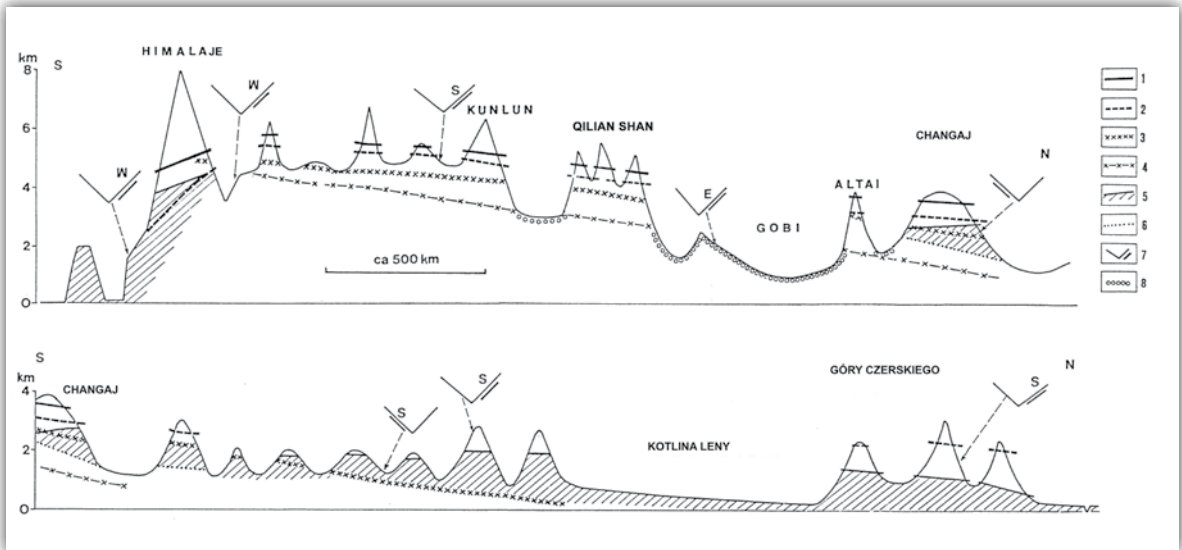


Rycina 3.1. Schematyczny profil równoleżnikowy przez góry Europy (Szkocja-Kaukaz) wg Starkla (2011a)

1 - granica wiecznego śniegu, 2 - zasięg dolny zmarzliny, 3 - górna granica lasu

Figure 3.1. Schematic W-E cross-section of European mountains (Scotland-Caucasus Mts.) after Starkel (2011a)

1 - snowline, 2 - lower limit of permafrost, 3 - upper forest limit

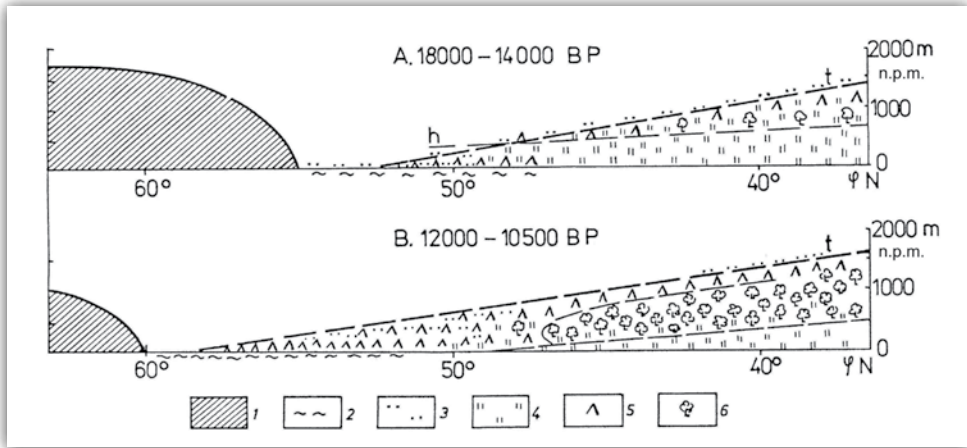


Rycina 3.2. Przekrój południe-północ przez góry Azji – piętra morfoklimatyczne w ostatnim glacjale i współcześnie (Starkel 1998a)

1 - współczesna granica śniegu, 2 - granica śniegu w glacjale, 3 - współczesna granica zasięgu zmarzliny, 4 - granica zmarzliny w ostatnim glacjale, 5 - współczesna górna granica lasu, 6 - współczesna dolna granica lasu, 7 - asymetria procesów stokowych (dominujące: S - soliflukcja, W - sptukiwanie, E - eoliczne), 8 - współczesna pustynia

Figure 3.2. S-N transect of vertical zonation across Asian mountains during last cold stage and at present (after Starkel 1998a)

1 - present snowline, 2 - cold stage snowline, 3 - present lower limit of permafrost, 4 - cold stage limit of permafrost, 5 - present upper tree line, 6 - present lower tree line, 7 - asymmetry of slope processes (dominant: S - solifluction, W - slope wash, E - eolian), 8 - present desert



Rycina 3.3. Piętra wysokościowe w przekroju europejskim w pleniglacjale i późnym glacjale (wg Starkla 1977a,b)

1 - lodolód, 2 - wieloletnia zmarzlina, 3 - tundra, 4 - step, 5 - las borealny, 6 - las mieszany: t - górna granica lasu uwarunkowana temperaturą, h - dolna granica lasu uwarunkowana wilgotnością

Figure 3.3. Evolution of vertical belts in the European transect in pleniglacial and lateglacial phase (after Starkel 1977a,b)

1 - ice sheet, 2 - permafrost, 3 - tundra, 4 - steppe, 5 - boreal forest, 6 - mixed forest: t - upper tree line controlled by temperature, h - lower tree line controlled by humidity

Analogiem piętrowości morfoklimatycznej gór w południkowym przekroju Europy w okresie glacialnym może być zatem współczesny przekrój przez góry Syberii i Mongolii (Starkel 1977b, ryc. 3.2).

W rekonstruowanym obrazie pięter Karpat, Alp i gór Bałkanu w okresach glacialnych rysują się poniżej wiecznych śniegów i lodowców górskich trzy piętra (ryc. 3.3): piętro krioniwalne z dominującymi procesami soliflukcyjnymi schodzące do 800–1000 m n.p.m. (ku północy niżej), piętro lasotundry rozszerzające się ku południowi i przechodzące w lasostep, oraz piętro stepów przechodzących w stepotundrę objętą wieloletnią zmarzliną, z akumulacją lessów sięgających do wysokości 400–600 m n.p.m. (Bottema 1974; Starkel 1977b; Griszuk 1989; Frenzel i in. 1992).

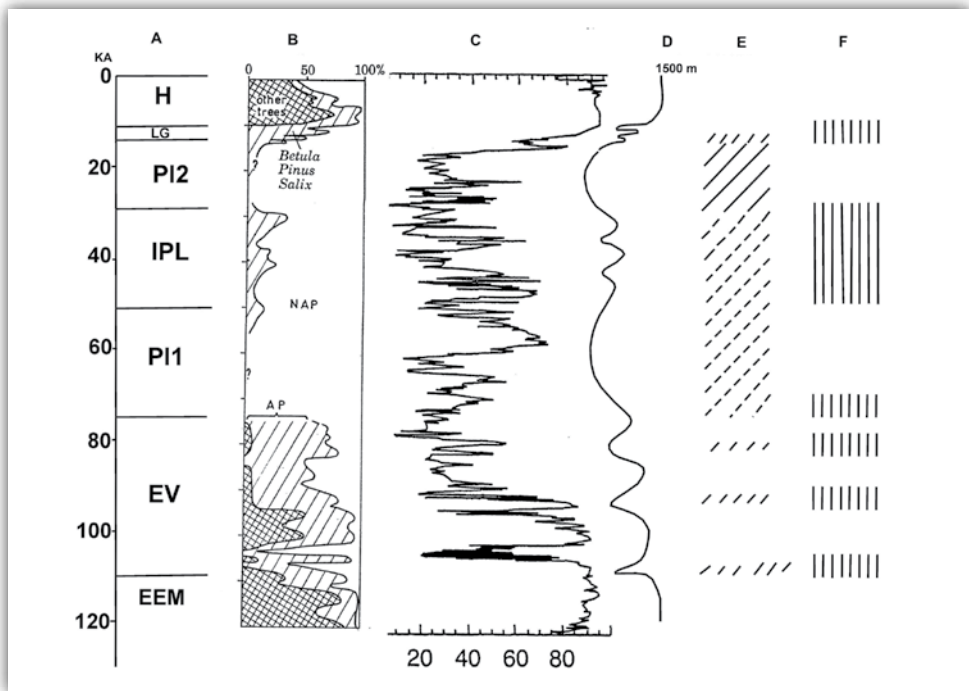
Rozpatrując zmiany zespołu procesów morfogenetycznych w jednym piętrze wysokościowym podczas cyklu glacialno-interglacialnego w oparciu o profile osadów rzecznych, stokowych i eolicznych stwierdzamy następujące po sobie kolejne zmiany i rejestrujemy często dominację różnych procesów, charakterystycznych dla okresów pośrednich, przejściowych. Warto tym ostatnim okresom bliżej się przyjrzeć, jeśli chcemy prawidłowo ocenić rolę okresów ekstremalnych zarówno zimnych, jak i ciepłych w czwartorzędowej ewolucji rzeźby gór, zwłaszcza obecnych pięter leśnych w górach Europy.

Okresy ciepłe – interglacialne (jednym z nich jest holocen) charakteryzują się dliska leśne, w których dominujące procesy chemiczne (z denudacją chemiczną

włącznie) prowadzą do dojrzewania profili glebowych, a głęboka infiltracja wód opadowych w podłoże ułatwia wietrzenie skał, lokalne uruchamianie zwietrzelin na stokach oraz ograniczony transport rumowiska przez rzeki pogłębiające swe koryta w podłożu.

Z kolei okresy zimne, o krótkim okresie wegetacyjnym, charakteryzują procesy kriogeniczne i soliflukcyjne rozwinięte na wieloletniej zmarzlinie, spływ wód roztopowych oraz deflacja prowadząca do depozycji osadów eolicznych na obrzeżu obniżień (Gerlach 1990; Gerlach i in. 1991).

Okresy typowo interglacjalne i typowo peryglacjalne (poza zlodowaconymi grzbietami) są jednak oddzielone okresami o charakterze przejściowym. Gdy analizujemy rdzenie lodowe, morskie czy jeziorne z zapisem ciągłym, stwierdza-



Rycina 3.4. Zmiany roślinności i morfoklimatycznej piętności w ostatnim cyklu glacialno-interglacjalnym – znaczenie faz przejściowych w górach Europy

Kolumny: A – stratygrafia, B – procent pyłku drzew (AP) i zielnych (NAP) w Holandii (Wijmstra 1975), C – procent pyłku drzew – jezioro Monticchio (Allen i in. 2000), D – górna granica lasu w Karpatach (Starkel 1977b), E – zasięg zmarzliny ciągłej i nieciągłej, F – fazy przejściowe aktywnej denudacji

Figure 3.4. Vegetation and morphoclimatic variability of last glacial-interglacial cycle – importance of transitional phases in European mountains

Columns: A – stratigraphy, B – arboreal pollen in the Netherlands (Wijmstra 1975), C – arboreal pollen at lake Monticchio (Allen et al. 2000), D – upper tree line in Carpathians (Starkel 1977b), E – extend of permafrost continuous and discontinuous, F – phases of active denudation (transitional)

my, że mogły one obejmować nawet ponad 50% czasu jednego cyklu glacialno-interglacialnego (ryc. 3.3, 3.4). W rzeczywistości były te okresy przejściowe czasami ciągłych wahań, często cyklicznych o zmiennej długości cyklów (rzędu 1–5 tys. lat), w których następowało przesuwanie pięter roślinnych i ekspansji lub zaniku zmarzliny. Rytmy te nakładały się na bardziej długookresowe tendencje. Dlatego z punktu widzenia kierunku zmian i efektywności morfogenetycznej można podzielić te okresy przejściowe na 3 typy: postępującego ochłodzenia, postępującego ocieplania i długotrwałych a częstych wahań w przedziale klimatu przejściowego (ryc. 3.4).

Postępujące ochłodzenie charakterystyczne dla wczesnego glacialu oznacza stopniowe wycofywanie się zbiorowisk leśnych, coraz głębsze przemarzanie gruntu (w górach obniżanie górnej granicy lasu) i równoczesną zmianę reżimu hydrologicznego rzek, zmieniających charakter koryt na wieloramienne roztokowe przy rosnącym transporcie rumowiska dennego.

Natomiast postępujące ocieplenie klimatu poprzedzające interglacial prowadzi w kierunku recesji zmarzliny, początkowo poprzez wzrost miąższości warstwy czynnej z uaktywnieniem procesów soliflukcyjnych, potem stopniową odbudowę zbiorników wód gruntowych, a także przez rozwój coraz bardziej zwartej szaty roślinnej, ograniczającej rolę deflacji i transportu rumowiska dennego (ryc. 3.3). W okresie późnoglacialnym tkwią też korzenie holocenckich gleb rozwiniętych na pokrywach peryglacialnych (Starkel 2005d) zdominowane przez procesy chemiczne i biologiczne (Kowalkowski 1990).

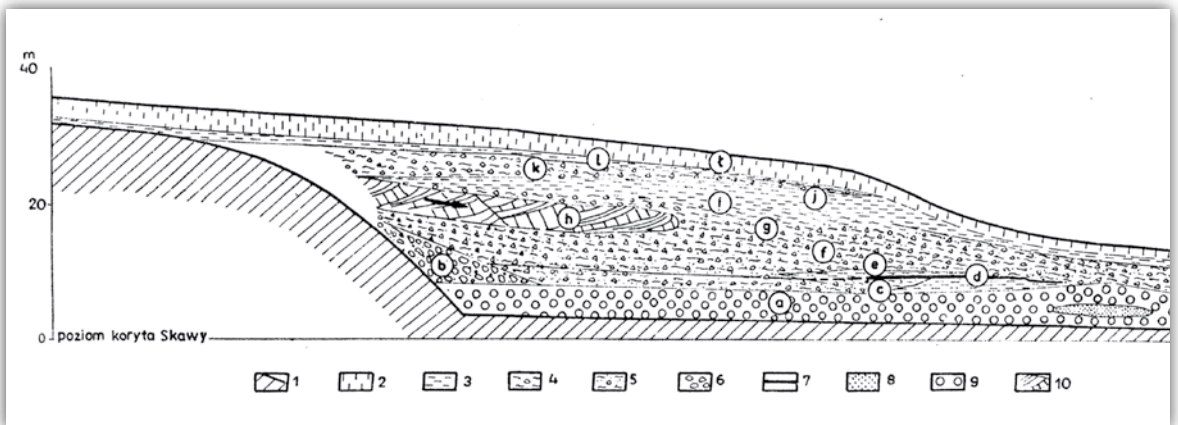
Trzeci typ (prawdopodobnie obejmujący najdłuższe okresy) to fazy długotrwałych, rytmicznych oscylacji w granicach środowisk przejściowych, charakteryzujących się niestabilnością obiegu wody i materii mineralnej na stokach i w korytach rzek, co stwarza warunki dla współistnienia szerokiej gamy procesów i ich zmiennej intensywności tak w czasie, jak i w układach przestrzennych.

Stosunkowo najlepiej jest rozpoznany ostatni cykl glacialno-interglacialny zarówno ze względu na dobre zachowanie osadów i form z tego okresu, jak i dostępność uzupełniających się wzajemnie metod datowania bezwzględnego z ^{14}C na czele. Na złożoność tego cyklu obejmującego ostatnie piętro zimne vistulianu i trwający jeszcze interglacial-holocen, rozpatrywanego tu na przykładzie gór i wyżyn Europy, składa się kilka członów o różnej efektywności procesów rzeźbotwórczych (por. Starkel 1977b, 1995b, 2003e; Frenzel i in. 1992). Są to wczesny glacial (110–75 tys. lat BP), starszy pleniglacial, tzw. stadiał świecia (75–58 tys. lat BP), interpleniglacial, tzw. interstadiał grudziądzki (58–28 tys. lat BP), młodszy pleniglacial (28–14 tys. lat BP), późny glacial (14–11 tys. lat BP) i holocen (Mojski 2005, ryc. 3.4).

Wczesny glacial (110–75 ka BP) jest długim okresem 2–3-etapowej recesji zbiorowisk leśnych w górach, a tylko w południowej Europie cechuje go przetrwanie lasów (Bottema 1974, Wijmstra 1975), które w północnej części Karpat

ograniczyły w czasie ociepleń swój zasięg do pogórzy (Sobolewska i in. 1964). Jedynie dwa lub trzy krótkie chłodne epizody zaznaczyły się ekspansją piętra krio-niwalnego. W obszarach górskich Europy ślady zmian we wczesnym glacie są nieliczne – rejestrują je profile osadów jeziornych na obrzeżu Alp (Woillard, Mook 1982; de Beaulieu, Reille 1992) i we Włoszech (Allen i in. 2000). Do rzadkich stanowisk należą niedawno odkryte osady stożka Kopytnej, dopływu Olzy w Beskidach Morawsko-Śląskich, zbudowanego z trzech ogniw żwirowych o łącznej grubości ponad 10 m przegradzanych dwoma poziomami ilastymi datowanymi metodą OSL na 114–102 ka BP i 93–79 ka BP (Hradecky i in. 2011). Stanowisko to wskazuje na wzmożone wyprzątanie zwietrzelin z gór w okresach obniżania górnej granicy lasu.

Odpowiada im zarówno wysokościowo, jak i budową stożek Ustronia w dolinie Wisły wysokości 20 m, badany przez E. Stupnicką (1963) i K. Szczepankę (1965) z dwoma seriami żwirów przegradzanych torfem z florą lasu borealnego, wskazującym prawdopodobnie na okres brörupu. Żwiry górne zazębiają się z warstwami soliflukcyjnymi nieobtoczonego rumoszu. Profile te wskazują na powszechność faz wczesnoglacialnej denudacji. Stanowisko w Ustroniu na podstawie wyższego położenia niż plenivistuliańskie stożki niesłusznie uznawałem za starsze od interglacja eemskiego (Starkel 1967). Podobne podlessowe osady dwudzielne (przegradzane interstadialnymi) stwierdziła M. Łanczont (Alexandrowicz, Łanczont 1995)

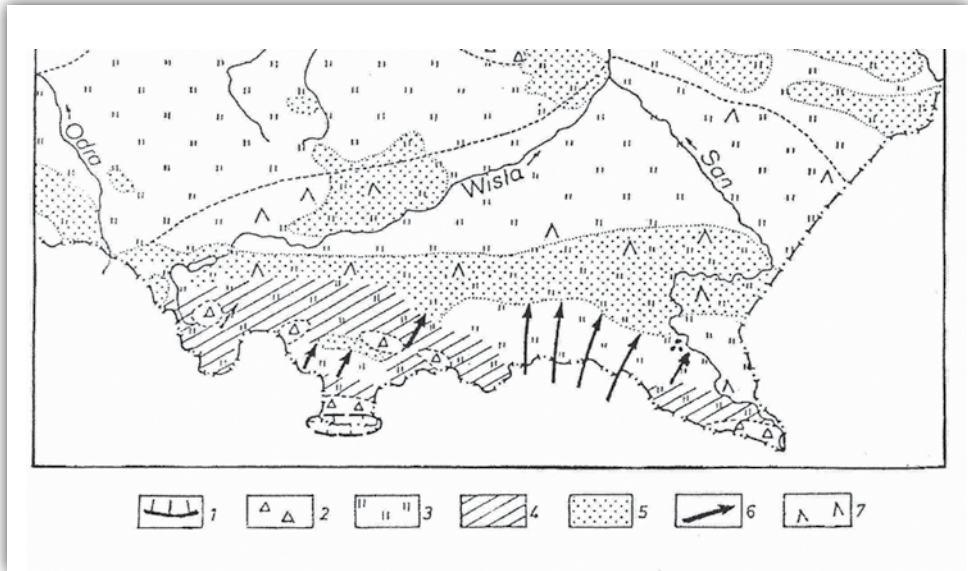


Rycina 3.5. Osady rzeczne z ostatniego glacjału w Wadowicach (wg Starkla – w: Sobolewska i in. 1964)

1 – skały flyszowe, 2 – less (t), 3 – deluwia gliniaste (e, i, j, l), 4 – ily soliflukcyjne z rumoszem (f, g, k), 5 – gliny piaszczyste soliflukcyjne z rumoszem (c), 6 – stożki usypiskowe (b), 7 – torf (d) z interstadiału brörup, 8 – piaski rzeczne, 9 – żwiry rzeczne (a), 10 – skalne pakiety osuwiskowe z interpleniglacjału (h)

Figure 3.5. Fluvial and slope deposits from last cold stage at Wadowice (after Starkel, in: Sobolewska et al. 1964)

1 – flysch rocks, 2 – loess (t), 3 – deluvial loam (e, i, j, l), 4 – solifluction clay with debris (f, g, k), 5 – solifluction sandy loam (c), 6 – talus debris (b), 7 – peat (d) from Brörup, 8 – fluvial sand, 9 – fluvial gravel (a), 10 – rocky landslide from interpleniglacial (h)



Rycina 3.6. Paleogeografia Karpat i przedpola w okresie pleniglacialnym (Starkel 1988)

1 - obszar zlodowacony, 2 - pokrywy gruzowe i aktywna krioplanacja, 3 - tundrowo-stepowa roślinność, 4 - intensywne procesy soliflukcyjne (obszary o wyższych opadach), 5 - obszary akumulacji eolicznej (lessy), 6 - kierunki intensywnej deflacji, 7 - regiony prawdopodobnego występowania kęp drzew

Figure 3.6. Palaogeography of Carpathians and its foreland during pleniglacial (Starkel 1988)

1 - glaciated area, 2 - debris covers and active cryoplanation, 3 - tundra-steppe vegetation, 4 - intensive solifluction (areas with higher precipitations), 5 - areas of loess deposition, 6 - directions of intensive deflation, 7 - areas of probable preservation of some trees

w dolinie Krzeczковского Potoku, dopływu Sanu, datowane przez J. Butryma (1990) metodą TL na $90,8 \pm 14$ ka BP (gdzie spąg lessu datowano na $80 \pm 12,9$ ka BP). Wskaźnikami obecności lasostepów we wczesnym glacialu na przedgórzach Karpat, a także na wyżynach południowej Polski mogą też być poziomy gleb czarnoziemnych w profilach lessowych (Maruszczak 1980).

W starszym pleniglacialu (75–58 ka BP) wraz z transgresją lądolodu skandynawskiego nastąpiło ochłodzenie zapisane zarówno w profilach lessowych Pogórza Karpackiego (Gerlach i in. 1991; Łanczont 2001), jak i w pokrywach stokowych, zaczynających się deluwiami, przechodzącymi wyżej w pokrywy soliflukcyjne, znanymi z Soliny (Dziewański, Starkel 1967) i z Wadowic (Sobolewska i in. 1964, ryc. 3.5).

Okres interpleniglacialny (58–28 ka BP) obejmuje co najmniej kilka oscylacji o krótkich rytmach 1–4 tys. lat, z których najlepiej rozpoznane są interstadiały hengelo i denekamp (por. ryc. 3.4). W każdym z tych rytmów, jak można wnioskować z krzywej tlenowej rdzeni z lądolodu grenlandzkiego (Dansgaard, Oeschger

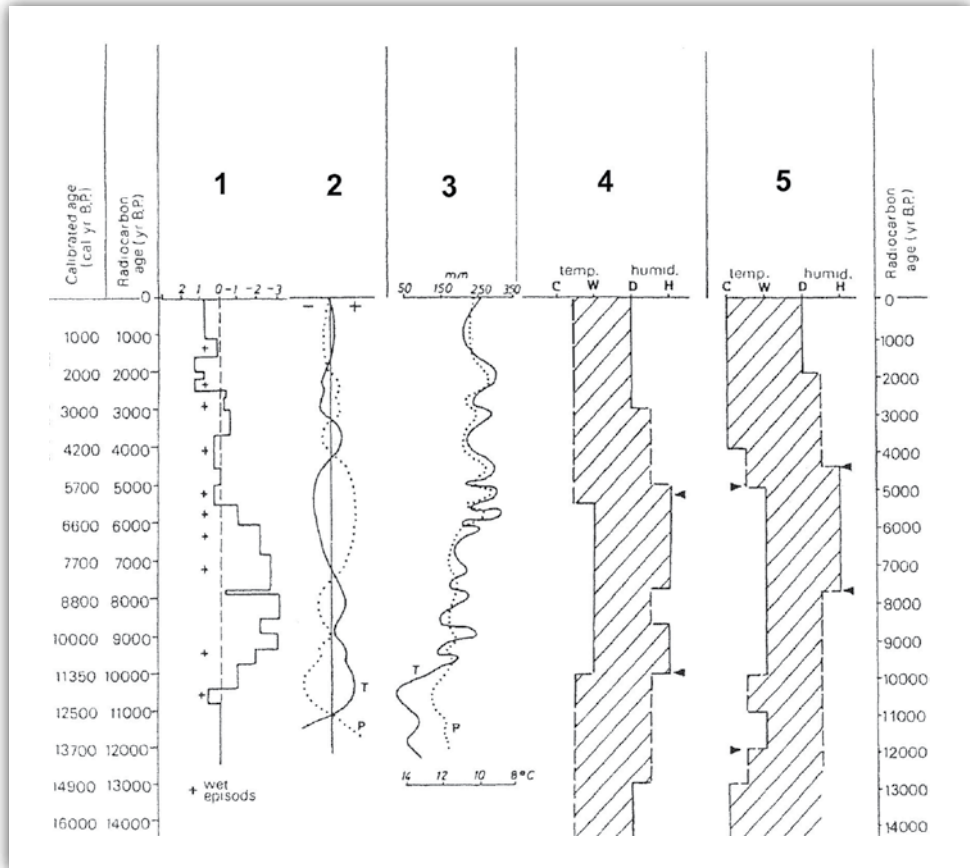
1988), wzrosty temperatury musiały być dość gwałtowne, natomiast ochłodzenia postępowały wolniej; nawiązywały do nich zarówno zbiorowiska roślinne, jak i procesy rzeźbotwórcze. W czasie kilku ociepleń na stoki gór Europy Środkowej do wysokości 600–1000 m n.p.m. powracały zbiorowiska lasów borealnych i zapewne ustępowała zmarzlina. Nie były to granice stabilne – drzewa czy kosówka wkraczały wolniej lub szybciej zależnie od typu, szkieletowości i ruchomości pokryw stokowych (por. Höllermann 1973), a także warunków mezo- i mikroklimatycznych zmieniających się z roku na rok (Kłapa 1980; Tranquillini 1993; Jodłowski 2010). Jak trudno opanować stoki okryte rumowiskami, świadczą istniejące do dziś w piętrach leśnych płyty gołoborzy.

Potwierdzają to występujące obok torfów poziomy deluwiów i gleb kopalnych typu lasotundrowych, a w profilach lessów Pogórza wyraźne odwapnienia i zailenia (Gerlach i in. 1991; ryc. 3.6). Na zanik zmarzliny i uaktywnienie głębszego krążenia wód gruntowych wskazują osuwiska, stwierdzone m.in. w profilu Wadowic (ryc. 3.5). Nie jest wykluczone, że z tego okresu wahań pochodzą grube serie na zmianę grubo- i drobnoziarnistych utworów soliflukcyjnych z Krościenka nad Dunajcem (Klimaszewski i in. 1939). Stoki górskie były więc areną nieustannej konkurencji; chyba najbardziej charakterystyczne dla obecnych pięter leśnych były lasotundra i nieciągła zmarzlina. Okres tych oscylacji odbił się w epizodach erozji i akumulacji rzecznej na bezpośrednim przedpolu gór, a także w wypełnieniu odciętej rynny starorzecza w górnym biegu Sanu (Starkel i in. 2007a).

W młodszym pleniglacjaie (28–14 ka BP) obok transgresji lodowców górskich w Alpach i małych masywach karpaccich obserwujemy zejście piętra krioniwalnego do poziomu dzisiejszych pogórzy i połączenie piętra zimnych stepów z uchowanymi płatami lasotundry w dogodnych warunkach mezoklimatycznych (Starkel 1977b, 1984; Frenzel i in. 1992). Zapis okresu znajdujemy w pokrywach soliflukcyjnych, które w czasie narastającej arydizacji zaczęły być zastępowane u brzegu gór przez osady lessowe (Maruszczak 1980; por. ryc. 3.5).

Późny glacjał (14–10 ka BP, 15–11,5 cal. ka BP) charakteryzuje szybkie ocieplanie przegrodzone epizodem młodszego dryasu, po którym w ciągu kilkuset lat górna granica lasu podniosła się o około 1000 m (Kral 1972; Starkel 1968). W okresie późnoglacialnym wraz z odbudową zbiorników wód gruntowych nastąpiło ożywienie procesów osuwiskowych (Margielewski 2006; Soldati i in. 2004; Korup i in. 2012), natomiast fala chłodu młodszego dryasu była fazą ożywienia splayów gruzowych ponad obniżoną w tym czasie granicą lasu, co znalazło potwierdzenie w stożku w Beskidzie Wyspowym datowanym ostatnio metodą OSL na 11 ka BP (Starkel 1960b). Ze zjawiskami tymi koresponduje w klimacie oceanicznym gór Szkocji rozbudowa tarczy lodowej Loch Lomond (Sissons 1977).

W wyższych szerokościach geograficznych u progu holocenu nastąpiło początkowo gwałtowne ocieplenie, a dopiero 2–3 tys. lat później doszło do wyraźnego



Rycina 3.7. Różnice między południową a północną Azją w zmianach temperatury (t) i wilgotności (p) w późnym glacie i holocenie (wg Starkla 1998a, 2011a)

1 – jezioro Kuku-nor - ΔO^{18} , + wilgotna faza, 2 – centralna Mongolia – jeziora (Wipper i in. 1976), 3 – centralna Jakucja (Andriejew i in. 1987), 4 – południowa Azja – pod wpływem klimatu monsunowego; temperatura: ciepło-zimno, wilgotność: sucho-wilgotno, 5 – północna Azja – pod wpływem cyrkulacji zachodniej; strzałki pokazują początek istotnych zmian

Figure 3.7. Difference in changes of temperature (t) and humidity (p) in Lateglacial and Holocene between southern and northern part of Asian transect (arrows show time of distinct changes (after Starkel 1998a, 2011a))

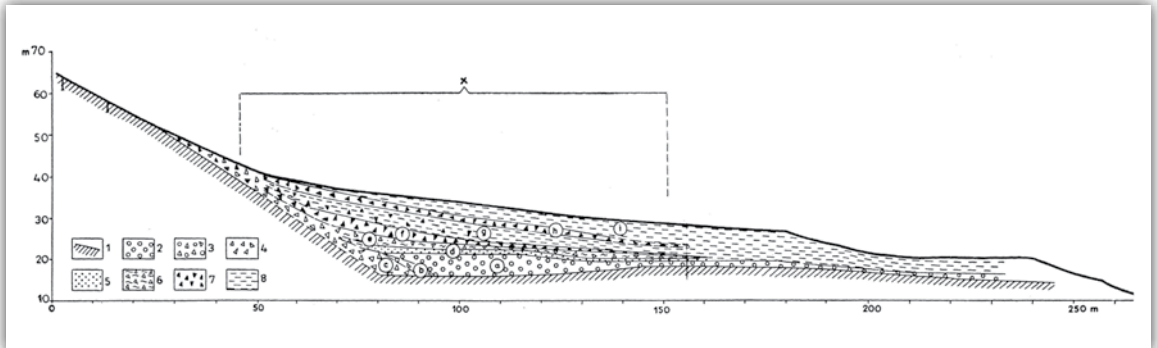
1 – Lake Qinghai - ΔO^{18} + wet phases, 2 – Central Mongolian lakes (Wipper et al. 1976), 3 – Central Yakutia (Andriejew et al. 1987), 4 – south Asia under monsoonal influence; temperature: cold-warm; humidity: humid-dry, 5 – north Asia – under westerlies influence; arrows show beginnings of distinct changes

zwilgocenia (Chotinski 1973; Starkel 1999b). Natomiast cechą holocenu jest pojawianie się w nieregularnych odstępach, średnio co 1000–1500 lat, faz wilgotnych o dużej częstotliwości opadów ekstremalnych (por. Magny 1993; Starkel 2002a, 2006a).

W górach niższych szerokości geograficznych rejestrujemy inną sekwencję zmian (Starkel 1998a; ryc. 3.7). Wzrost opadów zaczyna się już w późnym glacie, na co wskazuje nie tylko wysoki poziom otoczonych górami jezior wschodnioafrykańskich (Gasse 2000). Potwierdza to również datowanie OSL $13,8 \pm 1,4$ ka BP z poziomu nadzalewowych stożków napływowych na przedpolu Himalajów Bhutańskich (Starkel i in. 2013). Spadek opadów, a nawet aridyzacja rysuje się już od około 5–4 ka BP. Okresowi temu w wyższych szerokościach odpowiada powolne ochładzanie (Starkel 1995c; por. ryc. 3.7).

Niedoceniane okresy przejściowe, także z racji dłuższego czasu trwania, odgrywały doniosłą rolę w przebudowie stoków i den dolinnych. Dla nadal wyraźnych w rzeźbie współczesnej gór form i osadów denudacji peryglacialnej funkcję przygotowawczą spełniały procesy ługowania zwietrzelin w okresach interglacialnych i ich degradacji w okresach przejściowych.

Uzbrojeni w wyniki badań osadów i form ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego, możemy próbować ocenić rolę, jaką odgrywa jeden cykl w przekształcaniu rzeźby, również w uprzątnięciu śladów pokryw stokowych i rzecznych pochodzących ze starszych cykli. Jedynie na szerokich spłaszczeniach teras u podnóża stoków uchowały się resztki takich starszych pokryw (Dziewański, Starkel 1967;

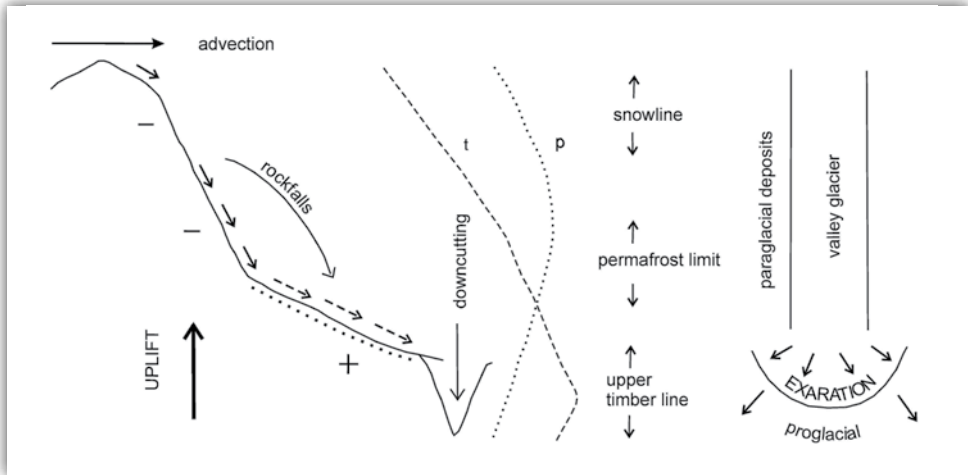


Rycina 3.8. Profil stoku i pokryw stokowych na kopalnej terasie w osi zapory w Solinie (Dziewański, Starkel 1967)

1 – cokół skalny, 2–6 pokrywy z glaciału środkowopolskiego: 2 – aluwia facji korytowej (seria a), 3 – aluwia przemieszane z rumoszem (seria b), 4 – pokrywy usypiskowe (seria c), 5 – aluwia facji powodziowej (seria d), 6 – pokrywy soliflukcyjne i proluwialne ze schyłku glaciału, zwietrzałe (seria e), 7–8 pokrywy z glaciału Wisły: 7 – pokrywy w przewadze soliflukcyjne z rumoszem (seria f, h), 8 – pokrywy w przewadze proluwialne (seria g, i)

Figure 3.8. Profile of slope covers on the fossil terrace in axis of dam in Solina (Dziewański, Starkel 1967)

1 – rock surface, 2–6 covers dating from Middle-Polish glaciation, 2 – alluvia of stream-bed facies (a serie), 3 – alluvia mixed with debris (b serie), 4 – talus covers (c serie), 5 – alluvia of flood facies (d serie), 6 – solifluction and proluvial covers dating from the decline of glaciation, weathered (e serie), 7–8 Vistulian-glaciation covers: 7 – covers predominantly solifluctional with debris (f, h series), 8 – covers predominantly proluvial (g, i series)



Rycina 3.9. Model współdziałania różnych czynników kształtujących rzeźbę stoków w piętrach klimatyczno-morfogenetycznych gór Eurazji (Starkel 2011a)

Model uwzględnia obok procesów charakterystycznych dla pięter, również rzeźbę odziedziczoną po okresie poprzednim większej ekspansji lodowców dolinnych, jak też ruchów podnoszących doliny o rzeźbie fluwialnej charakterystycznej dla niższych pięter w piętra wyższe (por. ryc. 3.10)

Figure 3.9. Model of coexistence of various factors, shaping relief of slopes in vertical morphoclimatic zones in Eurasian mountains (Starkel 2011a)

This model take into consideration (beside processes characteristic for vertical zones) also the relief features inherited after previous period of greater expansion of valley glaciers, as well the role of uplifting causing the transfer of fluvial relief (characteristic for lower elevations) to higher vertical zones (see fig. 3.10)

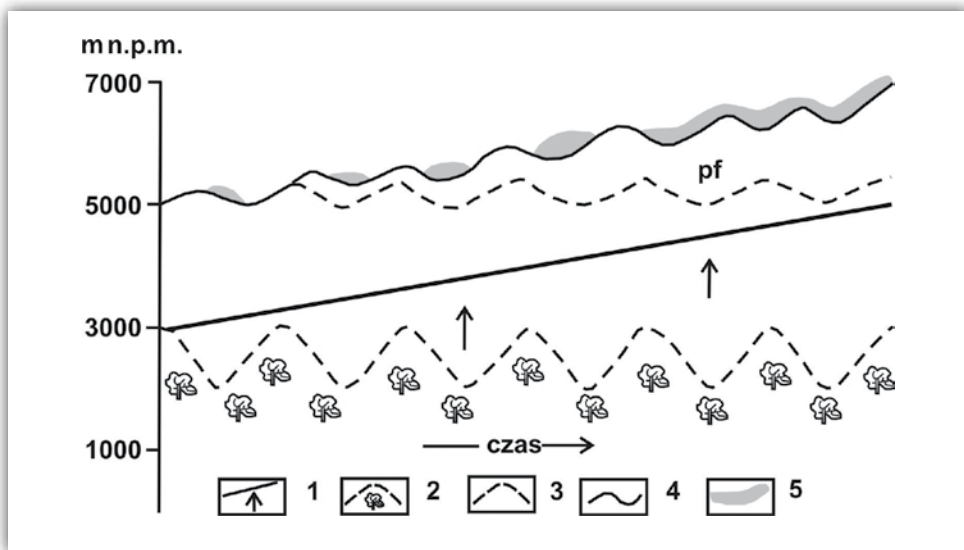
Gerlach i in. 1997), co równocześnie świadczy o rozmiarach degradacji w ostatnim glacialu. Pokrywa się to z szacunkowymi obliczeniami obniżania stoków o około 10 m w jednym okresie zimnym, w oparciu o kubaturę deluwiów i koluwiów złożonych u podnóży stoków zbudowanych z piaskowcowo-łupkowych serii fliszu (ryc. 3.8). Zatem szacunki plejstocenijskiego obniżenia garbów pogórzy karpaccich na mniej odpornych ogniach fliszu o około 50 m nie są chyba przesadzone (Starkel 1965). Nie dotyczy to oczywiście kompleksów odpornych.

W wyższych łańcuchach górskich Eurazji ponad współczesną górną granicą lasu rytm wahań ma inną wymowę. W dzisiejszym piętrze alpejskim-krioniwalnym doliny rzeczne były w glacialach modelowane przez spływające lodowce, które żłobiły cyrki i żłoby lodowcowe (ryc. 3.9). Okresy interglacialne były okresami łagodzenia stoków przez procesy grawitacyjne, szczególnie w zawieszonych nieodmłodzonych dolinach (Rapp 1960; Kotarba i in. 1987). Jedynie w pogłębianych dolinach o dużych spadkach erozja interglacialna odgrywała ważną rolę.

Funkcja rytmu glacialno-interglacialnego ulega ukierunkowanej zmianie w aktywnych tektonicznie górach Azji Centralnej, a także Kaukazu, w których

podnoszenie roczne sięga kilku milimetrów (por. Lilienberg 1962; Iwata 1987; Selby 1988; Valdiya 1998), a czwartorzędowe podniesienie przekraczało 1000–2000 m. Po kilku cyklach glacialno-interglacialnych doliny pięter leśnych znalazły się w całości w piętrze krioniwalnym, a doliny sięgające ponad górną granicą lasu w strefie formowania lodowców górskich (ryc. 3.10).

Odtąd egzaracyjna działalność lodowców odgrywa tam rolę wiodącą w przekształcaniu rzeźby dolin górskich, zainicjowanych niegdyś przez procesy fluwialne. W wysoko podniesionych w czwartorzędzie wyżynach Tybetu, dojrzała rzeźba piętra krioniwalnego znalazła się w okresach zimnych powyżej granicy wiecznego śniegu, co doprowadziło do spływania lodowców dolinnych i formowania rozległych lodowców piedmontowych, a nawet małych łądolodów (Zheng, Jiao 1991; Shi i in. 1992). Ich resztki znajdujące w śródgórskich kotlinach stały się podstawą powstania, nie znajdującej potwierdzenia w faktach, koncepcji dotyczącej jednego wielkiego łądolodu tybetańskiego (Kuhle 1988).



Rycina 3.10. Schemat czwartorzędowych zmian pięter morfoklimatycznych w Himalajach podczas cyklicznych zmian klimatu i równoczesnych ruchów podnoszących

1 – podniesienie do 2 km dokumentowane przez znaleziska paleontologiczne, 2 – wahania górnej granicy lasu, 3 – wahania dolnej granicy wieloletniej zmarzliny (pf), 4 – rosnące wyniesienie wysokogórskiej rzeźby, 5 – rosnące rozmiary lodowców

Figure 3.10. Scheme of Quaternary changes of morphoclimatic vertical zones in the Himalayas during cyclic climatic fluctuations and simultaneous tectonic uplift

1 – uplift up to two kilometers documented by paleontological findings, 2 – fluctuations of upper tree line of 1000 m order, 3 – fluctuations of lower limit of permafrost (pf), 4 – rising elevation of high mountain relief, 5 – growing extension of glaciers

3.2. Systemy terasowe a rytm klimatyczny czwartorzędu

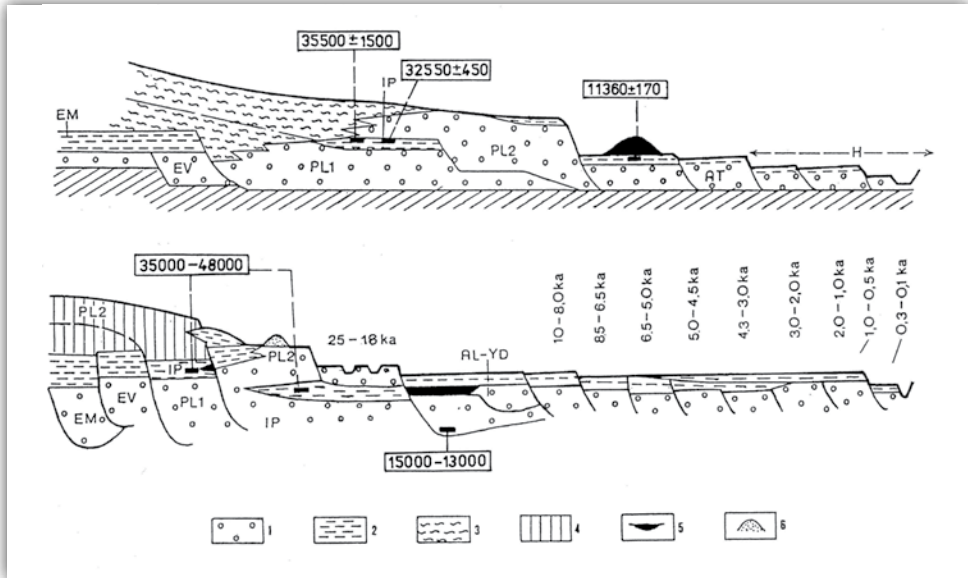
Model odzwierciedlania pięter glacialnych czwartorzędu w pokrywach akumulacyjnych, a pięter interglacialnych w rozcinaniu tych pokryw, powstał na przedpolu zlodowaconych Alp (Penck, Brückner 1909) i został rozszerzony na przedpole łądolodów skandynawskich (Soergel 1921). W miarę postępu badań był on modyfikowany. L. Trevisan (1949), a po nim A. Jahn (1956) stwierdzili, że serie aluwialne (także na przedpolach gór) mogą reprezentować zarówno piętra zimne, jak i ciepłe, a dzielące je fazy rozcinania odnieśli do okresów przejściowych, transformacji reżimu rzecznoego tak na pograniczu pięter zimnych i ciepłych, jak też u progu okresów zimnych. Wskaźnikiem tych zmian okazała się też zmiana koryt roztokowych na meandrowe u schyłku glacjału (Falkowski 1975; Kozarski, Rotnicki 1977). Podobnie występowanie rozcięć i włożeń w pokrywach aluwialnych ostatniego piętra zimnego, głównie w obszarach niżowych, wyjaśniano zmianą reżimu i dostawy między krótszymi stadiami i interstadiami (Starkel 1995a; Mol i in. 2000; Kasse i in. 2003; Vandenberghe 2003).

W dolnych biegach rzek płynących z gór ku północy (Wisły, Odry) etapowe rozcinanie powiązane z recesją łądolodu i obniżeniem bazy erozyjnej (Galon 1961; Starkel, Wiśniewski 1990). Tymczasem datowania w strefie bezpośredniego przedpoła pokazały, że początek rozcinania wyprzedza maksimum podparcia przez łądolód skandynawski (20–22 tys. lat BP) i należy go powiązać z wcześniejszą o 3–5 tys. lat zmianą klimatu z wilgotnego oceanicznego na kontynentalny (Rotnicki 1987; Starkel i in. 2007a), co zbiega się z początkiem fazy osadzania młodszego lessu (Maruszczak 1980).

Ostatnie piętro zimne vistulianu w brzeźnej strefie polskich Karpat i na ich przedpolu jest reprezentowane przez kilka włożeń aluwioów, które budują dwa, a nawet trzy poziomy terasowe (ryc. 3.11).

Najstarszy z nich w postaci stożków o wysokości 15–20 m (często zamaskowany lessem), jak dotąd wydatowany w czeskim dorzeczu Olzy na wczesny vistulian (por. rozdział 3.1), wskazuje na wczesną fazę wyprzątania i agradacji u brzegu gór. Drugi z nich, o najszerszym zasięgu, kryje w spągu osady z okresu wczesnego glacjału przykryte lokalnie dwudzielną serią pokryw stokowych (znane stanowisko brörupu z Wadowic – por. ryc. 3.5). Główny trzon tej terasy budują jednak aluwia starszego pleniglacjału i interpleniglacjału, na przedpolu gór okryte później lessem lub zwydmione (ryc. 3.12).

Niekiedy w obrębie tej terasy o wysokości 12–20 m spotykamy 2–3 włozenia, które sygnalizują znany z doliny Renu i z grenlandzkich rdzeni lodowych rytm częstych wahań okresu interpleniglacialnego (interstadiały hengelo i denekamp – Dansgaard, Oeschger 1988). Potem w czasie postępującej kontynentalizacji



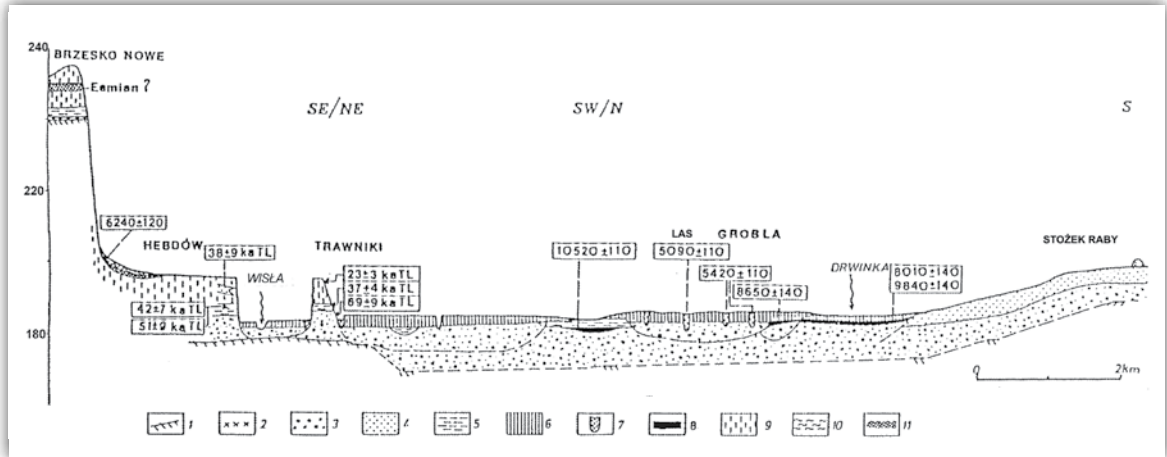
Rycina 3.11. Syntetyczne przekroje den dolin rzecznych w Karpatach (powyżej) i na przedpolu u wylotu z gór (poniżej) (Starkel 1995a)

1 - facja korytowa, 2 - facja pozakorytowa, 3 - osady stokowe (deluwialne i soliflukcyjne), 4 - less, 5 - torfy, 6 - piaski wydmowe. Wiek osadów (obok dat ^{14}C): EM - eemski interglacjał, EV - wczesny vistulian, PL1 - starszy pleniglacjał, IP - interpleniglacjał, PL2 - młodszy pleniglacjał, AL - alleröd, YD - młodszy drias, H - holocen, AT - okres atlantycki

Figure 3.11. Synthetic cross-sections of valley floors in the Carpathians (above) and in the foreland at the outlet from mountains (below) (after Starkel 1995a)

1 - channel facies, 2 - overbank facies, 3 - slope deposits (solifluction, deluvia), 4 - loess, 5 - peat, 6 - eolian sands. Age of deposits (beside of ^{14}C dates): EM - Eemian interglacial, EV - early Vistulian, PL1 - older Pleniglacial, IP - Interpleniglacial, PL2 - younger Pleniglacial, AL - Alleröd, YD - Younger Dryas, H - Holocene, AT - atlantic period

klimatu pokrywa ta zaczęła być równocześnie rozcinana i nadbudowywana lessem (por. ryc. 3.12, 3.13). W dolinie górnej Wisły ciągnie się ona niemal nieprzerwanie (Klimek 1987; Kalicki 1991; Niedziałkowska, Szczepanek 1994; Gębica 1995). W nią została włożona młodsza pokrywa (ryc. 3.13), której strop budują piaski datowane na 20–15 ka BP, składane przez rzeki roztokowe, z których wywiewany materiał budował lokalnie późnoglacialne wydmy (Starkel 1995a; Gębica 2004). Równina tej 10–12-metrowej terasy została dość gwałtownie rozcięta w dolinach Wiśluki i Wiśluka, o czym świadczy niekiedy brak osadów pylasto-ilastych facji pozakorytowej w stropie (ryc. 3.14). Bezpośrednio niższa o 2–3 m równina jest obramowana paleomeandrami o parametrach ponad dwukrotnie większych od holocenijskich, przeważnie czynnych już od bøllingu po młodszy drias (Szumański 1983; Klimek 1987; Starkel 1991a,b; Kalicki 1991; ryc. 3.14, por. ryc. 3.47, s. 205).



Rycina 3.12. Przekrój geologiczny doliny Wisły 30 km poniżej Krakowa (Starkel i in. 1991; Gębica 1995)

1 – iły miocenijskie, 2 – głazy eratyczne, 3 – żwiry, 4 – piaski, 5 – iły, 6 – gliny (facji pozakorytowej), 7 – wypełnienia starorzeczy, 8 – torfy, 9 – lessy, 10 – deluwia, 11 – gleba kopalna

Figure 3.12. Geological transect of Vistula river valley 30 km downstream of Cracow (after Starkel et al. 1991; Gębica 1995)

1 – Miocene clays, 2 – erratic boulders, 3 – gravels, 4 – sands, 5 – clays, 6 – loams (overbank facies), 7 – palaeochannel fill, 8 – peat, 9 – loess, 10 – deluvia, 11 – fossil soil

Rycina 3.13. Wahania poziomu koryt w dolinach karpackich i kotlinach podkarpackich w ostatnim glacie i holocenie (Starkel i in. 2007)

A – dolne biegi rzek w dolinach karpackich (wg Starkla 1994), B – dolina górnej Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej (wg Niedziałkowskiej i in. 1985; Niedziałkowskiej, Szczepanka 1994), C – schemat dolin w Kotlinie Sandomierskiej (Starkel 1994, 1995a; Starkel i in. 1996; Gębica 2004); szrafowanie pokazuje główne fazy erozyjne

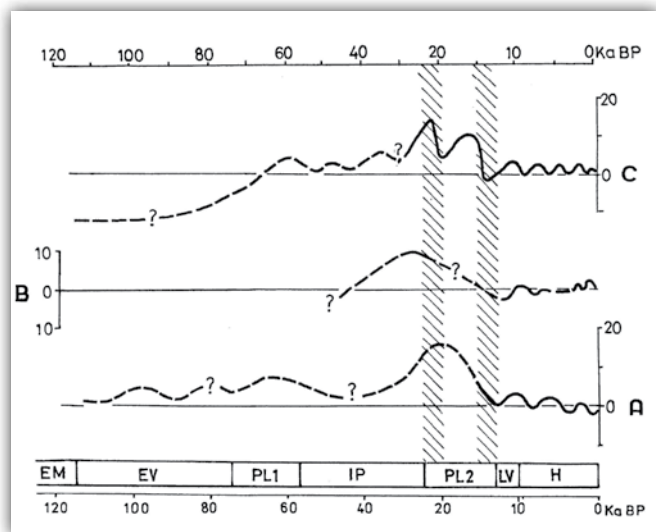
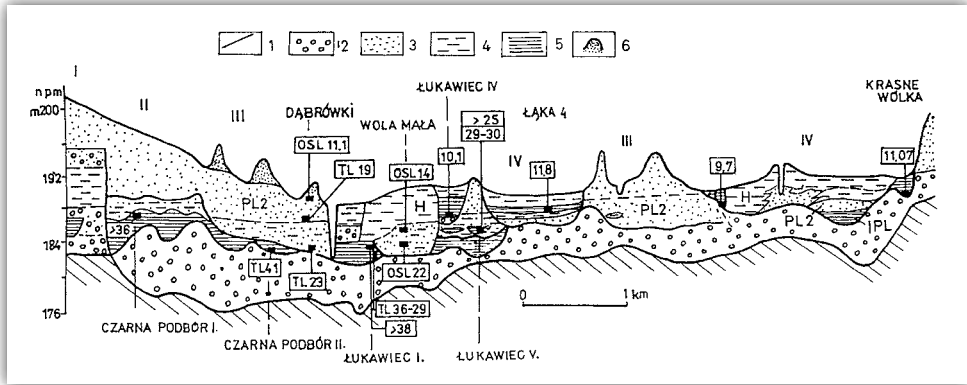


Figure 3.13. Channel level fluctuations in Carpathian valley and Subcarpathian Basins during last cold stage and Holocene (after Starkel et al. 2007)

A – lower course of Carpathian valleys (after Starkel 1994 and others), B – upper Vistula in the Oświęcim Basin (after Niedziałkowska et al. 1985; Niedziałkowska, Szczepanek 1994), C – scheme in Sandomierz Basin (Starkel 1994, 1995a; Starkel et al. 1996; Gębica 2004); the hachuring shows main phases of erosion



Rycina 3.14. Syntetyczny przekrój dna doliny Wisłoka poniżej wylotu z gór (Gębica 2004)

1 – iły miocenijskie, 2 – żwiry, 3 – piaski, 4 – gliny facji pozakorytovej, 5 – wypełnienia starorzeczy, 6 – piaski eoliczne; datowania w tysiącach lat ^{14}C , TL i OSL

Figure 3.14. Synthetic cross-section of Wisłok river valley downstream of outlet from the Carpathians (Gębica 2004)

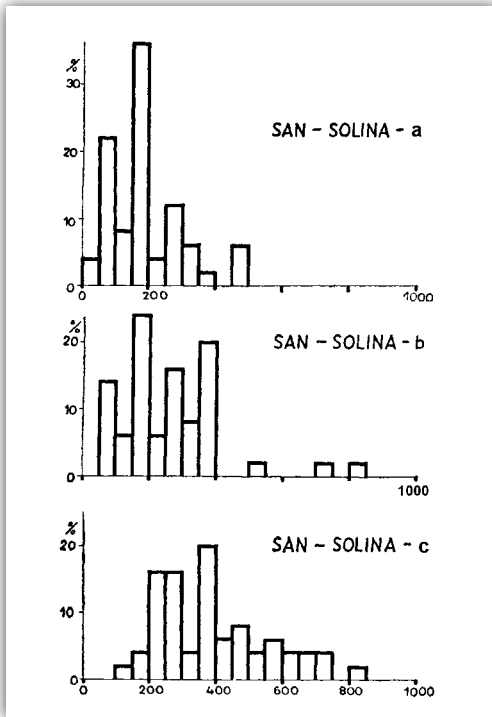
1 – Miocene clays, 2 – gravels, 3 – sands, 4 – loams of overbank facies, 5 – palaeochannel fills, 6 – eolian sands; datings in ka ^{14}C , TL and OSL

W głębi Karpat nie ma w dolinach tak wyraźnych kilku stopni terasowych z ostatniego glacjału. Przeciwnie, w miąższych do 10–15 m seriach aluwialnych, reprezentujących cały pleniglacjał obserwujemy niekiedy dwa ogniwa żwirów zazębiających się z osadami soliflukcyjnymi, co świadczy o występowaniu wezbrań roztopowych, a po nich o spływaniu pokryw soliflukcyjnych w czasie letniego topnienia zmarzliny (Klimaszewski 1948; Starkel 1960b; ryc. 2.40, s. 110). Pomiędzy ogniwami aluwii występują osady facji pozakorytovej z wkładkami torfów interpleniglacialnych (datowanych m.in. w Dobrej na 32,5 tys. lat BP) (Klimaszewski 1971b).

Częściej górne ogniwo aluwialne w górach budują znacznie słabiej obtoczone żwiry (ryc. 3.15) reprezentowane przez stożki dopływów lub zastępowane przez pokrywy soliflukcyjne (Starkel 1965). W brzeżnej części gór pojawiają się w stropie lessy, co świadczyłoby o rozpoczęciu pogłębiania koryt (Łanczont 1993).

W śródogórskiej, zapadliskowej Kotlinie Nowotarskiej glacialfluwalne stożki rzek tatrzańskich reprezentowane są przez dwa stopnie z ostatniego glacjału, co świadczy o dwóch fazach zlodowacenia w Tatrach (por. Baumgart-Kotarba 1983). Na pokrywie żwirów tatrzańskich ze starszego pleniglacjału leży interstadialny torf leśny, przykryty miąższymi pokrywami stożków lewych dopływów beskidzkich Dunajca i pokrywami soliflukcyjnymi złożonymi wyłącznie z materiału fliszowego (Birkenmajer, Środoń 1960).

Prawie cały plejstocen (poniżej poziomu 100-metrowego) reprezentuje w dolinach polskich Karpat 3–7 stopni terasowych wiązanych z piętrami zimnymi (glacialnymi) czwartorzędu (Klimaszewski 1948; Zuchiewicz 1984 i in.). Najczęściej



Rycina 3.15. Wskaźnik obtoczenia żwirów frakcji 4–6 cm terasy środkowoplejstocenijskiej Sanu w Solinie, wskazujące na stopniowy wzrost dostawy ze stoków (Starkel 1965)

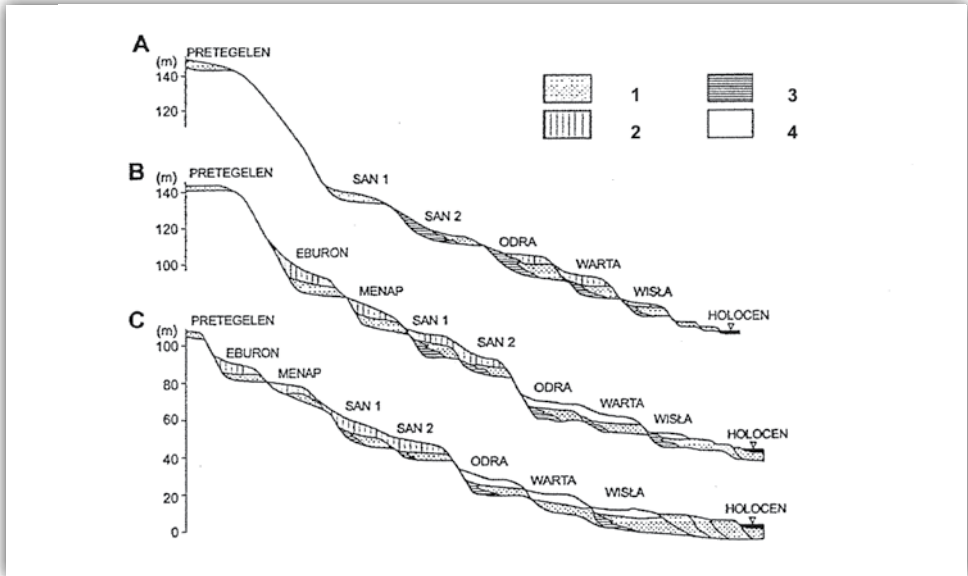
a – spąg aluwiów, b – część środkowa, c – strop
Figure 3.15. The roundness coefficient 4–6 cm fraction of gravels from mid-Pleistocene terrace of San river in Solina, indicating a gradual increase of delivery from slopes (Starkel 1965)

a – bottom part of profile, b – middle part, c – upper part

jest ich tylko trzy lub cztery, a zatem mniej niż pięter zimnych w młodszej części czwartorzędu. Wszystkie one poza najniższymi (w brzeżnej części gór) posiadają wyraźne cokoły skalne (Klimaszewski 1948; Dziewański, Starkel 1962; Zuchiewicz 1984, 2010). Najbardziej szczegółowa rejestracja tych teras, wydatowanych metodą TL w dolinie Dunajca przecinającego całe Karpaty fliszowe wykazała obecność wszystkich pięter zimnych reprezentujących ostatnie 600–700 tys. lat, aczkolwiek na poszczególnych odcinkach brak jest ich pełnego kompletu (por. Zuchiewicz 2010; ryc. 3.16). Odstępny między cokołami różnią się. W innych dolinach karpaczkich występują wyraźne luki.

Wglądu w złożoną budowę stopni terasowych dostarczyły odkrywki przy posadowieniu zapór wodnych w dolinie górnego Sanu w Myczkowcach i Solinie (Dziewański, Starkel 1962, 1967). Stwierdzono tam nie tylko nierówności cokołów skalnych teras do 10 m związane z ześlizgowymi meandrami i fosylizację stopni terasowych przez pokrywy stokowe, ale również erozyjne stopnie wskazujące na etapowe rozcinanie równin akumulacyjnych, mogące doprowadzić do błędnej rejestracji dużej ilości stopni terasowych (gdyby nie było większych odsłoneń), nawet znacznie większej niż liczba pięter glacialnych w młodszym czwartorzędzie.

Przyjrzyjmy się bliżej zespołowi teras występujących na północnej ostrodze wzgórza Grodzisko okolonej przez wielki podwójny meander Sanu poniżej Myczkowiec (ryc. 3.17).

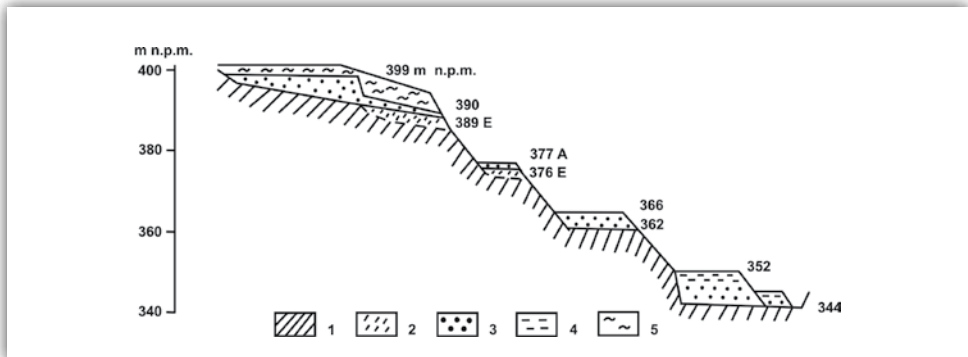


Rycina 3.16. Sekwencja teras czwartorzędowych w kilku odcinkach górskiej części doliny Dunajca (wg Zuchewicza 1998)

1 – aluwia, 2 – osady stokowe (deluwialne), 3 – osady soliflukcyjne, 4 – less

Figure 3.16. Sequence of Quaternary terraces in several sections of the mountain part of Dunajec river valley (after Zuchewicz 1998)

1 – alluvia, 2 – slope (deluvial) deposits, 3 – solifluction deposits, 4 – loess

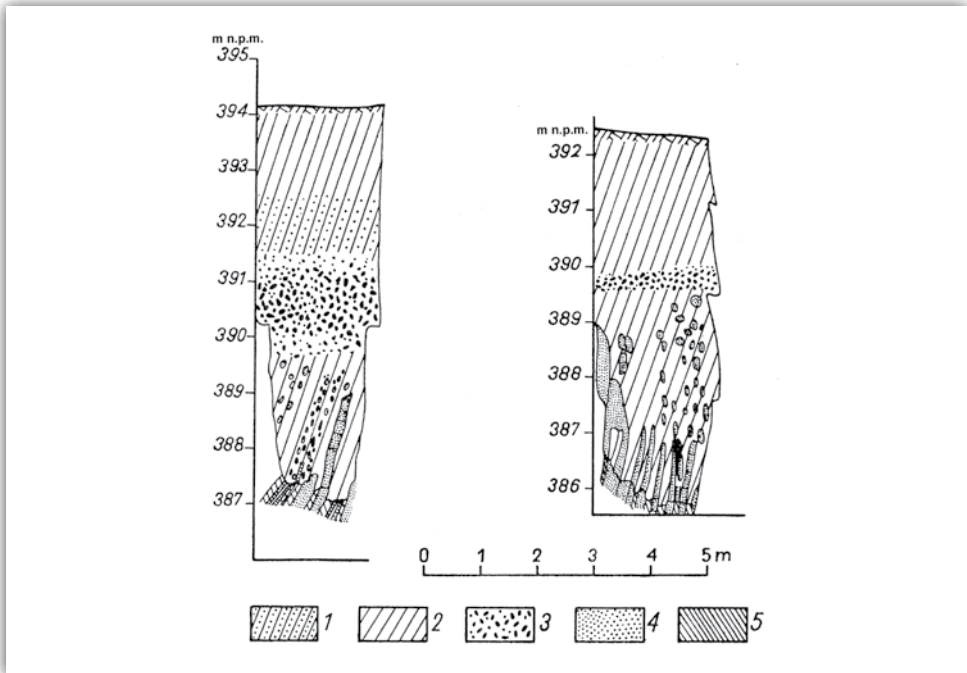


Rycina 3.17. Sekwencja stopni terasowych na skłonie góry Grodzisko w dolinie Sanu; najwyższy poziom dwuczłonowy z nachyloną skalną powierzchnią erozyjną

1 – cokół skalny (terasa erozyjna), 2 – zwięzłały cokół skalny, 3 – aluwia facji korytovej, 4 – aluwia facji pozakorytovej, 5 – osady soliflukcyjne i deluwialne; E – poziom erozyjny, A – strop aluwiów

Figure 3.17. Sequence of terrace steps on the slope of Grodzisko hill in the San valley; the highest terrace with two steps and inclined rocky erosional plain

1 – substratum (strath terrace), 2 – weathered rock, 3 – alluvia of channel facies, 4 – alluvia of overbank facies, 5 – solifluction and deluvial deposits; E – strath terrace, A – alluvial plain



Rycina 3.18. Podłoże fliszowe, zwietrzałe w interglacjale pod żwirami terasy wysokiej Sanu (wg Dziewańskiego, Starkla 1962)

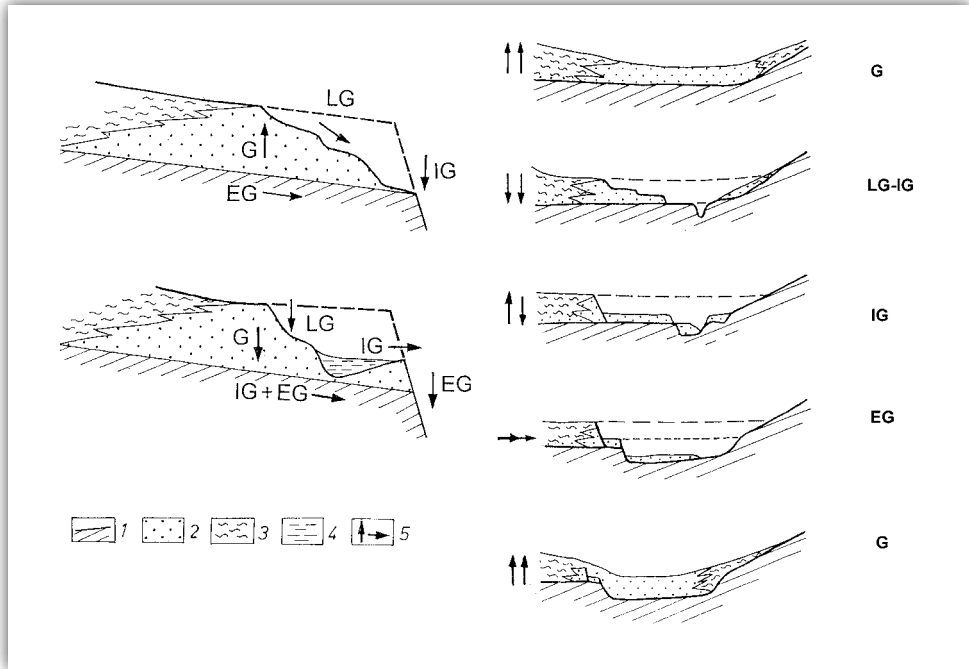
1 – piaszczyste gliny stokowe i zwietrzelinowe, 2 – gliny pylaste stokowe i zwietrzelinowe, 3 – żwiry rzeczne, 4 – ławice piaskowcowe (także ich fragmenty w zwietrzelinie), 5 – ławice iłupków

Figure 3.18. The flysch substratum weathered in interglacial below gravels of high terrace of San river (after Dziewański, Starkel 1962)

1 – sandy loams (slope and regolith), 2 – silty loams (slope and regolith) 3 – fluvial gravels, 4 – sandstone beds (also their fragments in regolith), 5 – claystone beds

Wyższa część ostrogi ma charakter szerokiej opadającej grzędy pokrytej gliniastymi pokrywami stokowymi, otulającymi dwa stopnie wysokiej terasy: górny akumulacyjny o wysokości 399 m n.p.m. wiązany z podparciem przez lądolód skandynawski gładzi Sanu 2 i wycięty w nim stopień (wys. 391 m n.p.m.) z cienką warstwą żwirów spoczywających na opadającym ku północy cokole skalnym (397–389 m n.p.m., a 53–45 m nad poziomem rzeki). Wyższą równinę akumulacyjną okrywa 6–12 m gliniastych pokryw stokowych z dwoma horyzontami zwietrzałego rumożu, wskazującymi na dwa okresy zimne (rangi gładziów?). Na niższej erozyjnej półce miąższość nie sięga 4 m i tu cokół skalny pod żwirami jest zwietrzały do głębokości 3–5 m (ryc. 3.18).

Świadczy to, że powierzchnia tej terasy była wystawiona na wietrzenie w okresie interglacjalnym poprzedzającym osadzenie stropowych glin. Gliny te zawierają zwietrzałe okruchy piaskowca i leżą na wąskiej grzędzie. Zostały one złożone co najmniej przed ostatnim gładziem, gdy grzęda była szersza (nie podcięta jeszcze



Rycina 3.19. Model tworzenia teras plejstoceńskich w dolinie Sanu (Starkel 2003a); na prawo – sekwencja zmian w czasie jednego cyklu klimatycznego; na lewo, powyżej – stara koncepcja (Dziewański, Starkel 1962; Starkel 1965), poniżej – koncepcja rozcięcia jednej terasy w czasie dwóch cykli klimatycznych (Gerlach i in. 1997)

1 – podłoże skalne, 2 – aluwia, 3 – utwory soliflukcyjne i deluwialne, 4 – wypełnienia paleokoryta w interglacjale, 5 – kierunki erozji lub agradacji; G – pleniglacja, LG – późny glacjał, IG – interglacjał, EG – wczesny glacjał

Figure 3.19. Model of formation of Pleistocene terraces in the San Valley (Starkel 2003a); on the right – sequence of changes during one climatic cycle; on the left above – old concept (Dziewański, Starkel 1962; Starkel 1965), below – concept of dissection of one terrace during two climatic cycles (Gerlach et al. 1997)

1 – substratum, 2 – alluvia, 3 – solifluction and deluvial deposits, 4 – paleochannel fills during interglacial, 5 – direction of erosion or aggradation; G – pleniglacial, LG – late glacial, IG – interglacial, EG – early glacial

z obu stron przez meandrujący San) i materiał mógł być przemieszczany grawitacyjnie z południa, ze stoku o 100 m wyższego wzgórza Grodzisko.

Poniżej tej wysokiej terasy na przedłużeniu grzędy występuje kolejna wąska półka erozyjna ze żwirami (prawdopodobnie odpowiada glacjałowi san 2) o wysokości 377 m n.p.m., nie mająca wyraźnego odpowiednika na dłuższym odcinku doliny, a niżej szeroka terasa akumulacyjna reprezentująca prawdopodobnie zlodowacenie odry lub warty z cokołem o wysokości 362 m n.p.m. (18 m nad poziomem Sanu). Dno doliny zajmują dwie równiny akumulacyjne wznoszące się 9 m i 4–2 m nad poziomem Sanu, reprezentujące ostatni cykl glacialno-interglacialny.

Okolo 15 km w górę biegu, na lewym zbocz doliny Solinki (dopływu Sanu) występuje również stanowisko terasy wysokiej. W wyciętej w żwirach rynnie (pod pokrywami stokowymi) zachowały się torfy reprezentujące drugą połowę okresu interglacjalnego, zbadane palinologiczne przez K. Szczepanka (Gerlach i in. 1997) o spektrum zbliżonym do interglacjału eemskiego. Jest to jednak rynna wycięta w aluwiałach jeszcze przed rozcięciem cokołu terasy 40–50-metrowej. Płyńcie stąd wniosek, że rozcięcie miąższej 15–20-metrowej serii aluwiałów (w dolinie Sanu podpartej poniżej przez skandynawski łądolód zlodowacenia sanu 2) dotarło w pełni pierwszego interglacjału po recesji łądolodu jedynie do cokołu, który zaczął być rozcinany znacznie później. A zatem stopień ze starorzeczem pochodzi z okresu interglacjalnego, zaś duża różnica wysokości cokołów pomiędzy terasą związaną ze zlodowaceniem sanu 2 a niższą jest efektem dwóch cykli glacialno-interglacialnych. Jeżeli nawet w pierwszym interglacjale doszło lokalnie do wcięcia w cokół skalny terasy wysokiej to musiało być ono nie tylko płytkie, ale i wąskie (por. ryc. 3.19), na co wskazywałyby analogiczne holocenijskie rozcięcia ograniczone do szerokości koryta.

Analizując skalę erozji i akumulacji, musimy pamiętać równocześnie o długości czasu trwania poszczególnych okresów i o zdolności transportowej rzeki. W 1965 r. (Starkel 1965) oceniłem szacunkowo kubaturę aluwiałów, które mogły być złożone na stopniach terasowych Sanu (na odcinkach długości 1 km). Na cokole terasy 40–50 m związanej ze zlodowaceniem sanu 2 (około 0,5 mln lat BP) było złożone do 8,5 mln m³ aluwiałów, na cokole terasy 15–20 m do 4,5 mln m³, a na terasie z ostatniego piętra zimnego jedynie 1,5 mln m³. Natomiast wyprzątnięcie po zlodowaceniu sanu 2, obejmując głębokie rozcięcie cokołu, sięgało 20 mln m³, zaś po rozcięciu średniej terasy 15–20-metrowej (pochodzącej zapewne z przedostatniego zlodowacenia warty?) zostało wyprzątnięte około 11 mln m³. Zdolności transportowe rzeki w czasie jednego cyklu interglacialno-glacialnego (trwającego około 100 tys. lat) należałoby szacować na 10 mln m³, zatem nie mogły być tak wielkie, by doprowadzić do pogłębienia doliny o 30–35 m. Trzeba by przyjąć, że po zlodowaceniu sanu 2 w pierwszym cyklu interglacialno-glacialnym nastąpiło tylko uprzątnięcie pokrywy aluwiałowej, a dopiero w drugim i trzecim doszło do wycięcia szerokiej i coraz głębszej rynny w cokole skalnym. Zatem, aby doprowadzić do stanu relaksacji (wyrównania) profilu podłużnego rzeki w obszarze podnoszonym potrzebny był okres dłuższy niż jeden cykl glacialno-interglacialny. Na fakt opóźnionej relaksacji w stosunku do czasu trwania cyklu klimatycznego zwraca uwagę M. Thomas (2003) w kontekście zacierania skutków zdarzeń ekstremalnych.

Ewolucja niezlodowaczonej doliny górskiej, pogłębianej w cyklu glacialno-interglacialnym może być opisana przez model (Starkel 1987a, 2003a; ryc. 3.19) bazujący głównie na badaniach w dolinie Sanu (Dziewański, Starkel 1962).

W okresie pleniglacjału o klimacie peryglacialnym postępowała agradacja związana z dostawą ze stoków i zapisana w zazębieniu pokryw rzecznych

i stokowych (koluwalnych i deluwialnych). U schyłku piętra zimnego, wraz z malejącą dostawą hamowaną przez wkraczającą roślinność, pokrywa aluwialna była rozcinana przez rzekę roztokową, która nawet docinała się do cokołu skalnego. W pełni interglacjału trwało wycinanie wąskiej rynny w litej skale. Jedynie w odcinkach górskich o korytach roztokowych (np. u zbiegu rzek i wylotów dopływów) istotną rolę mogła odgrywać także erozja boczna prowadząca do wycinania podłogi erozyjnej. Natomiast poszerzenie podłogi skalnej przyszłego cokołu niższej terasy nastąpiło na przejściu do kolejnego glacjału, wraz ze wzrostem transportu rumowiska przez rzekę roztokową. W następnym glacialu trwała depozycja utworów rzecznych i stokowych na tej niższej podłodze skalnej.

3.3. Zagadnienie synchroniczności ruchów tektonicznych i zmian klimatu

Od dawna badacze dolin młodych gór z występującymi stopniami terasowymi z cokołami skalnymi dyskutują na temat zagadnienia synchroniczności ruchów i zmian klimatycznych. Początkowo, znajdując związek akumulacji lodowcowej i glacialfluwialnej z glacjałami, przyjmowano, że ruchy podnoszące prowadzące do pogłębiania den dolin górskich miały miejsce głównie w interglacjałach (Klimaszewski 1948; Winkler von Hermaden 1955; Gofsztejn 1964). Inna koncepcja zakładała, że ruch trwał w ciągu całego czwartorzędu, a pogłębianie dolin było jedynie opóźniane przez akumulację w okresach zimnych (Girbacea 1956; Dziewański, Starkel 1962). Malejące odstępstwa wysokości między cokołami skalnymi, a wreszcie ich brak w najmłodszych terasach z ostatniego glacjału i holocenu, stwierdzany zwłaszcza w odcinkach pogórskich wielu dolin karpackich, wskazywałyby na wygaśnięcie tych ruchów (Dziewański, Starkel 1962; Gofsztejn 1964).

Zagadnienie typu i tempa ruchów w młodych górach jest bardzo złożone. W górach orogenezy alpejskiej ruchy podnoszące przesuwiają się od partii centralnych (starszych) ku brzeżnym. Coraz młodsze osady przedpola są fałdowane, podnoszone i nasuwane, a postępująca erozja wgłębna rzek obejmuje coraz młodsze strefy (ryc. 1.11, 1.12, 1.13). W efekcie najgłębiej rozcięte są środkowe odcinki dolin rozcinających łańcuchy górskie (Kostienko 1962; Starkel 1999a). Natomiast górne biegi dolin pozostają często nieodmłodzone (por. ryc. 1.23).

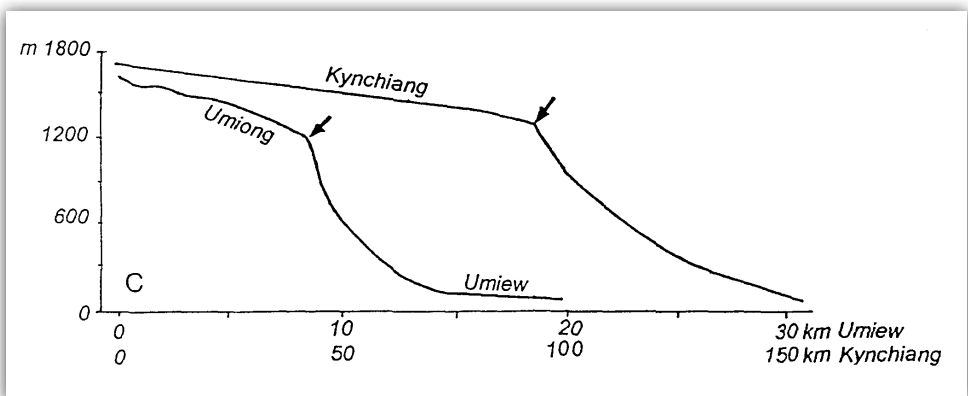
Odmienna sytuacja występuje w podnoszonych górach zrębowych, w których erozja postępuje od brzeżnego uskoku i na drodze erozji wstecznej odbywa się pogłębianie dolin (fot. 3.1).

Przykładem może być asymetryczny zrąb wyżyny Meghalaja, na którym odporne piaskowce hamujące erozję powodują zawieszenie dolin z progami wodospadowymi sięgającymi 300–400 m (Starkel 1969c; ryc. 3.20). Podniesienie obrzeża



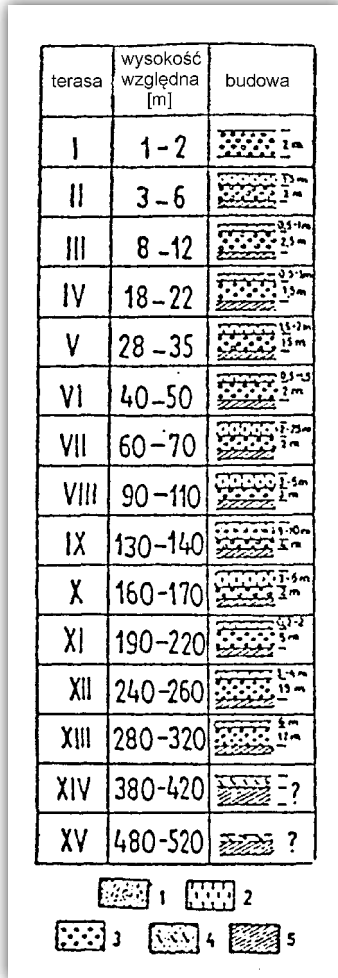
Fotografia 3.1. Późnodojrzały krajobraz południowego skłonu wyżyny Meghalaja dotąd nieodmłodzony kanionami; nad szerokimi dolinami wznoszą się twarżielcowe grzbiety i stoliwa

Photo 3.1. Late mature landscape of southern side of Meghalaya Plateau till now not rejuvenated; above extensive valley floors are rising structure controlled ridges and table hills



Rycina 3.20 Podłużne profile dwóch dolin rzecznych rozcinających południowy stromy stok wyżyny Meghalaja z zawieszonymi górnymi biegami (Starkel 1989b)

Figure 3.20. Longitudinal profiles of two river valleys dissecting southern steep slope of the Meghalaya Plateau with hanging upper course (Starkel 1989b)



Rycina 3.21. System teras czwarterzędowych w dolinach rzek Cîlnău i Șușita w Subkarpatach Rumuńskich (Grumazescu 1961)

1 - piaski, 2 - gliny piaszczyste, 3 - żwiry, 4 - zwietrzałe podłoże, 5 - starsze podłoże

Figure 3.21. Complex of Quaternary terraces in the Cîlnău and Șușita rivers valleys in Romanian Subcarpathians (Grumazescu 1961)

1 - sands, 2 - sandy loams, 3 - gravels, 4 - weathered substratum, 5 - older substratum

zapadliskowej kotliny Skopja w Macedonii spowodowało rozcięcie krawędzi gór do 350 m (Lilienberg 1965).

Etapy wydzwignięcia rejestrowane są w tej submedyterańskiej strefie stopniami erozyjnymi. D. Kaniev (1967) na obrzeżu Kotliny Sofijskiej wyróżnił w czwarterzędzie cztery fazy podnoszenia. Dość podobnie zachowuje się brzeg wschodnich Himalajów u czoła nasunięcia, wzdłuż którego występują fragmenty wysokich na 300–500 m poziomów erozyjnych i kanionowe odcinki dolin (Nakata 1972; Basu, Sarkar 1990).

Skala czwarterzędowego podniesienia Karpat jest różnorodna. Bardzo wysokie blisko 1000-metrowe wartości, spotykamy w Subkarpatach Rumuńskich. 10–15 stopni terasowych reprezentuje tam etapy pogłębiania sięgające ponad 500 m, wywołane zróżnicowanymi w czasie ruchami (Grumazescu 1961; ryc. 3.21).

W polskich Karpatach fliszowych skala podniesienia waha się między 80 a 200 m, osiągając zapewne najwyższe wartości w dzwiganym wale Beskidu Sądeckiego (Starkel 1976b; Zuchiewicz 1984, 2010). W osi Beskidów, gdzie skala podniesienia czwarterzędowego obliczana jest na 150 m, w różnych piętrach plejstocenu podnoszenie wahało się od 0,1–0,4 mm/rok. Równocześnie w kotlinach śródgórskich wginanie obliczane było na 0,05–0,12 mm (Zuchiewicz 1998, 2009; Wójcik 2003).

Podobne wielkości rejestrowane są w Masywie Czeskim (Tyraček 2001). W strefie śródziemnomorskiej ruchy bloków tektonicznych były okresowo szybkie, o czym świadczyłoby m.in. pogłębienie doliny Guadalope w południowej Hiszpanii o kilkadziesiąt metrów tylko w czasie jednego piętra zimnego (Macklin, Passmore 1995).

Znacznie większa jest skala podnoszenia w systemie Alpidów dalej ku wschodowi, rozpoczynając od łańcucha Kaukazu, którego części zostały podniesione w granicach 1000 m, a tempo

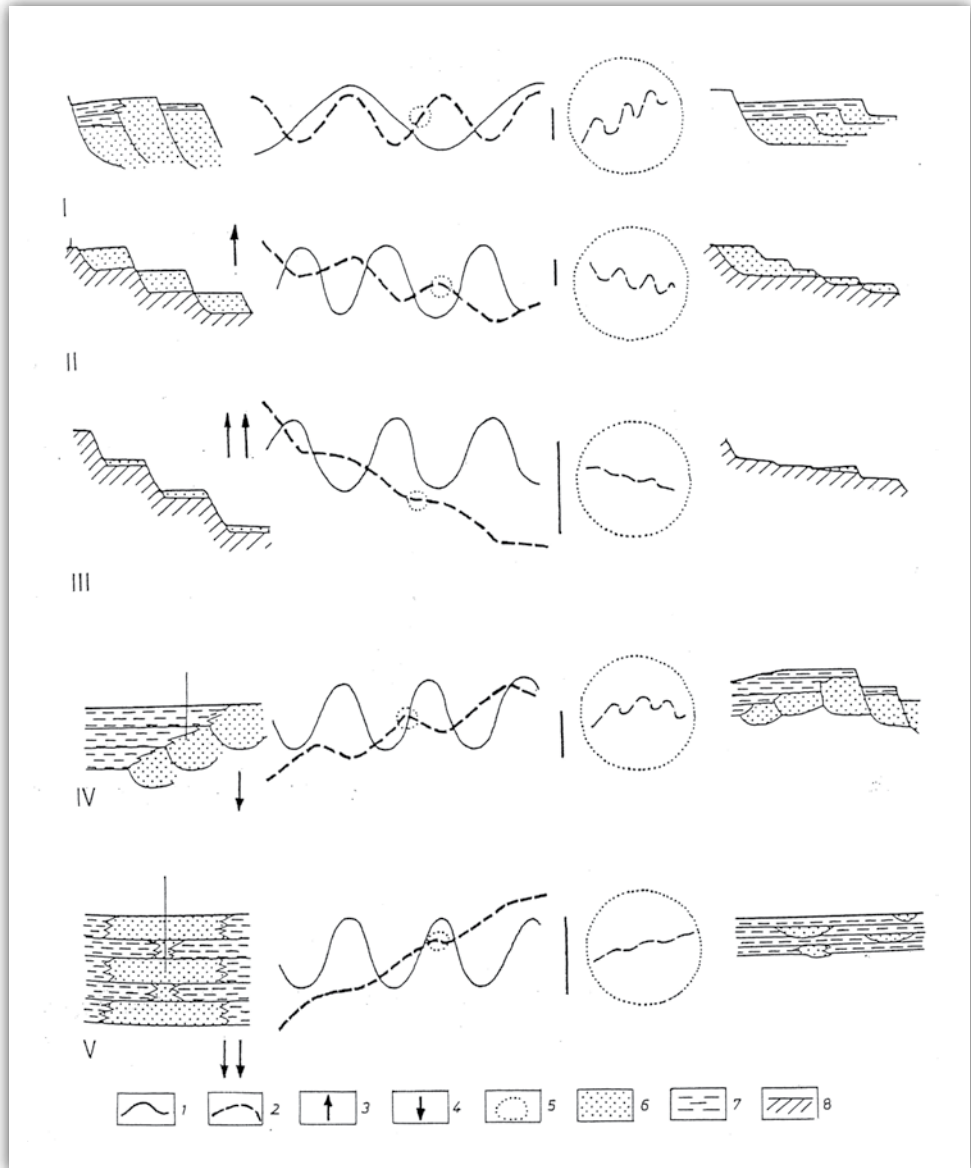


Fotografia 3.2. Roztokowe koryto górnego Jangcy, płynącego w rozległej śródgórskiej kotlinie na wysokości około 4500 m n.p.m.

Photo 3.2. Braided channel of upper Yang-Tse flowing across extensive intramontane basin at elevation about 4500 m a.s.l.

współczesnego dźwigania sięga lokalnie 10 mm/rok (Muratov, Lilienberg 1967). W Himalajach skala podniesienia czwartorzędowego jest rzędu 2000 m, co potwierdzono przy pomocy metod biostratygraficznych i radioizotopowych. Osady górnego pliocenu znajdujące na wysokości powyżej 5000 m n.p.m. zawierają florę i faunę pięter leśnych, występującą dziś poniżej 3000 m n.p.m. (Yoshikawa 1985; Iwata 1987). Na skalę ruchu wskazuje też zawieszenie na wysokościach 3000–5000 m n.p.m. górnych biegów dolin dachu świata – Tybetu, spadających kanionami Brahmaputry, Mekongu, Jangcy i innych do kotlin przedgórskich (Brookfield 1998; por. ryc. 1.23, fot. 3.2).

W świetle analizy odstępów między cokołami stopni terasowych zidentyfikowano w górach orogenezy alpejskiej, jak i w podniesionych zrębach starszych górotworów kilka faz czwartorzędowych, które bywają synchroniczne z fazami akumulacji (i subsydencji) w kotlinach śródgórskich i rowach przedgórskich. Poza wczesnoczwartorzędową fazą wołoską J. Tyraček (2001) wydzieliła na terenie środkowej Europy środkowopolejskoceńską fazę 1,0–0,5 mln lat BP. E. Wenzens i G. Wenzens (1995) wydzieliли w Górach Betyckich trzy wyraźne fazy około 2,0 i 0,4 mln lat BP. Na terenie Karpat fliszowych W. Zuchiewicz (1984, 1998, 2009), datując



Rycina 3.22. Odzwierciedlenie współdziałania czynników klimatycznych i tektonicznych w środowisku fluwialnym (Starkel 1987a)

Odbycie czwartorzędowych cykli klimatycznych: I - w tektonicznie stabilnych obszarach, II - w warunkach słabego podnoszenia, III - intensywnego podnoszenia, IV - słabej subsydencji, V - intensywnej subsydencji; lewa kolumna pokazuje typową sekwencję budowy teras, środkowa - przebieg cykli klimatycznych (termicznych) - linia ciągła, zmiany faz erozji - linia przerywana skierowana na dół, i akumulacji - linia do góry; po prawej w kole powiększone fragmenty krzywej ukazujące drugorzędne wahania rytmiczne i ich odzwierciedlenie w sekwencji aluwów; 1 - krzywa temperatury, 2 - krzywa erozji i agradacji, 3 - podnoszenie, 4 - obniżanie, 5 - fragment krzywej - obok powiększony, 6 - aluwia facji korytovej, 7 - aluwia facji pozakorytovej, 8 - podłoże skalne

pokrywy terasowe metodą TL, wyróżnił fazę datowaną między 800 a 472 ka BP, charakteryzującą się pogłębianiem koryt ze średnią prędkością 0,15–0,21 mm/rok.

Dowodem czwartorzędowych przemieszczeń i uskoków są zaburzenia wysokości teras w profilach podłużnych dolin, np. w dolinie Popradu na granicy Kotliny Sądeckiej (Zuchiewicz 2011), a także teras i poziomu przydolinowego w dolinach Wisłoki, Jasiołki i Wisłoka na granicy z Dołami Jasielsko-Sanockimi (Starkel 1976b; Kuśmierk, Magiera 1993; Wójcik 2003).

Analiza relacji aluwialnych pokryw terasowych i przykrywających je osadów stokowych w dolinach karpackich do wysokości cokołów skalnych pozwoliła na zbudowanie modelu cyklicznej gólcjalno-interglacjalnej sedymentacji i erozji w zależności od tempa ruchów podnoszących w górach i obniżających na przedpolu (Starkel 1987a; ryc. 3.22). Do modelu tego zbliżony jest model pogłębiania dolin w czasie czwartorzędowych zmian klimatycznych zaprezentowany przez D. Bridgeland i R. Westaway (2008).

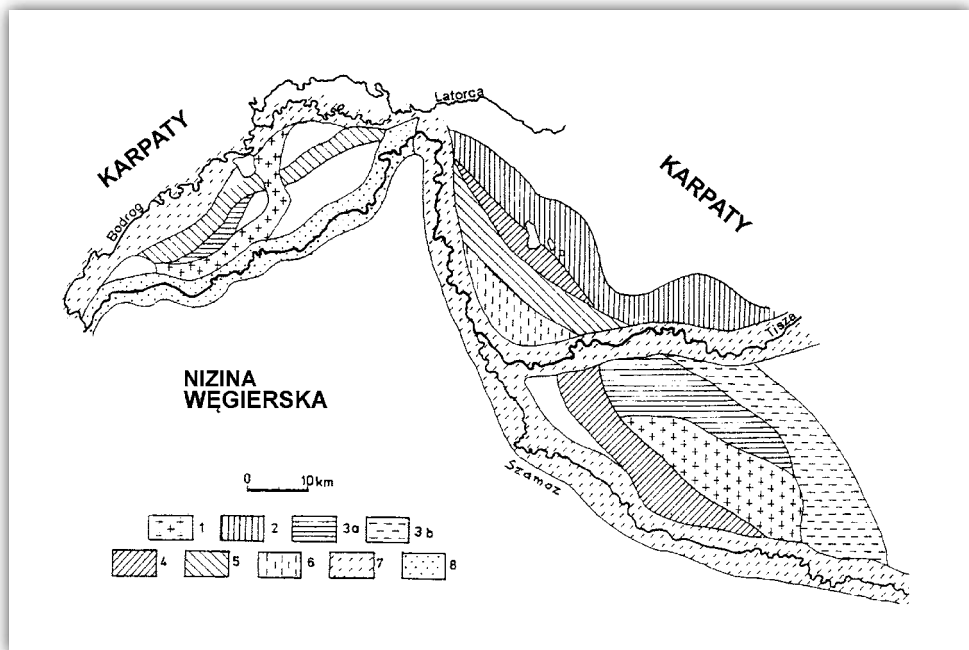
Wyróżniłem 5 typów sekwencji:

1. Na względnie stabilnych tektonicznie obszarach piętra zimne i ciepłe reprezentowane są przez równoległe włożenia, oddzielone przez fazy rozcięć. Drugorzędne wahania klimatyczne rangi stadiałów i interstadiałów w okresach zimnych (i faz o różnej częstotliwości wezbrań w okresach interglacjalnych) odbijają się w drugorzędnych włożeniach (niekiedy w różnych stopniach terasowych) najlepiej rozpoznanych w osadach ostatniego glaciału i holocenu u brzegu Karpat i Alp (Troll 1957; Starkel 1966, 1991a, 2003a).
2. W dolinach obszarów o słabych tendencjach podnoszących (poniżej 100 m w czasie całego czwartorzędu) rozcinanie i poszerzanie cokołów skalnych postępuje w okresach interglacjalów i we wczesnych fazach glaciałów, natomiast w okresach pleniglacjalnych trwa akumulacja osadów facji korytowej, często zazębiających się z utworami stokowymi (peryglacjalnymi). Pokrywy te rozcinane są u schyłku glaciałów. Drugorzędne wahania

Figure 3.22. Climatic and tectonic factors coincide in the fluvial response (Starkel 1987a)

I - climatic cycles in tectonically stable areas; II - in conditions of slight tectonic uplift; III - in conditions of intense tectonic uplift; IV - in conditions of slight tectonic subsidence; V - in conditions of intense tectonic subsidence; the middle column shows the overlapping of climate cycles (down = cold, up = warm) and variations between erosion (down) and aggradation (up); on the left are typical sequences of terrace bodies; on the right are the enlarged fragments of curve with the second-order rhythmic variations and their reflection in alluvial sequences; 1 - curve of temperature (fine line), 2 - curve of sediments yield (heavy broken line), down - erosion, up - aggradation, 3 - uplift tendency (arrow up), 4 - subsidence (arrow down), 5 - enlarged fragment of curve (circle to the right), 6 - channel deposits (dots), 7 - overbank deposits (dashed), 8 - bedrock (diagonals)

- klimatyczne mogą zaznaczyć się osadami facji pozakorytowej i stopniami erozyjnymi drugiego rzędu (por. rozdział 3.2).
3. W obszarach intensywnie dźwiganych na ogół wąskie doliny bywają pogłębiane w skale w tempie nawet dziesiątek metrów przy udziale spływów guzowych w ciągu jednego cyklu glacialno-interglacialnego. Szczególnie wyraźnie zaznacza się to w brzeżnych partiach wysokich gór. Etapy pogłębiania znaczone są stopniami erozyjnymi z cienkimi pokrywami aluwii. Natomiast drugorzędne okresy klimatyczne trwające przez kilka do kilkunastu tysięcy lat bywają wyrażone małymi stopniami erozyjnymi w obrębie cokołów, zarejestrowanymi m.in. na zboczach dolin Gór Betyckich (Macklin i Passmore 1995).
 4. W obszarach na obrzeżu gór o słabej subsydencji dominuje agradacja, kontrolowana przez zmiany w reżimie klimatycznym i hydrologicznym. Zjawiskiem częstym są przerzuty koryt, szczególnie w obrębie wielkich

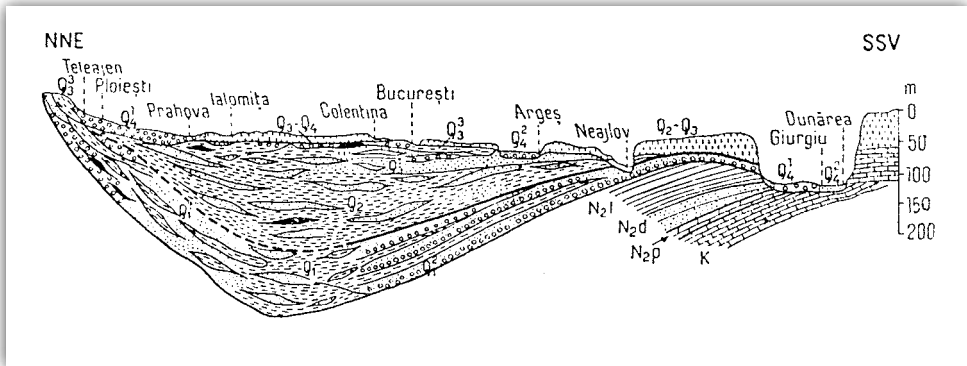


Rycina 3.23. Zmiany szlaków rzeki Cisy w północno-wschodniej części Niziny Węgierskiej w ostatnim pleniglacjale i holocenie (wg Borsy'ego 1995)

Wiek stref korytowych: 1 - górny pleniglacjał, 2 - starsze od okresu borealnego, 3a - późny glacjał, 3b - preborealny, 4 - borealny, 5 - borealny + atlantycki, 6 - atlantycki, 7 - atlantycki + subborealny, 8 - subatlantycki

Figure 3.23. Chaging routes of the Tisza river in NE part of the Hungarian Plain during last Pleniglacial and Holocene (after Borsy 1995)

Age of channel belts: 1 - upper Pleniglacial, 2 - older than Boreal period, 3a - Lateglacial, 3b - Preboreal, 4 - Boreal, 5 - Boreal + Atlantic, 6 - Atlantic, 7 - Atlantic + Subboreal, 8 - Subatlantic



Rycina 3.24. Schematyczny przekrój geologiczny przez karpacki rów przedgórski na linii Ploeshti–Bukareszt (wg Liteanu i Ghenea 1966)

Wiek osadów: K – kreda, N – neogen, Q_1 - Q_3 – plejstocen, Q_4 – holocen

Figure 3.24. Schematic geological profile across Carpatian foredeep on line Ploiești–București (after Liteanu and Ghenea 1966)

Age of sediments: K – Cretaceous, N – Neogene, Q_1 - Q_3 – Pleistocene, Q_4 – Holocene

stożków napływowych, znane ze wschodniej części Niziny Węgierskiej (Borsy 1995; ryc. 3.23).

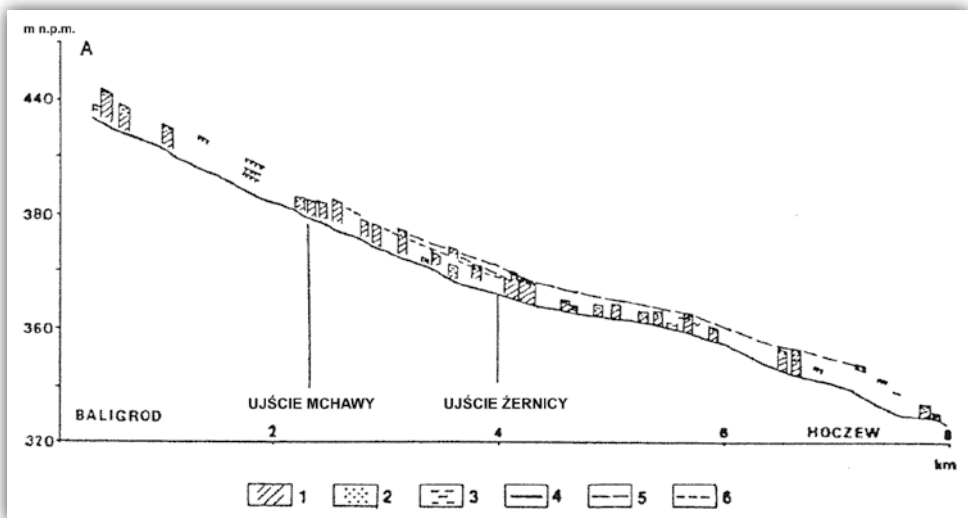
5. Baseny śródgórskie i rowy przedgórskie o długotrwałej subsydencji cechuje akumulacja i nakładanie się młodszych aluwii, często z przerzutami koryt w obrębie potężnych stożków (por. ryc. 4.36, s. 282). Przykładów dostarczają przedpola Himalajów (Singh 1992), obniżenia Karpat z wielkimi basenami pannońskim i wołoskim (Liteanu, Ghenea 1966) oraz Alp z Niziną Padańską (Castiglioni i in. 1997; Veggiani 1974). W osadach tych o miąższości setek metrów i więcej możemy wyróżnić ogniwa żwirowo-piaszczyste i ilaste, które odpowiadają okresom o różnej dostawie z gór (ryc. 3.24).

W obszarach o tendencjach podnoszących szczególnym zjawiskiem jest zawieszenie bocznych dolin. Nie nadążanie dopływów z pogłębianiem koryt związane jest nie tylko z wielkością przepływów, ale też z litologią i tektoniką podłoża. Dalších przykładów dostarcza dorzecze górnego Sanu, którego lewe dopływy tnące w poprzek stromo ustawione różnoodporne ławice fliszu są niemal wszystkie zawieszane, w odróżnieniu od subsekwentnych dopływów prawych (Starkel 1965; ryc. 1.22, s. 39). Nawet lewy dopływ Solinka, będąca niemal równorzędna z górnym Sanem ma w swym ujściowym odcinku większy spadek przekraczający 6‰ (ryc. 3.25). W mniejszych dopływach, odcinki o minimalnym spadku odpowiadają wysokościowo cokołom skalnym plejstocenijskich teras Sanu (ryc. 1.21, 1.22).

W skali całych Karpat górne biegi dolin są wyraźnie nieodmłodzone w dolinach małych dopływów, na przykład na podnoszonym odcinku przełomu Dunajca koło Tylmanowej, między Beskidem Sądeckim i Gorcami, a zwłaszcza w całych

grupach górskich Beskidu Niskiego i Tatr Wysokich. W Beskidzie Niskim górne biegi Ropy i Jasiołki powyżej przełomów strukturalnych nie zostały pogłębione w młodszym czwartorzędzie i subsekwentne obniżenia dolinne rządziły się reżimem klimatycznym. Długie łagodne podnóża stoków schodzą do równiny aluwialnej, w której wycięte są stopnie erozyjne z późnego glacjału i holocenska równina zalewowa (Wójcik 1997).

Na dużą skalę zawieszenie górnych biegów dolin obserwujemy we wszystkich wysokich masywach górskich Alp, Karpat i innych łańcuchów. Często są one 2- i 3-piętrowe (por. ryc. 1.25, s. 45). Są odbiciem zarówno niedotarcia odmłodzenia do górnych biegów dolin w czwartorzędzie, jak i glacialnych przeobrażeń. Niżej, w głębokich dolinach erozyjnych, zwłaszcza u zbiegu dolin doszło do przegłębienia egzaracyjnych znanych nie tylko z Alp. Ostatnie kilkudziesięciometrowe przegłębienia zostały udowodnione przez M. Baumgart-Kotarbę i innych (2008) w małych dolinach tatrzańskich. Wysoko zawieszane doliny o małym spadku nie tylko były w czwartorzędzie w zasięgu innego rytmu piętrowości (piętra krioniwalnego i glacialnego), ale również dziś rządzą się własnym reżimem kształtowania stoków i koryt potoków, niezależnym od pogłębianych dolin w podnoszonym masywie górskim (por. Zheng, Jiao 1991; Shi, Zheng 1992).



Rycina 3.25. Profil podłużny koryta Hoczewki (lewego dopływu górnego Sanu) wskazujący na zawieszenie nad korytem Sanu (Starkel 1965)

Terasa denna wysokości do 5 m ma wyraźny cokół skalny; 1 - cokół, 2 - żwiry, 3 - gliny, 4 - profil koryta, 5 - profil terasy, 6 - profil cokołu

Figure 3.25. Longitudinal profile of Hoczewka river channel (left tributary of upper San) indicating suspension above San channel (after Starkel 1965)

The low terrace to 5 m high has a distinct strath level; 1 - bedrock, 2 - gravels, 3 - loams, 4 - profile of channel, 5 - terrace profile, 6 - strath level

Również w obszarach subsydencji na przedpolach gór spotykamy się ze zjawiskami zróżnicowania ruchów, które znajdują odbicie w wypiętrzaniu struktur fałdowych czy zrębowych oraz powstawaniu przełomów antecendentnych. W obrębie wielkich stożków napływowych i równin akumulacyjnych przedpola Kaukazu czy Himalajów są to częste przypadki. Przykładem piętrzącej się antykliny może być stożek rzeki na przedpolu wschodniego Kaukazu, której pięć ramion wcina się przełomami antecendentnymi (por. ryc. 1.29, s. 49). Podobnie wyniesione do 60–100 m zręby w obrębie akumulacyjnego piedmontu Himalajów Sikkimsko-Bhutańskich zbudowane z aluwii stożka datowanych metodą ^{14}C na 25–40 tys. lat BP (Guha i in. 2007) i na innych stanowiskach metodą OSL na 50–60 tys. lat BP (Starkel i in. 2013) zostały rozcięte antecendentnymi przełomami rzek Jaldhaki i jej dopływów (Starkel i in. 2008). Efektem tego jest przesunięcie współczesnej agradacji poniżej wylotu tych rzek z odcinków przełomowych (por. ryc. 1.27, s. 48).

Przy rekonstrukcji wieku i wielkości ruchów czwartorzędowych i oddzieleniu czynnika tektonicznego od klimatycznego należy zachować dużą ostrożność, gdyż możemy popełnić wiele błędów. Szczególnie trudnym do uchwycenia jest czas trwania ruchu nie manifestującego się bezpośrednio w okresach glacialnych przy wzmożonej dostawie ze stoków, która niekiedy kilkakrotnie przekracza zdolności transportu rumowiska, tym bardziej, że wezbrania i odmarzanie gruntu wspomagające soliflukcję nie są synchroniczne.

Również powierzchnia całego cokołu erozyjnego terasy nie jest równa. Przy krętych korytach tworzą się powierzchnie ześlizgowe, które różnicują wysokość cokołu jednej terasy nieraz do 10 m (Dziewański, Starkel 1962). W przypadku niewielkich odkrywek na zboczach dolin (przy drogach, we wkopach, a zwłaszcza w wierceniach) bywamy skłonni interpretować pojedyncze profile jako fragmenty cokołów różnych stopni terasowych. W mniejszych dolinach biegnących prostopadle do biegu skał o różnej odporności zarówno cokol dennej terasy, jak i samego koryta, miewa schodowy profil podłużny (ryc. 3.25). W przypadku okrycia go aluwiami, zwłaszcza wyrównującymi spadek w okresie glacialnym, rejestrujemy zmienne wysokości cokołu, które mogą być błędnie interpretowane jako małopromienne ruchy tektoniczne.

Częstym nieporozumieniem jest dość powszechne przyjmowanie ożywienia ruchów w holocenie czy w ostatnich 15 tys. lat na podstawie wycięcia współczesnych koryt w litą skałę sięgającego 2 mm/rok, przy równoczesnym przypisywaniu tworzenia cokołów erozyjnych teras plejstocenijskich okresom interglacialnym (por. Zuchiewicz 1984, 1998, 2010, 2011). Tymczasem w holocenie dochodzi do wycięcia w skałę jedynie wąskich koryt, a dopiero na początku kolejnego, przyszłego piętra zimnego roztopowe rzeki będą w stanie wyciąć szerokie cokoły erozyjne (por. ryc. 3.25). Pojawienie się cokołów w korytach potoków na przedpolu gór bywa efektem przesunięcia osi koryta w strefę marginalną starej, szerokiej rynn (Starkel 1960a). Również regulacja

koryt i zwiększenie spadku bywa przyczyną pojawienia się skały w korycie, przy rejestrowaniu tempa pogłębiania przekraczającego 1 cm w ciągu roku.

Ale w dolinach górskich bywają i odwrotne sytuacje. W dolinach brzeżnej części Himalajów przy olbrzymiej dostawie ze stoków dochodzi do agradacji, która w czasie pojedynczych zdarzeń powodziowych może sięgać 5–10 m, a stożki z przedpola gór wkraczają do kilku kilometrów w głąb gór (Starkel 1972a; Starkel i in. 2008). Nie oznacza to bynajmniej subsydencji. Przeciwnie, nachylenie dna sięgające 10–30%, przekraczające nawet nachylenia erozyjnych dolin świadczy o podnoszeniu całego obszaru (fot. 2.3, s. 70). Podobnie zaskakujące jest w brzeżnej, podnoszonej części Himalajów, w dolinie Tisty stanowisko wysokiego zasypiania piaskami i drobnymi żwirami o miąższości do 40 m tylko na kilkumetrowym cokole, datowane metodą TL na 17–40 ka BP (Bluszcz i in. 1997). Wskazuje ono na wzmoczoną agradację wód glacyfluwialnych w okresie ekspansji himalajskich lodowców dolinnych w Sikkimie.

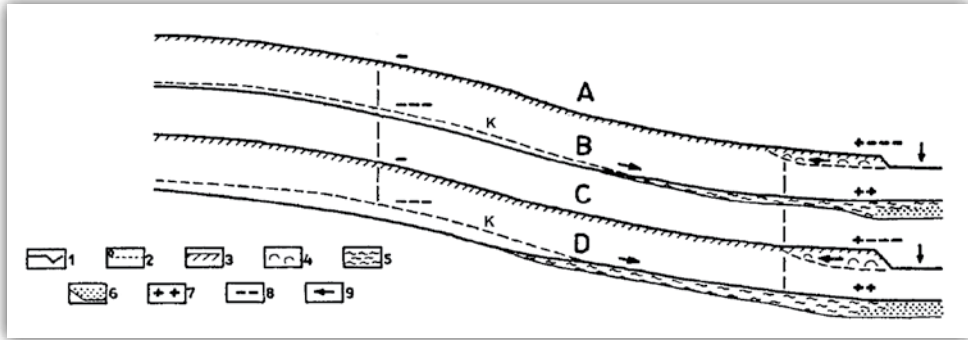
Modyfikacja procesów pogłębiania podnoszonych dolin przez zmienny reżim hydrologiczny i transport rumowiska w cyklu glacialno-interglacialnym jest faktem, z którym musimy się liczyć przy wszelkich rekonstrukcjach ruchów tektonicznych w czwartorzędzie. Nie wyklucza to pogłębiania wywołanego odnawianiem ruchów na liniach uskoków i nasunięć płaszczowinowych (Zuchiewicz 2010, 2011).

Jedynie w sytuacji, gdy erozja wgłębna i wsteczna nadąża za tempem podnoszenia (jest ono dość powolne), a obszar górski znajduje się stale w piętrze leśnym pomimo zmian klimatu, możemy z wysokości cokołów teras odczytywać fazy ruchów. Im dalej od krawędzi gór leży obszar badań, tym trudniej odczytać zapis wpływu młodej tektoniki, a na ewolucję rzeźby den dolin wpływa rytm zmian klimatycznych i reżimu rzecznego w wyższych piętrach gór (Starkel 1969c).

3.4. Dojrzewanie stoków pogłębianych dolin górskich

Stoki obszarów górskich różnią się zarówno długością, wysokością, kształtem, jak i mezo- i mikroreliefem, co wiąże się z ich zmiennym położeniem w piętrach morfoklimatycznych w czasie czwartorzędu. W głębokich dolinach górskich zbocza leżą często w dwóch piętrach morfogenetycznych (Starkel 2011a).

W obszarach aktywnej tektoniki pogłębiane doliny cechuje obniżanie bazy erozyjnej, co prowadzi do podcinania i zestramiania dolnych części stoków i nieraz ich sterasowania. Na ogół im niższy odcinek stoku, tym młodsze jego założenia. Natomiast w dojrzałych krajobrazach górskich i pogórskich stoki ulegają stopniowemu spłaszczeniu lub cofaniu z tendencją do rozwoju kriopedymentów (Czudek 2011; ryc. 3.26).



Rycina 3.26. Kierunek przekształcania stoków na pogórzach Karpat fliszowych w czwartorzędzie, w dolinach nieobjętych pogłębieniem dolin (Starkel 1963), A i C w okresach interglacjalnych, B i D w okresach glacialnych

1 - profil stoków, 2 - pierwotny profil stoku (z fazy A), 3 - tworzenie gleb interglacjalnych, 4 - osuwiska interglacjalne, 5 - osady soliflukcyjne i deluwialne, 6 - osady rzeczne, 7 - tendencja do agradacji, 8 - tendencja do denudacji, 9 - główne kierunki procesów stokowych i fluwialnych; K - strefa tworzenia kriopedymentów

Figure 3.26. Direction of Quaternary slope transformation in the foothills of flysch Carpathians in the valleys not affected by deepening (Starkel 1963), A and C during interglacial periods, B and D during glacial periods

1 - slope profile, 2 - primary slope profile (from phase A), 3 - formation of interglacial soils, 4 - interglacial landslides, 5 - solifluction and deluvial deposits, 6 - alluvia, 7 - trend to aggradation, 8 - trend to denudation and erosion, 9 - main directions of slope and fluvial processes; K - zone of formation of cryopediments

Stoki gór centralnej Europy i Syberii leżące dziś przeważnie w piętrach leśnych znajdowały się w okresach glacialnych czwartorzędu w piętrze krioniwalnym. Czwartorzędowy rozwój tych stoków charakteryzuje rytmiczna zmiana zespołu procesów. W strefach pogórz o dojrzałej rzeźbie i niepogłębianych dolinach zmiany te są proste, szczególnie gdy nie ma większych kontrastów w odporności skał (ryc. 3.26). W okresach zimnych sflukowanie, soliflukcja i deflacja powodowały odprowadzanie zwierzelin w dół stoków i do den dolin, w których dominowała agradacja i do których nawiązywały często kriopedymenty.

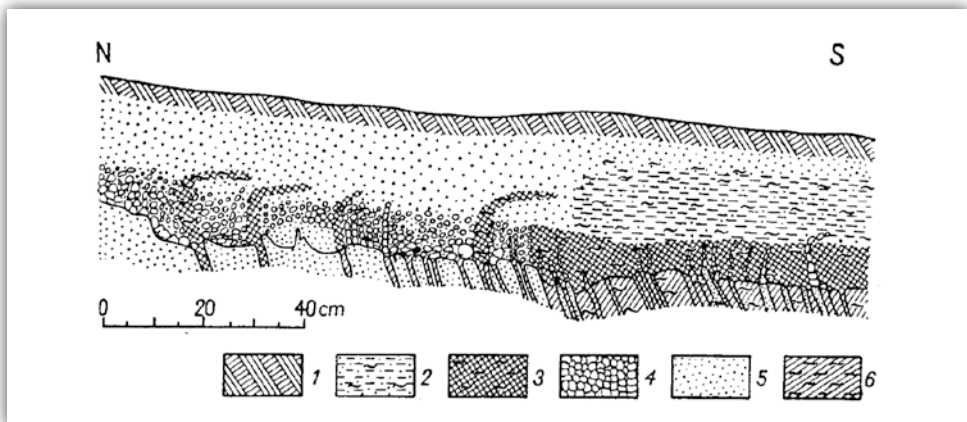
W okresach interglacjalnych, które spełniały rolę przygotowawczą do denudacji powierzchniowej trwało dojrzewanie profilu glebowego poprzez wietrzenie chemiczne. Obok tego następowało oddolne rozczłonkowanie stoków, związane ze wzmożoną erozją potoków przy na ogół ograniczonej dostawie ze stoków (Starkel 1963). Jedynie bardziej strome stoki w piętrach leśnych strefy wilgotnej bywały cofane przez płytkie ruchy masowe.

Sekwencja zmian klimatycznych została zarejestrowana przez pokrywy narastające u podnóży stoków, budujące akumulacyjne glacis o nachyleniach malejących w dół stoku od 12–8° do 4–2°. Pokrywy ostatniego glaciału na ogół rozpoczyna

ogniwo deluwialne, będące efektem uprzątania zwietrzliny interglacialnej (por. ryc. 3.5, 3.8, s. 154 i 158). Wyżej leżą osady soliflukcyjne z grubszym rumoszem, zakorzenione wyżej na stoku w poziomach z hakami (ryc. 3.27).

Na nich spoczywają interpleniglacialne deluwia (niekiedy z pakietami osuwiskowymi – ryc. 3.5). Młodszy pleniglacial reprezentują pokrywy soliflukcyjne, które w związku z arydizacją klimatu od około 25 ka BP są zastępowane pokrywami lessowymi, szczególnie typowymi dla niskich pogórzy (Starkel 1964; Gerlach i in. 1991). W niektórych regionach istotną rolę odgrywał wiatr, który doprowadził nawet do rozwoju dużych zagłębień deflacyjnych i powstania trójgrańców ogładzonych przez wiatr (Gerlach, Koszarski 1968; Starkel 1988; Gerlach 1990).

Ważna była również rola litologii podłoża. Na odpornych skałach krystalicznych lub piaskowcach powstawały rumowiska skalne (gołoborza), powoli przemieszczane już przy nachyleniach 20–30°. Na rozsypliwych piaskowcach i łupkach fliszu karpackiego następowało spływanie soliflukcyjne, a w latach głębszego odmarzania zwietrzała część stropowa ulegała powolnemu pełźnięciu – już przy minimalnych nachyleniach około 2° tworzyły się charakterystyczne haki (ryc. 3.27). Języki błotne zwietrzliny iłolupków wkraczały na wolniej uruchamianą zwietrzelinę piaskowców lub na wcześniej przemieszczony soliflukcyjnie rumosz piaskowcowy,

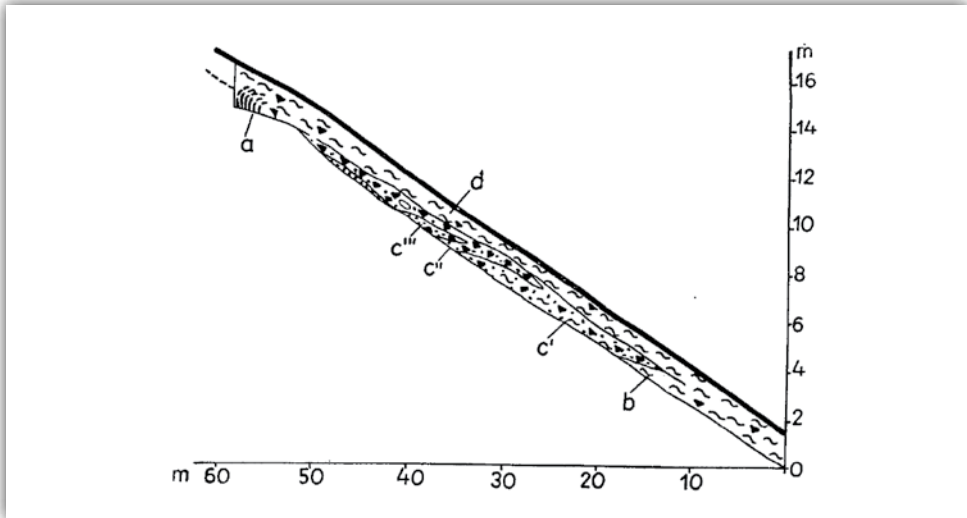


Rycina 3.27. Fragment górnej łagodnej części stoku objętej w okresie zimnym procesem soliflukcji w dolinie górnego Sanu (Dziewański, Starkel 1962)

1 – poziom humusowy, 2 – piasek gliniasty (warstwa soliflukcyjna), 3 – zwietrzlina na miejscu z zakorzenionymi hakami odpornej ławicy, 4 – rumosz piaskowcowy w zwietrzelinie, 5 – ławice piaskowca, 6 – ławice łupków

Figure 3.27. Part of gentle upper slope section, during cold period embraced by solifluction in the upper San river valley (after Dziewański, Starkel 1962)

1 – humus layer, 2 – loamy sand (solifluction layer), 3 – regolith in situ with rocky bends rooted in more resistant beds, 4 – sandstone debris in regolith, 5 – sandstone beds, 6 – slate beds



Rycina 3.28. Pokrywy stokowe w środkowej części stoku w dolinie górnego Sanu (wg Starkla 1965)

W podłożu seria łupkowo-piaskowcowa z hakami w stropie (a); w dół stoku w spągu (b) i stropie (d) pokrywy gliniaste – soliflukcyjnie przemieszczone zwietrzliny serii (a), dzielą je 3 języki soliflukcyjne (c^I-c^{III}) z rumoszem piaskowca budującego oś grzbietu

Figure 3.28. Slope covers in the middle part of slope in upper San river valley (after Starkel 1965)

At the base shales and sandstones with bends at their top (a); downslope lower (b) and upper (d) loamy solifluction deposits rooted in weathered shales and sandstones (a), the b and a horizons are separated by 3 solifluction tongues (c^I-c^{III}) with debris of sandstones building the upper part of ridge

pochodzący z części grzbietowej (ryc. 3.28). Oznacza to, że soliflukcyjne modelowanie odcinków stoków zbudowanych z łałupków trwało dłużej niż z piaskowców.

Zwietrzliny interglacjalne zróżnicowanej miąższości (ryc. 3.18) uprzątane były ze stoków zwłaszcza na początku okresów glacialnych, co prowadziło ostatecznie do wypreparowywania odporniejszych ławic czasem w postaci skałek (Klimaszewski 1948).

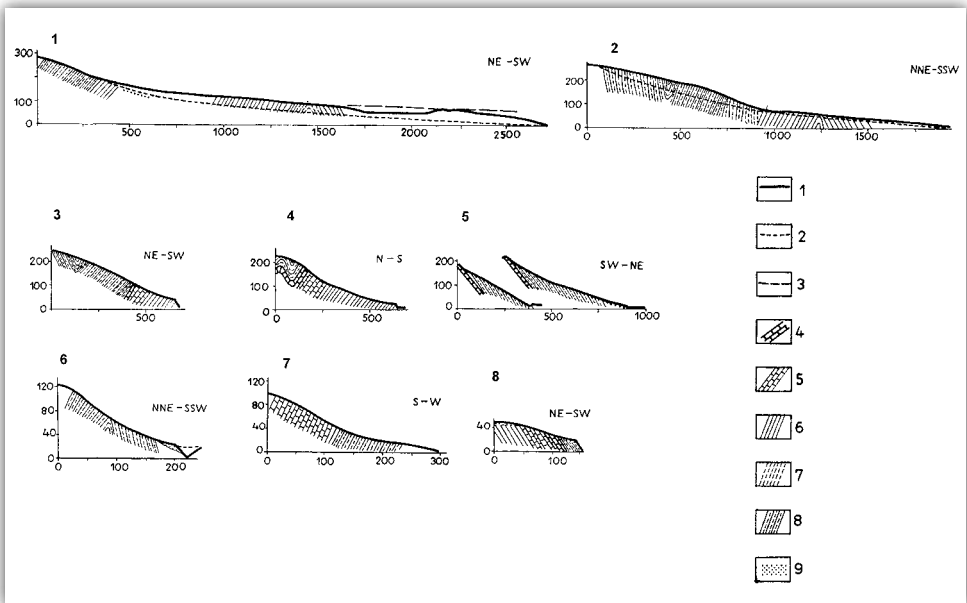
Zróżnicowana rzeźba stoków warunkowana jest nie tylko przez samą odporność skał, ale i różne ułożenie warstw (por. Starkel 1965). Dlatego w krajobrazach górskich strefy umiarkowanej mamy często wypreparowane grzbiety monoklinalne o wklęsłych stokach denudacyjno-akumulacyjnych lub progi denudacyjne, np. na obrzeżach synklinalnych gór wyspowych (ryc. 3.29). Podścielające je mniej odporne ogniwa często okryte soliflukcją, bywają obniżane przez procesy osuwiskowe w wyniku podcięcia przez potok w okresach ciepłych.

Na dużą skalę odbywa się modelowanie przez osuwiska pogórzy Dolomitów wygładzonych przez egzarację lodowcową, nad którymi wznoszą się skalne masywy o stromych ścianach (Panizza 2011; fot. 2.1, 2.19, s. 58 i 134). W Karpatach fliszowych

spotykamy w strefach zbudowanych w przewodzie z łupków długie stoki grzbietów rozczłonkowane przez nieckowate dolinki, które są w holocenie pogłębiane przez powtarzające się osuwiska rynnowe, jak np. osuwisko Girova (Panek i in. 2010; por. ryc. 2.56, s. 131). Można przypuszczać, że w glacie w warunkach cienkiej warstwy czynnej kształtował się ich przekrój nieckowaty, który wyrównywał działalność osuwiskową z ostatniego interglacjału.

Pomimo tej wielkiej różnorodności możemy mówić o generalnych kierunkach ewolucji stoków górskich.

W pogłębianych dolinach stoki są cofane, niekiedy przez gwałtowne przemieszczenia mas (Fort 2011a). W dojrzałych krajobrazach w czwartorzędzie

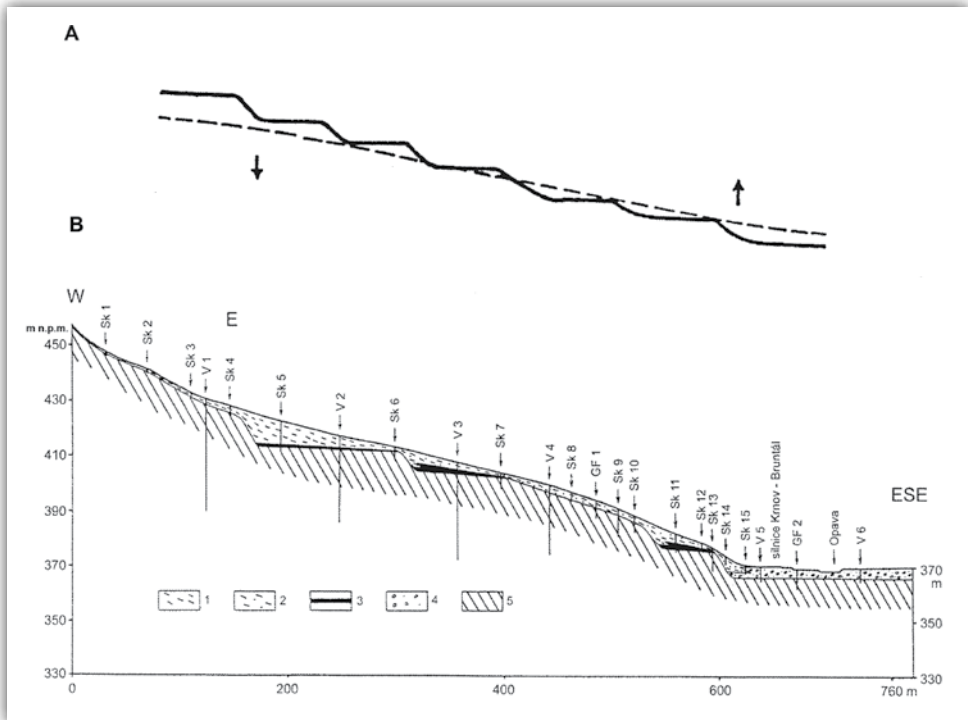


Rycina 3.29. Wybrane profile stoków na utworach fliszowych (Starkel 1965)

Numery stoków: 1 i 2 – długie przedczwartorzędowe stoki z pedymentami rozcięte albo w części dolnej, albo tylko w części górnej, 3–5 – przedczwartorzędowe stoki, potem podcięte i zdenudowane z wypreparowanymi odpornymi warstwami, 6–8 – czwartorzędowe zbocza dolin (40–100 m głębokich), potem przekształcone przez selektywną denudację; 1 – profil stoku, 2 – podłużny profil rozcinających młodszych dolin, 3 – pierwotny profil stoku (pedymentu), 4 – grubofawicowy piaskowiec odporny, 5 – inne odporne piaskowce, 6 – mniej odporne piaskowce, 7 – mało odporne łupki, 8 – odporne serie piaskowcowo-lupkowe, 9 – osady czwartorzędowe

Figure 3.29. Selected slope profiles build of flysch rocks (after Starkel 1965)

Numbers of slopes: 1 and 2 – long pre-Quaternary slopes with pediment – like base dissected either in lower part or in upper part, 3–5 – pre-Quaternary slopes later undercut and denuded with exposed resistant members, 6–8 – Quaternary valley – sides (40–100 m deep) later transformed by selective denudation; 1 – slope profile, 2 – longitudinal profile of dissecting younger valleys, 3 – primary slope profile, 4 – resistant thick bedded-sandstone, 5 – other resistant sandstones, 6 – sandstones less resistant, 7 – shales of low resistance, 8 – sandstones with shales – resistant, 9 – Quaternary deposits



Rycina 3.30. A. Generalna tendencja czwartorzędowej ewolucji policyklicznej rzeźby dolin górskich poprzez obniżanie górnych części i nadbudowę (fosylizację) dolnych (Starkel 1989); B. Fosylizacja i degradacja czwartorzędowych teras na zboczu doliny Opawy w Niskim Jesioniku, Sudety Wschodnie (Czudek 2005)

1 – gliny stokowe (przeważnie górny plejstocen), 2 – gliny stokowe z domieszką żwirów i piasków, 3 – żwiry i piaski rzeczne (plejstocen), 4 – żwiry, piaski i gliny rzeczne (schyłek plejstocenu–holocen), 5 – skały karbonu; Sk1... – numery wierzeń na profilu

Figure 3.30. General trend of transformation of slopes in valley deepened in the Quaternary; A. Schematic model: degradation of higher steps and aggradational leveling (even fossilization) of lower steps (Starkel 1989); B. Terrace steps in the Opava river valley in Nizký Jeseník Mts. leveled by slope periglacial deposits (after Czudek 2005)

1 – slope loams (upper Pleistocene), 2 – slope loams mixed with alluvia (upper Pleistocene), 3 – fluvial gravels and sands (Pleistocene), 4 – gravels, sands and loams (lateglacial – Holocene), 5 – Carboniferous substratum; Sk1... – numbers of borings on profile

dominuje natomiast łagodzenie kształtu stoków dążącego do uzyskania profilu wypukło-wklęsłego. Odcinek górny, często stanowiący krawędź starego poziomu – zrównania – modelowany przez krioplanację (w glaciałach), sfluwiwanie i deflację, dąży do profilu wypukłego. Jest to równocześnie efekt cech klimatu wierzchołków eksponowanych na adwekcję chłodnych mas i silnych wiatrów. Odcinek środkowy ulega cofaniu, zaś w dolnym albo formuje się agradacyjny odcinek wklęsły (por.

ryc. 3.26, 3.34), albo przy większym odprowadzaniu – kriopedyment (Czudek, Demek 1973; Czudek 2011).

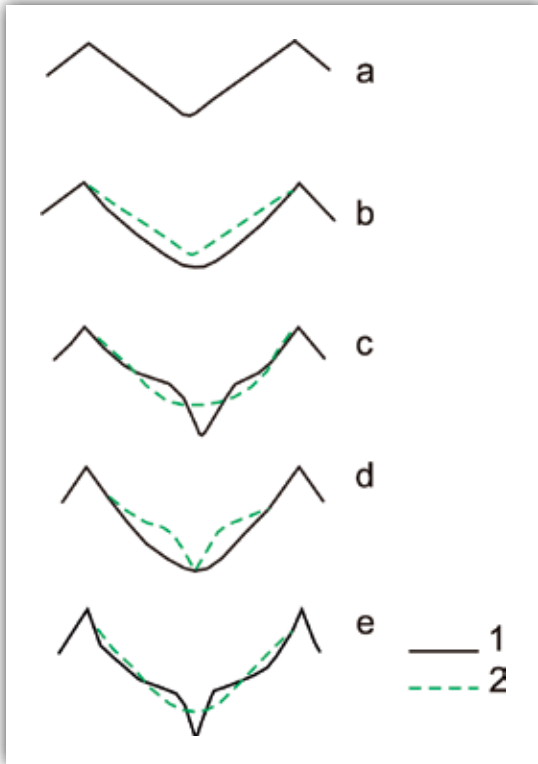
W Karpatach fliszowych szczególna rola przypada osuwiskom, które mają często charakter polichroniczny, powstają lub odnawiają się w obniżeniach wykorzystujących szerokie nieckowate zakłębienia dolinne, załagodzone przez procesy soliflukcyjne w glacie. Zakłębienia te wykazane również na mapach przez wygięcia poziomic rozwinęły się na starszych formach osuwiskowych. Obok nich rozwijają się głębokie osuwiska skalne, rozbijające masywy grzbietowe (Margielewski 2006; Hradecky, Panek 2008).

W ciągu następujących po sobie cykli glacialno-interglacialnych spotykamy się w większych pogłębianych dolinach ze stopniową fosylizacją stopni terasowych przez młodsze pokrywy stokowe (ryc. 3.30). Przykrywają one aluwia, które również często zazębiają się z pokrywami stokowymi (Dziewański, Starkel 1962). W dolinach o wciętych rynnach meandrowych z rozwiniętym systemem terasowym obserwujemy zjawisko „odgórnego” dojrzewania poprzez przykrywanie utworami soliflukcyjnymi i deluwiami kolejnych, coraz to niższych stopni erozyjno-aluwialnych (fot. 3.3). Tak załagodzony profil stoku schodzi nawet do terasy z ostatniego pleniglacjału (ryc. 3.30). To odgórne wyrównywanie prowadzi niekiedy do tego, że górne, starsze stopnie terasowe wcześniej fosylizowane są następnie degradowane i na stokach odsłaniają się resztki starszych pokryw aluwialnych spoczywających na cokołach (spotykane w odcinkach przełomowych).



Fotografia 3.3. Zbocze doliny Sanu w Solinie-Zabrodziu przykryte mięszymi pokrywami stokowymi kryjącymi kopalne terasy (por. ryc. 3.8)

Photo 3.3. San valley side at Solina-Zabrodzie covered by thick slope covers, which buried fossil terraces (see fig. 3.8)



Rycina 3.31. Stopniowe przekształcanie źródłowych odcinków w czwartorzędzie, poszerzanych w glacjałach i pogłębianych w interglacjałach

a - profil preglacjalny, b i d - profil w glacjałach, c i e - profil w interglacjałach; 1 - aktualny profil, 2 - profil z poprzedzającego okresu

Figure 3.31. Gradual transformation of valley heads in the Quaternary, widened during cold stages by glacial erosion and deepened in interglacials

a - preglacial profile, b and d - profile during cold stages, c and e - profile in interglacials; 1 - actual profile, 2 - profile from previous period

Inaczej przebiega sekwencja zmian we współczesnym piętrze krioniwalnym i w górnej części piętra leśnego, które były w okresie glacialnym opanowane przez spływające lodowce (Starkel 2011a). Leje źródłowe dawnych dolin zostały przekształcone przez egzarację w kary lodowcowe, a odcinki dolin poniżej w żłoby lodowcowe (ryc. 3.31). W czasie postępującej deglacjacji dna dolin zostały wyściełone przez moreny ablacyjne, stanowiąc bazę dla procesów stokowych i tworzenia stożków piargowych przechodzących niżej w proluwia (Klimaszewski 1971a; Kotarba i in. 1987; por. ryc. 2.41, s. 111).

Śladem etapowego podnoszenia górnej granicy lasu i ustępowania zmarzliny są stwierdzone na wschodnim Kaukazie wały akumulacji soliflukcyjno-deflacyjnej (Muratov 1962).

Natomiast w partiach grzbietowych odsłoniętych od lodu, np. w Changaju, intensywne procesy kriogeniczne modelują schodowo ułożone terasy krioplancyjne, na których rozwinęły się gleby strukturalne w postaci pierścieni, rozet złożonych z wielkich głazów (Klimek, Starkel 1980, Kowalkowski, Starkel 1984; fot. 1.3, 3.4). W niższych piętrach wysokościowych następowała ich stabilizacja przez roślinność. W klimacie kontynentalnym formy te są niszczone przez deflację, głazy spiłowywane, a zagłębienia wypełniane drobną zwietrzeliną (ryc. 3.32, fot. 3.5).



Fotografia 3.4. Sortowane strukturalne grunty zmarzlinowe na zrównanym grzbiecie Donoin-Dzun-Nuruu w Changaju na wysokości około 3300 m n.p.m. (fot. K. Pękala)

Photo 3.4. Sorted patterned grounds on the planated ridge Donoin-Dzun-Nuruu in Khangai Mts. at elevation about 3300 m a.s.l. (photo K. Pękala)

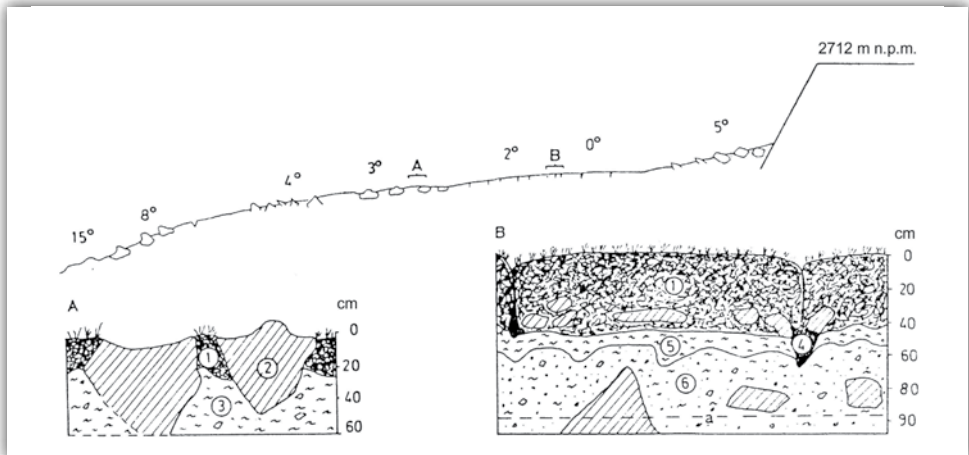
Zmianie klimatu towarzyszy zmiana asymetrii (ryc. 3.33). W centralnej Mongolii u południowego zasięgu zmarzliny (i zarazem lasu) stok eksponowany na północ objęty jest przez procesy soliflukcyjne na płatach zmarzliny. Natomiast w klimacie zimnym wschodniej Syberii przeciwległy stok był poddawany okresowemu rozmarzaniu, wywołującemu spływy zwietrzliny (Simonow 1972, Poser 1977; Starkel 1998a).

Okresem krótkotrwałych wahań pięter był okres późnego glacjału. W alle-ródzie w polskich Karpatach las dotarł do około 1000 m n.p.m., aby w młodszym dryasie obniżyć się około 500 m. W zachodniej Europie spowodowało to ożywienie ruchów masowych na stromych stokach i rozrastanie się stożków gruzowych, a na spłaszczeniach wierzchowin form typu pingo (Vandenbergh, Pissart 2003). Stożki typu spływów gruzowych rejestrowałem na północnym stoku Ćwilina w Beskidzie Wyspowym (Starkel 1960b). Złożone są wyłącznie z głazów piaskowca magurskiego, budującego górne, strome partie stoków. Są one nałożone na pokrywy soliflukcyjne (ryc. 3.34); ich strop wydatowano metodą OSL na 10,2 ka BP.



Fotografia 3.5. Równiny kriopedymentów u brzegu Changaju, dziś słabo przemodulowane przez wiatr i spłukiwanie na wysokości około 2000 m n.p.m.

Photo 3.5. The wide cryopediments on the margin of Khangai Mts. at about 2000 m a.s.l., at present slightly modeled by wind and slope wash

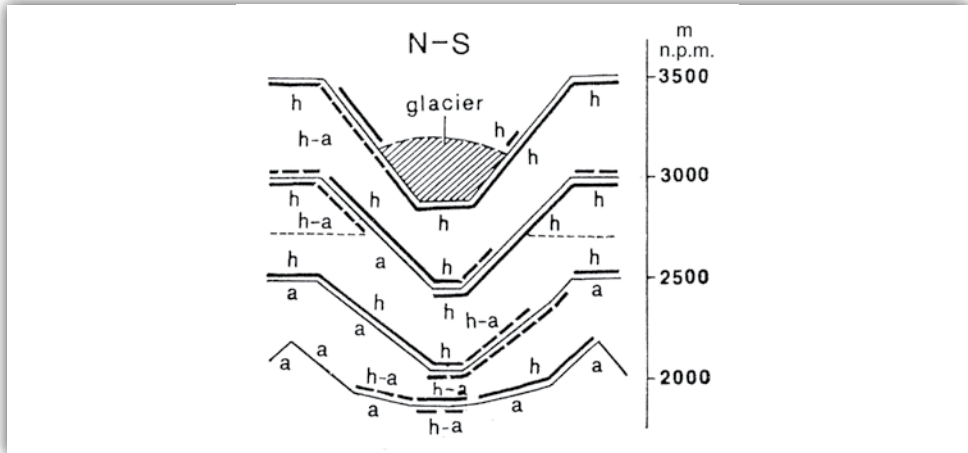


Rycina 3.32. Nieaktywna terasa krioplanacyjna przekształcana przez wietrzenie i deflację (wg Kowalkowskiego i in. 1977)

A – ścięte bloki granitowe, B – gleba strukturalna; 1 – warstwa humusowa z brukiem i siecią bloków, 2 – bloki skalne, 3 – il z drobnym rumoszem, 4 – humus wypełniający szczeliny, 5 – il zaburzony przez procesy mrozowe, 6 – il z rumoszem, a – poziom zmarzliny

Figure 3.32. Relic cryoplanation terrace transformed by weathering and deflation (after Kowalkowski et al. 1977)

A – granite block truncated, B – structural soil (A and B located on long profile); 1 – humus layer with pavement and nest of blocks, 2 – blocks, 3 – clay with fine debris, 4 – humus in fissures, 5 – frost disturbed clay, 6 – clay with debris, a – permafrost horizon

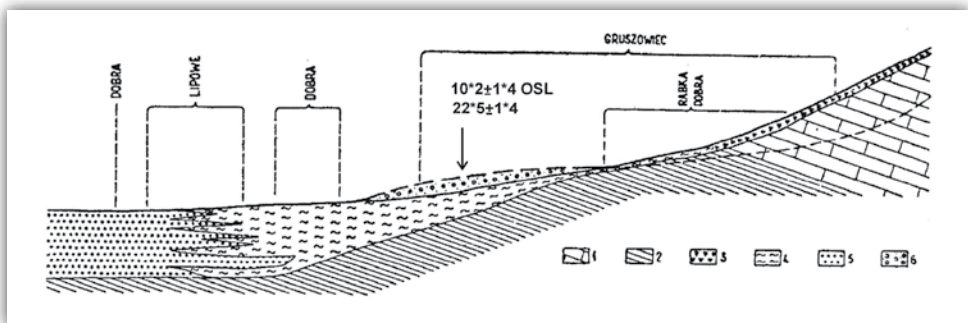


Rycina 3.33. Różnice w piętrowości i asymetrii między glaciałem i holocenem na różnej wysokości w górach Changaj (Kowalkowski, Starkel 1984)

Nad linią profili warunki w ostatnim glacialu, poniżej linii – w holocenie; gruba linia – ciągła zmarzlina, linia przerywana – nieciągła zmarzlina, h – dominacja procesów piętra kriogenicznego, półwilgotnego, a – dominacja procesów piętra kriogenicznego półsuchego, h-a strefa przejściowa.

Figure 3.33. Difference in vertical zonation and asymmetry between last cold stage and Holocene in various elevations of Khangai Mts. (Kowalkowski, Starkel 1984)

Above the profile conditions during cold stage, below – in the Holocene; thick line – continuous permafrost, striped line – discontinuous permafrost, h – dominance of processes of cryohumid belt, a – dominance of processes crysemiarid belt, h-a transitional zone

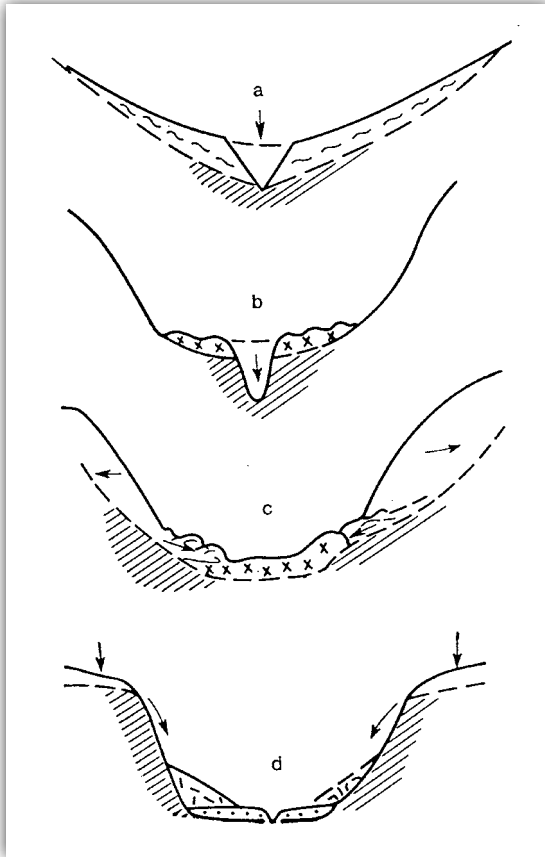


Rycina 3.34. Pokrywy peryglacjalne na stokach i w dolinach Beskidu Wyspowego (Starkel 1960b)

1 – gruboławicowe piaskowce magurskie, 2 – piaskowce i łupki podmagurskie, 3 – pokrywy rumowiskowe, 4 – pokrywy soliflukcyjne, 5 – aluwia, 6 – nałożone późnoglacialne stożki u wylotów wciósów rozcinających stoki (datowane OSL); podkreślono stanowiska reprezentujące różne części syntetycznego profilu

Figure 3.34. Periglacial covers over slopes and in valley floors of the Beskid Wyspowy (after Starkel 1960b)

1 – thick-bedded Magura sandstones, 2 – Submagura sandstone and shales, 3 – debris covers, 4 – solifluction covers, 5 – alluvia, 6 – overlying lateglacial fans at the outlets of gullies dissecting slopes (dated by OSL); localities representing various parts of synthetic profile underlined



Rycina 3.35. Kierunki holocenijskiej adaptacji form dolinnych odziedziczonych z plejstocenu w górach (Starkel 1977a)

a - rozcięcie doliny wypełnionej pokrywami soliflukcyjnymi (Karpaty fliszowe), b - pogłębienie w skałe żłobu lodowcowego wystanego utworami morenowymi (Wysokie Himalaje), c - cofanie ścian żłobu lodowcowego po deglacjacji w skałach małoopornych (dolina Inguri, Kaukaz), d - zasypywanie po deglacjacji żłobu lodowcowego materiałem z teras krioplanacyjnych (dolina Cagan-Turutuin gol, Changał)

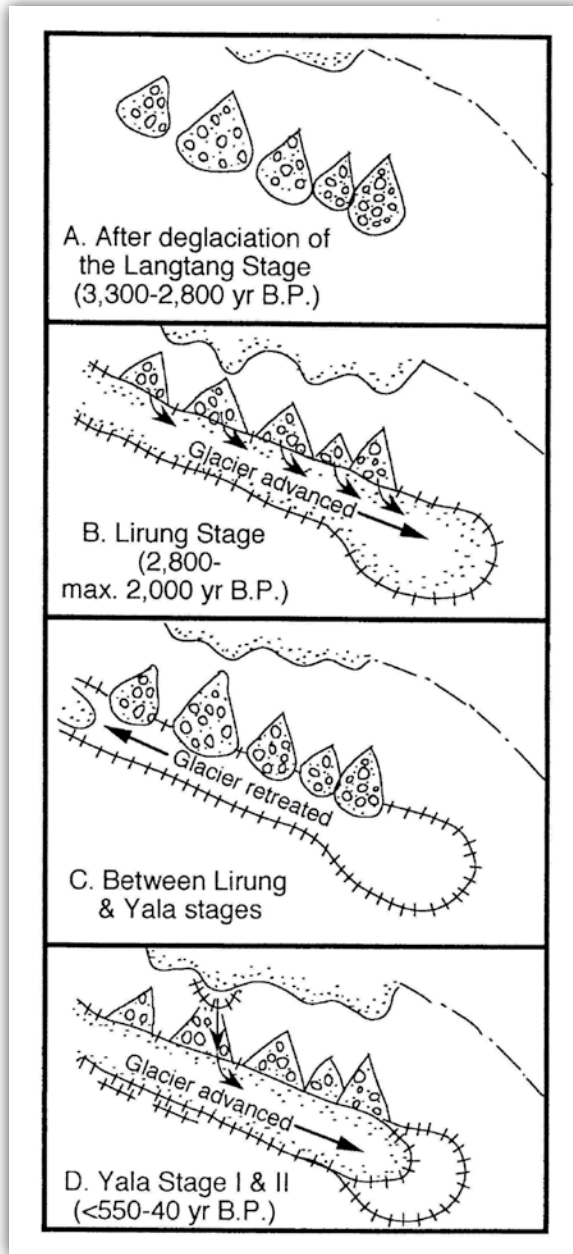
Figure 3.35. Directions of Holocene adaptation of valley forms inherited from the Pleistocene in the mountains (after Starkel 1977a)

a - dissection of valley filled by solifluction covers (flysch Carpathians), b - deepening in bedrock of glacial trough filled by morainic deposits (High Himalaya), c - retreat of walls of trough after deglaciation in less resistant rocks (Inguri valley, Caucasus), d - after deglaciation filling of valley by debris from cryoplanation terraces (Cagan-Turutuin gol, Khangay Mts.)

W piętrze krioniwalnym objętym zlodowaczeniem istotną rolę w okresach gładkich odegrała egzaracja lodowcowa obecna zarówno w lejach źródłowych, jak i niżej w V-kształtnych dolinach. Doprowadziła ona do pogłębienia i poszerzenia form, szczególnie wyraźnego u zbiegu dolin (jęzorów lodowcowych). Lodowce górskie podzieliły poprzednio jednorodny stok na 3 części. Górna część supraglacialna wznosiła się nad powierzchnią lodu z nunatakami, sięgającymi często powyżej granicy wiecznego śniegu (Starkel 2011a; ryc. 3.35).

Na obrzeżu języków w rozszerzeniach doliny powstała strefa paraglacialna z morenami bocznymi, piargami i lodowcami gruzowymi (Luckman 2007). Po deglacjacji strefa ta stała się bazą dla procesów stokowych (Kotarba 1988, 1997). Niżej pod powierzchnią lodu rozwijała się strefa egzaracji lodowcowej – ta część stoku albo odsłania się po stopieniu lodowca jako ściany żłobu lodowcowego, albo bywa nadal zakryta osadami (Baumgart-Kotarba i in. 2008).

Strefą szczególnie częstych zmian profilu stoków są odcinki zlodowaconych dolin, które były w zasięgu wielokrotnie powtarzających się oscylacji czoła lodowców górskich w holocenie. Przykłady takich dolin opisano m.in. z Himalajów



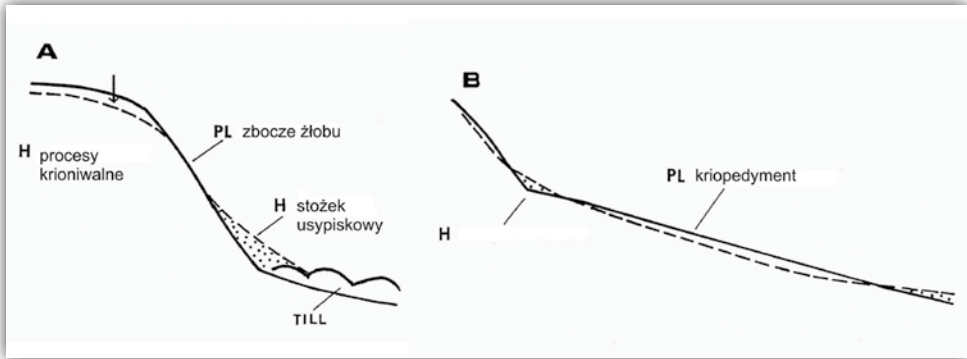
Rycina 3.36. Sekwencja zmian relacji między dostawą ze stoków do stożków a powtarzającymi nasunięciami i recesjami lodowca w ostatnich 3000 lat w paśmie Langtang Himal w Himalajach Nepalskich (Watanabe i in. 1998)

A - deglacjacja 3300-2800 lat BP, B - faza 2800-2000 lat BP, C - między fazami, D - faza 550-40 lat BP

Figure 3.36. Sequential relationship between supply of debris to cones and repeated glacial advances and retreats in last 3 ka in Langtang Himal, Nepal Himalaya (after Watanabe et al. 1998)

A - deglaciation 3300-2800 BP, B - advances 2800-2000 BP, C - retreat, D - advance 550-40 BP

(Watanabe i in. 1998) z doliny Langtang Himal, w której kilkakrotnie neholocenne transgresje i recesje lodowca doprowadziły do powstania 4 generacji stożków związanych z supraglacialnymi procesami, oddzielonych przez pogłębianie koryt rzecznych w czasie faz recesji (ryc. 3.36). Podobne zmiany rejestrowane są w wielu dolinach gór środkowej Azji w czasie współczesnego ocieplenia (Kotlyakov 2006).



**Rycina 3.37. Zmiany kierunków ewolucji stoków w Changaju w ostatnim glacja-
le i holocenie (Kowalkowski, Starkel 1984), A – w strefie wysoko-
górskiej (2700–3500 m n.p.m.), B – w suchej strefie podgórskiej
(2000–2400 m n.p.m.)**

Linia ciągła – pierwszy profil późnoplejstoceniński (P), linia przerywana – tendencja zmian w holocenie (H)

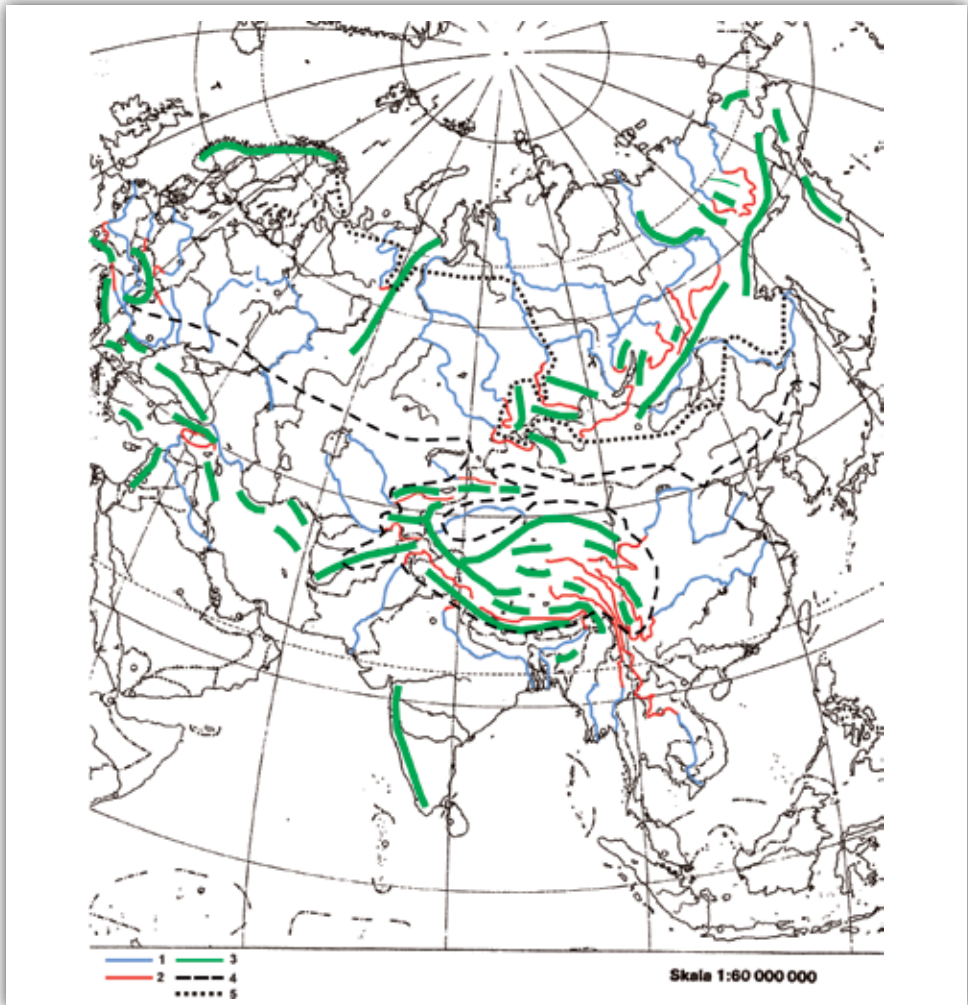
**Figure 3.37. Change in tendencies of slope evolution in the Khangai Mts. between
last cold stage and Holocene (after Kowalkowski and Starkel 1984),
A – high mountain zone (2700–3500 m a.s.l.), B – arid submountain
zone (2000–2400 m a.s.l.)**

Continuous line – primary profile (P), broken line – trend of transformation during the Holocene (H)

Różnice między kierunkami ewolucji stoków różnych pięter rysują się wyraź-
nie w Changaju, o klimacie kontynentalnym, półsuchym (Kowalkowski i in. 1977;
Klimek, Starkel 1980; Kowalkowski, Starkel 1984), gdzie górna i dolna granica lasu
zbliżają się do siebie i wąska strefa lasu na północnym stokach oddziela górne pię-
tro krioniwalne z ciągłą zmarzliną (określane jako cryosemihumid) od stepowego
z płatami zmarzliny (określonego jako cryosemiarid). W glacjaie cały Changaj był
w zasięgu wieloletniej zmarzliny (por. ryc. 3.34). Terasy krioplanacyjne rozwijały
się od wysokości 2400–2500 m n.p.m. Dziś są one aktywne dopiero powyżej 2700–
2800 m n.p.m. W zlodowaconych w glacjaie górnych odcinkach dolin krioplanacja
i soliflukcja nadal modelują wypukły profil stoków, natomiast środkowy odcinek
stoków – żłobów lodowcowych jest strefą tranzytu rumoszy skalnych, które niżej
budują podnóże piargowe, podparte częściowo przez wały moren bocznych (ryc.
3.37A). W położonych niżej kotlinach śródgórskich (2000–2300 m n.p.m.) rozwi-
nęły się przed holocenem kilkusetmetrowej długości kriopedymenty (ryc. 3.37B).
Są one dziś przemodelowywane we wklęsłe odcinki przez intensywne splukiwanie,
deflację, a nieraz erozję wąwozową (fot. 3.5). Jedynie u podnóża stromych stoków
nadal akumulowane są deluwia.

3.5. Złożoność ewolucji dużych systemów rzecznych zasilanych z wysokich gór

W klasyfikacji typów zasilania dużych rzek A. Parde (1955) wymienia trzy podstawowe typy: pluwialny (opadowy), niwalny (śnieżny) i glacialny. Reżimy glacialny i niwalny związane są szczególnie z wyższymi piętrami gór, ale ich rola maleje wraz ze wzrostem powierzchni zlewni. Na przykładzie alpejskiej rzeki Aare, dopływu

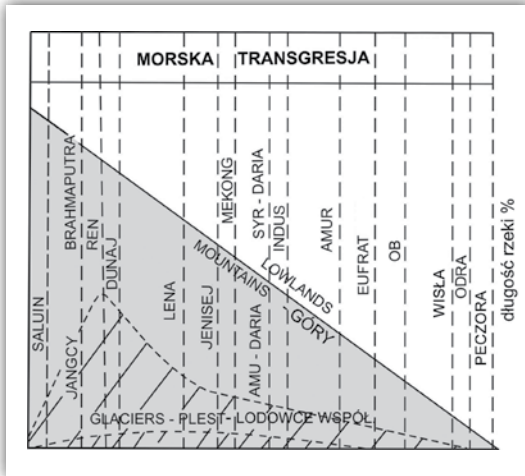


Rycina 3.38. Góry i wielkie rzeki Eurazji

1 - nizinne biegi rzek, 2 - górne górskie biegi rzek, 3 - główne łańcuchy górskie, 4 - zasięg zmarzliny w górnym plejstocenie, 5 - współczesny zasięg wieloletniej zmarzliny

Figure 3.38. Mountains and great rivers of Eurasia

1 - lowland river courses, 2 - upper mountain courses, 3 - main mountain ranges, 4 - extend of permafrost in upper Pleistocene, 5 - extend of permafrost at present

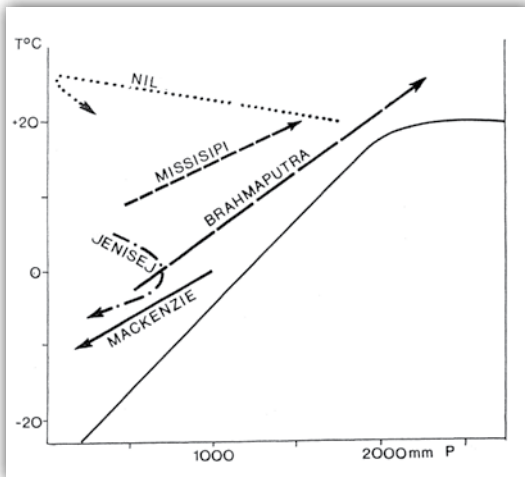


Rycina 3.39. Udział gór i lodowców w długości wielkich rzek

Gęsty szraf - najwyższy bieg rzek współcześnie zlodowaconych, rzadki szraf - odcinki rzek zlodowaconych w ostatnim glacie, szare tło - górskie biegi rzek, białe tło - pozostałe odcinki nizinne

Figure 3.39. Participation of mountains and glaciers in the length of rivers

Dense lines - uppermost course glaciated at present, wide lines - river course glaciated during last cold stage, shade - mountain course of river; white - lowland course

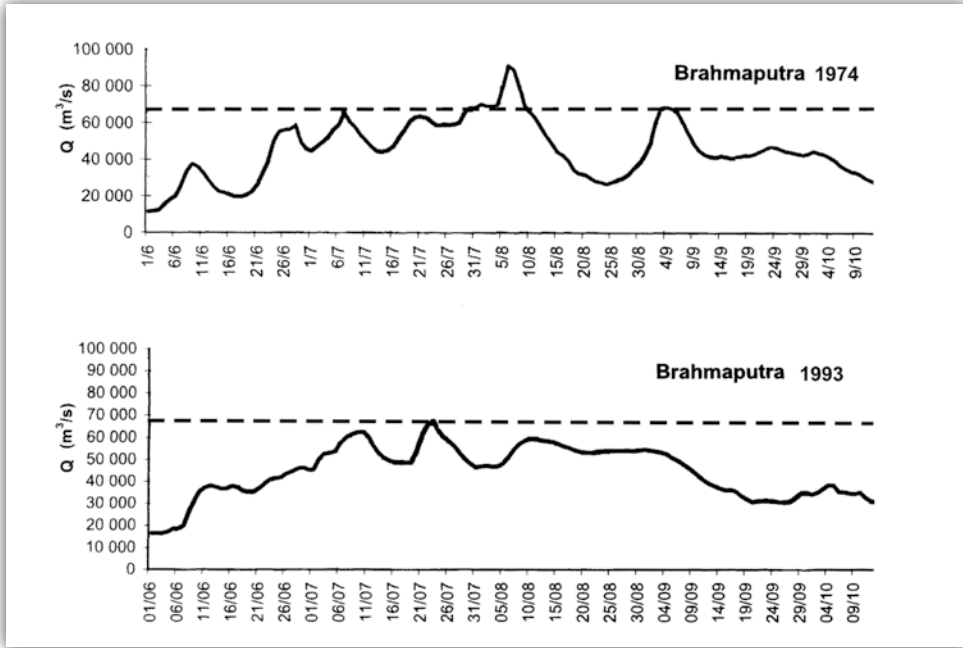


Rycina 3.40. Położenie podłużnego profilu wielkich, kilkustrefowych rzek na tle klimatodiagramu (średnia temperatura roczna i średni opad roczny), wskazujące na zmianę reżimu rzecznej postępującej z biegiem rzeki (Starkel 1999c)

Figure 3.40. Position of the longitudinal profile of large polyzonal river on the base of climatic diagram (mean temperature and annual mean precipitation) indicating the change of fluvial regime progressing downstream (Starkel 1999c)

Renu, widać to dobitnie. Gdy w zlewni górskiej o powierzchni 554 km² lodowce zajmują niemal 25% powierzchni, to na przedpolu gór przy zlewni 3 tys. km² udział ten maleje już do 9% (Wohlfarth, Amman 1990). Również zasilanie opadowe w górach odgrywa na ogół decydującą rolę ze względu na obfitość i gwałtowność deszczu. Znaczenie fal wezbraniowych z gór w kształtowaniu procesów erozyjnych i akumulacyjnych w całym profilu podłużnym rzeki zależy od udziału rzeźby górskiej w powierzchni całego dorzecza, udziału wód z gór w łącznych przepływach dużych rzek oraz od występowania basenów sedymentacyjnych na bezpośrednim przedpolu gór. Minimalny udział gór w dorzeczu Amazonki położonym praktycznie w całości w wilgotnej strefie równikowej powoduje, że wezbrania rzek andyjskich nie znajdują odbicia w sezonowych wahaniami tej wielkiej rzeki.

Rycina 3.38 pokazuje położenie dużych rzek w relacji do gór, a rycina 3.39 schematycznie różny udział odcinków górskich w łącznej długości dużych systemów

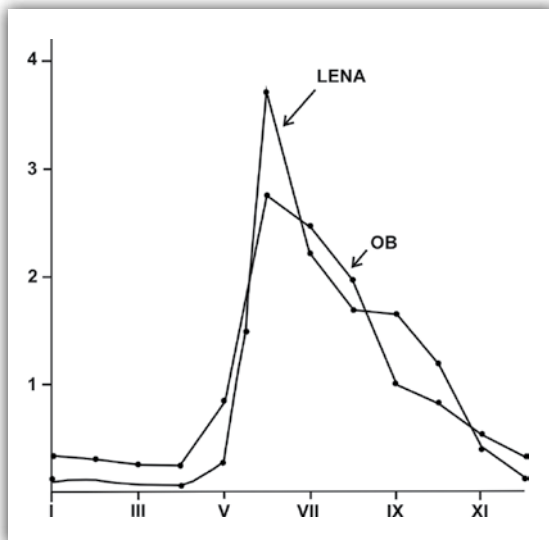


Rycina 3.41. Przebieg przepływów Brahmaputry w Bahadurabadzie w 1974 i 1993 roku, wskazujący na kilka fal powodziowych w sezonie, zrodzonych w zlewniach himalajskich (wg Hofera i Messerlego 2006)

Linia przerywana – Q max – średni roczny

Figure 3.41. Course of summer discharges of Brahmaputra river at Bahadurabad in 1974 and 1993 showing several flood waves born in the Himalayan catchments (after Hofer and Messerli 2006)

Stripped line - Q max - mean annual



Rycina 3.42. Średnie miesięczne wskaźniki przepływu dwóch rzek syberyjskich Obu i Leny wskazujące jedną wielką falę powodzi roztopowej postępującą od gór na południe (wg danych z pracy Lwowicza 1971)

Figure 3.42. Mean monthly coefficients of outflow of two Siberian rivers Ob and Lena showing one big snowmelt flood progressing from mountains in the south (after records by Lwowicz 1971)

rzecznych, w wysokich górach – również udział zlodowaconych odcinków dolin. W większości wyższych gór rzeki je drenujące wychodzą na kotliny zapadliskowe, które są obszarem spłaszczenia fal powodziowych i depozycji rumowiska (ryc. 3.40). Szczególnie dotyczy to rzek płynących w rowach przedgórskich subsekwentnie do krawędzi gór i zbierających wody z wielu górskich dopływów, jak Ganges, Brahmaputra czy Pad (Starkel 1999c).

Regiony o sezonowych opadach (zimowych w strefie śródziemnomorskiej, letnich – monsunowych w południowo-wschodniej Azji) charakteryzują się sezonowymi wezbraniami (ryc. 3.41), podobnie jak rzeki o zasilaniu śnieżnym, zwłaszcza objęte wieloletnią zmarzliną (Sundborg, Jansson 1991), na których dominują powodzie zatorowe (ryc. 3.42).

Duże rzeki kontynentalne mogą znajdować się w jednej strefie klimatycznej (opadowej), jak np. wspomniana Amazonka. W strefie suchej wnętrza Azji góry zasilają w wodę duże rzeki (wśród nich Eufrat, Indus), z których wiele kończy bieg w obszarach bezodpływowych. Należą do nich Amu-daria, Syr-daria i Tarym (Kees 1960).

W przypadku południkowego przebiegu rzeki przecinają różne strefy klimatyczne i zmienia się sposób ich zasilania (Baker i in. 1995). Do nich należy Nil niosący wodę z wilgotnej strefy równikowej – jego reżim na całej długości zależy od dostawy z gór (Paulissen, Vermeersch 1987). Odwrotną sytuację obserwujemy w rzekach płynących ku obszarom wilgotnym, jak Brahmaputra, Ganges czy Jangcy.



Fotografia 3.6. Dolina rzeki Tsang-po głęboko wciętej w wyżynę południowego Tybetu

Photo 3.6. Valley of Tsang-po river deeply incised in the plateau of southern Tibet



Fotografia 3.7. Roztokowe koryto Brahmaputry podczas niskiego stanu wody w końcu listopada w rowie przedgórskim koło Gauhati
Photo 3.7. Braided channel of Brahmaputra river during low stage in late November in the Subhimalayan foredeep near Gauhati

W tych przypadkach na reżim glacialno-nivalny górnych, wysokogórskich biegów (fot. 3.2) nakładają się wezbrania związane z ulewami monsunowymi w brzeżnej części gór oraz na ich przedpolu (Goswami 1985, 1998; Hofer, Messerli 2006) i te ostatnie decydują o wielkim transporcie rumowiska oraz kształtowaniu koryt roztokowych (fot. 3.6, 3.7).

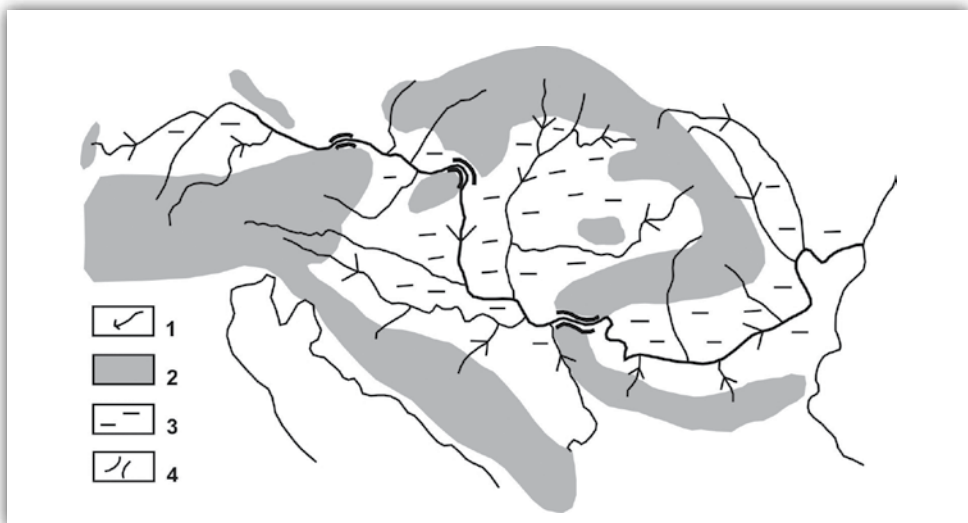
Duże rzeki syberyjskie, jak Ob, Jenisej, Lena, płynące z gór strefy klimatu borealnego do strefy subarktycznej modelują swe koryta i równiny zalewowe w czasie powodzi roztopowych z zatorami, które powodują wezbrania sięgające do 30 m wysokości (Lwowicz 1971). W dnach dolin o roztokowych korytach rzek rozwijają się nalodzie i formy typu pingo (fot. 3.8).

Złożony, wieloczłonowy charakter mają rzeki przemierzające na swej drodze kilka pasm górskich. Rzeki te, o przebiegu uwarunkowanym morfotektoniką, przepływają przez kotliny (często zapadliskowe), w których zrzucają przeważającą część rumowiska wynoszonego z gór zanim przetną przełomami kolejne pasmo górskie. Do takich rzek należy Dunaj, który utworzył cztery przełomy i po drodze w kotlinach zostawia nie tylko niesione osady, ale zbiera wody dopływów, wsypujących do kotlin potężne stożki napływowe, w plejstocenie także glacyfluwialne (ryc. 3.43). Podobne są niektóre rzeki syberyjskie, np. górny Jenisej przecinający pasmo Sajarów (Jamskich 1993, Yamskikh 1996) lub Indygirka w Górach Czerskiego.



Fotografia 3.8. Koryto rzeki Tsagan-tuin gol na przedpolu Changaju modelowane przy udziale zmarzliny i nalodzi

Photo 3.8. Tsagan-tuin gol river channel at the foreland of Khangai Mts. modeled with participation of permafrost and icings



Rycina 3.43. Szkic dorzecza Dunaju drenującego razem z dopływami łańcuchy górskie

1 - Dunaj i dopływy, 2 - góry, 3 - obniżenia (głównie obniżane tektonicznie), 4 - przełomy przez pasma górskie

Figure 3.43. Sketch of Danube river catchment with various tributaries draining mountain ranges

1 - Danube and its main tributaries, 2 - mountains, 3 - depressions (mainly subsiding), 4 - gaps across mountains

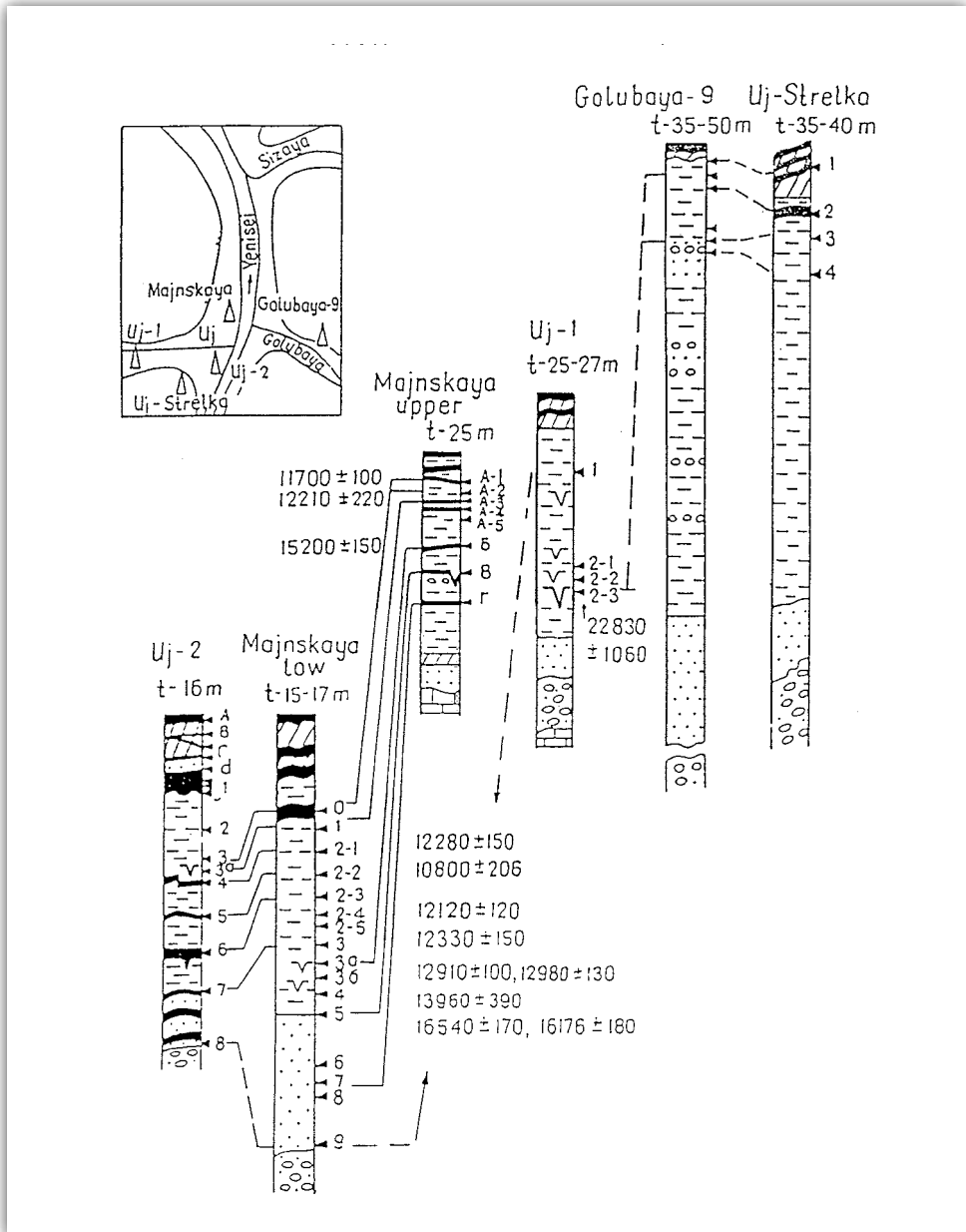
Duże doliny rzek mających źródła w górach przechodziły w czwartorzędzie na ogół rytmiczne przemiany związane z przesunięciami całych stref klimatycznych, a szczególnie z obniżeniem o rząd 1000 m piętér niwalnych i krioniwalnych w okresach zimnych (Starkel 1990a). Obniżenie granicy wiecznego śniegu w Alpach spowodowało zejście lodowców do przedpoli gór i powstanie potężnych glaci-fluwalnych stożków piedmontowych (Penck, Brückner 1909), które w czasie recesji były stopniowo rozcinane i powstawały systemy włożonych stożków (Troll 1957). W niższych grupach górskich Europy, a także Azji, lodowce nie zeszły do poziomu przedpola, co jednak również spowodowało znaczną akumulację glaci-fluwalną. Obniżenie piętér klimatyczno-roślinnych znalazło odbicie we wzroście transportu rumowiska na całej długości dolin rzecznych, zaznaczając się albo podniesieniem poziomu bezodpływowych zbiorników śródkontynentalnych (jak ówczesnego Morza Aralskiego – Kees 1960), albo też pogłębieniem koryt w wyniku obniżenia poziomu oceanów (Woldstedt 1952; Kale i in. 2003).

W górskich biegach Obu i Jeniseju z okresem deglacjacji wiążą się powstanie i spływanie jezior zaporowych oraz katastrofalne wezbrania o przepływach kilku



Fotografia 3.9. Megaripplemarki w górnym biegu Jeniseju w Kotlinie Tuwińskiej związane z katastrofalnymi powodziąmi spowodowanymi spływaniem wielkich jezior przylodowcowych w późnym glacialu (odkryte przez A. Jamskicha)

Photo 3.9. Megaripplemarks in the upper course of Yenisey river in the Tuva Basin, connected with catastrophic floods caused by rapid flow of great lakes dammed by glacial lakes during Lateglacial (discovered by A. Jamskich)



Rycina 3.44. Profile osadów policyklicznych teras Jeniseju ukazujące wielowarstwowe stanowiska archeologiczne podobnego wieku w obrębie teras różnej wysokości (od 15 do 40 m); wskazuje to na występowanie wielkich wezbrań zatorowych w późnym glacie (Yamskikh 1996)

Figure 3.44. Polycyclic terrace sediments in Yenisei river valley showing multilayer archaeological sites of similar age in terraces of different height (from 15 to 40 meters); this indicate the presence of great ice-jam floods during Lateglacial (after Yamskikh 1996)

milionów m³/s, zarejestrowanych m.in. w megaripplemarkach (Yamskikh 1996; Rudoy i Baker 1993; fot. 3.9). Przepływ fali powodziowej przez przełomy Sajaków spowodował cofkę w dolnych biegach dopływów, w których zostały złożone wsteczne stożki-delty o miąższości do 20 m.

Badania geologiczne i równoległe archeologiczne w dolinie Jeniseju przecinającej Sajany wykazały, że w późnym glacie podparcia zatorowe sięgające 30–40 m zmuszały człowieka późnopaaleolitycznego do okresowego opuszczania niższych stopni terasowych (ryc. 3.44).

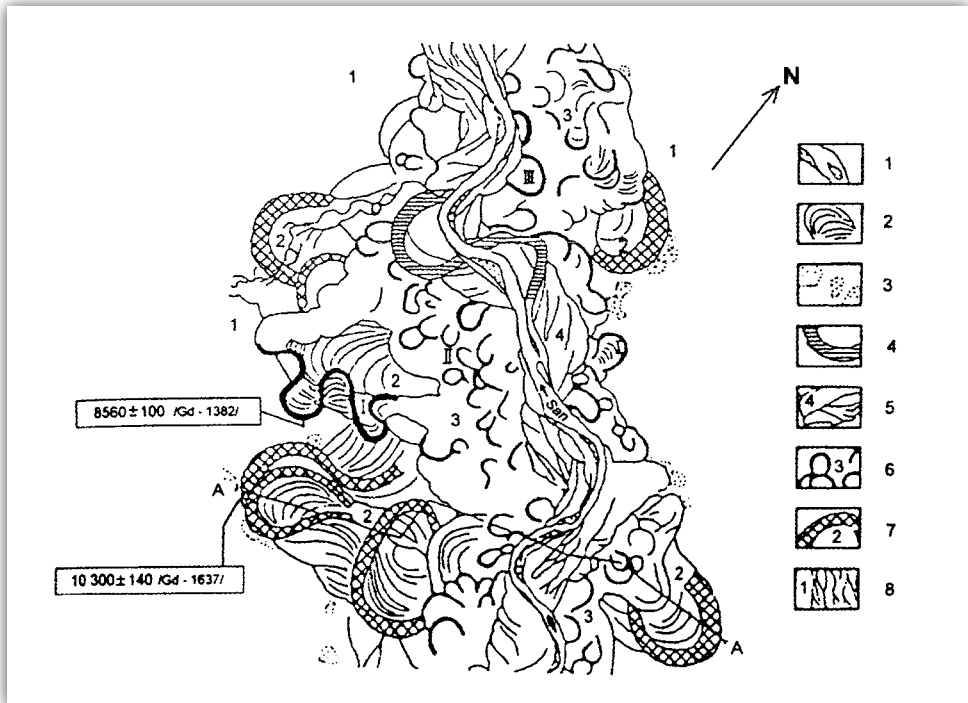
Inne zmiany następowały w dolinach rzek Europy Środkowej odwadnianych ku północy, np. Wisły i Odry, biorących początek w Karpatach i Sudetach, w których dolnych biegach także obecnie obserwujemy rosnący udział powodzi roztopowych z zatorami, konkurujących z powodziami deszczowymi mającymi swój początek w górach (Soja, Mrozek 1990). Karpaty miały wpływ na przebieg erozji i akumulacji na bezpośrednim przedpolu gór (por. rozdział 3.2), ale w kształtowaniu całej doliny Wisły miały znaczenie drugorzędne, ustępując miejsca wahaniom poziomu bazy (Starkel, Wiśniewski 1990).

Podobna była historia rzek odwadniających wschodni skłon Gór Skalistych na terenie Kanady, gdzie obok lodów spływających z gór dolne biegi rzek dorzecza Mackenzie i Saskatchewan były blokowane przez lądolód laurentyjski (Teller 1995), a później ich spadek malał na przedpolu wraz z podnoszeniem glaciostatycznym.

Z powyższego przeglądu widzimy, że rola górskich obszarów źródłowych miała różny wpływ na kształtowanie reżimu hydrologicznego i procesy fluwialne w dolinach dużych rzek przecinających różne strefy klimatyczne, które ulegały przesunięciom w czwartorzędzie, podobnie jak piętra morfoklimatyczne w górach. Górskie obszary źródłowe były istotnym czynnikiem przemian na całej długości systemu rzecznoego jedynie wówczas, gdy góry charakteryzowały się wysokimi opadami, a niekiedy także retencją, stwarzającymi warunki dla kształtowania katastrofalnych przepływów (Baker i in. 1995), a równocześnie w dolnym biegu rzeka przecinała obszary pustynne.

3.6. Holocieńskie wahania klimatyczne zapisane w środowisku fluwialnym polskich Karpat i ich przedpola

Zmiany reżimu hydrologicznego na przejściu od ostatniego pleniglacjału do holocenu zostały zarejestrowane na przedpolu Karpat w seriach włożeń aluwii i w przekształcaniu typu koryt roztokowych poprzez duże wielkopromienne meandry datowane między 14 a 11 cal. tys. lat BP (por. Szumański 1973; Falkowski



Rycina 3.45. Morfologia dna doliny Sanu w Kotlinie Sandomierskiej (Szumański 1986)

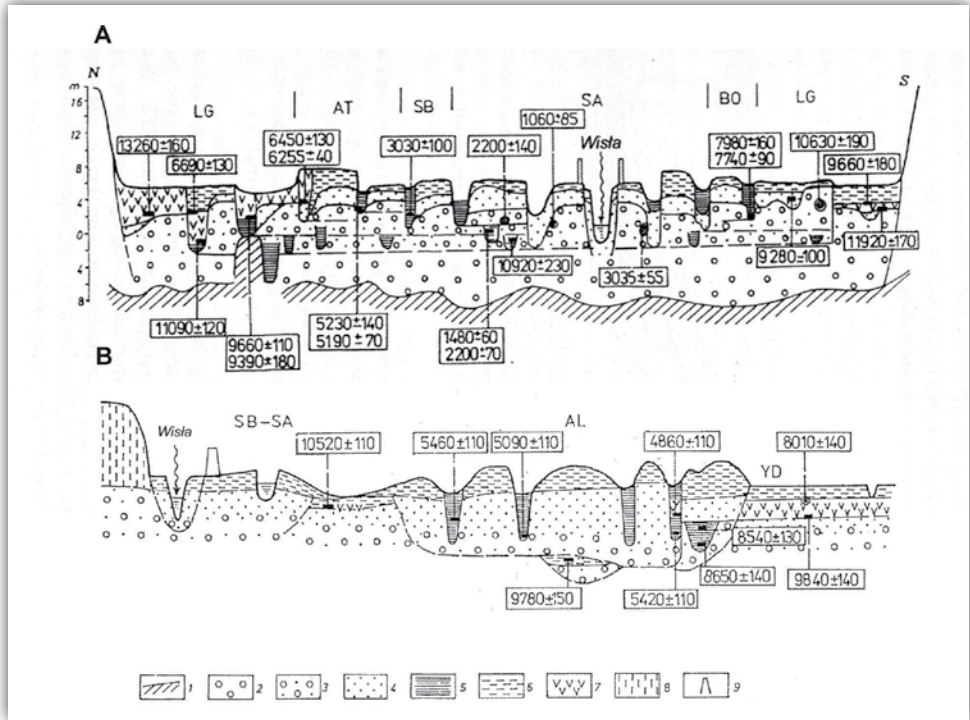
1 - koryto Sanu z odsypami, 2 - ślady starszych odsypów meandrowych, 3 - wydmy, 4 - meandry odcięte po regulacji w 1903 r., 5 - równina zalewowa ze śladami koryt roztokowych (4), 6 - terasa holocenińska (3) z paleomeandrami 3 generacji, 7 - terasa późnoglacialna (2) z dużymi paleomeandrami, 8 - terasa vistuliańska (1) z korytami roztokowymi

Figure 3.45. Relief of the San valley floor in the Sandomierz Basin (Szumański 1986)

1 - San river channel with bars, 2 - older meander bars, 3 - dunes, 4 - meanders cut after regulation in 1903, 5 - floodplain with contours of braided channels (4), 6 - Holocene terrace (3) with small palaeomeanders of three generations, 7 - lateglacial terrace (2) with large palaeomeanders, 8 - Vistulian terrace (1) with contours of braided channels

1975; Starkel, Gębica 1995) aż do systemów małopromiennych i tendencji do roztokowości w ostatnim tysiącleciu (ryc. 3.45). Często zachowały się całe systemy paleokoryt w wyniku przerzutów (Borsy, Felegyházi 1983; Starkel i in. 1991; Kalicki 1991).

O ile w górach obowiązuje poniekąd schemat czwartorzędowych faz erozyjnych i akumulacyjnych, to na przedpolu gór, gdzie stale dominuje agradacja, możemy mówić o fazach wzmożonej działalności rzek, w czasie których równocześnie działają procesy erozji i akumulacji, a równolegle wycinane są rynny i zasypywane obniżenia (Starkel 1982–1996; Starkel 2005a; ryc. 3.46).



Rycina 3.46. A – syntetyczny przekrój dna doliny Wisły koło Krakowa (Kalicki 1991), B – przekrój doliny Wisły 20 km poniżej Krakowa, w lesie Grobla (Starkel i in. 1991)

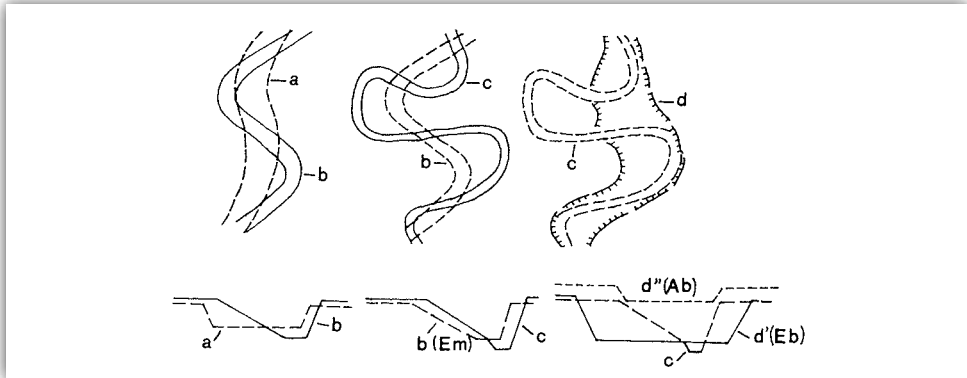
1 – podłoże mioceneskie, 2 – żwiry, 3 – żwiry i piaski, 4 – piaski, 5 – mułki i inne osady starorzeczne, 6 – pylaste osady pozakorytowe, 7 – torfy, 8 – less, 9 – wał przeciwpowodziowy; LG – późny glacjał, AL – alleröd, YD – młodszy dryas, BO – boreał, AT – atlantyk, SB – subboreał, SA – subatlantyk

Figure 3.46. A – synthetic cross-section of the Vistula river valley floor near Cracow (Kalicki 1991), B – 20 km downstream of Cracow in the Grobla forest (Starkel et al. 1991)

1 - Miocene substratum, 2 - gravels, 3 - gravels and sands, 4 - sands, 5 - silts and other palaeochannel fills, 6 - silty overbank deposits, 7 - peat, 8 - loess, 9 - flood embankments; LG - Late Glacial, AL - Alleröd, YD - Younger Dryas, Bo - Boreal, AT - Atlantic, SB - Subboreal, SA - Subatlantic

Fazy te oddzielają okresy częstokroć dłuższe, w czasie których rozwijają się swobodnie meandrujące rzeki, podcinające zakola i sypiące w czasie wezbrań wały przykorytowe (ryc. 3.47).

W czasie tych faz wysokie opady i powódzie zdarzają się rzadziej i może też dochodzić do przekształceń systemów fluwialnych na ogół na niewielkich obszarach. Trudno jednak je uznać za wskaźniki zmiany klimatu. Dla wyjaśnienia przyczyn trzeba wtedy sięgnąć po informacje z innych środowisk sedymentacyjnych (Starkel 2006a,b).

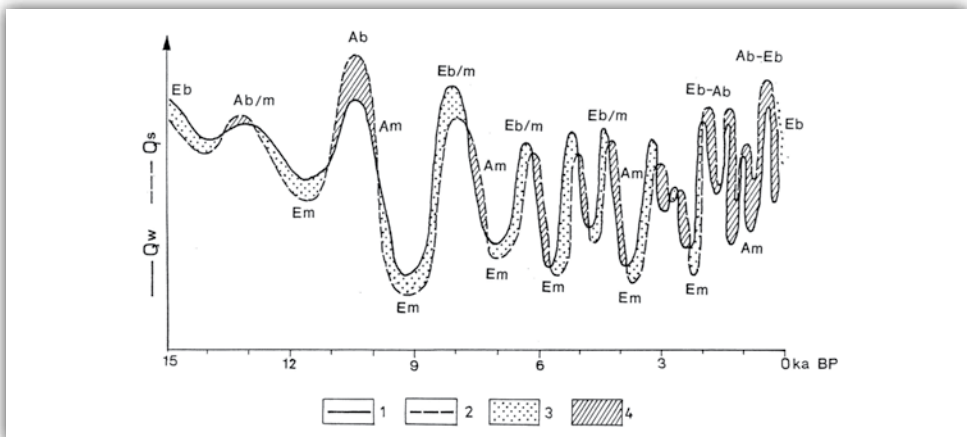


Rycina 3.47. Zmiany układu i przekroju koryt w czasie cyklicznych zmian reżimu hydrologicznego (Starkel 1983)

a - wyprostowane koryto rzeki roztokowej, b - koryto kręte, c - głębsze koryto meandrowe modelowane przez erozję (Em), d - wyprostowane koryto roztokowe utworzone w czasie fazy częstych powodzi przekształcane poprzez pogłębienie (Eb) lub przez agradację (Ab)

Figure 3.47. Changes of channel pattern and cross-section during cyclic variations of hydrological regime (Starkel 1983)

a - straight channel of braided river, b - sinuous channel, c - deeper meandering channel models by erosion (Em), d - straight braided channel formed during the phase with higher flood frequency transformed by incision (Eb) or by aggradation (Ab)

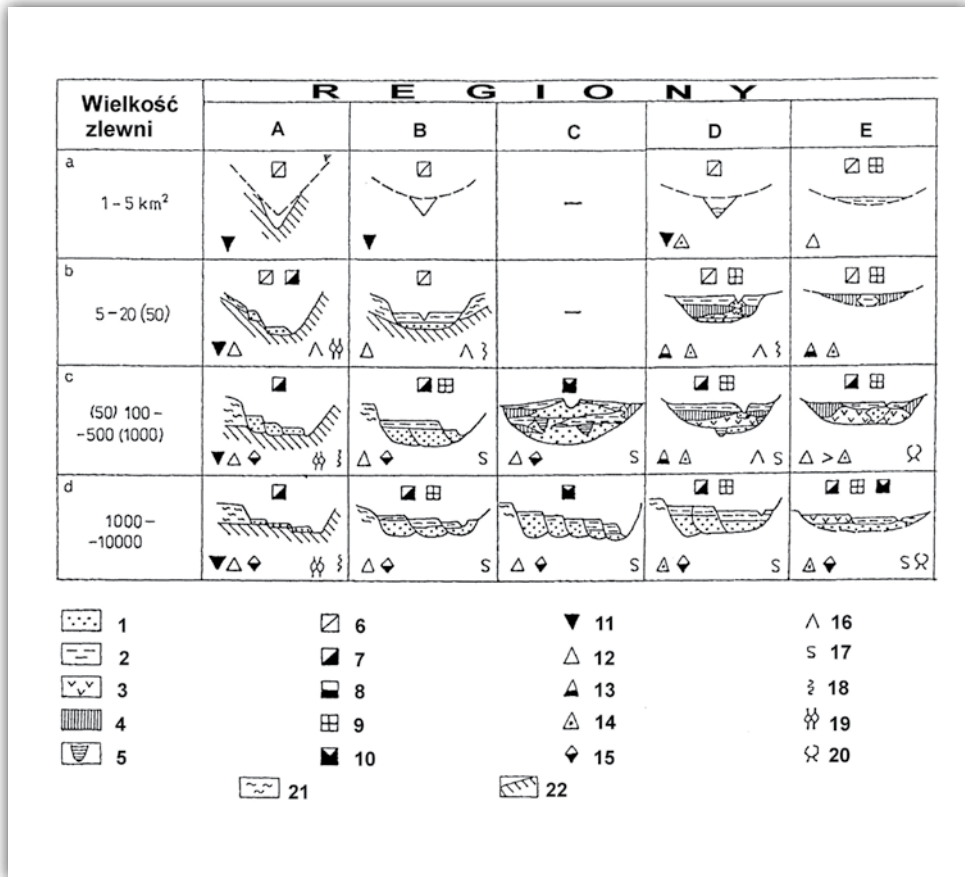


Rycina 3.48. Wahania kształtujących koryto przepływów rzecznych (Q_w) i transportu rumowiska (Q_s) w ostatnich 15 tys. lat BP (Starkel 2003c)

1 - Q_w , 2 - Q_s , 3 - tendencja do erozji ($Q_w > Q_s$), 4 - tendencja do agradacji ($Q_s > Q_w$); Em - erozja rzeki meandrowej, Eb - erozja rzeki roztokowej, Am - agradacja rzeki meandrowej, Ab - agradacja rzeki roztokowej

Figure 3.48. Fluctuations of channel-forming discharges (Q_w) and sediment (Q_s) during last 15 ka BP (Starkel 2003c)

1 - Q_w , 2 - Q_s , 3 - tendency to erosion ($Q_w > Q_s$), 4 - tendency to aggradation ($Q_s > Q_w$); Em - erosion of meandering river, Eb - erosion of braided river, Am - aggradation of meandering river, Ab - aggradation of braided river



Rycina 3.49. Typy powodzi, procesy fluwialne i sekwencje aluwiiów holocenińskich w zlewniach różnej wielkości i różnych typach rzeźby w dorzeczu Wiśły (Starkel 2007a)

A - góry, B - pogórza, C - kotliny podgórskie, D - wyżyny, E - niziny; 1 - facja korytowa, 2 - facja pozakorytowa mineralna, 3 - jw. organiczna, 4 - torfy, 5 - wypełnienia paleokoryt, 6 - powódź po ulewie. 7 - powódź po opadzie rozlewnym, 8 - powódź pory deszczowej, 9 - powódź roztopowa, 10 - powódź allochtoniczna (z gór), 11-16 - tendencje procesów (11 - pogłębianie, 12 - agradacja, 13 - agradacja organiczna, 14 - agradacja mineralna, 15 - rozcinanie i wsypywanie, 16 - współczesna agradacja), 17-20 - typ koryt (17 - meandrowe, 18 - kręte, 19 - roztokowe, 20 - anastomozujące), 21 - utwory plejstoceńskie, 22 - starsze podłoże

Figure 3.49. Types of floods, fluvial processes and Holocene alluvial sequences in catchments of various size in the Vistula river basin (Starkel 2007a)

columns: size of catchments; regions: A - mountains, B - foothills, C - submontane depressions, D - uplands, E - lowlands; signatures: 1 - channel facies, 2 - overbank (mineral), 3 - overbank (organic), 4 - peat, 5 - palaeochannel, 6 - flush downpour flood, 7 - continuous rain flood, 8 - rainy season flood, 9 - snowmelt flood, 10 - allochthonous flood, 11-16 - trends of processes (11 - erosion (downcutting), 12 - aggradation, 13 - organic aggradation, 14 - mineral aggradation, 15 - cuts and fills, 16 - contemporaneous aggradation), 17-20 - types of river channels (17 - meandering, 18 - sinuous, 19 - braided, 20 - anastomosing), 21 - pleistocene deposits, 22 - older substratum

Fazy wilgotne o czasie trwania kilkuset lat każda, charakteryzują się natomiast dużą częstotliwością zdarzeń ekstremalnych, które zapisane są zarówno w osadach, jak i formach (ryc. 3.48).

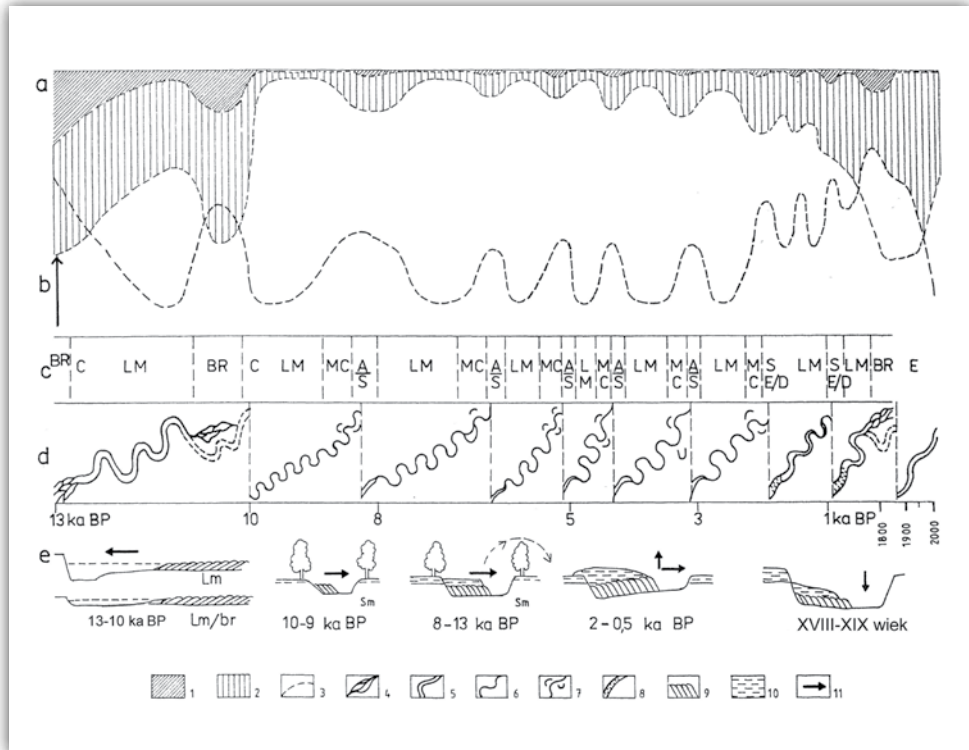
Do wskaźników tych zdarzeń należą (Starkel 2006a):

- a) gruboziarniste osady facji korytowej, włożone w rynny albo tworzące warstewki (soczewki) w drobnoziarnistych odsypach,
- b) wkładki mineralne (zwykle piaszczyste) w torfach i innych osadach organicznych często wypełniających starorzecza lub baseny popowodziowe,
- c) nałożenia osadów facji korytowej na osady facji pozakorytowej,
- d) nałożenia osadów facji pozakorytowej na torfy lub glebę kopalną,
- e) nagromadzenia równowiekowych pni czarnych dębów,
- f) opuszczone przez rzekę systemy paleokoryt (przerzuty).

Zapis tych zmian bywa różnorodny, zależnie od odcinka biegu dolin w górach lub na przedpolu, jak również od wielkości doliny i rzeki (ryc. 3.49). O ile w górnych biegach, zwłaszcza przy pogłębianiu dna, rejestrowane są stopnie erozyjne, to poniżej w strefie agradacji przy lateralnym przemieszczaniu koryt meandrowych wkładane są coraz młodsze osady albo też w wyniku przerzutów powstają nowe koryta i włożenia. Natomiast w mniejszych dolinach pogórzy i przedgórz górk potoki o małym spadku niosące znaczne ilości zawiesiny nie są w stanie porzucić koryt i trwa nadbudowywanie równiny zalewowej podczas wezbrań (Starkel 2007a).

Mechanizm zmian procesów korytowych prowadzących do przerzutów i powstania nowych generacji koryt udało się uchwycić dzięki poznaniu etapów rozwoju poszczególnych paleokoryt i współczesnych koryt (Starkel 1983). W początkowym okresie przy wzroście częstotliwości wezbrań dochodzi do ścinania zakoli rozwiniętych meandrów, następnie poszerzania i wyprostowywania koryta i w końcu nastąpić może nawet przerzut całego systemu korytowego na dłuższym odcinku biegu doliny (ryc. 3.47, 3.50).

Takie odcięte zakola datowane na około 5400 lat BP stwierdzono w lesie Grobla w dolinie Wisły poniżej Krakowa (ryc. 3.51). Natomiast już częściowo wyprostowane koryto zostało opuszczone na skutek przerzutu około 300–400 lat później (Starkel i in. 1991). Kilka kilometrów w górę biegu Wisły podobny kręty system został opuszczony około 4400 lat BP (Kalicki i in. 1996). Inny przykład stopniowej transformacji i przerzutu datowano na około 8000 lat BP (Kalicki 1991). Przejście od koryta meandrowego do roztokowego prześledzono również w dolinie Wisłoki u wylotu z Karpat (Starkel, 1981, 1994b). Wzrost częstotliwości wezbrań w XVIII–XIX w. (i dostawy rumowiska z wylesionych gór) spowodował poszerzanie i wyprostowywanie koryta. To roztokowe koryto rzeki zostało w XX w. rozcięte krętą rynną w wyniku częściowej regulacji i eksploatacji kruszywa (Klimek, Starkel 1974).



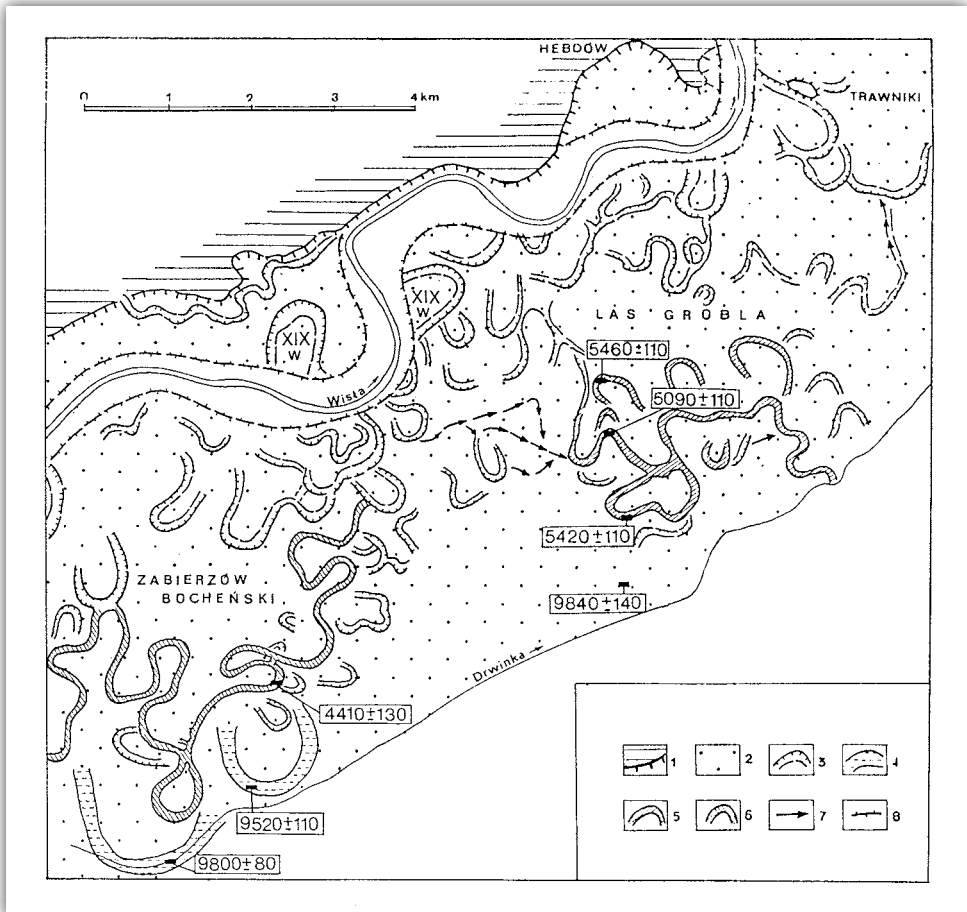
Rycina 3.50. Model rytmicznych zmian w ewolucji koryt rzecznych i równin zalewowych na przedpolu Karpat w późnym glacie i holocenie (Starkel i in. 1996; Starkel 2001a)

a – wahania transportu rumowiska, b – wahania częstości powodzi, c – kierunki zmian koryt (BR – roztokowe, C – koncentracja koryt, LM – boczna migracja, MC – ścinanie koryt, A – przerywanie, S – wyprostowywanie, E – pogłębienie, D – agradacja), d – rytmiczne zmiany parametrów koryta, rytmy dzielą zmiany progowe, przeryty i wyprostowywania koryt, e – kierunki zmian przekroju poprzecznego; 1 – rumowisko wleczone, 2 – zawiesina, 3 – krzywa częstości powodzi, 4-8 typy koryt (4 – roztokowe, 5 – duże paleomeandry, 6 – małe paleomeandry, 7 – zakole odcięte, 8 – pogłębienie i wyprostowanie), 9 – odsypy meandrowe, 10 – nadbudowa równiny zalewowej, 11 – kierunek zmian koryta

Figure 3.50. Model of rhythmic changes and thresholds in the evolution of river and floodplains at Carpathian foreland during last 13 000 years (Starkel et al. 1996, Starkel 2001a)

a – fluctuations of bedload and suspended load, b – fluctuations in flood frequency, c – directions of channel changes (BR – braided, C – concentration of channel, LM – lateral migration, MC – meander cut-off, A – avulsion, s – straightening, E – downcutting, D – aggradation), d – rhythmic changes of channel parameters, cycles separated by threshold changes, e – channel cross-sections and directions of their transformation; 1 – bedload, 2 – suspended load, 3 – curve of flood frequency, 4-8 channel types (4 – braided, 5 – large paleomeanders, 6 – small paleomeanders, 7 – cut-off meanders, 8 – incision of the straightened channel), 9 – channel bars, 10 – overbank deposits, 11 – directions of channel changes

Na podstawie analizy szeregu podobnych stanowisk na bezpośrednim przedpolu Karpat został opracowany model zmian koryt rzecznych w wyniku rytmicznych zmian przepływów wody (Q_w) i transportu rumowiska (Q_s) w holocenie (ryc. 3.48, 3.50). Wzrost Q_w i Q_s przebiega równoległe, ale nie równocześnie, co powoduje tendencję do zwiększania lub zmniejszania parametrów koryta i doprowadza w rozszerzeniach dolin (zwłaszcza na stożkach) niekiedy do przetrzutów



Rycina 3.51. Geomorfologia dna doliny Wisły w rejonie Zabierzowa Bocheńskiego i lasu Grobla (Starkel i in. 1991; Gębica 1995; Kalicki i in. 1996)

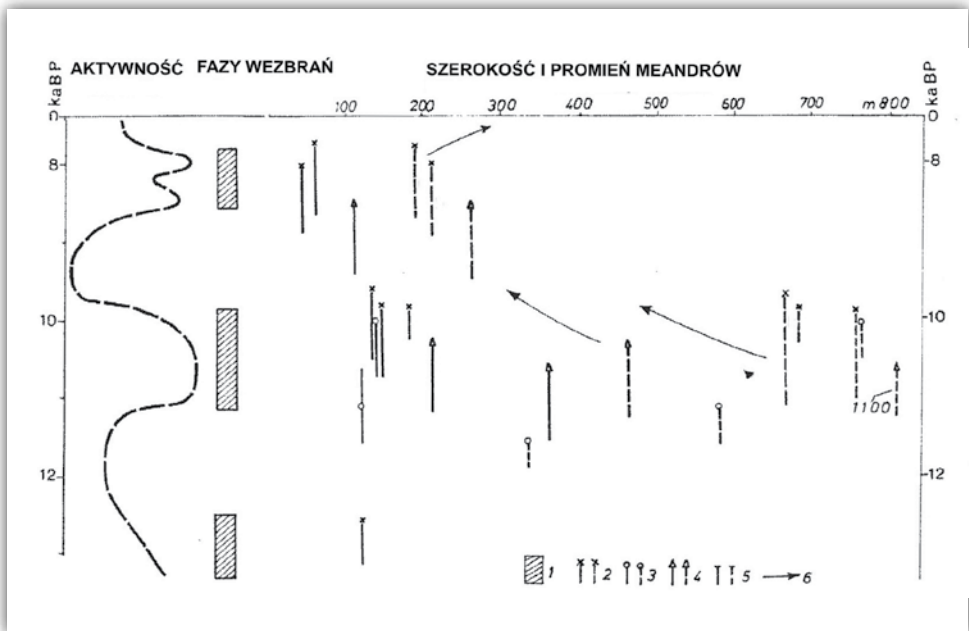
1 – terasa lessowa, 2 – równina zalewowa holocenińska, 3 – paleokoryta (różnowiekowe), 4 – paleomeandry z pogranicza późnego glaciału – holocenu, 5 – system koryt opuszczony ponad 5000 lat BP, 6 – system koryt opuszczony około 4400 lat BP, 7 – rynny i przepływy krewasowe, 8 – wał przeciwpowodziowy

Figure 3.51. Geomorphology of the Vistula valley floor near Zabierzów Bocheński and Grobla forest (Starkel et al. 1991; Gębica 1995; Kalicki et al. 1996)

1 – loess terrace, 2 – Holocene floodplain, 3 – palaeochannels (various), 4 – palaeomeanders from Lateglacial – Holocene transition, 5 – palaeochannels abandoned before 5 ka BP, 6 – palaeochannels abandoned about 4,4 ka BP, 7 – crevasse channels, 8 – flood embankments

koryt. Równocześnie w ciągu holocenu obserwujemy na przedpolu gór tendencję albo do podnoszenia den koryt i równin zalewowych (agradacji), albo też do pogłębiania koryt. Tendencja do agradacji była charakterystyczna dla okresów o przewadze transportu rumowiska nad siłą transportową rzeki, co obserwujemy m.in. w okresie młodszego dryasu (przed wkroczeniem zwartych zbiorowisk leśnych) i w ostatnich dwóch tysiącleciach (erozja gleb po wylesieniu). Natomiast tendencja do pogłębiania była charakterystyczna dla okresu pełnego rozwoju zbiorowisk leśnych w holocenie (por. ryc. 3.48).

O ile w głębi gór rejestrowane są trzy wyraźne fazy wzmożonej akumulacji rzecznej: w pleniglacjale, u schyłku gładcału i dopiero w ostatnim tysiącleciu w wyniku ekstensywnej gospodarki rolnej, to na przedpolu gór wszystkie okresy wilgotniejsze o częstszych wezbraniach w liczbie od 8 do 11 są zapisane w profilach aluwialnych. Ostatnim epizodem akumulacji rzecznej przedholocenińskiej są przy-

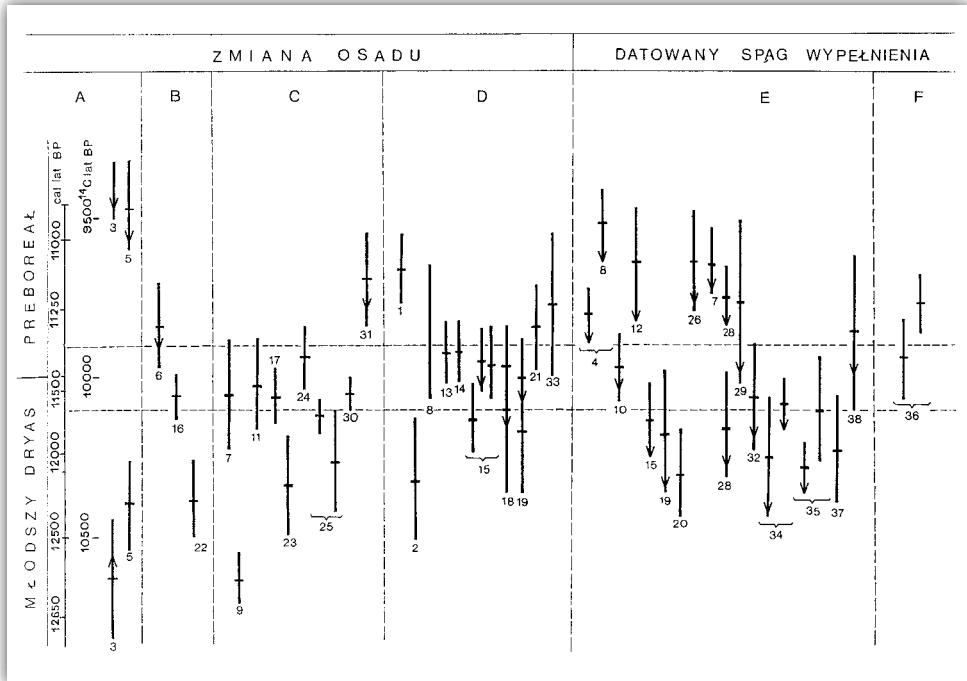


Rycina 3.52. Zmiany parametrów zakoli na tle faz wzmożonej działalności rzek przedpola Karpat 13–8 ka BP (Starkel 1995b; Starkel i in. 1996)

1 – fazy powodzi, 2–4 – szerokości i promienie krzywizny określonych paleomeandrów: 2 – Wisły poniżej Krakowa, 3 – Wisłoka, 4 – Sanu, 5 – tendencje zmian wielkości paleokoryt, 6 – kierunek zmian

Figure 3.52. Changes of parameters of the palaeomeanders at Carpathian foreland 13–8 ka BP on the phone of increased fluvial activity (Starkel 1995b; Starkel et al. 1996)

1 – flood phases, 2–4 – width and radius of selected palaeomeanders: 2 – Vistula downstream of Cracow, 3 – Wisłoka river, 4 – San river, 5 – trend toward change of palaeochannel parameters, 6 – direction of changes



Rycina 3.53. Wiek osadów i paleokoryt z przełomu młodszego dryasu i holocenu (Starkel 1991b, 2001a, 2003b)

Linia oznacza zasięg wieku próby ^{14}C , strzałki – że zmiana jest młodsza lub starsza od datowania; numery – stanowiska w różnych dolinach Polski; A – datowania z osadów korytowych rzeki roztokowej (niżej) i meandrowej (wyżej), B – osady facji korytowej przykryte torfem lub mułem, C – osady facji pozakorytowej przykryte organicznymi, D – zmiana sedimentacji w paleokorytach, E – spąg wypełnień dużych paleomeandrów, F – spąg wypełnień najstarszych małych paleomeandrów

Figure 3.53. Age of deposits and palaeochannels from transition Younger Dryas–Holocene (Starkel 1991b, 2001a, 2003b)

Line indicate age of ^{14}C sample, arrow shows that change is younger or older than a date; numbers – sites from various river valleys in Poland; A – datings from channel facies of braided river (below) or meandering (above), B – channel facies deposits covered by peat or mud, C – overbank facies deposits covered by organic, D – change of deposition in palaeochannels, E – base of large palaeochannel fill, F – base of oldest small palaeochannel fill

krywające torfy i aluwia z allerödu piaski i mułki facji pozakorytowej z młodszego dryasu stwierdzone m.in. na stożku napływowym Raby (Gębica 1995). Korespondują one z najmłodszymi dużymi korytami Wisły o szerokości 120–180 m i promieniu krzywizny 600–800 m (ryc. 3.52, 3.53).

Podobne duże zakola występują w mniejszych dolinach na przedpolu gór (fot. 3.10). W większości tych najmłodszych dużych zakoli datowanych szczątkami roślinnymi w spągu wypełnień, wiek ich mieści się między 10 200 a 9800 lat BP w skali radiowęglowej (Starkel 2003b). Nie są one równowiekowe, co wiąże się zarówno

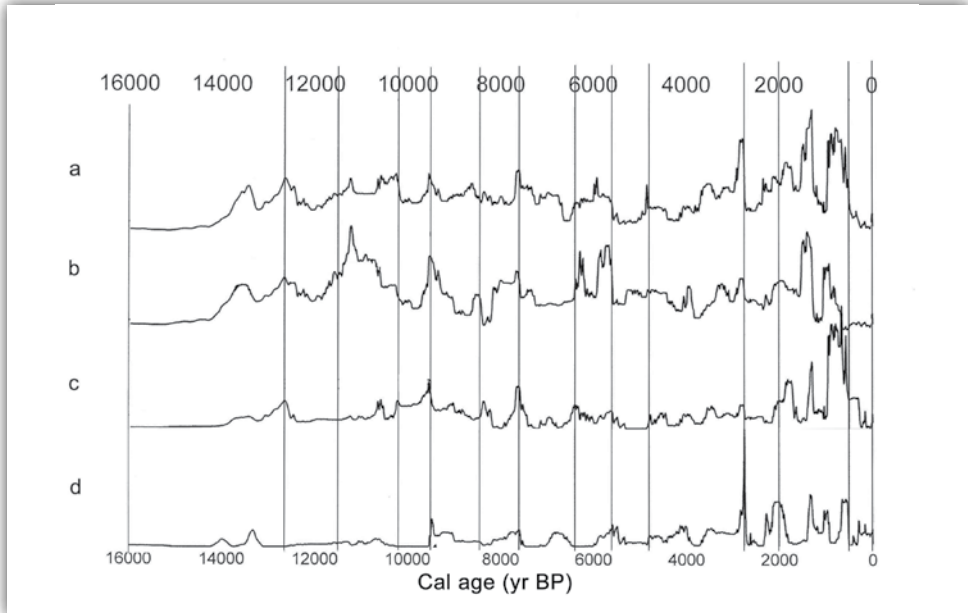
z różnym początkiem sedymentacji organicznej w opuszczonym paleomeandrze, jak też różnym faktycznym czasem przemian reżimu transportu, zależnym od wysokości n.p.m. i tempa wkraczania zbiorowisk leśnych w zlewni. Dlatego na przykład w dolinach Dunajca i Soły dłużej utrzymywały się duże koryta roztokowe (Starkel 2001a). Fazy holocenijskiej aktywności zapisały się w rozkładzie datowań radiowęglowych, szczególnie w okresie poprzedzającym intensywną działalność ludzką (Starkel i in. 2006; ryc. 3.54).

Najstarszą wyraźną fazą zwilgocenia w holocenie był długi, blisko tysiącletni okres 8,5–7,8 tys. lat BP (9,5–8,4 ka BP w skali kalendarzowej) stwierdzony na wielu stanowiskach, m.in. w warstwach piaszczystych torfowiska w Tarnawie w górnym biegu Sanu (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975) czy osadów powodziowych przykrywających torfy eoholocenijskie w obniżeniu Drwinki w dolinie Wisły (Starkel i in. 1991). Najlepszy wgląd w reżim fluwialny tego okresu daje budowa stożka małego dopływu Wisłoki w Podgrodziu na progu Pogórza Karpackiego. W 6-metrowej serii reprezentującej okres od 8390 ± 105 do 7785 ± 145 ^{14}C lat BP zostało zapisanych 95 zdarzeń powodziowych, zgrupowanych w 13 pakietach warstewek piaszczystych, oddzielonych poziomami organicznymi lub inicjalnymi glebami



Fotografia 3.10. Duży późnoglacialny meander małej rzeki Bystrica, dopływu Dniestru na przedpolu Karpat Wschodnich

Photo 3.10. Great Lateglacial palaeomeander of small Bystrica river, tributary of Dniester river at the foreland of Eastern Carpathians



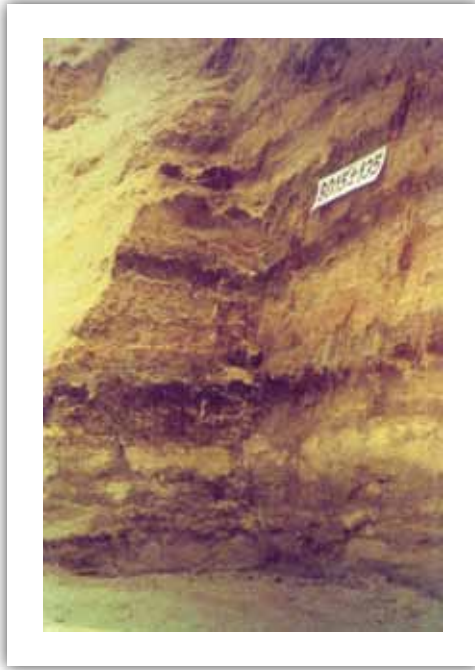
Rycina 3.54. Wybrane datowania radiowęglowe wskazujące fazy wilgotniejsze i o większej częstotliwości ekstremalnych opadów w późnym glacialem i holocenie (Starkel i in. 2006, 2013; Margielewski 2006)

- a – datowania osadów rzecznych z obszarów górskich i ich przedpola w południowej Polsce wskazujące na fazy większej działalności fluwialnej, zwłaszcza ich początki,
- b – datowania ze spągu wypełnień paleokoryt, wskazujące na czas przerzutów koryt rzecznych (częstych dużych powodzi),
- c – datowania ze stropu warstw organicznych przykrytych osadami facji pozakorytowej wskazującymi na znaczny transport zawiesiny związany głównie z erozją gleb,
- d – najstarsze warstwy organiczne z osuwisk w Karpatach fliszowych (osuwiska powstały względnie wcześniej o kilka lub kilkadziesiąt lat).

Figure 3.54. Selected radiocarbon records indicating phases more humid and with higher frequency of extreme rainfalls during Lateglacial and Holocene (Starkel et al. 2006, 2013; Margielewski 2006)

- a – fluvial data from mountains and their forelands in Southern Poland – indicating phases of higher fluvial activity, especially their beginnings,
- b – fluvial data from base of paleochannel fills indicating the time of channel avulsion (frequent great floods),
- c – fluvial data from top of organic layer covered by overbank facies indicating heavy suspended load related mainly to soil erosion,
- d – oldest organic layer over landslides in the Flysch Carpathians – landslide formed relatively earlier (several years or decades)

(Niedziałkowska i in. 1977; Alexandrowicz i in. 1981; Starkel i in. 1982; Czyżowska 1997). To unikatowe stanowisko daje wgląd w strukturę osadów stożka, efektu opadów ulewnych w tej fazie wilgotnej sprzed okresu wylesień i uprawy roli przez człowieka (por. ryc. 3.57, fot. 3.11).



Fotografia 3.11. Fragment 6-metrowej serii stożka napływowego rejestrującego około 100 zdarzeń datowanych między 8400 i 7800 lat ^{14}C BP w Podgrodziu (por. ryc. 3.57; Starkel i in. 1996; Czyżowska 1997)

Photo 3.11. Fragment of 6 m thick sequence of alluvial fan with about 100 events dated between 8400 and 7800 ^{14}C years BP at Podgrodzie (see fig. 3.57; Starkel et al. 1996; Czyżowska 1997)

Kolejną słabo zaznaczoną fazę działalności fluwialnej datuje kilka stanowisk na około 7300–7000 lat ^{14}C BP (Starkel 1991a, 2001a; Kalicki 2006).

Wyraźne ożywienie procesów fluwialnych nastąpiło 6,6–6,0 ka ^{14}C BP. Z tego okresu pochodzą opuszczone starorzecza w dolinie Wisły poniżej Krakowa w Pleiszowie (6255 ± 40 BP – Wasylińska i in. 1985) i Czyżynach (6450 ± 130 BP – Kalicki 1991), a także aluwia facji korytovej ze szczątkami roślinnymi w dolinie Wisłoki (Starkel 1981) i jej dopływu Budzisz (Starkel i in. 1999), Wisłoka koło Rzeszowa (Gębica 2011) oraz Wilgi pod Krakowem (Sokołowski, Wasylińska 1984).

Okres przejściowy między mezo- i neoholocenem reprezentowany jest przez dwie fazy wyróżnione przez Kalickiego (1991), odpowiadające czasowo dwóm fazom nasunięć lodowców alpejskich (Patzelt 1977). Starsza z nich, datowana na 5,5–4,9 ka BP, to opisany szczegółowo przerzut koryta Wisły w lesie Grobla (Starkel i in. 1991). Na innych stanowiskach nad górną Wisłą (Kalicki 2006) i w dolinie Wisłoka oraz jego dopływów (Gębica 2004) faza ta zaznacza się wyraźnie w osadach pozakorytowych. Młodsza z nich, datowana na 4,4–4,1 ka BP, występuje w postaci systemu opuszczonych paleokoryt Wisły koło Zabierzowa Bocheńskiego (Kalicki i in. 1996) oraz w osadach mineralnych przykrywających organiczne (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988; Gębica 1995) lub tworzących wkładki gruboziarniste w aluwach stożków małych potoków (Starkel i in. 2004).

Następna faza częstych powodzi przypada na okres 3,5–2,9 ka BP, gdy zostały opuszczone koryta Wisły koło Oświęcimia (2940 ± 70 BP – Klimek 1988), w Łęgu

pod Krakowem (Kalicki 1991) oraz w Śmiłowicach (Gębica 1995). Z tego okresu pochodzą też liczne czarne dęby z Wolicy (Krąpiec 1996) i wkładka piaszczysta z wypełnienia starorzecza w Zabierzowie Bocheńskim (Kalicki i in. 1996).

Na okres 2,7–2,4 ka BP datowane są liczne osady pozakorytowe, podobnie jak na okres 250 BC–250 AD. Ten ostatni przypada na stulecia masowych wylesień w dolinach obrzeża Karpat, co rejestrują pniaki zakorzenione w podłożu, przykryte nieraz warstwą deluwiów o miąższości 3–4 m (Kalicki, Starkel 1987).

Kolejna faza przerzutów koryt i licznych czarnych dębów reprezentuje lata 450–570 (Krąpiec 1996; Kalicki, Krąpiec 1995), co świadczy o skali wezbrań i erozji bocznej. Podobnego wieku i nieco młodsze są też aluwia w dolinie Strwiąży – dopływu Dniestru u brzegu ukraińskich Karpat (Starkel i in. 2009).

Liczne czarne dęby pojawiają się również w osadach z X–XI w., szczególnie z drugiej połowy tego ostatniego (Krąpiec 1998). Wezbrania te znajdują swój zapis również w osadach w strefie obwałowań średniowiecznego Krakowa (Radwański 1992; Starkel 1994b).

Najmłodsze osady budują włożenia równin zalewowych o wysokości 3–5 m, towarzyszących korytom rzek przedpola Karpat, i są dowodem częstych powodzi rejestrowanych od XVI w. (Klimek 1974a; Starkel 2001a).

Generacje włożeń aluwii rozpoznane na przedpolu polskich Karpat, a także równiny zalewowe małych dolin Pogórza Karpackiego, w których zachowały się poprzez pionowe nadbudowywanie, rejestrują zmiany klimatu oraz narastającą erozję gleb. Znajdują swe odpowiedniki w dolinach gór i dnach przedgórskich kotlin całej Europy Środkowej. Porównania tych faz dokonywane były w ostatnich dziesięcioleciach przez kilku autorów, którzy wykazywali znaczną synchroniczność faz zarówno w Alpach, Karpatach i na ich przedpolu, w obrębie Średniogórza Niemieckiego, gór Masywu Czeskiego, jak i w mniejszym stopniu w położonych bardziej na północ dolinach rzecznych strefy nizin (Starkel 1966, 1983, 1991c, 1995a, 2002a; Becker 1982; Schirmer 1983, 1995; Kalicki 1991, 2006; Spurk i in. 2002).

Od układu tego odbiegają doliny alpejskie, które u schyłku glacjały były jeszcze teatrem topnienia potężnych lodowców, co znajdowało wyraz w systemach rozczynanych i wkładanych stożków glacialuwalnych (Troll 1957; Brunnacker 1969, 1975; Schreiber 1985). Natomiast fazy dużej aktywności fluwialnej stwierdzone w dolinach rzek środkowej Europy, mających swe źródła w obszarach górskich, wykazują pełną synchroniczność z głównymi fazami nasunięć lodowców alpejskich rozpoznanymi przez Patzelta (1977), Röthlisbergera (1986) i innych (por. Grove 1979; Magny 1993).

Wśród tych faz aktywności fluwialnej szczególnie wyraźnie zapisało się kilka z nich. Pierwsza holocenska faza transgresji lodowców alpejskich datowana na 9500–8500 lat BP (Venediger – wg Patzelta 1977) widoczna jest w dolinach różnej wielkości, m.in. w bogactwie subfosylnych dębów (Becker 1982), a także w serii po-grzebanych żwirów w zapadliskowej kotlinie, przez którą przepływa Dunaj między

Bratysławą a Komarnem (Kvitkovič 1993). Równie powszechne jest dwudzielne zwilgocenie na pograniczu mezo- i neoholocenu około 5800–5500 i 4800–4400 lat BP (fazy nasunięć lodowców alpejskich Rotnoos I i II wg Patzelt 1977). Jest to okres wielkich przerzutów koryt w obrębie potężnych stożków na przedpolu Karpat w dorzeczu Cisy (Borsy, Felegyhazi 1983; por. ryc. 3.23).

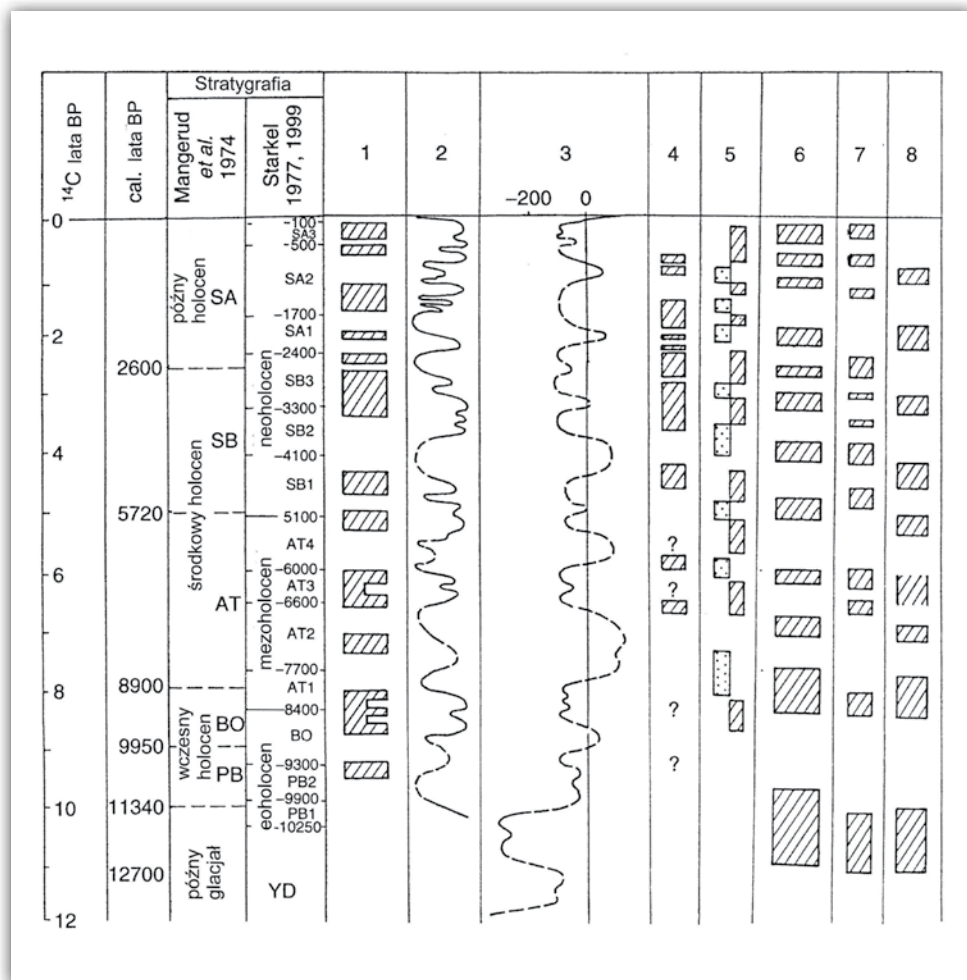
Bardzo wyraźna jest faza wezbrań z V–VI w. rysująca się w kulminacji subfossilnych dębów w wielu dolinach rzecznych (Becker 1982; Krąpiec 1998). Natomiast trudno mówić o synchroniczności akumulacji miększych serii aluwii facji pozakorytowej, które rejestrują regionalnie zróżnicowane etapy wylesień i ekstensywnej gospodarki rolnej (por. Starkel 1987c; Bork 1989; Havliček 1991; Kalicki 2006; Dotterweich 2008; Starkel i in. 2012) bliżej omówione w rozdziale 4.2.

3.7. Holocenne zmiany klimatyczne zapisane w różnych facjach osadów i form

Datowane w środowisku fluwialnym osady i formy pozwoliły na wyróżnienie w holocenie faz wilgotniejszych, charakteryzujących się równocześnie większą częstotliwością zdarzeń ekstremalnych. Ale trzeba pamiętać, że ulewy, podobnie jak i powodzie mogą zdarzać się w każdym stuleciu i w każdej dekadzie holocenu. Fazy wilgotniejsze zostały jednak zapisane równocześnie w innych facjach osadów i form, zarówno związanych z procesami sekularnymi (o dużej powtarzalności) jak i ekstremalnymi – epizodycznymi. Porównanie tych form i osadów stwarza możliwości pełniejszej rekonstrukcji zmian klimatycznych, jak i oceny roli tych faz w przekształcaniu rzeźby (Starkel 1966, 1986, 2002a, 2006a,b; Starkel i in. 1991, 2006).

O większym natężeniu transportu zawiesiny i jej depozycji świadczą nie tylko ogniwa gliniastych mad nadbudowujących równiny zalewowe, ale i pokrywy deluwii u podnóży stoków, w których niekiedy można rozpoznać warstewki rejestrujące pojedyncze ulewy. Ich wiek bywa określany przez podścielający lub nadległy osad organiczny, rzadziej w samych deluwiach tkwi synchroniczny materiał organiczny. Podobnie przybliżony wiek fazy przesiąkania wody i wzmożonego rozpuszczania węglanów podają nacieki jaskiniowe (Pazdur i in. 1999) i martwice węglanowe osadzone u źródeł (Dobrowolski i in. 1999) lub na progach martwicowych w obszarach wapiennych (Pazdur i in. 1988). Równocześnie osady węglanowe reagują na wyższe temperatury roku, a zwłaszcza miesięcy letnich (Lożek 1975, 1991).

O okresie wilgotniejszym zwiększającym retencję wody informują datowania wysokich poziomów wody, które osiągają kulminację raczej u schyłku fazy wilgotnej (Starkel 2006a). Podobne wnioski (ryc. 3.55) płyną też z dat maksymalnego zasięgu czół lodowców górskich, których opóźnienie w stosunku do początku fazy wilgotnej może sięgać setek lat (Patzelt 1977; Zoller 1977).



Rycina 3.55. Próba korelacji faz chłodnych i wilgotnych w górach Europy Środkowej (Starkel 2002a, bez uwzględnienia syntezy z 2013 roku)

1 - fazy nasunięć lodowców w Alpach Austriackich (Patzelt 1977), 2 - fazy nasunięć lodowców w Alpach Szwajcarskich (Röthlisberger 1986), 3 - wahania granicy śniegu w Alpach (Patzelt 1977), 4 - fazy obniżenia zasięgu soliflukcji w Alpach (Matthews i in. 1993), 5 - wysokie i niskie poziomy jezior w górach Jura (Magny 1993), 6 - fazy osuwiskowe w Karpatach fliszowych (Alexandrowicz 1996; Starkel 1997; Margielewski 2001, 2006), 7 - spływy gruzowe w Tatrach (Kotarba 1998), 8 - fazy powodzi na przedpolu Karpat (Starkel i in. 1991, 1996; Kalicki 1991; Starkel 2002)

Figure 3.55. Correlation of cooler and wetter phases in the mountains of Central Europe (Starkel 2002a, before synthesis from year 2013)

1 - glacial advances in the Austrian Alps (Patzelt 1977), 2 - glacial advances in the Swiss Alps (Röthlisberger 1986), 3 - snow line fluctuations (Patzelt 1977), 4 - lowering of solifluction zone in the Alps (Matthews et al. 1993), 5 - high lake level in the Jura Mountains (Magny 1993), 6 - landslide phases in the Flysch Carpathians (Alexandrowicz 1996; Starkel 1997; Margielewski 2001, 2006), 7 - debris flows in the Tatra Mountains (Kotarba 1998), 8 - flood phases in the Carpathian foreland (Starkel et al. 1991, 1996; Kalicki 1991; Starkel 2002)

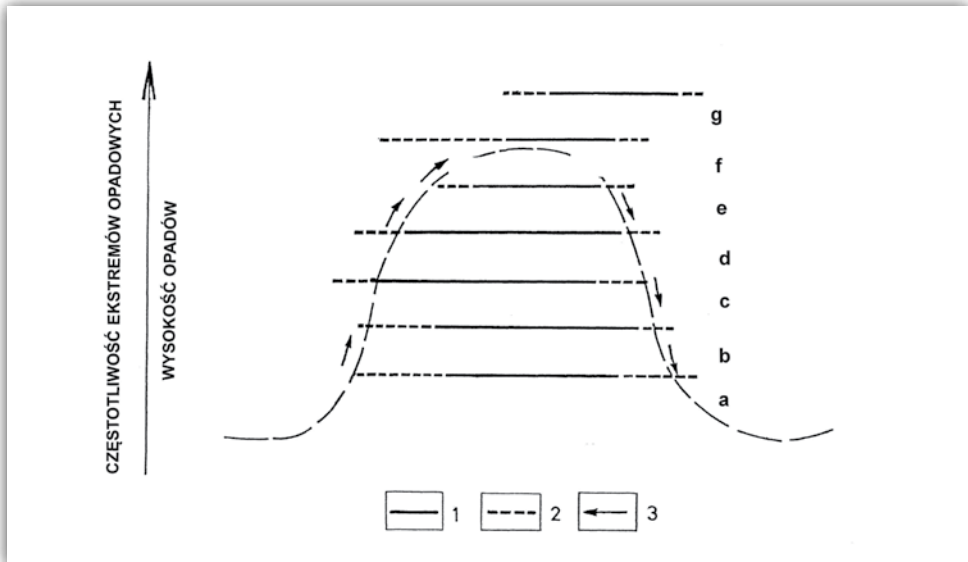
O zwilgotnieniu, a zarazem ochłodzeniu w piętrze krioniwalnym gór świadczy również schodzenie w niższe położenie języków soliflukcyjnych, przykrywających datowane poziomy glebowe (Furrer i in. 1975; Gamper 1993; Matthews i in. 1993).

Znacznie wyrazistszy, a równocześnie bliżej umiejscowiony w czasie bywa zapis zdarzeń ekstremalnych, które doprowadziły do powstawania nowych form. Obok rozcięć, podcięć brzegów i przerzutów koryt uruchamiane są osady facji korytowej, co znajduje najbardziej wyrazisty zapis w warstwach rumowiska wlezonego na stożkach napływowych (Starkel i in. 1996, 2006). Podobny zapis pojedynczych ulew w postaci piaszczystych warstewek spotykamy w torfach wypełniających zagłębienia na osuwiskach (Margielewski 2006). Mogą one występować w każdym stuleciu i niekoniecznie należy je korelować z fazami rozwoju osuwisk, aczkolwiek grubsze warstwy torfu sygnalizują raczej okresy wilgotne.

Wiek powstawania dużych osuwisk i ich odnawiania (lub rozszerzania) jest najczęściej określane poprzez datowanie radiowęglowe spągu osadów wypełniających zagłębienia w niszy lub w obrębie jezora (Gil i in. 1974; Alexandrowicz 1996, 1997; Starkel 1997; Margielewski 2006; Soldati, Borgatti 2009). Data ta może być dodatkowo znacznie obniżona w stosunku do powstania osuwiska, ponieważ dno obniżenia musi być wpięrowo uszczelnione. Bardziej miarodajne mogą być datowania szczątków organicznych przykrytych przez osuwiskowe koluwia (Alexandrowicz 1996) lub datowanie wypełnienia zbiornika na potoku podpartym przez osuwisko (Haczewski, Kukulak 2004).

Spływy gruzowe zarówno nadbudowujące, jak i degradujące strome stoki piargowe ponad górną granicę lasu (Kotarba 1988) wywoływane są najczęściej przez ulewy o natężeniu 1–3 mm/min. Wiek ich najmłodszej generacji bywa określane metodami lichenometryczną (Jonasson i in. 1991) lub dendrochronologiczną (Baumann, Kaizer 1999), natomiast w skali długookresowej fazy uruchomienia spływów bywają wyznaczone poprzez ogniwa osadów mineralnych z rumoszem skalnym w jeziorach wysokogórskich, do których schodzą stożki piargowe (Kotarba, Baumgart-Kotarba 1997).

W ostatnich dziesięcioleciach podejmowano próby korelacji zapisu zdarzeń ekstremalnych i faz wilgotnych w górach Europy Środkowej i na ich przedpolach, opierając się na reperowych stanowiskach (m.in. Magny 1993; Starkel 1995c, 2002a, 2003c; Starkel i in. 1996; Margielewski 2006), a później również na analizie banku danych radiowęglowych (Pazdur i in. 1999; Starkel i in. 2006; Michczyńska i in. 2008), zbiorze datowań dendrochronologicznych (Becker 1982; Krąpiec 1992, 1998), a także na porównaniu z fazami recesji lodowców alpejskich (Hormes i in. 2001). Ostatnia próba podjęta zbiorowo (Starkel, Michczyńska, Krąpiec, Margielewski, Nalepka, A. Pazdur 2013a) wykazuje znaczną zbieżność wyników uzyskanych z różnych facji osadów dla obszaru Polski (ryc. 3.54). Równocześnie potwierdzono wypowiedziany wcześniej podgląd o różnorodności ekstremalnych opadów,



Rycina 3.56. Model odbicia faz o większej częstotliwości zdarzeń meteorologicznych w różnych osadach i formach (Starkel 2003c)

1 – główny okres sedymentacji, 2 – okres mniej wyraźnego odbicia, 3 – okres wzrostu i opadania poziomu wód gruntowych oraz częstotliwość wysokich opadów; facje: a – nacieki jaskiniowe, c – torfowiska wysokie, c – osady rzeczne, d – słyby gruzowe (nad górną granicą lasu), e – osuwiska, f – wysoki poziom jezior, g – nasunięcia lodowców górskich; oś pionowa – rosnąca wysokość opadów i zdarzeń ekstremalnych

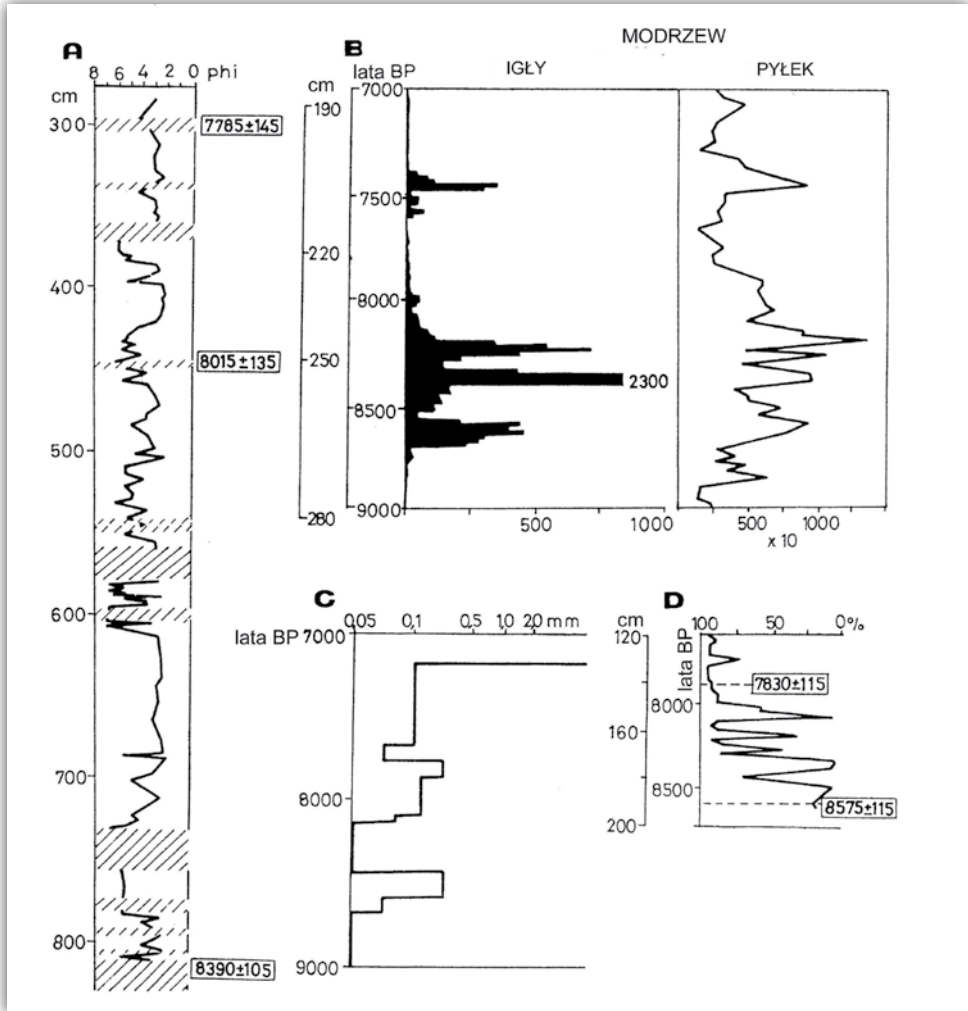
Figure 3.56. Model of reflection of phases with higher frequency of extreme events in various sediments and forms (Starkel 2003c)

1 – main period of deposition, 2 – less distinct reflection, 3 – period of rise and fall of groundwater level and frequency of heavy rainfalls; facies: a – speleothems, b – ombrotrophic mires, c – fluvial sediments, d – debris flows (above upper treeline), e – landslides, f – lake transgressions, g – advances of mountain glaciers

które przekształcały rzeźbę gór i ich przedpola w wilgotniejszych fazach holocenu (Starkel 2002a, 2006a,b).

Opisane niżej fazy wilgotne (zarazem przeważnie również chłodniejsze) są zarejestrowane w różnych facjach osadów i formach rzeźby (ryc. 3.56).

U progu holocenu (11 500 lat cal. BP) wraz z szybkim ociepleniem i podniesieniem górnej granicy lasu doszło do wyrównywania przepływów rzek, stabilizacji zbiorników wód gruntowych oraz osłabienia procesów osuwiskowych. Pierwsze wyraźne holocenijskie zwilgocenie, związane ze swobodnym przepływem mas powietrza w strefie umiarkowanej było konsekwencją zaniku łądolodu laurentyjskiego i nastąpiło 9500–8400 lat cal. BP (Starkel 1999b). Przyniosło ono wzrost opadów i częstotliwości wezbrań widoczny nie tylko w przerzutach koryt i przykryciu torfowisk osadami powodziowymi, ale także w powstawaniu nowych torfowisk (por. Starkel 1999b). Nastąpiła pierwsza holocenijska transgresja lodowców alpejskich



Rycina 3.57. Niestabilność klimatu i ekstremalne zdarzenia z fazy 8,5–7,8 ka BP (9,5–8,5 cal. ka) zapisane w różnych sekwencjach osadów w górach różnych stref klimatycznych (Starkel 1999b)

A – zmiana średniej średnicy ziarna (Mz) w serii przegradzanej warstwami organicznymi stożka napływowego w Podgrodziu, połd. Polska (Czyżowska 1997, Starkel i in. 1996), B – igły i pyłek modrzewia w jeziorze Basso w Alpach (Wick i Tinner 1997), C – fazy aktywności fluwialnej w jeziorze Ennori Tabi na półn.-zach. obrzeżu gór Tibesti (Jäkel 1979), D – straty na prażeniu – torfowisko Rambjorgeboten, połd. Norwegia (Torske 1996)

Figure 3.57. Instability of climate and extreme events from phase 8.5–7.8 ka BP (9.5–8.5 cal. ka) recorded in various sediment sequences of different climatic zones (Starkel 1999b)

A – change of Mz in alluvial fan in Podgrodzie, South Poland (after Czyżowska 1997, Starkel et al. 1996), B – macrofossils and pollen curves in Lago Basso, Alps (after Wick and Tinner 1997), C – phases of fluvial activity at Ennori Tabi at north-west margin of Tibesti Mts. (after Jäkel 1979), D – loss of ignition AT Rambjorgeboten site, South Norway (Torske 1996)

(Patzelt 1977), podniósł się poziom jezior podgórskich (Magny 1993, 1998), rozwiły się wielkie osuwiska (Gil i in. 1974; Starkel 1985; Alexandrowicz 1996; Margielewski 2006), jak również spływy gruzowe w Tatrach (Kotarba, Baumgart-Kotarba 1997) i Skandynawii (Sonstegaard, Mangerud 1997). Wzrost częstotliwości zdarzeń ekstremalnych wydaje się mieć zasięg globalny i odnotowywany jest w obszarach górskich różnych stref klimatycznych (ryc. 3.57). Killkaset lat później rejestrowane są pierwsze nasunięcia lodowców w Skandynawii (Karlen, Kulenstierna 1995) i pojedyncze osuwiska.

Wyraźna następną fazą nasunięć lodowców alpejskich (Röthlisberger 1986) i ożywienie działalności rzek i osuwisk (por. Starkel i in. 1996) miały miejsce około 7000 lat cal. BP.

Różnorodne procesy rejestrowane są na pograniczu mezoholocenu i neoholocenu w dwóch fazach następujących po sobie w niewielkim odstępnie. Starsza z nich, datowana na 6400–5600 lat cal. BP (5500–4900 ¹⁴C BP), zapisana jest poza dnami dolin rzecznych w nasunięciach lodowców alpejskich (Rotmoos I – Patzelt 1977), w rozwoju osuwisk w Alpach i Karpatach (Porter, Orombelli 1981; Soldati i in. 2004; Margielewski 2006), w pokrywach soliflukcyjnych na niższych wysokościach (Gamper 1993; Matthews i in. 1993) i w podniesieniu poziomu jezior w otoczeniu Alp (Magny 1993).

Druga z faz rozpoczęła około 4850 lat cal. BP zapisała się poza powodziami i nasunięciami lodowców również rozwojem osuwisk (Panizza i in. 1997), wysokim poziomem jezior oraz wyraźnym ochłodzeniem, na co wskazuje rozprzestrzenienie się *Picea excelsa* w niższym piętrze leśnym gór (Starkel 1995c).

Znacznie młodsza faza nasunięć lodowców alpejskich (faza Loebben – Patzelt 1977) rozpoczęła się około 3750 lat cal. BP (3,5–3,0 ka ¹⁴C BP). Rejestruje się również podniesienie poziomu wody w jeziorach (Joos 1985) i obniżenie pionowego zasięgu procesów soliflukcyjnych (Gamper 1993). Powstały nowe osuwiska (Margielewski 2006). Częste są subfossylne pnie dębów w aluwiach (Krąpiec 1998). Epizod krótkiego ochłodzenia około 2750 lat BP zaznaczony jest nasunięciem lodowców górskich, uaktywnieniem procesów soliflukcyjnych i lawinowych w Skandynawii (Nesje i in. 1989; Nesje 1993; Blikra, Nemeč 1993). Ostatnie stulecia BC charakteryzuje generalne podniesienie poziomu jezior (Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa 1996), aktywność spływów gruzowych i lawinowych, także procesów osuwiskowych (Margielewski 2006) i dobrze widoczna faza glacialna Göschenner (Patzelt 1977), zarejestrowana również w Pirenejach (Moya i in. 1997). Ożywiona działalność rzek (np. Tybru – Camuffo, Enzi 1995) miała niewątpliwie związek z wylesieniem i erozją gleb w południowej części Europy (Roberts 1989).

Kolejne ochłodzenie i częste powodzie w V–VI w. w czasie wędrówek ludów uzewnętrzniło się w przerzutach koryt, niespotykanej wcześniej ilości subfossylnych pni drzew (Krąpiec 1992) i nasunięciach lodowców alpejskich. Również podtekst

klimatyczny miało w X–XI w. ożywienie lodowców (Magny 1993) i procesów gravitacyjnych (Margielewski 2006) oraz nagromadzenie pni dębów (Krąpiec 1998).

Zapis danych w kronikach i pierwsze obserwacje meteorologiczne pozwalają rozpoznać cechy ostatniego ochłodzenia małej epoki lodowej (Manley 1966, 1974; Grove 1988), która zapisała się w górach całej Europy licznymi wahaniami temperatury, powodziami (Brázdil i in. 1999) i kilkakrotnymi nasunięciami lodowców, a także procesami gravitacyjnymi typu osuwisk, spływów gruzowych, lawin i innych (Kotarba 1989, 2004; Starkel 1997; Bajgier-Kowalska 2002). Szczególnie dobrze udokumentowana jest duża częstotliwość lat chłodnych i zdarzeń ekstremalnych na przełomie XVI i XVII w. oraz w latach 1800–1815 (Grove 1972, 1988).

Zbieżność czasowa różnych typów i tempa sedymentacji pokazuje, że stwierdzone okresy wilgotniejsze cechowały różnorodne ekstremalne opady. Spływy gruzowe i liczne mineralne wkładki w torfowiskowych zagłębieniach na osuwiskach wskazują na ulewy o dużych natężeniach (Margielewski 2006).

95 jednostek sedymentacyjnych w sześciu stuleciach zapisanych w stożku małego potoku o zlewni 1,2 km² w Podgrodziu nad Wisłoką świadczy o minimalnej częstotliwości ulew co najmniej raz na 5–6 lat, które prowadziły prawdopodobnie do równoczesnego rozcinania osuwiska w niszy źródłowej (Starkel i in. 1996; Czyżowska 1997). Lateralne migracje i przerzuty koryt oraz sedymentacja pozakorytowa na równinach zalewowych mówią o powodziach na dużych rzekach związanych na ogół z opadami rozlewnymi (por. rozdział 2.5). Natomiast głębokie osuwiska skalne i wysokie poziomy jezior wskazują na długie okresy opadowe (miesiące, nawet lata). Okresy te, przy równoczesnym ochłodzeniu, pozwalały na przesunięcie w dół granicy wiecznego śniegu i zmarzliny. Prowadziło to w konsekwencji do transgresji lodowców górskich (ryc. 3.55). Bliższe dane o wahaniami temperatury i spływach gruzowych w ostatnich stuleciach wskazują na zgrupowania tych zjawisk w dekadach powtarzających się co 100–200 lat (Grove 1988; Starkel 2001b; Kotarba 2004, 2007). Efekty tych zdarzeń mają jednak nieraz charakter diachroniczny, związany z różnym czasem potrzebnym do przekroczenia progu równowagi. Równocześnie często lokalny zasięg ekstremalnych opadów jest przyczyną wielkich kontrastów w rzeźbie obszarów górskich (Starkel 1976a, 2011b) zarówno w gęstości i typie rozczłonkowania stoków, jak zmianach koryt i równin zalewowych.

Nie należy zapominać, że wiele tych zdarzeń ma przyczyny globalne i wiąże się prawdopodobnie ze zmianami w promieniowaniu słonecznym, w cyrkulacji atmosferycznej czy z działalnością wulkaniczną (por. Bryson 1989; Zieliński i in. 1996; Starkel 1999b, 2003c). Wyraźny jest związek faz wilgotnych klimatu w strefie 45–50°N z obniżeniem radiacji słonecznej (i wzrostem produkcji ¹⁴C), które prawdopodobnie powoduje zaburzenia w cyrkulacji atmosferycznej i z kolei w wysokości oraz rozkładzie opadów sezonowym i przestrzennym (Magny i in. 2003). Zapis ten dotyczy jednak i zmian globalnych. Szczególnie wyraźnie zaznacza się

to w okresie pierwszego w holocenie zwilgocenia (9,5 cal. ka BP) zarejestrowanego w różnych strefach klimatycznych ziemi (Starkel 1999b; ryc. 3.57). Również w okresie małej epoki lodowej (Grove 1988) zmiany zostały zarejestrowane nawet w strefie równikowej na lodowcu andyjskim (Thompson 1992), gdzie amplitudy wahań krzywej ^{18}O akurat w latach 1550–1850 były 2–3-krotnie wyższe w porównaniu z okresem poprzedzającym jak i następnym.

Okresy niestabilności natury klimatycznej w geosystemach górskich, zwłaszcza schodzenie w dół granic pięter, wydają się być szczególnie istotne dla przekształcania rzeźby stoków i den dolinnych, często inicjujące nowe tendencje w bilansie wodnym i obiegu substancji mineralnych. Dotyczy to głównie obszarów aktywnych tektonicznie i zaburzonych przez gospodarkę człowieka.

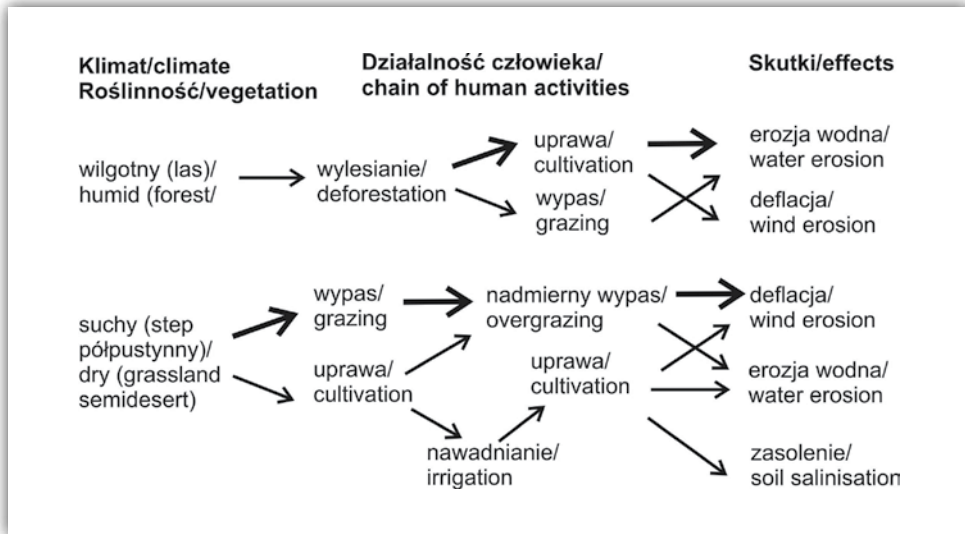
4. Klimat i człowiek – złożone przyczyny przekształceń rzeźby gór

4.1. Zaburzenie równowagi systemów stokowych i rzecznych przez zmiany użytkowania

Obieg wody wykazujący zmienność piętrową w różnych strefach klimatycznych ulega poprzez działalność człowieka przyspieszeniu spływu i zaburzeniu równowagi prowadzącym do wzrostu transportu substancji mineralnych i degradacji gleb w obrębie systemów stokowych i korytowych (Starkel 1989a). Szczególną rolę odgrywają ekstremalne opady trojakiemu typu: krótkotrwałe ulewy, opady rozlewne i sezony opadowe (por. rozdział 2.3).

W pierwszym etapie ingerencja człowieka polegała na degradacji naturalnych zbiorowisk roślinnych wskutek trzech podstawowych rodzajów działania: wylesienia pięter leśnych w górach, nadmiernego wypasu zbiorowisk stepowych, lasostepowych, półpustynnych oraz łąk wysokogórskich i szczególnie uprawy roli (ryc. 4.1) oraz budowy sieci dróg – linii odpływu (Goudie 1981; Starkel 1987b; Manion 1995; Gregory 1995).

Wylesienie odbywało się na ogół poprzez karczowanie lub wypalanie drzew, które było zwykle połączone z niszczeniem podszycia i runa leśnego, a niekiedy z równoległym wypasaniem. Powodowało ono w obszarach górskich wzrost spływu powierzchniowego i spłukiwania, a przez szlaki zrywkowe sprzyjało powstawaniu rozcięć erozyjnych na stokach. Porównanie ze sobą dwóch sąsiednich zlewni o podobnej rzeźbie i glebach w Beskidzie Sądeckim (zalesionych w 82,9% i 56,2%) pokazuje, że współczynnik odpływu różni się zasadniczo. W zlewni zalesionej w czasie wezbrania w lipcu 1997 r. wynosił on $1,3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, a w zlewni bardziej wylesionej aż $3,4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ (Kopacz 2003). W obszarach o wysokich opadach (strefy monsunowej i śródziemnomorskiej) brak głęboko korzeniących się drzew prowadzi na bardziej stromych stokach do masowych spływów błotnych i gruzowych, znanych m.in. z niższych partii Himalajów (Starkel 1972a; Brunsdon i in. 1981) czy pogórzy Nowej Zelandii (Selby 1974; Crozier 1997). Wylesienie w obszarach



Rycina 4.1. Wpływ działalności człowieka na procesy rzeźbotwórcze w górach w różnych strefach klimatycznych (Starkel 1987b)

Figure 4.1. Human impact on geomorphic processes in mountains of various climatic zones (Starkel 1987b)

o niedoborach opadów atmosferycznych, często tylko sezonowych, doprowadziło do stepowienia, a nawet całkowitej degradacji gleb i pustynnienia nie tylko pięter leśnych strefy półsuchej (Jansson 1982), ale także całego regionu śródziemnomorskiego (znanego z badlandów – Thornes 1990; Moretti i Rodolfi 2000; por. rozdział 2.7), a nawet alpejskich kotlin śródgórskich pozostających w cieniu opadowym, np. kotlina Ober Vinschgau (Höllermann 1963). Objęta całkowitą degradacją gleb jest nawet część południowych stoków wyżyny Meghalaja o rekordowych sezonowych opadach (Starkel 1972b; Starkel, Singh 2004; Prokop 2007).

Odwrotny efekt daje wylesienie w obszarach klimatu oceanicznego, w których bezleśna gleba nie była w stanie zmagazynować nadwyżek wody (przy równoczesnie częstych opadach poziomych). Na stokach gór Szkocji i Anglii rozwinęły się wrzosowiska lub też torfowiska (*blanket bogs*) retencjonujące wodę i uniemożliwiające odnawianie się zbiorowisk leśnych (Crabtree 1971; Birks 1996).

Nadmierny wypas ma miejsce głównie w piętrach stepowych i lasostepu strefy półsuchej. Ulega zmniejszeniu zwartość płaszczka roślin zielnych, postępuje eliminacja gatunków oraz osłabienie odporności gleby na spłukiwanie i wywiewanie. Szczególnie wyraźnie widać to w strefach ekotonów pogranicza strefy (w górach pięter) stepu i półpustyni, stepu i lasostepu, stepu i sawanny. Eksperymenty prowadzone na stacji badawczej w Radżastanie pokazują, że wystarczy kilka lat, aby na obszarze o rocznym (sezonowym) opadzie 200–300 mm mogło po zaprzestaniu wypasu dojść do odnowienia zwartości pokrywy roślinnej (Starkel 1972b).

Tabela 4.1. Obieg wody i spłukiwanie na stokach na stacji w Szymbarku (Gil 1999)
Table 4.1. Circulation of water and slope wash at Szymbark Station (Gil 1999)

Rok Year	Opad roczny Annual precipitation Mm	Ziemniaki Ploughed field/Potatoes			Zboża Cereals			Łąka Meadow			Koniczyna Clover			Las Forest
		Opad efektywny – Effective precipitation, mm	Spyw – Runoff, mm	Erozja – Erosion, kg*ha ⁻¹	Opad efektywny – Effective precipitation, mm	Spyw – Runoff, mm	Erozja – Erosion, kg*ha ⁻¹	Opad efektywny – Effective precipitation, mm	Spyw – Runoff, mm	Erozja – Erosion, kg*ha ⁻¹	Opad efektywny – Effective precipitation, mm	Spyw – Runoff, mm	Erozja – Erosion, kg*ha ⁻¹	Erozja – Erosion, kg*ha ⁻¹
1980	1148,1	848,3	308,61	57173,8	803,2	248,30	318,2	670,5	286,59	150,7	829,5	157,04	196,6	-
1981	736,1	-	-	-	468,4	54,34	789,4	307,8	112,46	31,6	348,8	66,38	20,6	-
1982	530,3	266,3	43,10	4191,7	300,0	45,93	224,6	242,2	21,67	44,0	-	-	-	-
1983	1047,4	700,2	214,56	95771,0	607,4	162,73	1169,0	630,9	89,88	231,8	-	-	-	-
1984	587,2	-	-	-	216,0	12,55	25,9	192,8	1,97	8,2	236,9	4,61	18,8	-
1985	952,6	-	-	-	646,5	165,84	8155,2	574,7	123,17	48,5	482,7	112,13	58,3	-
1986	735,0	436,0	56,40	4849,6	507,5	26,25	665,5	397,5	33,22	32,8	-	-	-	-
1987	732,7	340,6	48,22	30695,5	283,5	35,25	335,9	245,3	28,19	18,6	-	-	-	-
1988	711,0	-	-	-	422,9	14,01	85,7	403,6	4,90	12,2	427,1	5,24	17,6	-
1989	873,0	502,1	46,01	12963,4	489,5	43,28	215,4	-	-	-	510,0	26,55	70,4	-
1990	776,3	-	-	-	404,8	15,44	52,3	-	-	-	-	-	-	-
Średnia Mean 1980- -1990	802,7	515,6	119,48	34274,2	468,1	74,90	1094,3	407,2	78,00	64,3	472,5	61,99	63,7	-
1968	-	-	-	74241	-	-	108	-	-	69	-	-	-	0,083

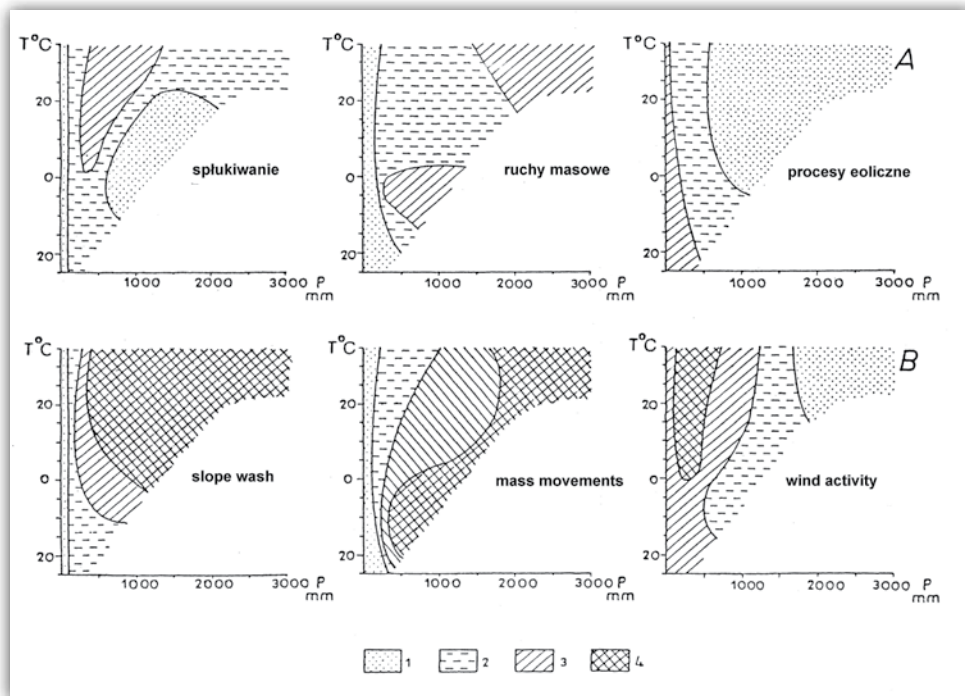
Podobne zmiany dotyczą również łąk górskich powyżej górnej granicy lasu, na których nadmierny wypas prowadzi do przerzedzenia pokrywy roślinnej i w efekcie wystawienia gleby zarówno na spłukiwanie i spełzywanie, jak też działania mrozu, deflację, spływy gruzowe i erozję wąwozową (Midriak 1972; Rączkowska 2007). Także w wylesionym pięttrze leśnym wtórne zbiorowiska stepowe narażone są na podobne procesy, w tym na erozję wąwozową (Höllermann 1963).

Najdalej idące zmiany w obiegu wody i denudacji stoków następują w wyniku uprawy roli, z którą wiąże się pozostawienie gleby przez większą część roku nieosłoniętą i wystawioną na erozję kropel deszczu (Froehlich, Słupik 1980b), spływu powierzchniowego i spłukiwanie.

Wielkości spłukiwania rejestrowane na stacjach badawczych w Karpatach fliuszowych pokazują, jaka jest skala tego procesu w porównaniu ze zbiorowiskami naturalnymi (Gerlach 1976; Gil 1976, 1999). Spłukiwanie na gruntach ornych, uprawach zbożowych bywa o 3 rzędy wielkości wyższe niż w lesie, a o 2 rzędy wielkości niż na łące (tab. 4.1).

Natomiast na polach z ziemniakami i innymi uprawami okopowymi może ono przekroczyć aż ponad 100-krotnie zmyw na oziminach, prowadząc w czasie dużych natężeń opadu lub gwałtownych roztopów nawet do zmycia lub spłynięcia całej warstwy ornej, albo powstania głębokich żłobin przekształcanych w wąwozy (Hempel 1957; Starkel, 1997; Świąchowicz 2004; ryc. 4.2).

Tabela 4.1 pokazuje jak w zależności od wysokości i natężeń opadu zmienia się z roku na rok wielkość spływu i erozji gleby. W okresie zimowym wysuszona lub przemarznięta gleba narażona jest na deflację, zwłaszcza na wyniosłościach grzbietowych (Gerlach 1976; Welc 1977; por. ryc. 4.24, s. 266). W piętrach wysokogórskich Kaukazu obserwuje się gwałtowny wzrost depozycji pyłów przyniesionych przez wiatry w wyniku zaorania obszarów stepowych na przedpolu gór (Davitaja 1969).



Rycina 4.2. Natężenie procesów rzeźbotwórczych w warunkach naturalnych (A) i w wyniku ingerencji człowieka (B) na tle klimatodiagramu

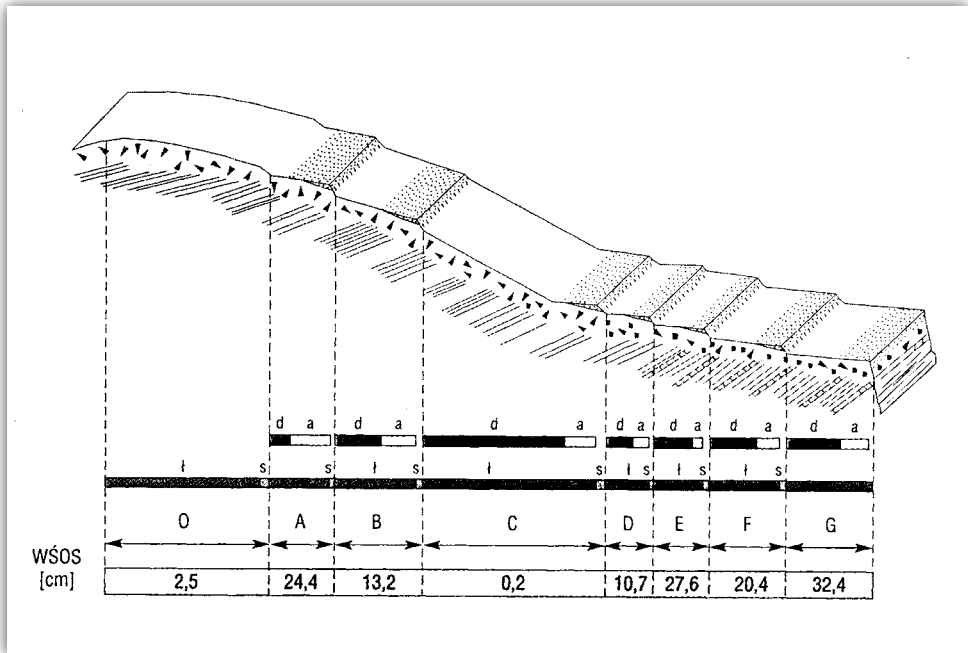
Skala natężenia: 1 - małe, 2 - średnie, 3 - duże, 4 - bardzo duże

Figure 4.2. Intensity of geomorphic processes in natural conditions (A) and under human impact (B) on the background of climatodiagram

Scale of intensity: 1 - low, 2 - medium, 3 - high, 4 - very high

Procesy denudacji stoków przebiegają różnorodnie, zależnie od typu płodozmianu i układu pól oraz dróg polnych. Gdy stosowany jest płodozmiann i poszczególne strome odcinki stoków są pod różnymi uprawami, wówczas wielkości spłukiwania na odcinkach stoku osiągają różne wielkości (Czyżowska 1997). Nie stosowanie płodozmianu może nawet prowadzić do powstawania zakłębnień na odcinkach stoków o dużych wielkościach spłukiwania. Szczególną rolę w hamowaniu erozji w górach odgrywają terasy rolne. Według pomiarów T. Gerlacha (1966) zmniejszają one wielkości spłukiwania o około 30% (por. ryc. 4.3). Równocześnie podnoszone przez zmyw i orkę krawędzie teras rolnych podlegają w czasie ulew zsuwom i spływom ziemnym.

Osobnym rodzajem działalności człowieka zmieniającym rzeźbę jest górnictwo, które w obszarach górskich prowadzi do zestrzamiwania stoków (np. kamieniołomy), powstawania jam i różnej wielkości zagłębnień, a także tuneli podziemnych i rozwoju osuwisk (Gerlach i in. 1958; Starkel, Singh, 2004; Basu 2006). Często wykorzystywane są do pogłębienia odkrywek naturalne rynny spływowe, debrze i nisze (fot. 4.1).



Rycina 4.3. Denudacja stoku wypukło-wklęsłego z terasami rolnymi badanego przez T. Gerlacha (1966)

A-G stopnie terasowe, d - odcinek denudacyjny, a - odcinek depozycji, t - powierzchnia terasy, s - skarpa terasy, WŚOS - wielkość średniego obniżenia stoku w cm w okresie uprawy terasowej; wielkość denudacji odcinka C została zaniziona (Margielewski i in. 2008)

Figure 4.3. Denudation of convex – concave slope with field terraces studied by T. Gerlach (1966)

A-G terrace steps, d - denuded segment, a - segment of deposition, t - terrace surface, s - terrace scarp, WŚOS - size of mean lowering of slope in cm during period of cultivation; the denudation rate of terrace C in reality is much higher (Margielewski et al. 2008)

Efektem końcowym trzech podstawowych typów ingerencji człowieka: wylesienia, wypasu i uprawy roli mogą być różne formy dopasowania się zbiorowisk roślinnych, gleb i form rzeźby do nowych sytuacji poprzez ukształtowanie się nowych układów metastabilnej równowagi obiegu wody i materii mineralnej. Spośród nich można wyróżnić:

- 1) Stoki skalne lub pokryte gołoborzami powstałymi po wylesieniu i zdegradowaniu pokrywy glebowej, także w wyniku uprawy i nadmiernego wypasu, najczęściej spotykane w górach klimatu śródziemnomorskiego. Podobną genezę mają stoki pokryte rezidualnymi głazami (*corestones*) pozostałymi z pokrywy laterytowych na granitach po wylesieniu w rejonie na północ od Čerapuńdzi (fot. 4.2). U podnóżu stoków miąższość deluwii sięga 3–4 m (Prokop 2007, 2010).



Fotografia 4.1. Platforma wyżynna rozcięta wąwozami, całkowicie wylesiona, przekształcona przez powierzchniową eksploatację węgla – okolice Čerapuńdži

Photo 4.1. Platform dissected by gullies totally deforested transformed by shallow coal mines near Cherrapunji



Fotografia 4.2. Zdegradowany stok po wylesieniu na wyżynie Meghalaja z odsłoniętymi granitowymi trzonami bryłowymi; tam gdzie pozostała mięjsza pokrywa laterytowa małe poletka uprawy typu bun

Photo 4.2. The degraded deforested slope on the Meghalaya Plateau with exposed granitic corestones; on the fragments with preserved laterite cover the typical bun cultivation



Fotografia 4.3. Powierzchniowa warstwa rezidualnego bruku chroniącego przed dalszą erozją ze skąpą roślinnością trawiastą w rejonie Ćerapuńdzi
Photo 4.3. The protecting armoured layer of residual gravels protecting against erosion with poor grass vegetation near Cherrapunji

- 2) Stoki pokryte glebami szkieletowymi, zajęte po wylesieniu w strefie śródziemnomorskiej przez zbiorowiska krzaczaste typu makii, np. z *Quercus ilex* (Hempel 1966; Bottema 1974).
- 3) Stoki z zachowanymi resztkami zwietrzelin laterytowych (pozostałych po lasach w wilgotnym klimacie monsunowym rejonu Ćerapuńdzi) z wykształconą powierzchniową warstwą bruku-szkieletu i ubogą roślinnością trawiastą (Ramakrishnan, Ram 1988; Starkel, Singh, 2004; fot. 4.3).
- 4) Stoki sterasowane ze spływem wody i zmywaniem gleby ograniczonymi niemal wyłącznie do oddzielnych stopni terasowych, w obszarach uprawy ryżu, jak i deficytu wody, dodatkowo nawadnianych (fot. 4.2).
- 5) Torfowiska stokowe i wrzosowiska powstałe po wykarczowaniu lasów w klimacie oceanicznym o nadwyżkach opadów (Crabtree 1971), gdzie nie ma szans na naturalne odnowienie lasów.

4.2. Czasowe i przestrzenne zróżnicowanie antropopresji widoczne w ewolucji rzeźby gór

Ingerencja człowieka w środowisku przyrodniczym obszarów górskich rozpoczęła się na większą skalę wraz z rozwojem podstawowych działów gospodarki (Starkel 1977). Początkowo była to uprawa roli (wymagająca wylesień) i hodowla zwierząt domowych (wypas w piętrze lasostepu i stepu, potem również łąk wysokogórskich nad górną granicą lasu, także sawann i półpustyń). W ostatnich 2 tys. lat doszło do tego górnictwo, hutnictwo i budownictwo – te dwa ostatnie wymagające również karczowania lasów (por. Roberts 1989; Starkel 1987b; Mannion 1995).

Zmiany te były zróżnicowane regionalnie, zależnie zarówno od cech i zasobów środowiska, jak i etapów rozwoju gospodarczego, przerywanych często okresami recesji, wymuszonymi zarówno przez zmiany klimatu i klęski naturalne, a także przemiany społeczne i gospodarcze (Issar, Brown 1998, Issar 2003). Przyjrzymy się im na przykładzie gór różnych regionów świata.



Fotografia 4.4. Płytkie niecki stokowe na pustyni Negew, w których gromadziła się woda opadowa i zmyta gleba – uprawiano tu pola w wilgotniejszym okresie bizantyjskim

Photo 4.4. Shallow slope depressions on the Negev desert in which gathered rainwater and washed soil helped to cultivate small plots during more humid Byzantine period

Góry Bliskiego Wschodu

Stepowe podnóża gór Bliskiego Wschodu, zwłaszcza tzw. żyznego półksiężycy otaczającego nizinę Mezopotamii, były kolebką uprawy zbóż już u progu holocenu około 10 tys. lat BP (Roberts 1989; Wright, Thorpe 2003). Równocześnie gospodarka pasterska na zalesionych stokach górskich przy równoczesnym spadku wysokości opadów od około 5000–4000 lat BP prowadziła do wylesiania gór i pustynnienia podnóży. Zmuszało to do podejmowania prac irygacyjnych, które stały się później podstawą utrzymywania się rolnictwa w postaci szczątkowej, rozkwitającego okresowo w epizodach wilgotniejszych (Issar 1990, 1995; Avner 1998).

Przykładem mogą być ludy, a także organizmy państwowe, które rozwinęły się na obszarze dzisiejszego Izraela i Jordanii na rubieżach cesarstwa rzymskiego, jak państwo Nabatejczyków, na terenie którego w I w. n.e. stosowano różne zabiegi, ze stulecia na stulecie coraz bardziej udoskonalane – dotrwały one do okresu bizantyjskiego (Issar 1990; fot. 4.4). Mimo pustynnienia tych obszarów i opuszczenia przez rolników, próby rekultywacji poprzez nawadnianie podejmowane są do dziś na terenach pustynnych Izraela.

Góry regionu śródziemnomorskiego

Objęte zostały działalnością człowieka w okresie mezoholocenu w ślad za wkraczaniem roślinności leśnej na pogórza zajęte we wczesnym holocenie jeszcze przez zbiorowiska stepowe (Bottema 1974; Beug 1982). Oscylacje klimatyczne zarejestrowane na przedgórzach pasm górskich Grecji od neolitu (Paepe i in. 1987) wskazują na szereg faz wilgotnych i suchszych, równoczesnych z wylesianiem i wkraczaniem rolnictwa wyżej na stoki gór w okresie rzymskim, gdy górna granica lasu sięgała około 2500 m n.p.m. Człowiek przeobraził krajobraz gór do wysokości 1800–2000 m n.p.m., prowadząc do degradacji gleb, odsłonięcia szkieletowego podglebia i litej skały, w większości bezwodnych skrasowiałych wapieni (Hempel 1966). Na stokach starano się o utrzymanie resztek pokrywy glebowej poprzez ich starasowanie. Nad strefą upraw na ogół pozostał wąski na 100–500 m pas lasów wilgotnych zajmujących odziedziczone po plejstocenie piętro reliktowych skalistych gleb. Niektóre pasma górskie bliższe morza zostały ogołocone z drzew, które zostały wykorzystane na budowę okrętów. Taki los spotkał cedry libańskie, które były podstawą potężnej floty państwa Fenicjan.

Efektom działalności człowieka stała się katastrofalna erozja gleb zapisana w pokrywach torrencjalnych stożków przykrywających dna kotlin śródgórskich i dolin, m.in. słynną Olimpię (Vita-Finzi 1969; Büdel 1977). Wraz ze wzrostem opadów w okresie upadku cesarstwa rzymskiego na opuszczone stoki wkraczała roślinność krzaczasta, broniąca się przed wypasaniem przez bydło i kozy, odnawiająca się po pożarach, częstych w okresach susz.

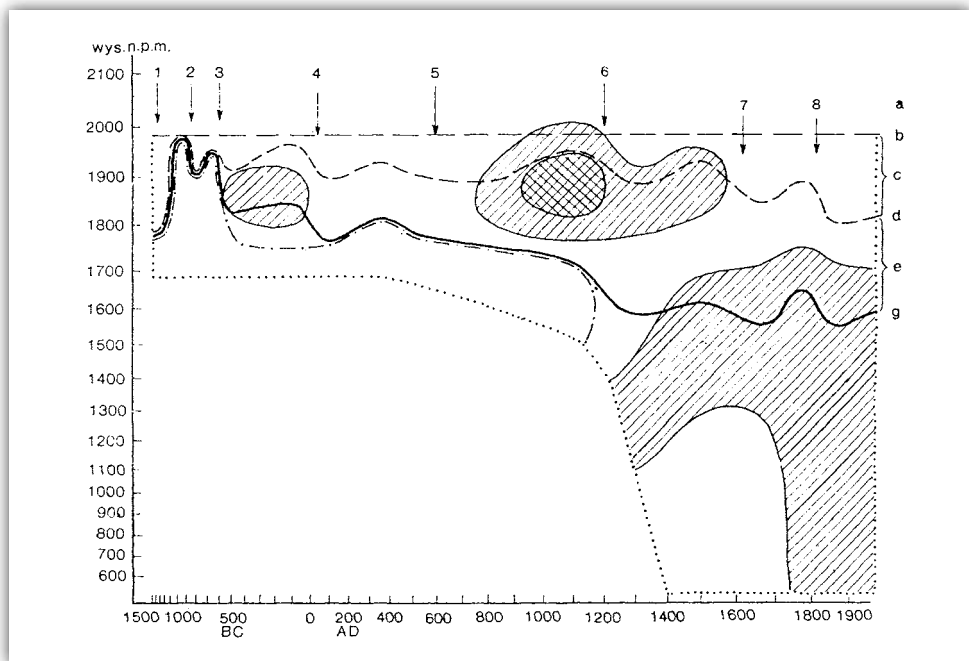
Okres średniowiecznego ocieplenia spowodował ponowną ekspansję człowieka w obszary górskie dotąd leśne, bliższe górnej granicy lasu, co zostało

zarejestrowane m.in. na południowym Kaukazie, gdzie osadnictwo sięgnęło wysokości 2400 m n.p.m. (Djanelidze 1971).

Odbiciem erozji gleb jest postępująca agradacja w kotlinach przedgórskich, szczególnie w warunkach postępującej subsydencji znanej zarówno z dorzecza Padu (Castiglioni 2001), jak też Gangesu i Brahmaputry (Hofer, Messerli 2006).

Alpy, Karpaty i niższe góry Europy Środkowej

Na te obszary człowiek wkroczył we wczesnym neolicie (8000–6000 lat BP) opalowując w pierwogórza i kotliny śródgórskie, oraz wybierając garby międzydolinne. Zapis ten widoczny jest w wylesieniach kultury pucharów lejkowatych (5600–4900 lat BP) i kurhanach następującej po niej pasterskiej kultury ceramiki sznurowej (Machnik 1993), oraz w pokrywach deluwiów i aluwiów z zapisanymi

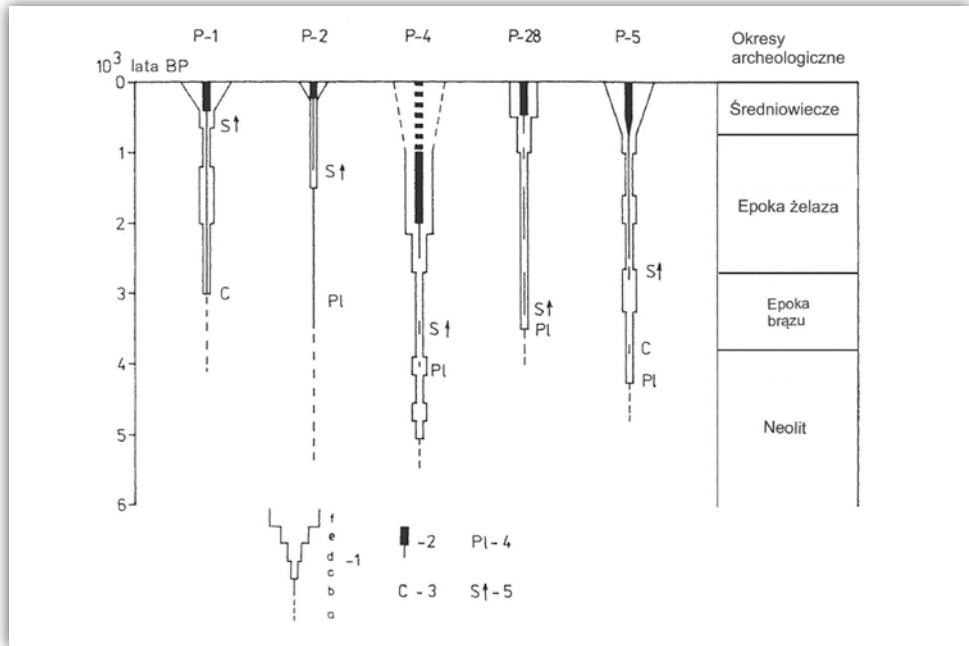


Rycina 4.4. Zmiany pięter roślinnych i ingerencja człowieka w masywie Dachsteinu w Alpach w ostatnich 3000 lat (Kral 1972)

Zaznaczony udział pyłku roślin wskaźnikowych dla pastwisk (szraf ukośny > 5%, kratka > 10%), a – strzałki – okresy nasunięć lodowca, b – wysoki zasięg granicy lasu, c – klimatyczny udział w obniżeniu granicy lasu, d – potencjalna granica lasu, e – antropogeniczny udział w obniżeniu granicy lasu, g – aktualna granica lasu

Figure 4.4. Changes of vegetational vertical zones and human impact in Dachstein massif in the Alps during last 3000 years (Kral 1972)

Participation of plant indicators characteristic for pastures (diagonal hachure > 5%, squared > 10%), a – arrows – phases of glacial advances, b – high position of forest limit, c – role of climatic factor in lowering of forest limit, d – potential limit of forest, e – anthropogenic role in lowering of forest line, g – actual forest line



Rycina 4.5. Wpływ człowieka na zmiany roślinności w polskich Karpatach w oparciu o analizę pyłkową, na kilku wybranych stanowiskach (Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa 1996)

1 – 6-stopniowa skala wpływu człowieka (a-f), 2 – słabe lub zasadnicze wskaźniki rolnictwa, 3 – pojawienie się zbóż, 4 – pojawienie się *Plantago lanceolata*, 5 – wzrost uprawy *Secale*

Figure 4.5. Human impact on changes in vegetation in the Carpathians based on pollen diagrams, on several localities (Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa 1996)

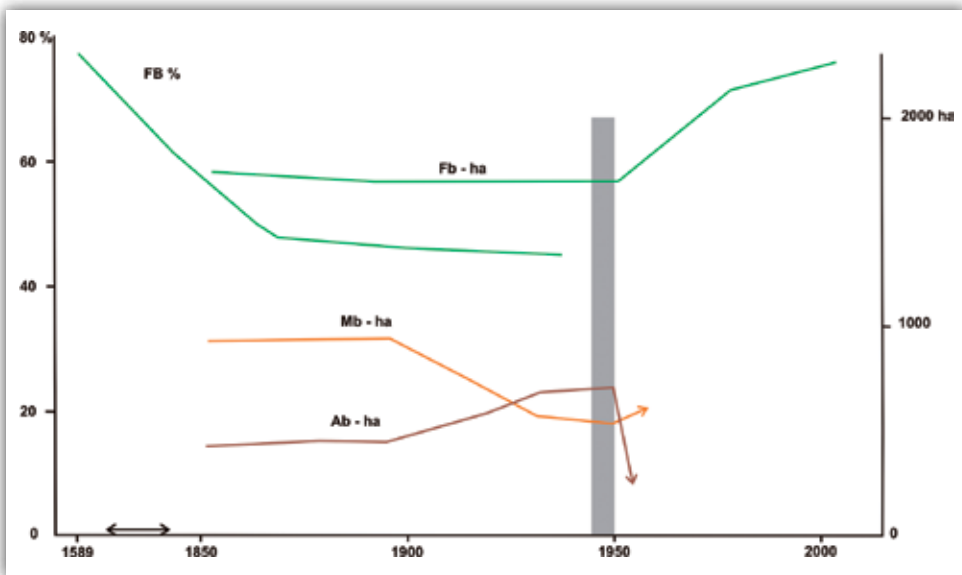
1 – six grade scale of human impact (a-f), 2 – slight to substantial indicators of agriculture, 3 – appearance of cereals, 4 – appearance of *Plantago lanceolata*, 5 – increase of *Secale* cultivation

w diagramach pyłkowych roślinami uprawnymi (Koperowa, Starkel 1972; Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa 1996). Z okresu rzymskiego pochodzą miąższe pokrywy deluwiów i aluwii w dnach obniżen na przedpołu gór, świadczące o erozji gleb na dużą skalę (Klimek 1988; Kalicki 1991, 1997, 2000; Starkel i in. 2002; Klimek i in. 2006; Dotterweich 2008; Gębica 2011). Brak czarnych dębów z IV w. w dorzeczu górnej Wisły i początek rośnięcia nowej generacji drzew wskazuje na recesję rolnictwa na północnym obrzeżu Karpat (Krąpiec 1992, 1998; ryc. 4.19, s. 260). Prawdopodobnie w tym czasie również w Karpatach las wrócił na swe pierwotne siedliska. Badania palinologiczne F. Krala (1972) w alpejskim masywie Dachstein dowodzą, że po raz pierwszy w okresie rzymskim rozpoczął się wypas bydła nad górną granicą lasu, powodując jej obniżenie poniżej wysokości 2000 m n.p.m. (ryc. 4.4).

Kolejna ekspansja człowieka rozpoczęła się we wczesnym średniowieczu, początkowo w części zachodniej i południowej Europy w VII–IX w. (Bork i in. 1998;

Dotterweich 2008). Zaznaczyło się to również w dolinie Morawy w okresie Państwa Wielkomorawskiego (Havlíček 1991), a nieco później w X–XI w. na terenie południowej Polski (ryc. 4.5), co widoczne jest w spektrach pyłkowych, nadbudowie równin zalewowych i mięjszych deluwacjach u brzegu Karpat (Starkel 1981; Niedziałkowska i in. 1985; Starkel i in. 2002, 2012; Kołaczek 2011).

W podobnym czasie w Alpach wypas obniżył górną granicę lasu o kolejne 100–150 m (Kral 1972). Średniowiecznemu ociepleniu towarzyszyła później kolonizacja dolin górskich przez rolników (Starkel 1994b), jak również rozwój górnictwa – poszukiwanie a potem eksploatacja rud nadających się do wytopu miedzi, żelaza, cynku, ołowiu, także złota i srebra, co rejestrujemy w różnych częściach Karpat i w Sudetach (Latocha 2007). Ta ingerencja człowieka przyczyniła się do lokalnego obniżenia górnej granicy lasu i ożywienia degradacji stoków, co widoczne było również w Tatrach (Sokołowski 1928). U schyłku średniowiecza w obrębie łańcucha Karpat następowały migracje ludów pasterskich grzbietami z południowego wschodu na zachód, również prowadzące do obniżania górnej granicy lasu, nawet w niewysokich Bieszczadach, czemu sprzyjał chłodny i wietrzny mezoklimat wierzchowin na wysokości 1200–1350 m n.p.m. (Zarzycki 1963).

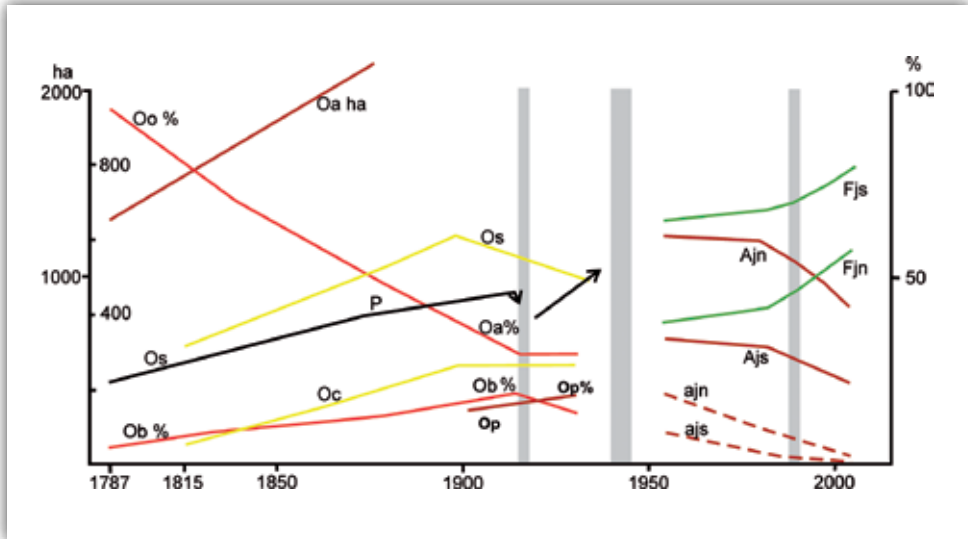


Rycina 4.6. Zmiany użytkowania ziemi w Bieszczadach w ostatnich stuleciach

FB – procent powierzchni lasu w Bieszczadach (wg Kukulaka 2003); inne użytki we wsi Berehy w ha (wg Wolskiego 2006): Fb – lasy, Mb – łąki, Ab – grunty orne; lata 1945–1950 – wysiedlenia ludności ukraińskiej

Figure 4.6. Land-use changes in Bieszczady Mts. in last centuries

FB – per cent of forest area (after Kukulak 2003); various land use in Berehy village (after Wolski 2006) in ha: Fb – forests, Mb – meadows, Ab – arable land; the years 1945–1950 of displacement of Ukrainian population underlined



Rycina 4.7. Zmiany użytkowania w Gorcach: Ochotnica Górna w latach 1787–1939 (wg Czajki 1987) i w zlewniach Jaszce i Jamne leżących na terenie Ochotnicy Górnej w ostatnim półwieczu (wg Buczały 2012)

Ochotnica Górna: P – liczba ludności, Oa – powierzchnia gruntów ornych w ha, Oo – uprawa owsa w procentach, Ob – uprawa jęczmienia, Op – uprawa ziemniaków w procentach, Os – liczba owiec, Oc – liczba bydła, Fjs – procent lasu w zlewni Jaszce, Fjn – procent lasu w zlewni Jamne, Ajs i Ajn – procent użytków rolnych w zlewniach Jaszce i Jamne, ajs i ajn – procent gruntów ornych w zlewniach Jaszce i Jamne; zaznaczono dwie wojny światowe i zmianę system politycznego

Figure 4.7. Land-use changes in Gorce Mts.: on left in Ochotnica Górna between 1787 and 1939 (after Czajka 1987) and on the right in two small catchments of Jaszce and Jamne creeks (part of Ochotnica Górna) after Second World War (after Buczały 2012)

Ochotnica Górna: P – population, Oa – area of arable land in ha, Oo – cultivation of oat in per cent, Ob – cultivation of barley in per cent, Op – cultivation of potatoes in per cent, Os – number of sheep, Oc – number of cattle, Fjs – per cent of forest in Jaszce, Fjn – per cent of forest in Jamne, Ajs and Ajn per cent of cultivated areas in Jaszce and Jamne, ajs and ajn – per cent of arable land in Jaszce and Jamne; by grey are marked the periods of world Wars and change of political system

Na terenie Niemiec i Czech rejestruje się ożywienie erozji gleb i wąwozowej w XIV w., co związane jest nie tylko z ekspansją osadnictwa, ale też z licznymi ulewami, po których następuje recesja rolnictwa (Bork 1989; Bork i in. 1998), a w końcu w okresie małej epoki lodowej ponowny wzrost erozji (Brázdil i in. 2005; Dotterweich 2008). Częste zarazy, wojny, a równocześnie zdegradowane po kilku stuleciach gleby prowadziły do wycofywania się gospodarki rolnej i wkraczania zbiorowisk leśnych. Śladem rozkwitu rolnictwa są często spotykane w lasach Średniogórza Niemieckiego krawędzie teras rolnych i wcięcia po drogach polnych (Mortensen 1958; Stolz, Grunert 2006). Od XVI do XIX w. ochłodzenie i większa

częstotliwość ulew okresu małej epoki lodowej (Midriak 1983; Grove 1988; Brázdil i in. 1999; Kotarba 2006, 2007) sprzyjały ożywieniu procesów erozyjnych, m.in. zsuwów i erozji wąwozowej.

W niższych położeniach Karpat przyrost ludności i związany z tym głód ziemi powodował, że obszary leśne w XVII–XIX w. kurczyły się, brane pod uprawę. W dorzeczu górnego Sanu, o znacznym udziale rzeźby pogórskiej i szerokich dnach dolin, udział lasów zmalał z 77,8% w 1589 r. do 47,1% w 1868 r., natomiast w wyższej zlewni górskiej potoku Wołosatego jedynie z 88,7% do 67,7% (Kukulak 2003; ryc. 4.6).

Równocześnie na początku XIX w. wprowadzono uprawę ziemniaków, wielokrotnie przyspieszającą spływ powierzchniowy i erozję gleb (Słupik 1981). Za przykład mogą posłużyć dane ze wsi Ochotnica położonej w Gorcach na wysokości 500–1200 m n.p.m. (Czajka 1987; ryc. 4.7).

Przy dwukrotnym wzroście ludności w okresie 1787–1876 powierzchnia gruntów ornych wzrosła tam o blisko 60%, a ziemniaki nieobecne jeszcze u schyłku XVIII w. zajęły 15–17% (w tym czasie powierzchnia upraw owsa spadła z 90 do 30%). Podobnie wioski bieszczadzkie na wysokości 600–1000 m n.p.m. rejestrowały wzrost gruntów ornych od 1852 do 1931 r. o ponad 50%, a spadek powierzchni łąk i pastwisk pierwotnie zajmujących dwukrotnie większy areał niż grunty orne – o 20–35% (Wolski 2007). W XIX w. towarzyszyła temu rabunkowa eksploatacja lasów znajdujących się w rękach prywatnych (Czajka 1987; Kukulak 2003). W Sudetach na glebach szkieletowych uprawa roślin okopowych spowodowała w połowie XIX w. zakładanie teras rolnych, aby obniżyć efekty erozji gleb (Latocha 2007).

Efektom tych zmian było nasilenie spływu i transportu rumowiska oraz zmiana zwartych koryt małych potoków i większych rzek górskich na koryta roztokowe (Klimek 1974b; Trafas 1975; ryc. 2.64, s. 143).

Szczególnie gwałtowne zmiany w użytkowaniu obszarów górskich nastąpiły w latach 40. XX w. (i trwają nadal) w całym niemal łuku karpackim i w Sudetach. Obszary te po II wojnie światowej były w zasięgu masowych przesiedleń ludności i wprowadzania kolektywnej gospodarki socjalistycznej, która od 1989 r. przeistaczała się ponownie w gospodarkę kapitalistyczną, zwykle drobnotowarową. Obserwujemy generalny wzrost zalesienia i regres gospodarki rolnej (Kozak 2005).

Można na tych obszarach wyróżnić kilka różnych modeli zmian:

- A. Masowe przesiedlenia ludności na obszarach wcześniejszego wycofywania się gospodarki rolnej (Sudety) – po wysiedleniu próby wprowadzenia nowych osadników.
- B. Masowe wysiedlenia ludności (z obszarów poprzednio przeludnionych), próby wprowadzenia zorganizowanej gospodarki wielkotowarowej (Bieszczady i in.).

- C. Wprowadzenie nakazowej gospodarki kolektywnej działającej do jej załamania po 1989 r. (ukraińskie, słowackie i rumuńskie Karpaty, góry Bułgarii).
- D. Stopniowa recesja gospodarki rolnej w górach pod wpływem przemian społeczno-gospodarczych (polskie Karpaty Zachodnie).

ad. A. W 1945 r. dokonano przesiedlenia ludności niemieckiej z Sudetów – z obszarów, w których już od schyłku XIX w. rejestrowano powolną recesję (ludność niektórych wsi zmalała o połowę już przed II wojną światową) i postępowało przestrajanie na gospodarke letniskową i turystyczną z równoczesnym wzrostem areału lasów. Po 1945 r. na obszarze tym osiedlono ludność polską z ziem wschodnich, a niekiedy również ukraińską z Karpat Wschodnich. Na nieuprawiane pola orne wkroczyła pionierska roślinność leśna i łąkowa (Latocha 2007), ograniczając erozję gleb. Recesja gospodarki rolno-hodowlanej postępowała dalej od lat 70. XX wieku. Po kolejnych zmianach gospodarczych przed 20 laty proces ten doprowadził do zupełnego wyludnienia niektórych wiosek w górach na pograniczu granicy rolno-leśnej (600–800 m n.p.m.).

ad. B. Na obszarze polskich Karpat Wschodnich i Beskidu Niskiego w latach 1948–1951 wysiedlono ludność Łemków i Bojków pozostawiając te ziemie odłogiem. Wkraczała na nie powoli sosna i olcha szara (ryc. 4.6, fot. 4.5). Towarzyszyło temu ożywienie procesów sufozyjnych, szczególnie na polach zrytych przez dziki i inne dzikie zwierzęta, których pogłowie wzrosło (Czeppe 1960; Starkel 1960a; Galarowski 1976; por. ryc. 2.46). Procesy te w latach 80. XX w. zaczęły zamierać, głównie w wyniku małej miąższości (1–2 m) gliniastych zwietrzelin.

W wioskach na obrzeżach tego regionu, w którym zamieszkiwała ludność mieszana (np. okolice Wołkowyi) gospodarstwa polskie przejęły niewielką część gruntów ornych. W innych opuszczonych wsiach, szczególnie na terenie objętych wymianą granic z ZSRR w 1951 r. starano się osiedlić ludność polską przesiedloną z rejonu Hrubieszowa i Sokala. W południowej części zorganizowano duże gospodarstwa rolne (PGR), niekiedy administrowane przez służbę więzienną. Małe działki i tereny rolne zaorano, na uprawianych polach wzrosło natężenie splukiwania, a także deflacji w strefie silnych wiatrów południowych (dukielskich i rymańskich). Na wyżej położone tereny sprowadzano w lecie owce z Podhala, które hamowały odnawianie się lasów z samosiejek. W latach 70–80. XX w. podejmowano również próby z hodowlą na dużą skalę (m.in. przez firmę Igloopol), równocześnie wycinając samosiejki z dawnych pól ornych.

Od 1989 r. obserwujemy wzrost zalesień na terenach dotąd opuszczonych. W niżej położonych następuje powolny rozwój indywidualnych gospodarstw (wracają też Łemkowie) głównie ukierunkowanych na hodowlę, niekiedy też na agroturystykę. W efekcie tych różnorodnych zmian postępuje wyraźny wzrost



Fotografia 4.5. Zarośnięte lasami i łąkami opuszczone po drugiej wojnie światowej grunty uprawne w Bieszczadach (Karpaty Wschodnie)

Photo 4.5. The former arable fields abandoned after second world war, later transformed into forests and meadows in Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians)

zalesienia (o około 10%), co szczegółowo omawia w swej rozprawie J. Wolski (2007). Nastąpił spadek dostawy zawiesiny do rzek, a zwłaszcza grubego rumowiska ze stoków rzecznych. Niedociążone rzeki wykazują tendencję do pogłębiania koryt, także w litej skale (Klimek 1983). Erozja wgłębna w dorzeczu Wisłoki osiągnęła w okresie powojennym od 1 do 3 metrów (Lach, Wyźga 2002; Wyźga, 2008).

ad. C. W górach innych krajów obozu socjalistycznego (poza Polską) została wprowadzona w czasie wojny (zachodnia Ukraina) lub niedługo po wojnie (Czechosłowacja, Rumunia, Bułgaria) gospodarka kolektywna; zaorano miedze, w niższych położeniach na wielkich polach obejmujących całe stoki, rozwijała się erozja wodna, prowadząca do powstawania wąwozów i osuwisk, a także eoliczna (Stehlik 1981, Stankoviansky 2003). Wzrósł transport rumowiska w ciekach. Bliżko górnej granicy lasu na wypasanych polanach degradację gleby przyspieszały spływy gruzowo-błotne i procesy mrozowe (Midriak 1983). Tylko w nielicznych przypadkach uznano kontynuację wypasu za nieopłacalną. Dopiero po upadku

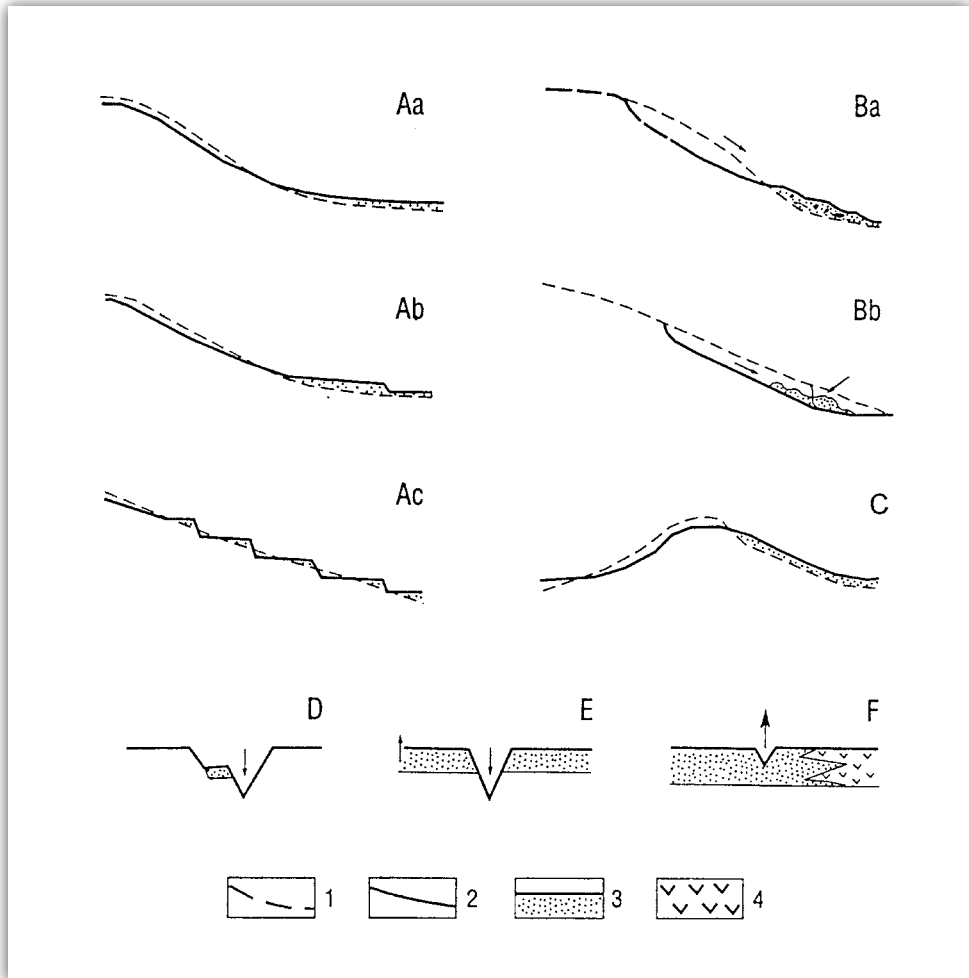
gospodarki socjalistycznej nastąpił poważny regres rolnictwa w wyższych partiach wylesionych gór i tendencja do zwiększenia zalesienia. Postępuje wyludnianie wielu regionów.

ad. D. Przeludnione polskie Karpaty zamieszkałe przez ludność rdzennie polską, jako jedyne w całym obozie socjalistycznym zachowały tradycyjny podział gruntów na drobne parcele i sterasowane stoki. Dla polskiego rolnika stopniowo podstawą racjonalnego gospodarowania stawały się kryteria ekonomiczne, więc strome stoki o zdegradowanych glebach były przekazywane pod zalesienie. Równocześnie powstawały wspólne (przygotowywane przez geografów, przyrodników, rolników i leśników) projekty racjonalnego gospodarowania w górach (Starkel 1972d, 1975b, 1990b; Pohl 1978; Kostuch, Kopeć 1980). Wskazania te znajdowały zrozumienie wśród ludności wiejskiej. Po 1989 r. wraz z definitywnym przejściem na gospodarkę rynkową proces ten, jak pokazują studia geografów (Kozak 2005), uległ przyspieszeniu. Wycofuje się grunty orne z terenów bardziej stromych o glebach szkieletowych, leżących wyżej i dalej od wsi. Zagrody w wyższych położeniach są likwidowane, na polany śródleśne wkracza las. Na postęp tego procesu wskazują zmiany szczegółowo zarejestrowane w dwóch zlewniach Jamne i Jaszcz w Gorcach (Bucala 2012). Las w tych zlewniach w 1954 r. obejmował odpowiednio 38,5% i 66% powierzchni, a w 2004 r. 57,2% i 77,3% (por. ryc. 4.7).

Zmiany społeczno-gospodarcze wymuszają powolne przystosowywanie się środowiska do zmian użytkowania. Potoki górskie niosą mniej rumowiska, w korytach pojawia się lita skała, dawne łachy zarastają (Lach, Wyżga 2002). Pogłębione odcinki koryt wymagają obudowy brzegów. Zarejestrowanie tych zmian było możliwe we wspomnianych potokach Jamne i Jaszcz dzięki wykonanym szczegółowym badaniom po powodzi w 1970 r. (Niemirowski 1974) i powtórnie w ostatnich latach (Bucala 2010, 2012). Innym zagrożeniem po opadach stają się liczne nowe osuwiska związane często z wkraczaniem w góry zabudowy rekreacyjnej obciążającej stoki, oraz z budową dróg dojazdowych podcinających strome stoki (Rączkowski, Mrozek 2002; Bajgier-Kowalska 2005; Starkel i in. 2007b).

W górach Europy Zachodniej zmiany w zakresie racjonalnego wykorzystania środowiska dla potrzeb gospodarczych nastąpiły znacznie wcześniej, nie były takie gwałtowne i postępują nadal, będąc monitorowane w ramach programów Unii Europejskiej i programów krajowych (MacDonald i in. 2000; Fallucci i in. 2007). Wszędzie postępuje powoli wycofywanie się rolnictwa z gór, jak również spadek ludności, połączone ze wzrostem zalesienia, co ma także zapobiec skutkom ekstremalnych zdarzeń pogodowych.

Długotrwała ingerencja człowieka doprowadziła po wylesieniu do istotnych zmian w rzeźbie stoków i den dolin, różniących się w zależności od procesów wiodących (spłukiwania, ruchów masowych, deflacji). Zestawienie najważniejszych kierunków przekształceń przedstawia rycina 4.8.



Rycina 4.8. Zmiany stoków i koryt rzek w okresie gospodarki człowieka w Karpatach i na przedpolu, przy udziale różnych procesów (oprac. L. Starkel)

A – przez sfluwiowanie (a – normalny proces zmiany profilu wypukło-wklęsłego, b – budowy terasy deluwialnej, c – tworzenie teras rolnych), B – przez procesy grawitacyjne (a – stok wylesiony i obciążony, b – stok podcięty u podstawy), C – przez deflację, D – pogłębienie koryta i tworzenie niższej równiny zalewowej, E – stała nadbudowa równiny zalewowej przy wciętym korycie, F – równoległa nadbudowa równiny zalewowej przez osady powodziowe i organiczne; 1 – profil wyjściowy, 2 – profil finalny, 3 – aluwia, koluwia i in., 4 – torfy

Figure 4.8. Changes of slopes and river channel in the period of human activity in the Carpathians and their foreland, by various processes (elab. L. Starkel)

A – by slope wash (a – normal transformation of convex – concave profile, b – building of deluvial terrace, c – formation of agricultural terrace), B – by mass movements (a – deforested and loaded slope, b – slope undermined at its base), C – by deflation, D – downcutting of channel and formation of lower floodplain, E – continuous up building of floodplain by mineral deposits, F – parallel rising of floodplain by mineral and organic deposits; 1 – former profile, 2 – final profile, 3 – mineral deposits, 3 – peats

Góry Wielkiej Brytanii i Skandynawii

W górach Szkocji holocenańska górna granica lasu sięga wysokości 400–750 m n.p.m., mając nad sobą wąskie piętro krioniwalne (Wiltshire and Moore 1983, Birks 1996). Lasy liściaste, szczególnie na zachodnich stokach wystawionych na opady rozlewne i silne wiatry, zbliżają się do granicy wilgotnościowej lasów, która jednak w warunkach naturalnych bywa nieosiągalna. Ingerencja człowieka polegała na masowym wyrębie lasów dla potrzeb rolnictwa, pasterstwa, a także rozwijającego się górnictwa metali i hutnictwa. Na wylesione stoki, zależnie od podłoża i ekspozycji, weszły torfowiska lub wrzosowiska magazynujące nadwyżki wody i uniemożliwiające odbudowę zbiorowisk leśnych (Crabtree 1971). Te *blanket bogs* o miąższości kilku metrów podlegają niekiedy rozcinaniu przez systemy wąwozów i są degradowane przez sufozję (Holden, Burt 2002).

W okresie wczesnego średniowiecza w górach północnej Anglii ziemie orne sięgały 350 m n.p.m. Jeszcze na początku XIV w. w Northumberland uprawę prowadzono 150 m wyżej niż obecnie (Lamb 1967). W XV w. granica rolna gwałtownie się obniżyła w związku z większą częstotliwością różnych klęsk żywiołowych. Gdy w średniowieczu zdarzały się one raz na 20 lat, to w połowie XV w. raz na 3 lata (Parry 1975). W okresie małej epoki lodowej ta niestabilność była jeszcze większa. Na fieldowych spłaszczeniach gór Szkocji na wysokości 1100–1300 m n.p.m. śnieg utrzymywał się przez całe lata (Manley 1974).

Podobna sytuacja zaistniała w tym czasie w wyższych górach Skandynawii, gdzie w wioskach górskich były rejestrowane powtarzające się zdarzenia ekstremalne: lawiny, osuwiska, obrywy, powodzie (Grove 1972). Zapis tych zjawisk w Skandynawii i w Alpach (Pfister 1988), a także w Tatrach (Kotarba 2006) pozwala zrozumieć złożone mechanizmy przesuwania się granic pięter klimatyczno-roślinnych, które niekiedy miewają pozornie błahe przyczyny, np. niedojrzałość szpilek modrzewia przy górnej granicy lasu w czasie chłodnego lata (Tranquillini 1993).

Changaj – góry strefy klimatu kontynentalnego suchego

W górach centralnej Azji górna granica piętra lasów warunkowana termicznie i dolna, warunkowana wysokością opadów, zbliżają się do siebie, a niskie temperatury w zimie, powodujące przesunięcie daleko na południe zasięgu wieloletniej zmarzliny, utrzymują ubogie w gatunki piętro leśne (Starkel 1980). Na południowych skłonach Changaju najdalej na południe wysunięte piętro lasów z *Larix sibirica* jest klimatycznie uwarunkowane, ale w rzeczywistości wymuszone przez zmarzlinę, która ograniczona do stoków o wystawie północnej zasiła w wodę z topniejącej latem warstwy czynnej miąższości 1–2 m (fot. 4.6, 4.7).

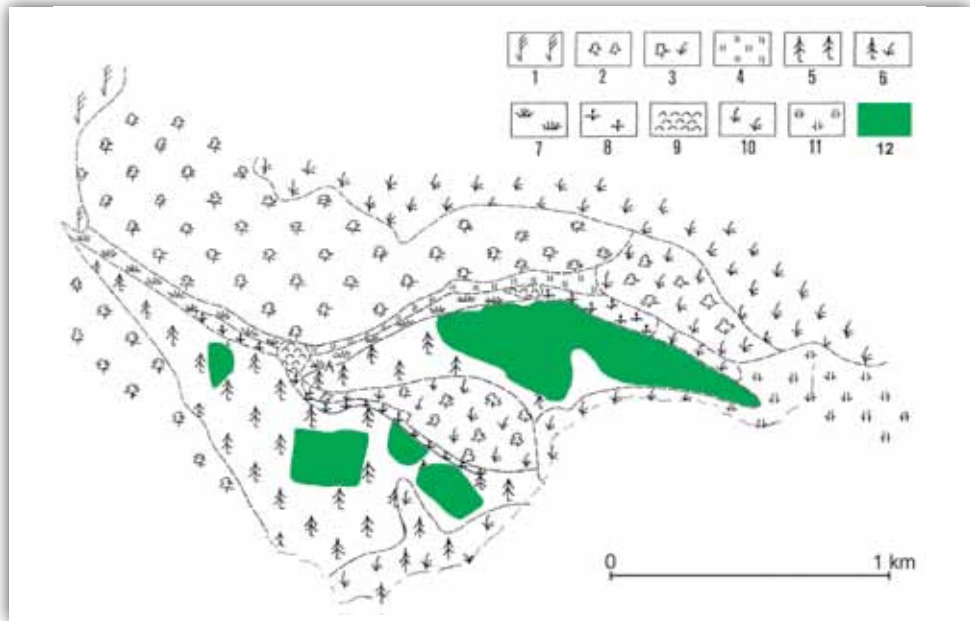
W latach 1974–1975 ekspedycja Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IG PAN w Krakowie prowadziła na obrzeżu Changaju w dolinie Sant kompleksowe badania fizyczno geograficzne i stwierdziła, że również w tych ekstremalnych warunkach



Fotografia 4.6. Asymetria zboczy doliny Sant na obrzeżu Changaju. Stok o wystawie południowej suchy, skalisty, przeciwległy ze zmarzliną i lasem
Photo 4.6. Asymmetric slopes of the Sant valley at the margin of Khangai Mts.; south exposed slope dry and rocky, the opposite with forest permafrost



Fotografia 4.7. Stok o wystawie północnej w dolinie Sant z pląkami równowiekowych modrzewi, zasianych po zniszczeniu hodowli w latach 20. XX wieku
Photo 4.7. N-exposed slopes in the Sant valley with patches of the same age larches, developed after destruction of animal husbandry in the 1920s



Rycina 4.9. Fragmenty lasów modrzewiowych na tle szerszego zasięgu gleb leśnych na północnych stokach w dolinie Sant według opracowań Kowalkowskiego i Pacyny (Kowalkowski, Starkel 1980)

1 – siedlisko stepowe na pedymentach, 2 – suchy step na skalistych stokach wystawy południowej (gleba jasno kasztanowa), 3 – jak wyżej – gleba ciemnokasztanowa, 4 – step na deluwialnych czarnoziemach, 5 – siedlisko leśne na ciemnokasztanowych czarnoziemach na stokach północnej ekspozycji ze zmarzliną, 6 – jak wyżej – na płytkich glebach, 7 – wilgotne łąki na deluwialnych czarnoziemach ze zmarzliną, 8 – jak wyżej – zalewane, 9 – siedlisko bagienne, 10 – subalpejskie łąki na kriogenicznych glebach, 11 – jak wyżej – płytkie gleby, 12 – las modrzewiowy (zwarty)

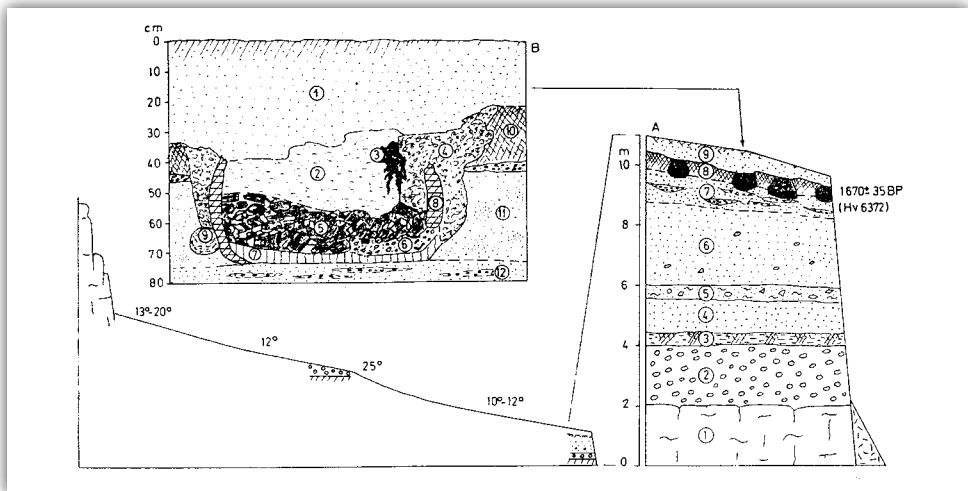
Figure 4.9. Fragment of larch forests on the background more extensive area of forest soils on the north facing slope in the Sant valley (elaborated by Kowalkowski and Pacyna see Kowalkowski, Starkel eds. 1980)

1 – steppe habitats on pediments, 2 – dry steppe on rocky south facing slopes (light chestnut soil), 3 – as above – dark chestnut soils, 4 – steppe on deluvial chernozems, 5 – forest habitat on dark-chestnut and chernozem soils, on north facing slopes with permafrost, 6 – as above on shallow soils, 7 – moist meadows on deluvial chernozems with permafrost, 8 – as above – flooded, 9 – marshy habitats, 10 – subalpine grasslands, 11 – subalpine grassland on shallow soils, 12 – dense larch forest

człowiek wycisnął swe piętno (Kowalkowski i in. 1977; Starkel, Kowalkowski, 1980). Na stokach o północnej wystawie na wysokości 2400–2700 m n.p.m. płaty lasów modrzewiowych, zajmujące 20–30% powierzchni, złożone były z równowiekowych 30–40-letnich drzew, obok których zdarzały się pojedyncze starsze osobniki, zapewne ponad 100-letnie. Natomiast zasięg gleb brunatnych i ciemnokasztanowych charakterystycznych dla lasostepu, jak też formy soliflukcyjne i roślinność zielna wskazywały, że cały stok o północnej wystawie objęty przez zmarzlinę musiał być dawniej porośnięty drzewami (ryc. 4.9).

W odróżnieniu od tych stoków, stoki o południowej wystawie noszą ślady intensywnej erozji gleb, m.in. erozji liniowej z płytkimi wąwozami powstałymi dwa lata wcześniej w czasie ulewy (Starkel i in. 1976). W deluwiach stropu terasy 10 m o południowej wystawie znaleziono resztki pieca hutniczego z węglami drzewnymi wskazujące na wytop żelaza (ryc. 4.10). Datowanie ^{14}C 1670 ± 35 lat BP świadczyłoby, że w IV w. wyrąb lasu musiał być znaczny. Karczowanie odbywało się już zapewne kilka stuleci wcześniej, ale i później, na co wskazują węgle w deluwiach u podnóża skałek na południowym grzbiecie okalającym dolinę Sant (datowania 2120 ± 85 i 960 ± 65 lat BP; fot. 2.2, s. 65). Na siedlisku poleśnym w warstwie czynnej zmarzliny znajdowaliśmy również resztki pniaków drzew.

Ingerencja człowieka zaznaczyła się również w ostatnim stuleciu. Wypas bydła, a zwłaszcza owiec i kóz powodował, że jedynie starsze i wysokie na ponad 2–3 m osobniki mogły przetrwać nie obgryzione, a małe samosiejki były zjadane. W sąsiedztwie, nad rzeką Tsagan-Turutuin gol istniał klasztor buddyjski, a obok zapewne liczne jurty mongolskie. Na początku lat 20. XX w. w czasie tzw. rewolucji kulturalnej klasztor został zniszczony, mnisi wymordowani, stada zwierząt wybite. Wokół



Rycina 4.10. Profil osadów aluwialnych i deluwialnych z resztkami pieca hutniczego w dolinie Tsagan-Turutuin gol (Kowalkowski i in. 1977)

1 – cokół granitowy terasy, 2 – żwiry rzeczne, 3 – ły i piaski z humusem, 4 – deluwia z kaszą granitową, 5 – gliny z rumoszem i redeponowanymi żwirami, 6 – deluwia z kaszą granitową, 7 – deluwia z soczewkami rumoszu granitowego, 8 – gleba kasztanowa z resztkami dymarki, 9 – ziarniste deluwia z inicjalną glebą kasztanową

Figure 4.10. Profile of alluvial and deluvial deposits with remnants of iron blast-furnaces in the valley of the Tsagan-Turutuin gol (Kowalkowski et al. 1977)

1 – granite-cut bench, 2 – fluvial gravels, 3 – clays and sands with humus lumps, 4 – deluvia of granular granite rock-waste (granite grit), 5 – loams with sharp-edged debris and gravels derived from the 35-m terrace, 6 – deluvia, with granite grit, 7 – deluvia with lenticular insertions of coarse granite grit, 8 – chestnut soil with blast furnaces, 9 – granular deluvia with chestnut soils in the initial stage of development

pojedynczych starych drzew odnowiły się płaty lasu (fot. 4.7). Po II wojnie światowej pogłowie zwierząt zostało odbudowane. Dlatego wśród płatów lasu ani w latach 70. XX w., ani w czasie wizyty w latach 90. nie było młodych drzew kilku- czy kilkunastoletnich. I znów proces odnowy lasu został przerwany. Las nie wkroczył jedynie w inwersyjne dna dolin i na skaliste grzbiety modelowane przez deflację (fot. 2.2, s. 65).

Badania palinologiczne i sedimentologiczne na obszarze południowego Tybetu wskazują, że w podobnym okresie już od 2600 lat BP człowiek zasiedlał piętra gór w pobliżu górnej granicy drzew 3000–4000 m n.p.m. (Kaiser i in. 2006).

Himalaje Dardżylińskie

W piętrach leśnych wschodnich Himalajów sięgających do 3500–3900 m n.p.m. działalność człowieka poza pasterstwem na ogół nie przekracza wysokości 2000–2500 m n.p.m. W Himalajach Dardżylińskich (brzeżnej części Himalajów Sikkimskich) przeważająca część lasów została wykarczowana w ciągu kilku dekad po wykupie przez Kompanię Wschodnioindyjską w latach 30. XIX w. od maharadży Sikkimu brzeżnej części gór i rozpoczęciu zakładania plantacji herbaty na początku drugiej połowy XIX wieku. Na innych terenach po wykarczowaniu rozpoczęto odbudowywanie drzewostanów przez plantacje szybko rosnącej *Cryptomeria japonica* (fot. 4.8).

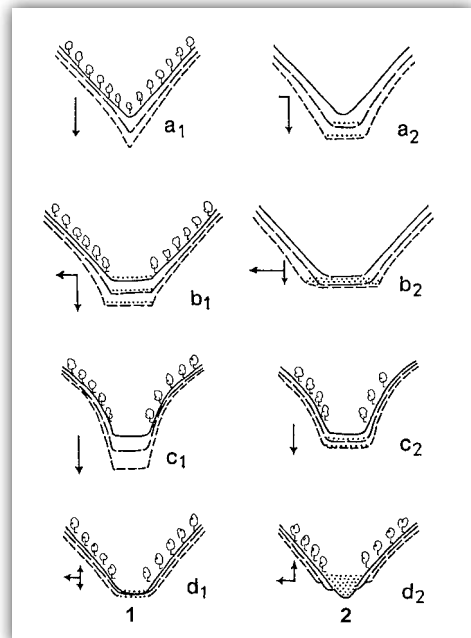
Od tego czasu rozpoczęła się degradacja stoków. Odbywa się ona w czasie opadów rozlewnych rzędu 500–1000 mm w ciągu 2–3 dni spotykanych 2–3 razy w stuleciu, oraz w czasie lokalnych ulew (Starkel 1972a; Froehlich i in. 1990). Degradacja gleb postępuje głównie przez spływy gruzowo-błotne, co wiąże się z dużą

Rycina 4.11. Kierunki przekształceń przekrojów dolin w Himalajach Dardżylińskich przed wylesieniem (po lewej – 1) i po wylesieniu (po prawej – 2) (Froehlich, Starkel 1993)

a – górny bieg, b – środkowy bieg, c – wylot doliny Tisty z gór, d – wyloty mniejszych rzek z gór

Figure 4.11. Tendencies of transformations of valley cross-sections in Darjeeling Himalaya before (on the left) and after (on the right) deforestation (Froehlich, Starkel 1993)

a – upper reach, b – middle reach, c – outlet of Tista river from the mountains, d – outlets of smaller rivers from the mountains (aggradation)





Fotografia 4.8. Ghoom koło Dardżylingu z wylesionymi stokami objętymi płytkimi ruchami masowymi – dziś zalesione (fotografia z lat 70. XIX wieku – ze zbiorów Das Studio)

Photo 4.8. Ghoom near Darjeeling, deforested slopes modeled by shallow mass movements. At present forested again (photo from the 1870s – from collection of Das Studio)



Fotografia 4.9. Osuwiska i sploty gruzowe oraz ziemne w dolinie Little Rangit powstałe w październiku 1968 roku; w dali pasmo Kanczendzangi

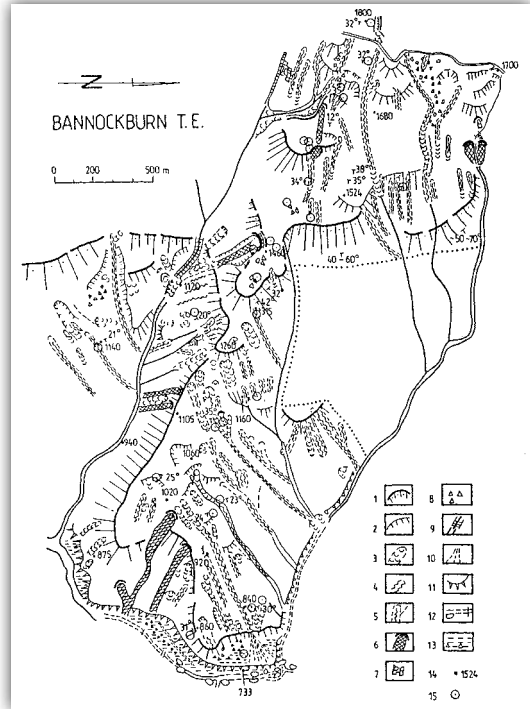
Photo 4.9. Landslides and debris and earth flows on slopes in the Little Rangit valley formed in October 1968; in the background the Kandzenjungta ridge

Rycina 4.12. Mapa geomorfologiczna części plantacji herbaty Bannockburn (oprac. Gil i Starkel, w: Froehlich i in. 1989)

1 – krawędzie o założeniu strukturalnym, 2 – inne krawędzie, w tym stare nisze, 3 – poosuwiskowe obniżenia, powstałe w 1968 r., 4 – stoki ze zdegradowaną glebą, 5 – rynny spływów gruzowych powstałe w 1968 r., 6 – nowe osuwiska i spływy powstałe w 1987 r. (niektóre w 1983 r.), 7 – skaliste stoki, 8 – skałki (lub duże bloki), 9 – koryta wycięte w skale (także z progami), 10 – stożki proluwialne i koluwialne, 11 – krawędzie erozyjne, 12 – koryta wycięte w rumowisku, z dużymi głazami i wodospadami, 13 – fragmenty teras, 14 – wysokości (w metrach n.p.m.), 15 – miejsca pomiaru cech gleb

Figure 4.12. Geomorphic map of part of the Bannockburn Tea Estate (by Gil and Starkel, in: Froehlich et al. 1989)

1 – structurally controlled scarps, 2 – other breaks of slope, including old niches, 3 – post-landslide depressions formed in 1968, 4 – slope fragments with degraded soil, 5 – debris flow channels formed in 1968, 6 – new landslides and flows formed in 1987 (some of them in 1983), 7 – rocky slopes, 8 – rocks (or big blocks), 9 – channels cut in bedrock (also with waterfalls), 10 – proluvial or colluvial fans, 11 – undercuts, 12 – channels cut in coarse debris with big block and waterfalls, 13 – terrace fragments, 14 – elevation (in meters a.s.l.), 15 – sites where soil properties were measured



pojemnością wodną zwietrzelin pylasto-piaszczystych. Po jednym takim zdarzeniu w październiku 1968 r. na plantacjach herbaty została zdarta pokrywa zwietrzelinowa z 20–30% wylesionych stoków (Starkel 1972a; fot. 4.9). Natomiast w tym czasie w lasach ruchy masowe objęły jedynie do 2% powierzchni. Po takich zdarzeniach w dnach mniejszych dolin nastąpiła akumulacja koluwiów niekiedy do 5–10 m miąższości (ryc. 4.11). W dorzeczu Tisty są to środkowe biegi dolin dopływów, gdyż sama Tista w obszarze podnoszonym przed wylotem z gór utrzymuje jeszcze tendencje do pogłębiania (ryc. 4.11, profil c₂). Poprzednio podobne zdarzenia o zasięgu regionalnym miały miejsce w latach 1899 i 1950. O ich erozyjnej roli świadczą zarośnięte resztki dróg i mostków.

Obserwacje dokonane na stokach na terenie plantacji Bannockburn po ekstremalnym opadzie w 1968 r. (Starkel 1972a) i rejestracja skutków ulew w latach 80. XX w. pokazują, że na wylesionych stokach powstają coraz to nowe rynny spływów błotno-gruzowych, które przekształcają się przeważnie w płytkie dolinki. Jeśli uwzględnimy dwa wcześniejsze zdarzenia ekstremalne (1899 i 1950) to możemy



Fotografia 4.10. Rozległy stożek aluwialny rzeki Gish na przedpolu Himalajów powyżej mostu zwężającego koryto

Photo 4.10. Extensive alluvial fan of Gish river at Himalayan foreland, upstream of bridge narrowing the channel



Fotografia 4.11. Uprawa żarowa przemienna na stokach Himalajów w stanie Arunachal Pradeś

Photo 4.11. Shifting cultivation on Himalayan slopes in the state Arunachal Pradesh

Rycina 4.13. Górską zlewnia potoku Gish u brzegu Himalajów pokazująca rosnący udział osuwisk między latami 1929 i 1930 oraz 1981–1984 związany z eksploatacją węgla i innych surowców mineralnych

Obok osuwisk (1) zaznaczony zasięg obecny lasów (2), różnych formacji skalnych (3) oraz rosnącej agradacji (4) w dnach dolin (wg Basu, Ghatowara 1988)

Figure 4.13. Mountain catchment of the Gish river at the Himalayan border showing growing surface of landslides between years 1929 and 1930, also 1981–1984, connected with exploitation of coal and other mineral resources

Beside landslides (1) the limits of forests (2), and various geological formations (3) are marked as well growing area, occupied by aggradation (4) in the valley floors (after Basu and Ghatowar 1988)

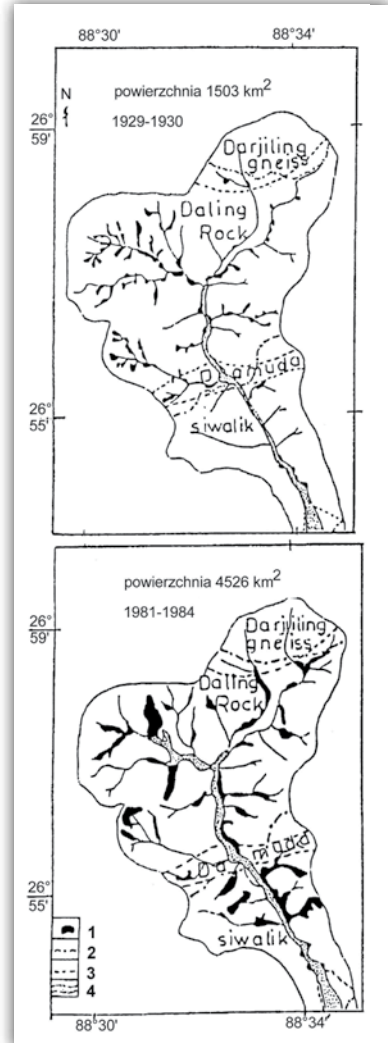
szacować, że gęstość rozczłonkowania stoków wzrosła niekiedy ponad 3-krotnie (ryc. 4.12).

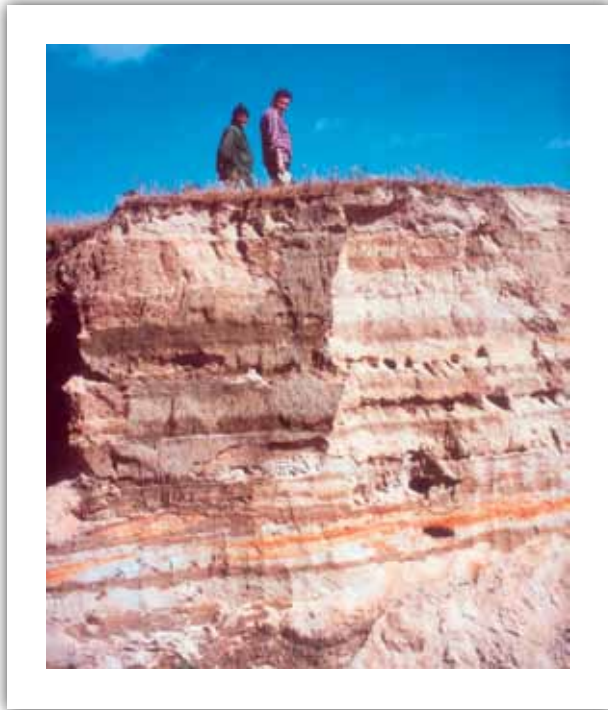
W niektórych mniejszych zlewniach u brzegu Himalajów (Lish, Gish) karczowanie lasów w połączeniu z eksploatacją cieniokich pokładów węgla doprowadziło do rozwoju osuwisk, których powierzchnia wzrosła w okresie od 1930 do 1990 r. 2,5-krotnie z 4% do 10% powierzchni zlewni (Basu, Ghatowar 1988, 1990; ryc. 4.13). Przyczyniło się to do szybkiego nadbudowywania stożków napływowych tych potoków na przedpolu gór w tempie 2–3 m w ciągu dziesięciolecia (Starkel i in. 2008; fot. 2.12, 4.10).

W najbardziej wschodniej części Himalajów, w stanie Arunaćal Pradeś zamieszkanym przez lokalne plemiona, dotąd przeważają naturalne zbiorowiska leśne, których część objęta jest przez gospodarkę żarową (*shifting cultivation*) i po kilku latach użytkowania uprawy ryżu lub zbóż przenoszone są na sąsiednie stoki (fot. 4.11).

Południowy skłon wyżyny Meghalaja

Łagodny południowy skłon wyżyny Meghalaja wznoszącej się do 2000 m n.p.m. jest niemal w całości wylesiony i niżej opada około 1000-metrową krawędzią (fot. 1.8) rozciętą kanionami dotąd porośniętymi dżunglą – lasem deszczowym (Starkel 1972b). Czoło tej krawędzi otrzymuje najwyższe w skali światowej opady deszczu o wysokości 8000–15 000 mm rocznie (do 3000–5000 mm miesięcznie). Przed wylesieniem





Fotografia 4.12. Piaszczyste deluwia 3–4 m miąższości złożone w górnych biegach dolin po wylesieniu w ostatnich stuleciach stoków na podłożu granitowym, wyżyna Meghalaja (por. fot. 4.2)

Photo 4.12. The deluvial sandy deposits 3–4 m thick accumulated in upper valley courses in last centuries after deforestation of granitic slopes, Meghalaya Plateau (see photo 4.2)

piętra klimatyczno-roślinne układały się tutaj w nawiązaniu do wysokości opadów (por. ryc. 2.8, s. 68). Nad piętrem lasów tropikalnych rozciągały się, na wysokości 600–1500 (1600) m n.p.m. o najwyższych opadach, wiecznie zielone lasy subtropikalne, nad którymi wierzchowinowe partie wyżyny zajmowały uboższe zbiorowiska z sosną *Pinus kasya* (Starkel, Singh 2004). Wylesienie zapoczątkowane może już w neolicie obejmowało łagodne wierzchowiny płaskowyżu schodzące do około 1100 m n.p.m. Gospodarka żarowa i pozostawianie pól odłogiem nie przeciwdziałały intensywnej erozji na stokach, szczególnie przy uprawach okopowych, których udział wzrósł po wprowadzeniu uprawy ziemniaka, zapewne w drugiej połowie XIX w., o czym świadczyłby wzrost powierzchni uprawnych (Ramakrishnan, Ram 1988). Zdaniem P. Prokopa (2007) główną przyczyną masowego wylesienia wyżyny powyżej wysokości około 1200 m n.p.m. było jednak wytapianie żelaza, które wymagało wielkich ilości drewna. Roczna produkcja żelaza w latach 30. XIX w. (w okresie wkroczenia Anglików) w wysokości około 1866 ton wymagała wylesienia powierzchni 13,5 km². Zatem wylesienie całego obszaru będącego dziś ubogim stepem mogło nastąpić w ciągu 2–3 stuleci. Ale przecież korzenie hutnictwa na wyżynie mogą sięgać nawet 2000 lat.

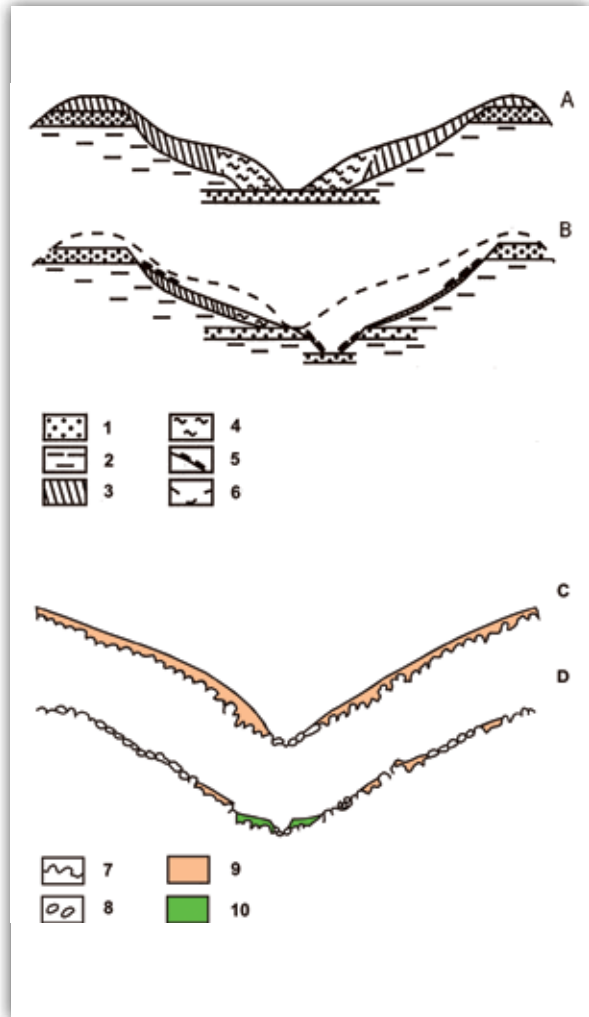
Blisko drogi z Ćerapuńdzi do Leiduh w starym korycie potoku znalazłem przed 10 laty na warstwie żwirów ily starorzeczne, a w ich spągu fragmenty węgli drzewnych i gałązek przykryte gliniasto-piaszczystymi deluwiami o łącznej miąższości 1,9 m. Węgielki wydatowano w laboratorium ¹⁴C w Gliwicach na 1600 ± 40

Rycina 4.14. Modele ewolucji małych dolin rzecznych na południowym skłonie wyżyny Meghalaja na warstwach piaskowcowych koło Ćerapuńdzi przed wylesieniem (A) i po wylesieniu (B) jak również na granitach Myllem przed wylesieniem (C) i po nim (D)

1 - odporne ławice, 2 - mniej odporne piaskowce i łupki, 3 - zwietrzelina typu laterytowego, 4 - osady koluwalne, 5 - pełznące bloki piaskowcowe, 6 - poprzedni przekrój doliny, 7 - niezwiertzały granit, 8 - corestones, 9 - pokrywa laterytowa, 10 - piaszczysto-pylaste deluwia

Figure 4.14. Models of evolution of small river valleys on the southern slope of the Meghalaya Plateau on the sandstone beds at Cherrapunji before deforestation (A) and after deforestation (B) as well on the Myllem granite before deforestation (C) and after it (D)

1 - resistant beds, 2 - less resistant sandstones and shales, 3 - regolith of lateritic type, 4 - colluvial deposits, 5 - sliding sandstone blocks, 6 - former valley cross profile, 7 - unweathered granite, 8 - corestones, 9 - laterithic cover, 10 - sandy-silty deluvia



lat BP, co wskazywałoby na karczowanie lasów w IV wieku. W niewielkiej odległości na spłaszczeniu były fragmenty żużli świadczące o wytapieniu żelaza. Ostatnio opublikowane wstępne wyniki badań palinologicznych (Prokop, Bhattacharya 2011) pokazują, że już 2500 lat temu istniały otwarte polany, a 800 lat BP w osadach torfowiskowych wzrósł wyraźnie udział pyłku sosny (zajmującej zapewne obszary wylesione) i części mineralnych wskazujących na erozję gleb na wylesionych stokach. W świeżo opublikowanej rozprawie P. Prokop (2013) udowadnia starożytne korzenie hutnictwa żelaza na wyżynie Meghalaja.

W wyższej części wyżyny Meghalaja ślady ingerencji człowieka są również wyraźne mimo rocznego opadu wysokości 3000–4000 mm ($\frac{1}{3}$ opadu w Ćerapuńdzi). Wylesienie zwietrzałych do głębokości 10–20 m granitów batolitu Myllem doprowadziło do wypreparowania na stokach bloków granitowych średnicy do

kilku metrów (*corestones*), które potem na powierzchni okryły się żelazistą skorupą (fot. 4.2) a w dnach dolin złożone zostały pokrywy piaszczyste deluwiów i proluwiów miąższości do kilku metrów (ryc. 4.14). Akumulacja ta miała miejsce w ostatnich stuleciach, co potwierdziły węgle drzewne datowane z głębokości 1,6 m na 130 ± 30 BP, a ze spągu na głębokości 3,8 m na 375 ± 30 lat BP (Prokop 2010; fot. 4.12).

W wyniku wylesienia całe płaty wyżyny w rejonie Ćerapuńdźi, poza stromymi zboczami kanionów, zamieniły się w bezwodne powierzchnie skalne piaskowcowych ławic, a uchowane resztki tropikalnych zwietrzelin okryły 10–20-centymetrowe warstwy bruku żwirowego, złożonego z okruchów skały lub żelazistych kongrecji laterytowych (fot. 3.11, s. 214). Takie kamieniste stoki porasta uboga roślinność stepowa z gatunków głęboko korzeniących się traw, które przetrwały po wylesieniu. Produktywność biomasy jest tu o połowę niższa w stosunku do nielicznych tzw. świętych gajów z zachowanymi zbiorowiskami wielogatunkowych lasów (Ramakrishnan, Ram 1988; Ramakrishnan 1992). Pomiar współczesnej denudacji metodą Cs^{137} wykazały, że obecne splukiwanie, pomimo tak wysokich opadów, jest po utworzeniu ochronnego bruku niewielkie i wynosi jedynie około $0,21 \text{ kg/m}^2/\text{rok}$, co równa się przeciętnemu obniżaniu powierzchni o $0,1 \text{ mm/rok}$ (Froehlich 2004). Naturalny ekosystem subtropikalnego lasu nie przetrwał; wytworzył się nowy stepowo-półpustynny, który dostosował się zarówno do dużych natężeń letnich ulew, jak i długotrwałej, często kilkumiesięcznej suszy (por. rozdział 2.2). W małych dolinach rozcinających skłon wyżyny Meghalaja koło Ćerapuńdźi, zbudowany z poziomo ułożonych piaskowców i mułowców, zbocza były pierwotnie też okryte grubym płaszczem zwietrzelin i koluwiów, które po wylesieniu uchowały się jedynie w strzępach, eksponując wychodnie odporniejszych ławic (ryc. 4.14).

Dla takich obszarów o ekstremalnych opadach i zdegradowanych glebach opracowywane są programy i podejmowane próby odbudowy ekosystemów (Ramakrishnan 1992; Tripathi i in. 1995). Wymaga to szczegółowego rozpoznania nie tylko przemian zbiorowisk roślinnych, ale również mechanizmów obiegu wody na stokach i w małych zlewniach (Starkel, Singh, 2004; Singh, Syimlieh 2011).

Na płaskowyżu, a szczególnie na ostrodze Ćerapuńdźi duże powierzchnie zarówno płaskie, jak i łagodne stoki, pocięte są przez wkopy, płytkie sztolnie i chodniki górnicze, związane z eksploatacją cienkich pokładów węgla. Natomiast bardziej strome stoki, a zwłaszcza leje źródłowe dolinek podziurawione są przez setki drobnych odkrywek wykonanych przez poszukiwaczy rud żelaza czy węgla, z których niektóre zostały przekształcone we wcioty lub wąwozy (fot. 4.1).

*

Porównując rodzaje antropopresji w górach różnych stref klimatycznych, obserwujemy pewne prawidłowości. Wyjaśnienie mechanizmów tych zmian wymaga ścisłej

współpracy geomorfologów z naukami ekologicznymi (Osterkamp i in. 2012). Generalnie wraz ze zniszczeniem szaty roślinnej następował wzrost natężenia procesów erozyjnych. W skali całych pasm górskich obserwujemy zawężenie pasa lasów. Gospodarka pasterska powoduje zarówno obniżenie górnej granicy lasu, jak i podnoszenie dolnej granicy.

Wycofywanie się człowieka prowadzi zazwyczaj do odnawiania się naturalnych zbiorowisk leśnych i trawiastych. Może to być jednak możliwe tylko wtedy, gdy nie doszło jeszcze do zniszczenia naturalnych siedlisk, a szczególnie pokrywy glebowej. W takich ekstremalnych sytuacjach rozwinęły się badlandy, zbiorowiska śródziemnomorskiej makii i stepowo-pustynne siedliska w wilgotnych tropikach.

Wycofywanie się człowieka z gór może być procesem gwałtownym związanym albo ze zmianami politycznymi, albo ze zdarzeniami ekstremalnymi (przyrodniczymi), pociągającymi za sobą zmiany gospodarcze, ale może też przebiegać powoli i nierównomiernie w przestrzeni – w wyniku postępującej przebudowy struktur społecznych i gospodarczych.

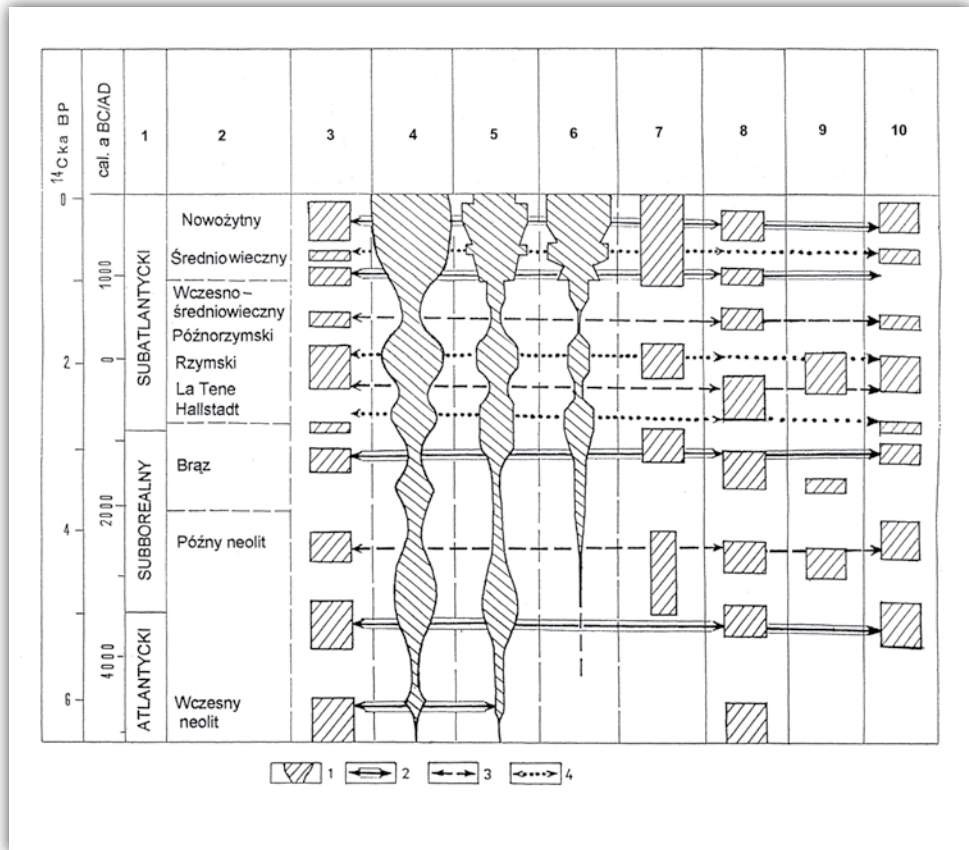
4.3. Efektywność rzeźbotwórcza faz klimatycznych w okresach wzmożonej ingerencji człowieka

Zaczynając od neolitu w historii społeczeństw możemy obserwować w wielu górskich regionach kilka faz ekspansji osadnictwa i gospodarki rolnej, które były przegradzane okresami recesji (Starkel 1977a, 2005b; Heine 1987; Gregory, Walling 1987; Dotterweich 2008).

Równoległe a zarazem niezależnie postępują zmiany klimatyczne. Wzrost wysokości opadów (na ogół z tendencją do ochładzania) powoduje, że w obszarach półsuchych dolna granica zbiorowisk leśnych przesuwa się w dół stoków. Odwrotna sytuacja ma miejsce w przypadku zmniejszania wysokości opadów (czemu towarzyszy na ogół wzrost temperatury). Wywołuje to pustynnienie (Mensching 1987), a równocześnie podnosi się nie tylko dolna, ale również górna granica lasu.

Nakładanie się czynników klimatycznego i antropogenicznego znajduje odbicie w typie i natężeniu różnych procesów rzeźbotwórczych w górach. Zilustrujemy to na przykładach ze stosunkowo dobrze rozpoznanych gór Europy Środkowej (ryc. 4.15).

Pierwszym okresem, który odbił się wyraźnym odlesieniem nie tylko wyżyn lessowych, ale i niskich pięt Karpat i Alp był środkowy neolit, okres kultury pucharów lejkowatych, początkowo wilgotny, potem suchszy (3600–2900 lat BC), w którym pola uprawne objęły nie tylko równiny den dolin, ale wkroczyły również na stoki i garby wododzielne – wylesionych mogło być nawet 20–50% powierzchni dorzeczy (Kruk 1980; Machnik 1993; Starkel 2007b). U schyłku neolitu rolnicy

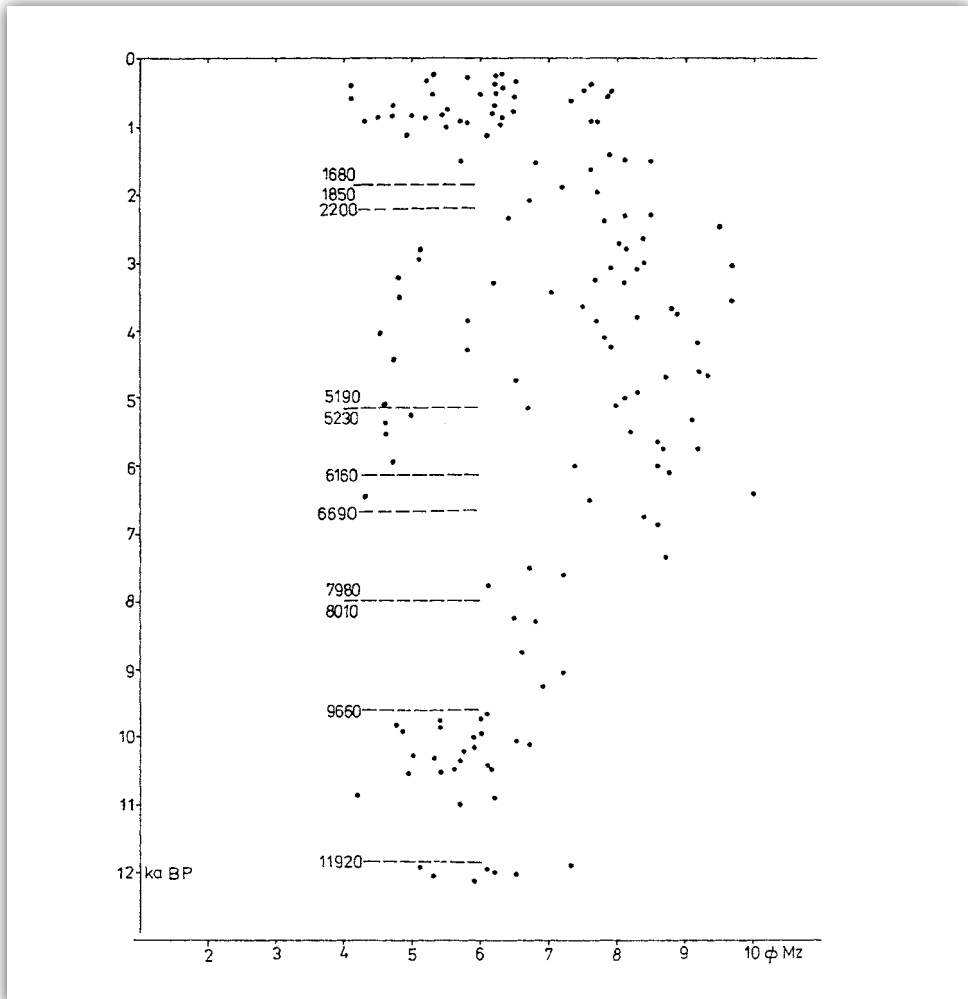


Rycina 4.15. Rozbieżność i zbieżność czynników klimatycznych i antropogenicznych w kształtowaniu faz o dużym natężeniu procesów rzeźbotwórczych i zdarzeń ekstremalnych na obszarze Polski (Starkel 2005a,b)

1 – szerokość oddaje różne natężenie zjawisk, 2 – fazy aktywne uwarunkowane zbieżnością czynników klimatycznych i antropogenicznych, 3 – fazy uwarunkowane zwilgotnieniem klimatu, 4 – fazy uwarunkowane działalnością człowieka; objaśnienia kolumn: 1. stratygrafia, 2. okresy archeologiczne, 3. fazy aktywności fluwialnej, 4. wzrost działalności człowieka (wg diagramów pyłkowych), 5. intensywna erozja gleb (wyżyny), 6. erozja gleb (niziny), 7. działalność eoliczna, 8. nasunięcia lodowców alpejskich, 9. wysoki poziom jezior, 10. aktywność osuwiskowa w Karpatach

Figure 4.15. Concordance and discordance of climatic and anthropogenic factors in formation of phases of high intensity geomorphic processes and extreme events on territory of Poland (Starkel 2005a,b)

1 – the width presents intensity of events or factors, 2 – concordance of climatic and anthropogenic factors in formation of active phase, 3 – phase conditioned by more humid climate, 4 – phase conditional by human activity; explanation of columns: 1. stratigraphy, 2. archeological periods, 3. fluvial activity, 4. human activity (after pollen diagrams), 5. soil erosion (uplands), 6. soil erosion (lowlands), 7. eolian activity, 8. advances of alpine glaciers, 9. high lake level, 10. landslide activity in Carpathians



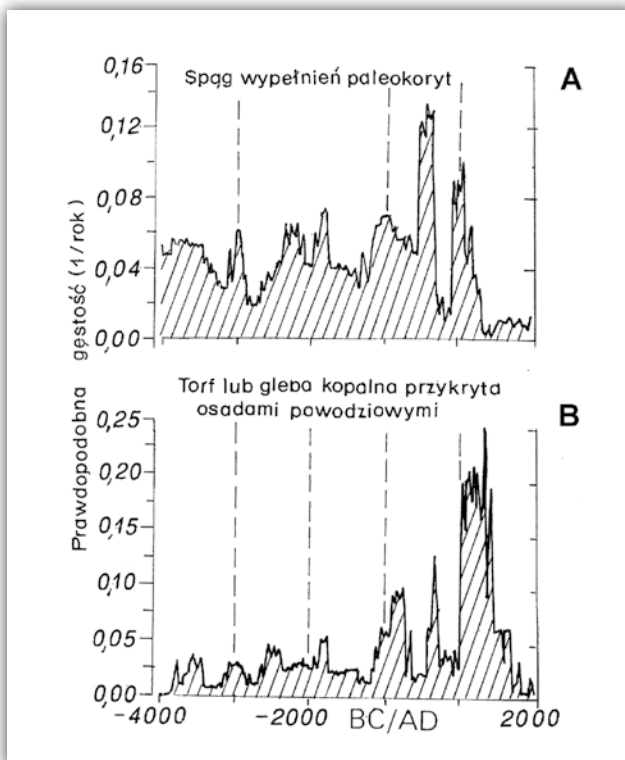
Rycina 4.16. Grubienie średniej wielkości (Mz) osadów facji pozakorytowej związane z intensywną erozją gleb w ostatnim tysiącleciu w dolinie Wisły koło Krakowa (wg Kalickiego 1991)

Figure 4.16. Rise of mean size (Mz) of overbank facies deposits connected with intensive soil erosion in the last millennium in the Vistula valley near Cracow (after Kalicki 1991)

uprawiający rolę ustąpili miejsca pasterzom kultury ceramiki sznurowej (2900–2200 lat BC). Recesja osadnictwa około 2400 lat BC zapisała się również w górach Jura (Petrequin 1997). Był to równocześnie okres wilgotniejszy, zarejestrowany wżywieniu działalności erozyjnej i akumulacyjnej rzek na przedpolu Karpat i zatorfieniu obniżen (Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1975; Kalicki 1991; Gębica 2011). Zarazem był on też chłodniejszy, na co wskazuje ekspansja świerka w lasach niższych pięter górskich (Starkel 1995c).

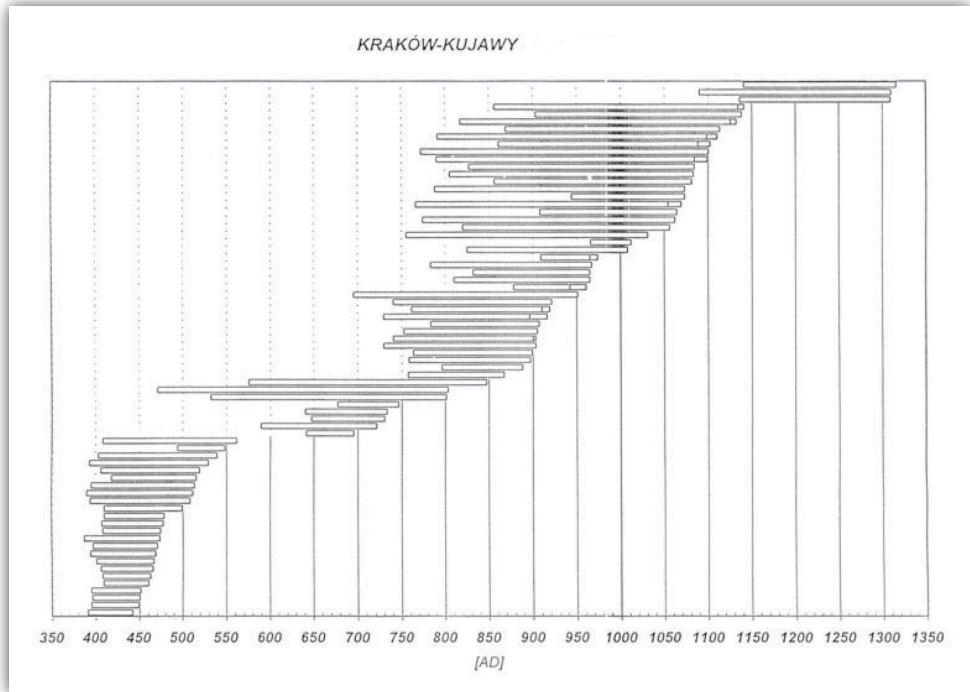
Zapis zmian klimatu w epoce brązu jest uboższy, w połowie epoki mamy kolejne zwilgocenia (1500–1000 lat BC), a u jej schyłku wraz z rozwojem osadnictwa obserwujemy ponowny wzrost wilgotności, który nawiązuje do kolejnego nasunięcia lodowców alpejskich (faza loebben) i podnoszenia się jezior na obrzeżu Alp (Patzelt 1977; Magny 1993), ale również na obszarze Polski (Starkel i in. 1996). Później następuje ciepły okres rzymski rozkwitu rolnictwa (ryc. 4.5). Również, choć z opóźnieniem, poza granicami Imperium Romanum rozwijało się rolnictwo, przemysł garncarski i wytapianie żelaza (Oldfield, Dearing 2003; Dobrzańska, Kalicki 2003). W tym czasie w Alpach wypas i wycinka drzew przyczyniły się do obniżenia górnej granicy lasu (Kral 1972). Na przedpolu gór następowała wzmożona akumulacja zawiesiny i to grubszej frakcji na wylesionych równinach zalewowych (Kalicki, Starkel 1987; ryc. 4.16).

Ponowne ich zadrzewienie nastąpiło u schyłku IV w., gdy rozpoczął się okres recesji gospodarczej związanej z wędrówkami ludów. W tym czasie, w V–VI w. nastąpiło ochłodzenie połączone z częstymi ekstremalnymi opadami i przerzutami koryt. Świadczą o tym nagromadzenia subfosylnych pni dębów wydartych z zalesionych brzegów (Krapiec 1998; ryc. 4.17, 4.18) oraz synchroniczne z nimi osuwiska (Margielewski 2006), a w Alpach nasunięcia lodowców fazy göschener II.



Rycina 4.17. Różna ilość datowań wypełnień paleokoryt i datowań przykrycia poziomów organicznych powodziowymi wskazuje w pierwszym przypadku A – na fazę wilgotną w V–VI wieku, a w drugim B – na wzmożoną erozję gleb w I–III oraz w XI–XIV wieku (Starkel i in. 2006)

Figure 4.17. Various frequency of dated palaeochannel fills (above) and dated organic horizons covered by overbank deposits (below). In first case A – it indicate a humid phase in 5th–6th c., in the second B – heavy soil erosion in 1st–3rd c. and 11th–14th c. (based on Starkel et al. 2006)



Rycina 4.18. Pnie dębów z żwirowni w Kujawach wskazujące na liczne powodzie w latach 450–550, 900–960 oraz 1050–1100 (Krapiec 1996)

Figure 4.18. Subfossil oak trunks from gravel pit at Kujawy, indicating frequent floods years 450–550, 900–960 and 1050–1100 (Krapiec 1996)

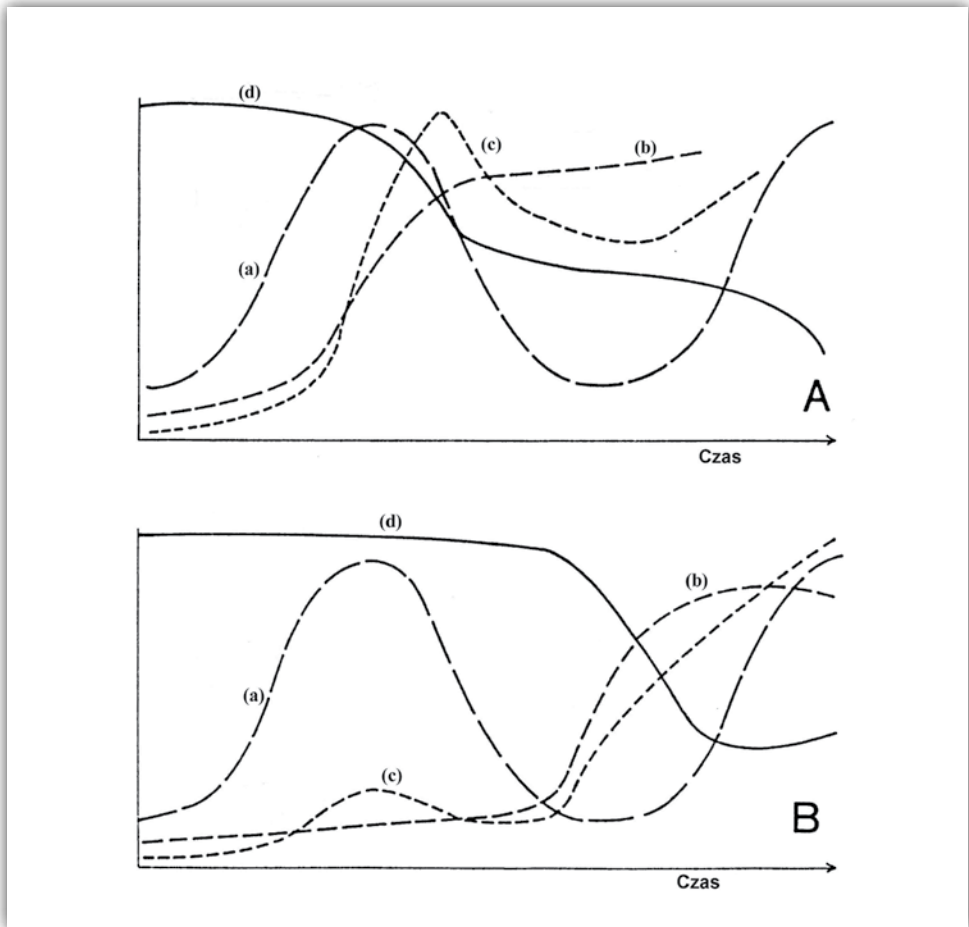
Nie stwierdzono natomiast z tego okresu mięszszych pokryw facji pozakorytowej, produktu erozji gleb (ryc. 4.17).

W VIII–IX w. wraz z powstawaniem nowych organizacji państwowych ludów rolniczych, jak np. Państwa Wielkomorawskiego (Havliček 1991), oraz ociepleniem klimatu następuje rozwój rolnictwa i wzrost erozji gleb, której kolejną kulminację obserwujemy w wiekach X i XI (Dotterweich 2008). Znow pojawiają się mięszsze pokrywy glin deluwialnych i aluwialnych świadczące o erozji gleb także w górach (Richter 1965; Niedziałkowska i in. 1985). Pojawiają się też liczne subfossilne dęby, które w drugiej połowie XI w. sygnalizują fazę częstych powodzi, związaną z ochłodzeniem Stuiver, poprzedzającym małą epokę lodową (Krapiec 1998). Poziomy kulturowe z XI–XV w. zapisane na obrzeżu Starego Miasta w Krakowie przegradzane są epizodami faz powodziowych (Radwański 1972, Starkel 1994b).

Rozkwit późnośredniowiecznego rolnictwa nie był synchroniczny. Na wielu obszarach górskich następowała zorganizowana kolonizacja dolin, której towarzyszyło karczowanie lasów. W polskich Karpatach trwała ona od schyłku XV w. przez wieki XVI i XVII. Były to stulecia częstych ekstremalnych opadów i powodzi

zarejestrowanych w różnych częściach Europy (Grove 1988; Bork i in. 1998; Brázdil i in. 2005; por. rozdział 4.2). Przykłady wylesień i pojedynczych ekstremalnych ulew z późnego średniowiecza i małej epoki lodowej pokazują, jak wielką rolę mogły odegrać pojedyncze zdarzenia w przekształcaniu rzeźby (Hempel L. 1957; Heine, Niller 2003).

W krajach niemieckich i czeskich ten pochód osadnictwa bywał przerywany odnowieniami lasów nie tylko po klęskach żywiołowych, ale i w czasie wojny



Rycina 4.19. Związki między wahaniami opadów (a) a rozwojem rolnictwa (b), wzrostem erozji gleb (c) i degradacją zasobów naturalnych (d); postęp gospodarczy może rozpoczynać się w fazie wilgotnej (A) lub w fazie suchej (B) (Starkel 1992a)

Figure 4.19. Relations between the fluctuation of precipitation (a) and phases of development of agriculture (b), soil erosion (c) and degradation of natural resources (d); economic growth may start during humid phase (A) or drier phase (B) (Starkel 1992a)

trzydziestoletniej (1618–1648). Ślady tego odnajdujemy w wielu regionach Średniogórza Niemieckiego, gdzie we wtórnych starodrzewach zachowały się terasy rolne (Mortensen 1958; Bork i in. 1998). Głód ziemi, wprowadzenie upraw ziemniaka w górach, wyrąb lasów dla potrzeb rozwijającego się górnictwa i przemysłu, nałożyły się na częste ekstremalne opady młodszej części małej epoki lodowej (XVIII i XIX w.), powodując również w wyższych partiach gór u górnej granicy lasu wzmoczoną erozję (Midriak 1972; Kotarba 2004).

Zbieżność lub rozbieżność dwóch czynników klimatycznego i społeczno-gospodarczego w aktywizacji procesów rzeźbotwórczych, znana również z innych regionów górskich świata (Heine 1987; Paepe i in. 1987, Issar 1995) poucza, że sekwencja zdarzeń może być różna. Okres rozwoju nowych kultur może przypadać albo na fazę suchszą, albo wilgotniejszą (Starkel 1992a; ryc. 4.19). Generalnie tendencja do pustynnienia na przełomie III i II tysiąclecia BC w krajach Bliskiego Wschodu i całej strefy półsuchej stała się zapewne główną przyczyną upadku kwitających kultur Mezopotamii i Indusu (Issar 1995; Kale i in. 2003).

Biorąc pod uwagę równoczesność działania obu potężnych czynników w przekształcaniu tak ekosystemów, jak i rzeźby, wyróżniłem w historii krajobrazów Europy Środkowej 3 typy faz o wzmocnionym natężeniu procesów rzeźbotwórczych, prowadzących często do nieodwracalnych zmian (Starkel 2005b,c; ryc. 4.15):

- 1) fazy o dominacji czynnika klimatycznego (wilgotniejsze i na ogół chłodniejsze),
- 2) fazy o dominacji czynnika antropogenicznego (intensywny rozwój osadnictwa, rolnictwa i innych działów gospodarki, na ogół suchsze i cieplejsze),
- 3) fazy nakładania się dwóch czynników: klimatycznego (duża częstotliwość zdarzeń ekstremalnych) i antropogenicznego (wyrąb lasów, intensywna erozja gleb).

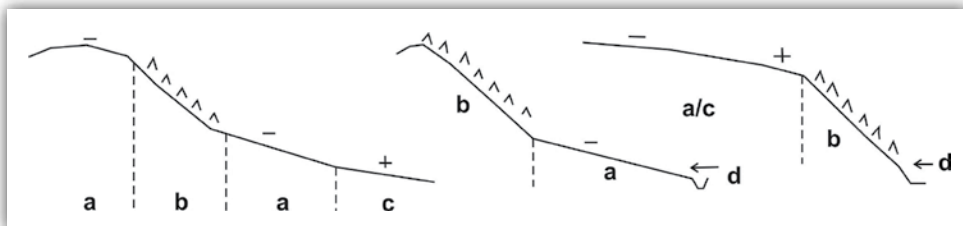
Równocześnie sądzę, że wiele dyskusji na temat roli obu czynników staje się bezprzedmiotowymi, jeżeli ich celem ma być przede wszystkim wskazanie tylko jednego głównego czynnika, który miałby być obowiązujący dla dużych obszarów i dla całego okresu gospodarczej ingerencji człowieka (por. dyskusja w pracy T. Kallického 2006). Niewątpliwym przecież jest fakt, że tzw. antropogeniczna erozja gleb może być realizowana jedynie przy udziale energii wody płynącej oraz wiatru. Nie zwalnia to człowieka z odpowiedzialności za degradację geoekosystemów, która prowadzi niekiedy do nieodwracalnych zmian. Przykładem tego mogą być badlandy strefy śródziemnomorskiej (Thornes 1990) lub niemal półpustynne okolice Ćerapuńdzi (Starkel, Singh, 2004).

4.4. Rzeźbotwórcze skutki zaburzenia zwartości (ciągłości) naturalnych systemów stokowych i rzecznych

Obieg wody i substancji mineralnych w górach podlega prawu grawitacji. Stoki przekazują je w dół do den dolin, a potem korytami woda i rumowisko opuszczają góry. Następuje stopniowo depozycja. Odprowadzanie ze stoków odbywa się liniowo lub powierzchniowo. Gospodarujący człowiek od tysiącleci parceluje ziemię na kawałki, a pragnąc zatrzymać na stoku wodę i glebę stosuje najrozmaitsze metody albo prowadzące do całkowitego zahamowania bądź przynajmniej spowolnienia tempa spływu i degradacji stoków, albo na odwrót, prowadzące do przyspieszenia spływu. Przerzywa wówczas ciągłość spływu i erozji nie tylko na stokach, ale również stawia zapory dla wody i przemieszczanego rumowiska wzdłuż biegu rzeki. Ta fragmentacja prowadzi do przemieszczania jedynie na niewielkich powierzchniach i odległościach. Wyizolowane większe lub mniejsze pola funkcjonują jako niezależne obszary aż do momentu, gdy w czasie ekstremalnych zdarzeń przekraczane są granice i przywracana jest łączność na całej długości stoków czy koryt rzecznych.

Stoki w dojrzałych krajobrazach górskich najczęściej składają się z odcinków o różnej budowie i morfometrii i różnie są użytkowane w swych naturalnych odcinkach, zależnie od nachylenia i szkieletowości gleb (ryc. 4.20).

Natomiast na stokach o parametrach podobnych na całej długości wydzielane są albo pasy (łany) od wierzchołiny po dno (oddzielone miedzami), albo tworzone terasy o różnej szerokości. Następuje to poprzez orkę wzdłuż poziomic albo budowę sztucznych skarp umacnianych darnią, kamieniami, żywopłotami, a nawet murkami kamiennymi. Górna część terasy rolnej jest zmywana i obniżana, dolna wraz ze skarpą nadbudowywana na wysokość (ryc. 4.21), ale również może być ona powoli przemieszczana w dół stoku poprzez akumulację na darni porastającej skarpe lub poprzez niewielkie zerwy w obrębie nasyconej wodą jej dolnej części.

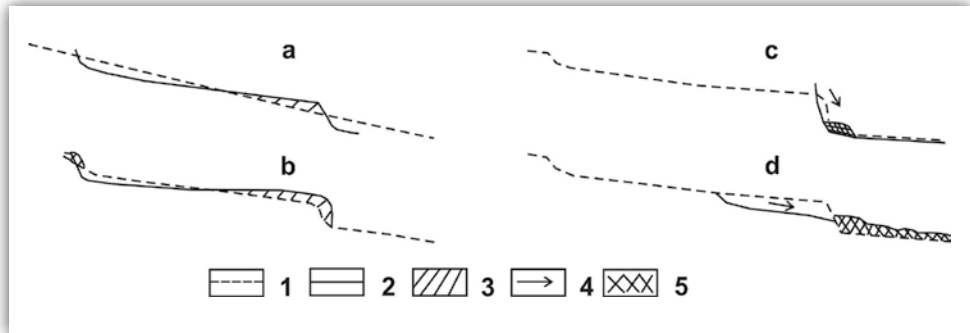


Rycina 4.20. Różne odcinki stoków górskich użytkowane rolniczo – zależne od kształtu stoku i relacji do koryta

a – spłukiwanie, b – las, c – agradacja, d – odprowadzanie korytem

Figure 4.20. Various segments of mountain slopes, cultivated depending on shape of slope and relation to channel

a – slope wash, b – forest, c – agradation, d – fluvial transport



Rycina 4.21. Rozwój terasy rolnej

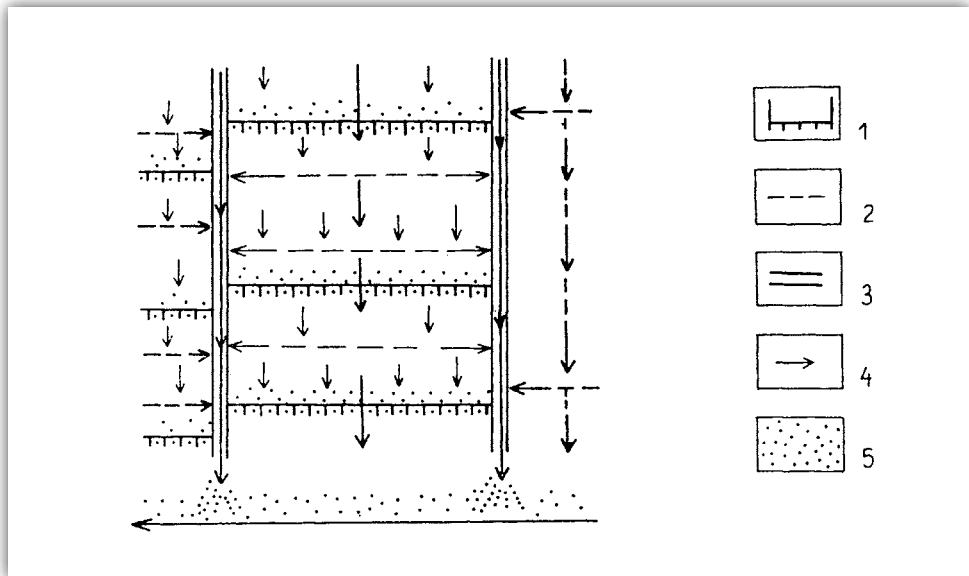
a - powstanie skarpy terasowej, b - agradacyjne przyrastanie skarpy, c - cofanie przez zerwę na skarpie, d - niszczenie skarpy przez spływy ziemne; 1 - profil pierwotny, 2 - profil nowy, 3 - deluwia, 4 - kierunek ruchu, 5 - koluwia

Figure 4.21. Evolution of cultivated terrace

a - formation of terrace scarp, b - progressing aggradation, c - retreat of scarp by slumps, d - destruction of scarp by mudflows; 1 - former profile, 2 - final profile, 3 - deluvium, 4 - direction of movement, 5 - colluvium

Woda i zawiesina spływająca bruzdami wzdłuż skarpy dociera do dolinek rozcinających stoki albo do dróg polnych. Układ dróg bywa różnorodny, zależnie od historii osadnictwa i wielkości działek. Fragmentacja pól np. na Pogórzu Karpackim sięga niekiedy rekordowych wartości ponad 160 działek na 1 km² (Pietrzak 2002). Jeśli uwzględnimy zróżnicowanie upraw w obrębie jednej działki geodezyjnej, to może ich być znacznie więcej. W efekcie spływ na całej długości stoku składa się zazwyczaj z odcinków zgodnych ze spadkiem i prostopadłych do nich (ryc. 4.22). Dotąd spotyka się jeszcze pola ciągnące się od drogi w dnie doliny do grzbietu zgodnie ze spadkiem, będące nieraz pozostałością nadań łąnow z okresu średniowiecznej kolonizacji. Natomiast skarpy teras rolnych szerokich na dziesiątki metrów są w stanie zatrzymać 80% degradowanej pokrywy glebowej (wg badań T. Gerłacha w Karpatach fliszowych, 1966). Podczas ekstremalnych opadów może dochodzić do nasycenia wodą stropu gleby i rozwoju systemów równoległych żłobin, przecinających zagony orane wzdłuż poziomicy. Może też dochodzić nawet do upłynnienia całej warstwy ornej i powstawania spływów ziemnych przekraczających krawędzie teras (Figuła 1960).

Stoki bywają też przedzielone przez drogi wspinające się na grzbiety ukośnie do spadku, czasem nawet serpentynami. Oddzielają one od siebie górne i dolne partie stoków (ryc. 4.23). Drogi takie zbierają wodę spływającą z górnej części stoku, a przy dodatkowym podcięciu stoku drenują również pokrywę zwietrzelinową. Dolna część pierwotnego stoku poniżej drogi funkcjonuje samodzielnie. Pogłębione wcięcie drogowe zmusza do zakładania nowej równoległej drogi na bardziej stromych stokach, również ukośnie biegnących do poziomicy. W ten sposób



Rycina 4.22. Przykład podziału stoku na działki decydujące o zmianie obiegu wody i degradacji gleb (wg Gila 1976)

1 - granice starsasowanych poletek, 2 - bruzdy śródpolne, 3 - drogi, 4 - kierunki spływu wody i sputkiwania, 5 - obszar akumulacji

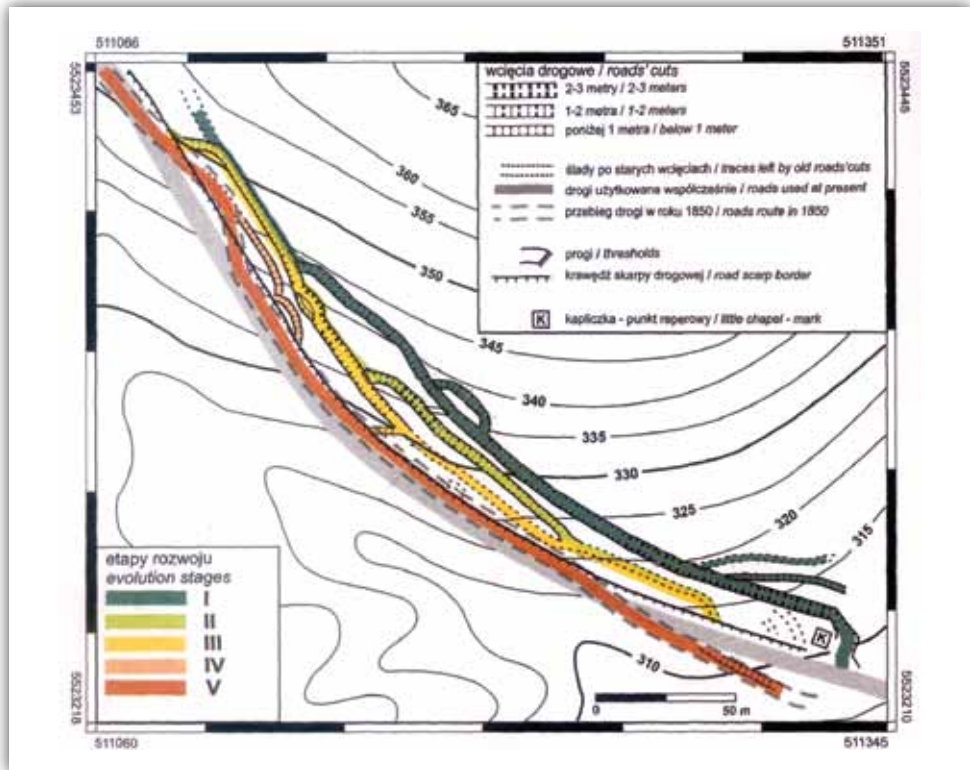
Figure 4.22. Example of field plots on slope, deciding on change in water circulation and soil degradation (after Gil 1976)

1 - boundaries of terraced plots, 2 - field furrows, 3 - roads, 4 - directions of water flow and slope wash, 5 - area of accumulation

powstają czasem całe rozdebrzone strefy stoku o zaburzonym obiegu wody (por. Krocak 2010).

Efektem sieci dróg, których gęstość w Karpatach fliszowych wynosi średnio 4–5 km/km², w Beskidach 7 km/km², a na Pogórzu Karpackim może sięgać 27,5 km/km² i 2–4-krotnie przewyższać gęstość naturalnego drenażu przez ciekły płynące w rozcięciach erozyjnych (Soja, Prokop 1996; Krocak 2010). Efektem tego jest przyspieszenie spływu ze stoków i kształtowanie się po gwałtownych ulewach fal wezbraniowych w małych zlewniach. W Beskidach, gdzie występują gleby szkieletowe, do 80% materiału ze stoków bywa odprowadzane drogami (Froehlich, Słupik 1980; Froehlich 1982; Froehlich, Walling 1997).

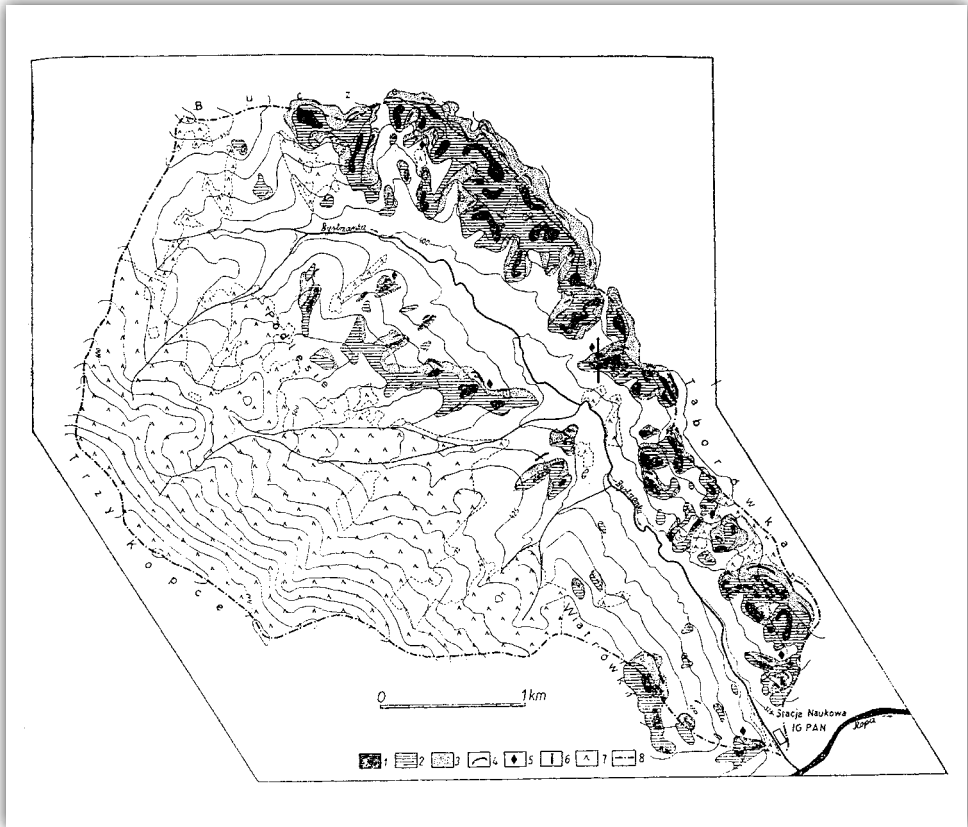
Podcinanie stoków prowadzi do powstawania tak mniejszych zsuwów, jak i większych osuwisk, szczególnie gdy bywa to połączone z eksploatacją surowców budowlanych lub innych (Gerlach i in. 1958; Basu, Ghatowar 1988). W Karpatach fliszowych w ostatnich latach w czasie rozlewnych opadów obserwujemy powstawanie licznych spękań, a czasem dużych osuwisk skalno-zwierzelinowych na zabudowanych stokach (fot. 2.17), na co niewątpliwie ma wpływ przeciążenie licznymi



Rycina 4.23. Etapy rozwoju wcięć drogowych wspinających się na stok na Pogórzu Karpackim w ostatnich 150 latach (wg Krocza 2010)
 Figure 4.23. Sequence of road cuts climbing the slope during last 150 years in the Carpathian Foothills (after Krocza 2010)

nowymi budynkami mieszkalnymi i gospodarczymi (Bajgier-Kowalska 2005), jak np. stwierdzono latem 2010 r. koło Lanckorony i Kłodnego (Starkel 2011b; Chowaniec, Wójcik 2012). Niektóre z tych stoków były zasiedlone już przed stuleciem. Jednak niewątpliwie inne było obciążenie przez małe drewniane chaty i budynki gospodarcze, a inne przez murowane 2–3-kondygnacyjne i podpiwniczone domy (fot. 2.18). Podobnie zabudowa stromych stoków górskich Himalajach prowadzi do ożywienia ruchów osuwiskowych (Basu i in. 1997).

Na modelowanie stoków w górach ma także wpływ różny przemieniony rodzaj użytkowania poszczególnych wydzielonych parcel. Faliste garby pogórskie użytkowane rolniczo podlegają, zwłaszcza w strefie poprzecznego obniżenia łańcucha Karpat (na osi Beskidu Niskiego), intensywnej deflacji (ryc. 4.24). Jeżeli większe pola graniczą z bardziej stromym zalesionym stokiem po stronie północnej, wówczas na granicy lasu obserwujemy akumulację zwianej gleby w postaci niewysokiego wału (Welc 1977).



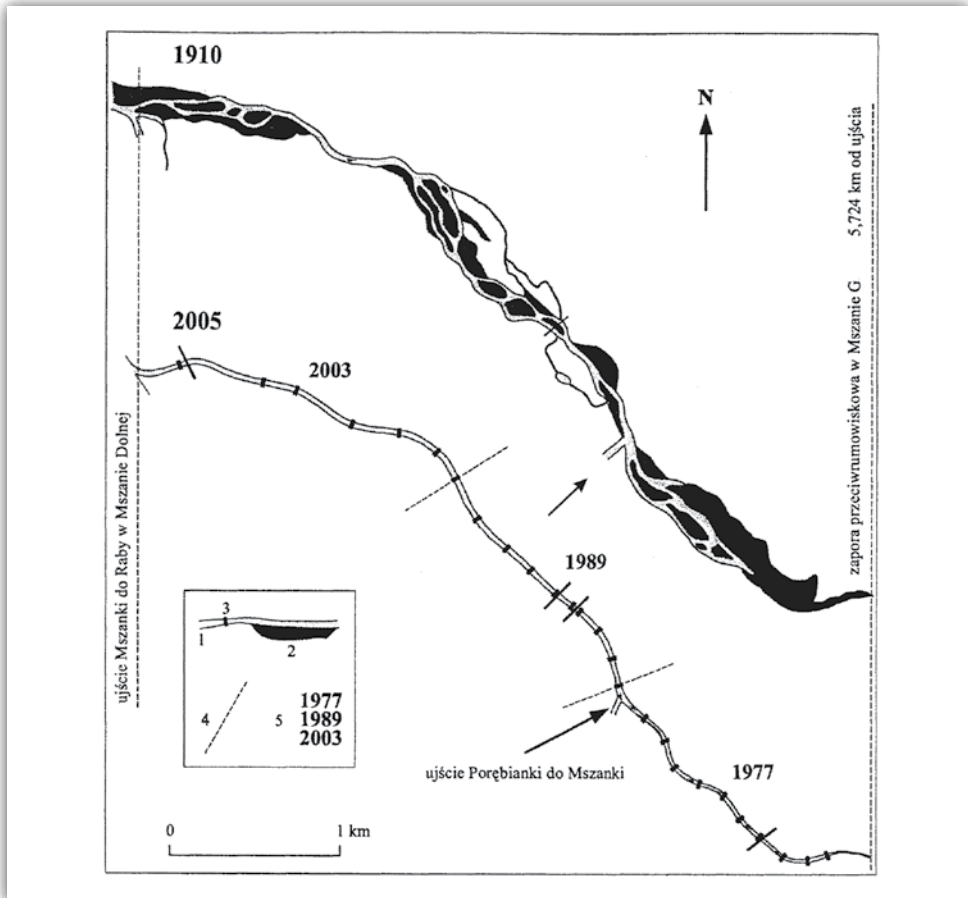
Rycina 4.24. Mapa procesów eolicznych w zlewni Bystrzanki w latach 1968–1971 (Welc 1977)

1 - obszar silnej deflacji, 2 - obszar słabej deflacji, 3 - obszar silnej akumulacji, 4 - obszar słabej akumulacji, 5 - pobór próbek, 6 - obserwacje szczegółowe, 7 - las, 8 - granice zlewni

Figure 4.24. Eolian processes in the Bystrzanka basin in years 1968–1971 (Welc 1977)

1 - area of intense deflation, 2 - area of weak deflation, 3 - area of intense eolian deposition, 4 - area of gentle eolian deposition, 5 - samples taken, 6 - observation spots, 7 - forest, 8 - basin boundary

Kontakt stoku i dna doliny jest w warunkach naturalnych rzeźby dojrzałej strefą stopniowego przekazywania wody i niesionego rumowiska – granice dwóch podsystemów nie są ostre. Wyjątkiem jest sytuacja, gdy potok podmywa zbocze albo też podmokła łąka blokuje dalszy transport materiału. Jednak w przypadku uprawy ziemi na długich stokach i ostrej granicy ze zbiorowiskami trawiastymi na dnie dolinki zmywana gleba jest zatrzymywana i na granicy stoku z dnem narasta skarpa izolująca obydwie podsystemy (por. ryc. 4.8, profil Ab). Zdarza się jednak, że po tej granicy prowadzona jest droga, ograniczona dodatkowo rowami – w takim przypadku przekazywanie zawiesiny jest wstrzymane.



Rycina 4.25. Zmiany koryta Mszanki na przedpolu grzbietu Gorców między latami 1910 a 2005 (wg Korpaka i in. 2008)

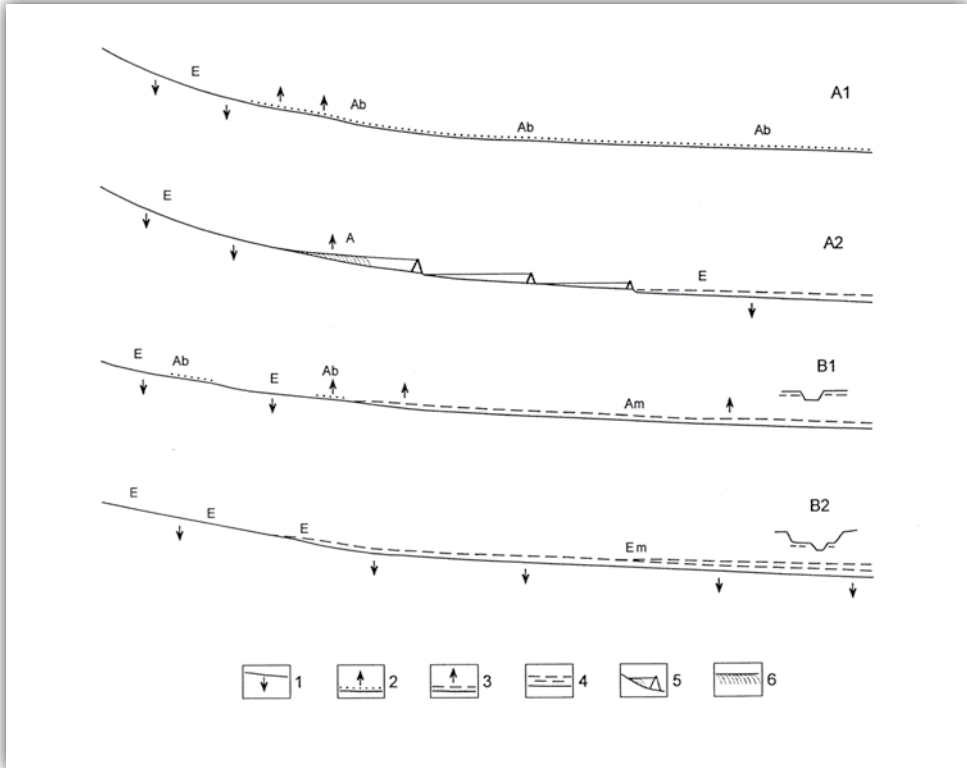
1 – koryto z wodą, 2 – łacha, 3 – stopień betonowy, 4 – granice odcinków regulacji (w różnych latach), 5 – daty ukończenia regulacji

Figure 4.25. Changes of Mszanka river channel et foreland of Gorce ridge between 1910 and 2005 (after Korpak et al. 2008)

1 – channel with water, 2 – bar, 3 – concrete threshold, 4 – boundaries of reaches regulated during various periods, 5 – years of completion of regulation

W wąskich dnach dolin górskich stok graniczy bezpośrednio z korytem potoku – oba podsystemy współdziałają ze sobą (Harvey 2001, 2011). W zlewniach zagospodarowanych przez człowieka system korytowy bywa izolowany od podsystemu stokowego. Brzegi chronione są przed erozją boczną murami oporowymi, a przed pogłębianiem koryta zabezpieczają kamienne żłoby. Natomiast przemieszczanie korytem rumowiska grubszej frakcji hamowane jest progami i małymi zaporami. W ten sposób naturalny transport fluwialny bywa z jednej strony ograniczany, a z drugiej przyspieszany (Wyźga 2008; Korpak i in. 2008; fot. 4.13, ryc. 4.25).

Z biegiem rzeki wykształca się coraz szersza równina zalewowa, w obrębie której wije się koryto i towarzyszące mu powodziowe łożysko. Człowiek od stuleci starał się wykorzystywać żyzną równinę zalewową pod uprawę, a często też pod budownictwo; równocześnie starał się chronić przed wylewami. Wykorzystywał też samą rzekę dla różnych celów. W ten sposób różnymi zabiegami doprowadzał

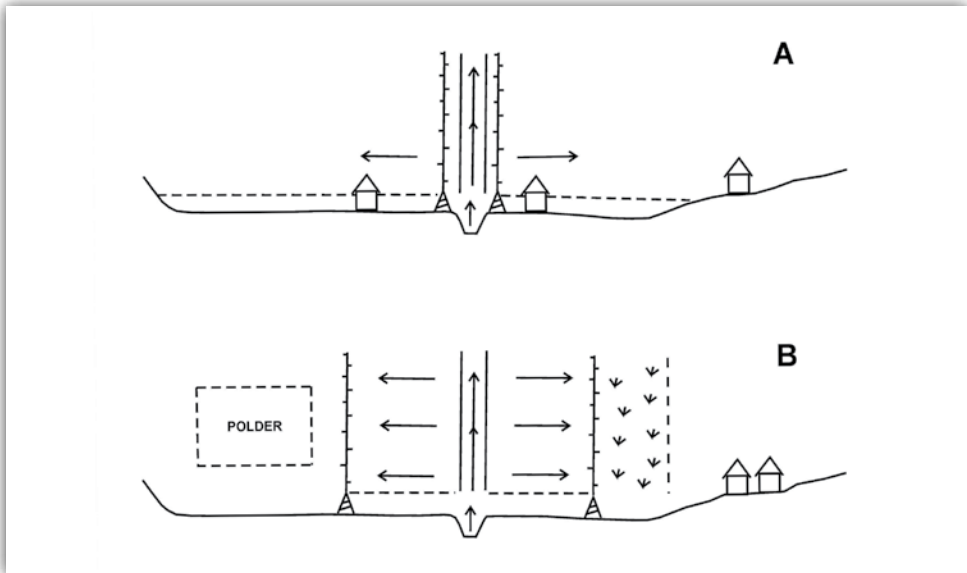


Rycina 4.26. Schematyczne profile podłużne koryt rzek i równin zalewowych rzek zachodniokarpackich (A) i wschodniokarpackich (B) przed pracami regulacyjnymi i budową zapór (A1, B1) oraz po regulacjach (A2) lub zmianach użytkowania (B2)

1 – profil koryta erozyjnego, 2 – agradacja rzeki roztokowej, 3 – koryto i równina zalewowa, 4 – pogłębienie koryta i niższa równina zalewowa, 5 – zapora i zbiornik, 6 – delta wsypywana do zbiornika. E – tendencja do pogłębienia, Ab – agradacja rzeki roztokowej, Am – agradacja rzeki meandrowej, Em – pogłębienie rzeki meandrowej (oprac. L. Starkel, w: Łajczak i in. 2007b)

Figure 4.26. Schematic longitudinal profiles of channels and floodplains of west-Carpathian (A) and east-Carpathian (B) rivers before regulation works and dam construction (A1, B1) and after regulations (A2) or changes in land use (B2)

1 – profile of erosional channel, 2 – aggradation of braided river, 3 – channel and floodplain, 4 – deepening of channel and formation of lower floodplain, 5 – dam and reservoir, 6 – delta being formed into reservoir. E – trend to deepening, Ab – aggradation of braided river, Am – aggradation of meandering river, Em – deepening of meandering channel (elab. L. Starkel, in: Łajczak et al. 2007b)



Rycina 4.27. Istniejące obwałowania (A) i racjonalna ochrona przeciwpowodziowa (B) w Kotlinach Podkarpackich (wg Starkla 2011b)

A – wody powodziowe nie mieszczą się między wałami i rozlewają się na całą równinę zalewową, B – wały odsunięte od koryta mieszczą falę powodziową; poza wałami są dodatkowe poldery a budynki są usytuowane powyżej równiny zalewowej

Figure 4.27. Existing embankments (A) and correct flood protection (B) in Subcarpathian Basins (after Starkel 2011b)

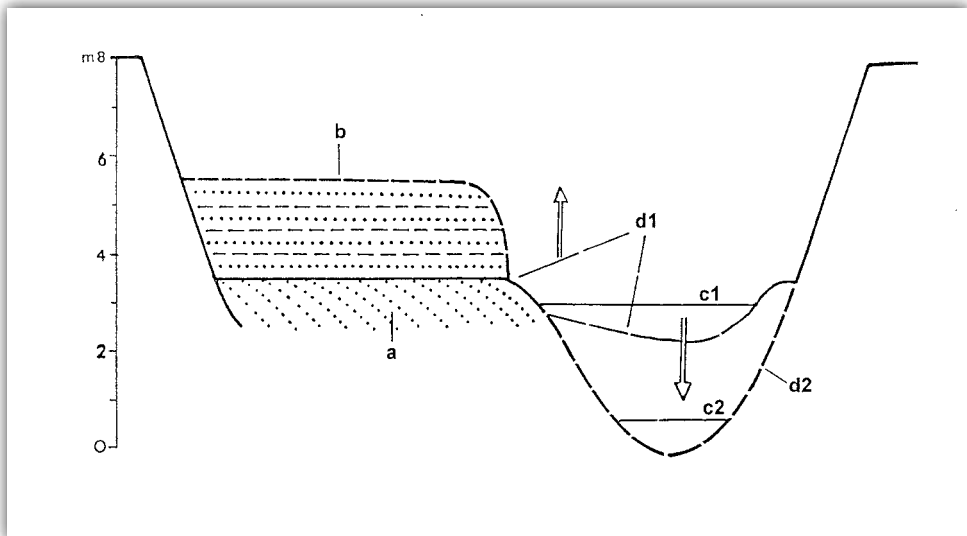
A – flood waters do not have enough room between embankments and extend over whole floodplain, B – dams at some distance from river channel keep flood-waters; outside are additional polders and buildings at higher elevations above floodplain

do przerwania ciągłości systemu rzecznej zarówno w profilu podłużnym rzeki, jak i w przekroju poprzecznym.

W profilu podłużnym na mniejszych rzekach powstawały małe zapory i jazy, służące młynom, tartakom, hamujące równocześnie sływ wezbraniowy. Natomiast zbiorniki związane z zaporami, zlokalizowanymi często w zwężeniach przełomowych, retencjonują miliony m^3 wody, a równocześnie, służąc różnym celom gospodarczym (energetycznym, zaopatrzenia w wodę ludności i przemysłu), nie są w stanie zabezpieczyć w pełni obszarów położonych poniżej z biegiem rzeki przed falami powodziowymi. Fale powodziowe w dorzeczu górnej Wisły i Odry na przedpolu gór w latach 1997 i 2010 przekraczały możliwości retencjonowania (Grela i in. 1999). Równocześnie zbudowanie zbiornika powoduje zatrzymywanie niesionego rumowiska i w górnej części zbiornika sypane są delty (Klimek 1991; Łajczak 1995; ryc. 4.26), następuje dziczenie koryt. Zbiornik Rożnowski o pojemności 229 mln m^3 już po trzech latach został wypełniony w 23%. Zrzut rumowiska wymusza poniżej zapory abrazję brzegów i pogłębianie koryta.

W odcinkach dolin u brzegu gór i w przedgórskich kotlinach przed zalewaniami mają chronić obwałowania, które na górnej Wiśle rozpoczęto budować w sposób zorganizowany po serii powodzi w latach 40. XIX w. (por. ryc. 2.35, s. 104). Ze względu na ochronę zabudowań wsi i żyznych pól wały przeciwpowodziowe sypano w odległości nie większej niż dziesiątki metrów od koryta (ryc. 4.27). W ten sposób coroczne wezbrania zrodzone w Karpatach nadbudowywały strefę międzywał w tempie często kilku centymetrów (Czyżowska-Wiśniewska 2003), co zmuszało do ustawicznego podwyższania wałów. Okazuje się to nie tylko niewystarczające, ale bezcelowe na dłuższą metę, gdyż coraz mniejsze przepływy powodziowe prowadzą do przelewania się wód i przerywania wałów (por. sytuacja w dolinie dolnego Padu – Veggiani 1968). W takiej sytuacji nie pozostaje nic innego, jak budowa polderów (Nachlik, Wit 1998) a równocześnie nowych wałów w bezpiecznej odległości od koryta, zabezpieczającej swobodne przemieszczanie się fal powodziowych (ryc. 4.27).

Zjawiskiem groźnym w skali regionalnej jest regulacja koryt oraz budowa obwałowań tylko na niewielkim odcinku na przedpolu gór. Przykładem może być ta sama Wisła (Starkel 2001a; Łajczak i in. 2007), którą uregulowano w zaborze austriackim w drugiej połowie XIX wieku. Doprowadziło to do przyspieszenia

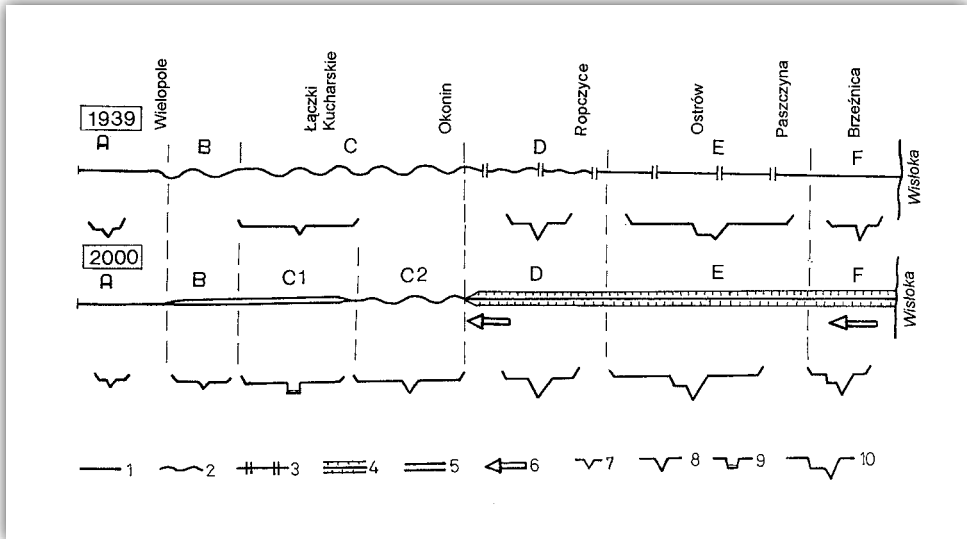


Rycina 4.28. Pogłębienie koryta i tworzenie niższej równiny zalewowej (Starkel 2001a)

a – łata korytowa przed regulacją (pogłębieniem), b – młodsze osady pozakorytowe, c1 – średni poziom wody przed regulacją, c2 – obecny średni poziom wody, d1 – dno koryta przed regulacją, d2 – obecne dno koryta

Figure 4.28. Channel deepening and formation of lower floodplain (Starkel 2001a)

a – channel bar before regulation, b – younger overbank deposits, c1 – mean water level before regulation, c2 – present day water level, d1 – channel floor before regulation, d2 – present day channel floor



Rycina 4.29. Schematyczne profile podłużne i poprzeczne koryta rzeki Wielopolki o długości około 60 km odwadniającej brzeźną część Karpat i przedpole – zmiany między latami 1939 i 2000 (oprac. L. Starkel)

Odcinki: A – stromy odcinek źródłowy, B – wąski odcinek płaskodenny, C – szerokie dno, rynna meandrowa potem regulowana, D – zwężenie doliny u brzegu Karpat z młynami potem zlikwidowanymi, objęte powodzią, E – szeroka równina zalewowa, pogłębienie po likwidacji młynów, F – erozja wgłębna nawiązująca do bazy koryta rzeki Wisłoki; 1 – koryto proste, 2 – koryto meandrowe, 3 – młyny wodne, 4 – koryto głęboko wcięte, 5 – koryto uregulowane, 6 – erozja wgłębna postępująca w górę rzeki, 7 – płytko wcięte koryto, 8 – głęboko wcięte, 9 – uregulowane koryto, 10 – dwa stopnie równiny zalewowej, pogłębiane koryto

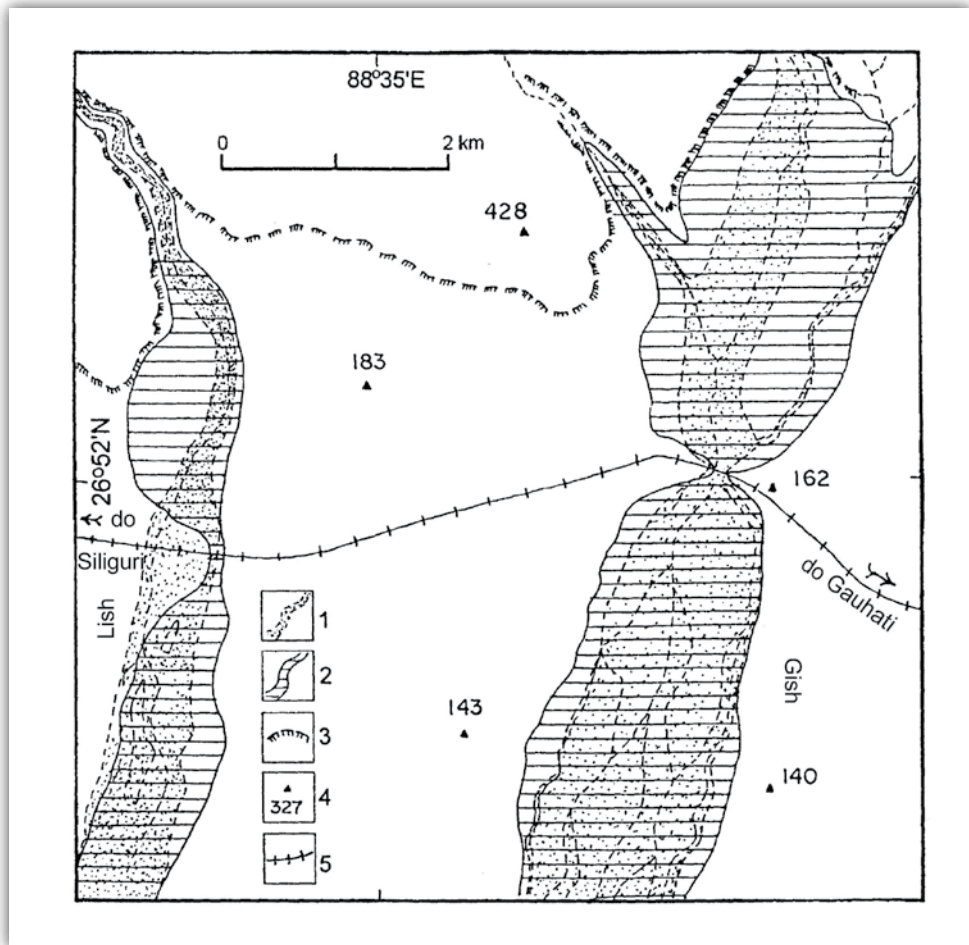
Figure 4.29. Schematic longitudinal and transversal profiles of Wielopolka stream channel of about 60 km length, draining margin of Carpathians and its foreland – changes between 1939 and 2000 (elab. L. Starkel)

Sections: A – steep headwaters, B – narrow flat bottom valley, C – wide valley floor, meandering channel, later regulated, D – narrowing of floor at the outlet from Carpathians with water mills, later closed down with frequent floods, E – wide floodplain, deepening of channel after liquidation of water mills, F – deep erosion due to low base level of main river; 1 – strait channel, 2 – meandering channel, 3 – water mill, 4 – channel deeply incised, 5 – regulated channel, 6 – deep erosion progressing upstream, 7 – shallow channel, 8 – deep channel, 9 – regulated channel, 10 – two steps of floodplain, progressing incision

przebiegu fali powodziowej i wzmożonego transportu rumowiska w dół biegu, co spowodowało powstanie roztokowego odcinka w środkowym biegu Wisły w przełomie przez pas wyżyn. Dopiero w ostatnich dekadach próbuje się tę sytuację uregulować (Warowna 2003).

Na generalną tendencję do pogłębiania koryt rzek karpaccich w odcinku ich wylotu z gór miała wpływ eksploatacja kruszywa, która szczególnie w latach 1950–1970 doprowadziła do łącznego pogłębienia koryta Wisłoki, dopływu Wisły, o ponad 3 m (Klimek, Starkel 1974). W efekcie tego dawne łożysko powodziowe

rzeki wzniesione 1–2 m nad średni poziom wody przekształciło się w terasę zalewową wysokości 4–5 m, z których 1–1,5 m stropowych osadów stanowią aluwia złożone w ostatnim półwieczu w strefie międzywala (Czyżowska-Wiśniewska 2003; Starkel 2001a; ryc. 4.28). Podobne zmiany nastąpiły w dolinie dolnego Sanu (Szumański 1977).



Rycina 4.30. Zmiany stożków napływowych rzek Lish i Gish w latach 1935–1964 na przedpolu Himalajów przeciętych linią kolejową i drogą (zestawił S. Sarkar – Starkel i in. 2008)

1 – zasięg roztokowego koryta w 1935 r., 2 – zasięg koryta w 1964 r., 3 – brzeg Himalajów, 4 – wysokości w m n.p.m., 5 – linia kolejowa (z mostami)

Figure 4.30. Changes of alluvial fans of the Lish and Gish rivers between 1935 and 1964 on the Himalayan foreland crossed by railway and road (compiled by S. Sarkar – Starkel et al. 2008)

1 – extend of braided channel in 1935, 2 – extend of channel in 1964, 3 – margin of the Himalaya, 4 – elevations in m a.s.l., 5 – railway line (with bridges)

Innym przykładem odcinkowej regulacji może być koryto rzeczki Wielopolki, dopływu Wisłoki, której część odcinka w obrębie Pogórza Karpackiego w okresie powojennym wyprostowano (aby podnieść produktywność łąk nadrzecznych), zwiększając zarazem spadek, a równocześnie w nieuregulowanym meandrowym dolnym biegu zlikwidowano kilka jazów i młynów. Spowodowało to w ostatnich latach powtarzające się katastrofalne wezbrania, zalewające miasteczko Ropczyce położone u wylotu z gór (ryc. 4.29).

W profilu podłużnym koryt dodatkową zaporę stanowią zwężenia związane z mostami drogowymi i kolejowymi skróconymi ze względów oszczędnościowych przez nasypy. Zwężone koryta pogłębiane są przez erozję, a przyczółki mostów są podmywane. Natomiast powyżej mostów obserwujemy często odcinki koryt roztokowych, a nawet rozległe stożki, jak ma to miejsce na szlaku drogowym do Asamu, przecinającym przedpola Himalajów (fot. 1.12, 4.10, ryc. 4.30).

Działalność człowieka prowadzi zatem w rzekach górskich do zaburzenia najczęściej wzrostu lub, na odwrót, do osłabienia odpływu i transportu rumowiska.



Fotografia 4.13. Koryto roztokowe Paleczki, dopływu Skawy; częściowa regulacja w rejonie mostu została zniszczona w czasie wezbrania w lecie 2001 roku

Photo 4.13. Braided channel of Paleczka river, tributary of Skawa; the section partly regulated near bridge which has been destroyed by flood in summer 2001

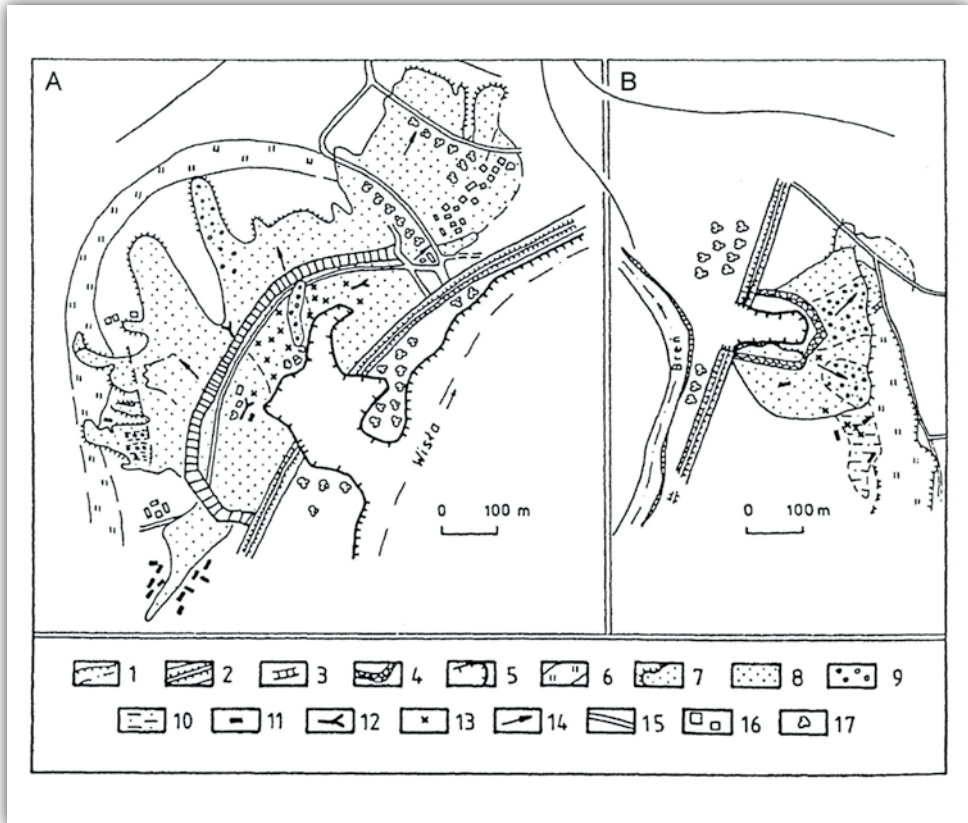


Fotografia 4.14. Wał przeciwpowodziowy przerwany w czasie powodzi w 2010 roku w dolinie Wisły na przedpolu Karpat; misa eworsyjna i rozległy stożek krewasowy

Photo 4.14. Embankment of Vistula river broken during flood at the Carpathian foreland in 2010; evorsional hollow and widespread crevasse splay

Polega ono nie tylko na zahamowaniu naturalnych procesów, ale co groźniejsze – na izolacji fragmentów stoków i części zlewni połączonej z narzucaniem niezależnych kierunków przekształceń tych fragmentów w intencji zapewnienia bardziej efektywnej eksploatacji zasobów środowiska i ochrony wybranych obiektów przed powodzią.

Tymczasem w środowisku górskim występują częściej zdarzenia ekstremalne, które potrafią przełamać sztuczne bariery stawiane przez człowieka (por. Starkel, Grela, 1998). W czasie takich zdarzeń (ulew i powodzi) dochodzi w skali lokalnej lub regionalnej do przywrócenia ciągłości spływu wody i transportu rumowiska na całej długości stoku i z biegiem koryta rzeki. W takich przypadkach przerywane są skarpy teras na stokach, rozmywane drogi, sztuczne podcięcia rozszerzają się w osuwiska, niszczone jest zabudowa potoków. W dużych dolinach niszczone są przyczółki mostowe i same mosty (fot. 4.13), przerywane wały przeciwpowodziowe. Na miejscu tych przerw powstają zagłębienia eworsyjne głębokie do 10 i więcej metrów (fot. 4.14), a na ich przedpolu sypane glyfy krewasowe rozległe na setki



Rycina 4.31. Wały przeciwpowodziowe w Kotlinie Sandomierskiej przerwane w czasie powodzi w lipcu 1997 roku (wg Gębicy i Sokołowskiego 2001)

1 – koryto rzeki, 2 – wał przeciwpowodziowy, 3 – usypany wał ziemny, 4 – wał z worków z piaskiem, 5 – misy eworsyjne, 6 – starorzecze, 7 – zasięg stożków krewasowych i ich budowa, 8 – piasek, 9 – żwir, 10 – namuł, 11 – pnie kopalnych dębów, 12 – powalone drzewa, 13 – głazy i toczące, 14 – kierunki nurtu wody, 15 – drogi, 16 – budynki, 17 – drzewa i zarośla

Figure 4.31. Flood embankments in Sandomierz Basin failed during flood in July 1997 (after Gębica and Sokołowski 2001)

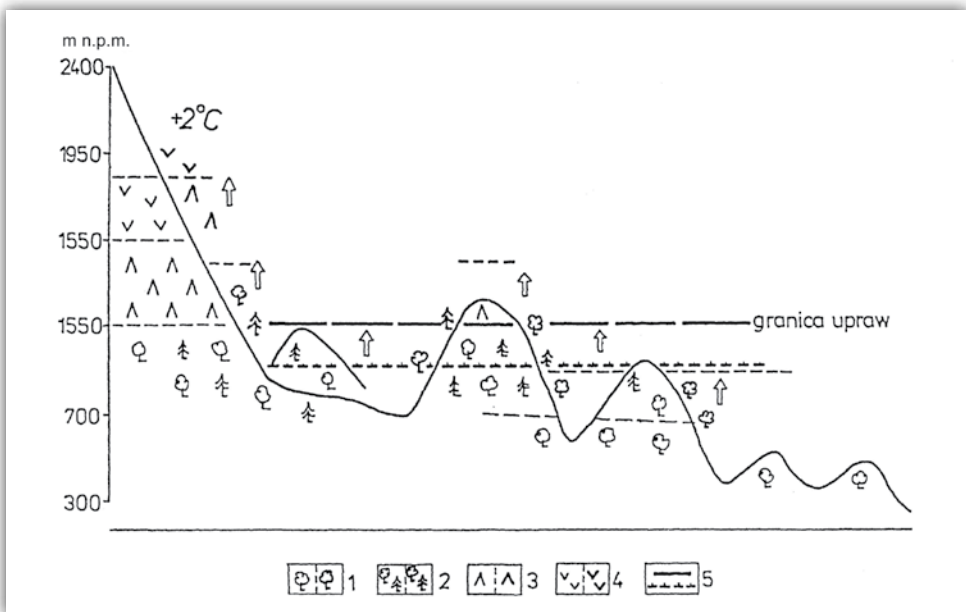
1 – river channel, 2 – dam, 3 – heaped embankment, 4 – embankment of sand bags, 5 – evorsional kettles, 6 – palaeochannel, 7 – extend of crevasses and their lithology, 8 – sand, 9 – gravel, 10 – silt, 11 – trunks of fossil oaks, 12 – fallen trees, 13 – boulders and clay, 14 – direction of stream current, 15 – road, 16 – buildings, 17 – trees and scrubs

hektarów (Gębica, Sokołowski 2001; ryc. 4.31). Równiny zalewowe zostają z powrotem odzyskane przez rzekę jako obszar sedymentacji. Aby zapobiec zalewaniu nie tylko pól, ale i całych wiosek i osiedli trzeba by obok polderów (Nachlik, Wit 1998) podjąć bardziej radykalne rozwiązania w postaci budowy wspomnianych obwałowań w większej odległości od rzeki.

4.5. Perspektywy modelowania rzeźby gór w warunkach globalnych zmian klimatu i wycofywania się gospodarki rolnej i pasterskiej

Przewidywany już na połowę XXI w. wzrost rocznej temperatury o około 2°C (Kundzewicz 2011) oznacza w górach strefy umiarkowanej wzrost wysokości górnej granicy lasu i podniesienie granicy upraw o około 200–300 m (Obrębska-Starkeł, Starkeł 1991, 2005; Obrębska-Starkeł i in. 1994, 1995; Starkeł 2002c; ryc. 4.32).

Należy zatem liczyć się z możliwością przesunięcia upraw niektórych zbóż i drzew owocowych na wyższe wysokości z wyłączeniem inwersyjnych kotlin śródgórskich, a także z krótszym okresem zalegania pokrywy śnieżnej. W górach strefy półsuchej ulegnie też podniesieniu dolna granica lasu, również wskutek spadku

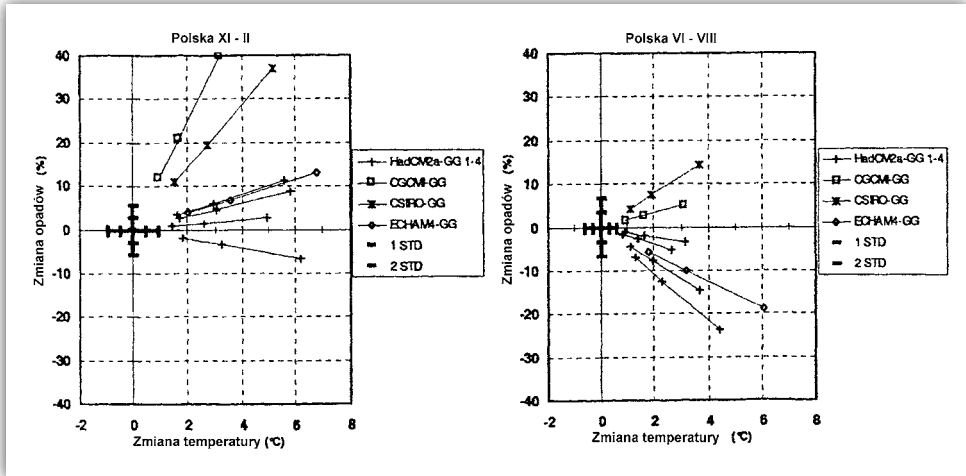


Rycina 4.32. Zmiany pięter klimatyczno-roślinnych i uprawowych w Karpatach przy wzroście temperatury roku o 2°C (Starkel 2002b)

Na przekrój Karpat naniesiono pietra współczesne (po stronie wewnętrznej) i przewidywane (po zewnętrznej): 1 – piętro lasów mieszanych, 2 – regiel dolny, 3 – regiel górny, 4 – piętro kosówki, 5 – klimatyczna granica upraw (współczesna i prognozowana)

Figure 4.32. Shifting of vertical climatic-vegetation and cultivated zones in the Carpathians in case of temperature rise by 2°C (Starkel 2002b)

On the Carpathian transect are shown present-day vertical zones (on the internal side) and expected (on external): 1 – mixed deciduous forest, 2 – lower mountain forest (*Fagus*, *Abies*), 3 – upper mountain forest (*Picea*), 4 – dwarf mountain pine, 5 – climatic limit of cultivated fields (contemporaneous and prognostic)



Rycina 4.33. Prognoza zmian temperatury i opadów dla miesięcy zimowych i letnich do 2080 roku dla obszaru Polski według sześciu różnych scenariuszy (Kundzewicz 2008; Starkel, Kundzewicz 2008)

Figure 4.33. Prognosis of temperature and rainfall changes during winter and summer months till year 2080 for territory of Poland after six different scenarios (Kundzewicz 2008; Starkel, Kundzewicz 2008)

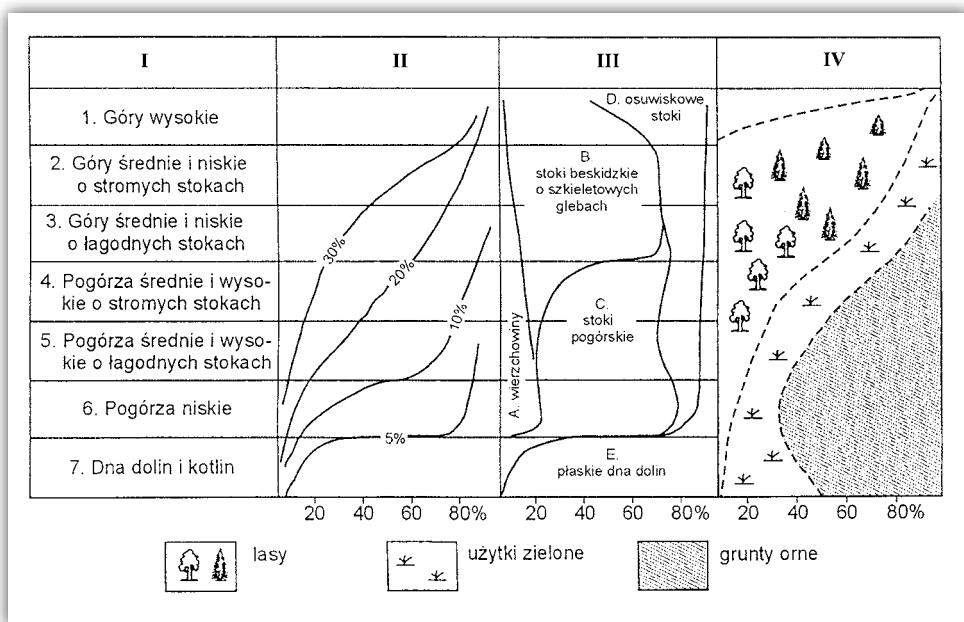
wysokości opadów. Natomiast prognozy zmian wysokości opadów dla Europy Środkowej są zróżnicowane, w zależności od przyjętych scenariuszy (ryc. 4.33).

Zjawiskiem, które już obecnie wyraźnie zaznacza się w górach Europy Środkowej jest wzrost częstotliwości zdarzeń ekstremalnych (IMGW 2012), a zwłaszcza opadów i to zarówno krótkotrwałych ulew połączonych z burzami i trąbami powietrznymi, odpowiedzialnymi za spłukiwanie gleb i spływy gruzowe (w wysokich górach), jak i opadami rozlewnymi wywołującymi osuwiska i powodzie (por. rozdziały 2.3, 2.5). Dlatego w górach należy liczyć się ze wzrostem natężenia procesów modelujących stoki i dna dolin, jak i z dużą niestabilnością pór roku, czego przykładem były choćby lato 1997 r. (Grela i in., 1999; Ziętała 2002b) i lato 2010 r. w południowej Polsce (Starkel 2011b; Chowaniec, Wójcik 2012; por. ryc. 2.32, s. 103).

Daleko posunięta degradacja gleb i zbiorowisk leśnych w strefach śródziemnomorskiej, wilgotnych tropików oraz umiarkowanej skłaniała w ostatnim stuleciu, a niekiedy już wcześniej, do opracowywania programów wycofywania gospodarki rolnej z gór lub jej transformacji, jak też rozpoczęcia ich realizacji (Bork 2006). Szczególną wagę przywiązuje się do zwalczania groźnych dla człowieka i gospodarki skutków zdarzeń ekstremalnych (*natural hazards* – Rosenfeld 2003). W Alpach i na Średniogórzu Niemieckim, a także w Sudetach już od połowy XIX w. przyjęto wartości progowe ograniczające powierzchnię gruntów ornych – brano pod uwagę wysokość nad poziomem morza, szkieletowość gleb i nachylenie stoków (Richter 1965, Latocha 2007).

Założenia takiego programu przygotowywano również dla polskich Karpat. Do tych prac należą studia autora dotyczące Karpat fliszowych (Starkel 1954, 1972c, 1975, 1978, 1990b, 2002c; Starkel i in. 1973). Wyróżniono kilka podstawowych typów rzeźby: góry wysokie (sięgające powyżej górnej granicy lasu), góry średnie i niskie, pogórza wysokie i średnie, pogórza niskie oraz dna dolin i kotlin (ryc. 4.34).

Na podstawie analizy morfometrycznej rzeźby wybranych terenów reprezentatywnych obliczono dla każdego z typów procentowy udział stoków w różnych klasach nachyleń, przyjmując jako wartości graniczne 10, 20 i 30%, stwarzające różne możliwości dla orki, użytków zielonych i charakteryzujące się różną szkieletowością gleb. Równocześnie wydzielono typy form, dla których poza morfometrią charakterystyczne są różne procesy rzeźbotwórcze. Podziału dokonano, opierając



Rycina 4.34. Postulowane racjonalne użytkowanie ziemi w różnych typach rzeźby Karpat (Starkel 1975b)

W kolejnych kolumnach podano: I. Typy rzeźby, II. Udział stoków o różnym nachyleniu, III. Udział typów środowiska, IV. Postulowane racjonalne użytkowanie ziemi w procentach

Figure 4.34. Rational postulated land use in various types of Carpathian relief (after Starkel 1975b)

I. Types of Carpathians relief, II. Slopes with various inclinations in per cent, III. Participation of various geo-systems, IV. Postulated land use in per cent; 1 - high mountains, 2 - middle and low mountains with steep slopes, 3 - middle and low mountains with gentle slopes, 4 - middle and high foothills with steep slopes, 5 - middle and high foothills with gentle slopes, 6 - low foothills, 7 - bottoms of river valleys and basins; types of geo-ecosystems: A - flat ridges, B - steep slopes with lithosol, C - foothill slopes, D - landslides and talus cones, E - flat valley floors; signs (from left): forests, grassland, arable land

się na typologii wypracowanej przez E. Gila i L. Starkla (1976), udokumentowanej szczególnie dla regionu stacji naukowej w Szymbarku (Gil 1979): A. wierzchowiny, B. strome stoki beskidzkie o szkieletowych glebach, C. łagodniejsze stoki pogórskie o glebach przeważnie gliniastych, D. stoki osuwiskowe, E. płaskie dna dolin i kotlin. Na tych podstawach określono maksymalny procentowy udział powierzchni, które mogą (lub powinny) być użytkowane jako grunty orne (C), użytki zielone (B) i bezwarunkowo jako lasy (A). Przyjmując jako granicę nachyleń dla obszarów leśnych około 30% (około 15°) wskazano, że lasy w górach średnich i niskich o dominujących glebach szkieletowych powinny zajmować od 60 do 90% powierzchni, zaś na pogórzach o przewadze stoków łagodnych co najmniej 15–30%. Porównując te zalecenia, zbieżne ze wskazaniami specjalistów rolników (por. Reniger 1955; Zabierowski 1967; Pohl 1978; Kopeć 1999), możemy stwierdzić, że obecny stan zalesienia w wielu regionach górskich Karpat zbliża się do postulowanego (Kozak 2005), ale równocześnie udział gruntów orných jest nadal dość wysoki, aczkolwiek wyraźnie spada. Zmniejszanie się powierzchni pól uprawnych na gęsto zaludnionych terenach polskich Karpat ma w ostatnich 20 latach podłoże społeczno-ekonomiczne i koncentruje się na opuszczaniu gruntów kamienistych, stromych stoków zagrożonych osuwiskami, położonych daleko od zagród (Pietrzak 2002; Starkel i in. 2007b; Bucala 2012) i częstym ich zalesianiu (Kozak 2005). Zmniejsza to spłukiwanie gleb, ale powiększa wpływ i erozję liniową potoków górskich niedociążonych rumowiskiem (Wyżga, Lach 2002; Wyżga 2008; Cometi 2012). Natomiast zjawiskiem szkodliwym i nieopłacalnym jest pozostawianie gruntów orných odłogiem zamiast wprowadzenia gospodarki hodowlanej na wzór krajów alpejskich.

Równoległe z tymi tendencjami pozytywnymi (ze wzrostem zalesienia na czele) obserwujemy w regionach górskich Europy rozwój sieci dróg, budownictwa, a szczególnie gospodarki turystycznej i sportów zimowych. Tym ekonomicznie dochodowym działem gospodarki bywa podporządkowana gospodarka wodna i rozbudowa infrastruktury, co często staje w sprzeczności z regulacją obiegu wody i odbudową równowagi ekologicznej w górach (Ives, Messerli 1997; Starkel 2002b; Starkel i in. 2007b).

Ciężkie wielokondygnacyjne budownictwo i drogi wspinające się zakolami (podcinającymi stoki) na grzbiety zagrażają stabilności stoków, a równocześnie powodują, że piękne zalesione grzbiety i stoki z oknami widokowymi tracą swe walory krajobrazowe. Drenaż stoków z kolei przyspiesza wezbrania, stąd wiele obszarów górskich cierpi już na deficyt wód gruntowych.

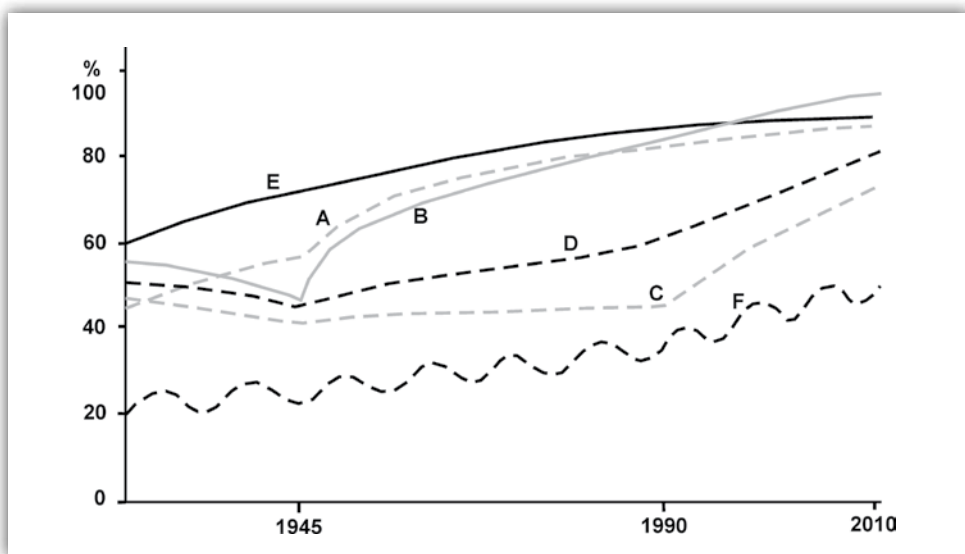
Równocześnie w dnach dolin budowane są małe zapory, mury oporowe i większe zbiorniki wodne, mające na celu głównie ochronę zabudowy i dróg oraz retencję dla potrzeb energetycznych, zaopatrzenia w wodę, rzadziej dla turystyki. Pasy wycinane w lasach, a także na łąkach przeznaczone są na trasy narciarskie, których opłacalność w niższych wysokościach i tak jest zagrożona przez

postępujące globalne ocieplenie. Przykładem tego jest m.in. skrócenie sezonu narciarskiego w zimie 2010/2011 i konieczność sztucznego zaśnieżania stoków w polskich Karpatach (przy równoczesnym deficycie wód zarówno powierzchniowych, jak i gruntowych).

Hamowanie odpływu i transportu rumowiska w potokach górskich bywa nagle przerywane podczas ostatnio częstych gwałtownych opadów i wezbrań, gdy system swobodnego krążenia wody w zlewniach górskich, denudacji stoków i erozji potoków jest przywracany m.in. przez niszczenie lub zasypywanie urządzeń regulacyjnych. Woda spływa po linii największego spadku. Obserwacje, jakie poczyniłem po opadzie w październiku 1968 r. w Himalajach Dardżylińskich, pokazały, że np. zwężenie mostowe w zlewni o powierzchni 75 km² może spowodować w dnie doliny agradację sięgającą 10 m wysokości (Starkel 1972a).

W górach Europy najlepszym wskaźnikiem zmian jest rejestrowana po II wojnie światowej, choć postępująca bardzo nierównomiernie, recesja rolnictwa i wzrost powierzchni leśnych (ryc. 4.35).

W krajach zachodniej Europy zmiany te są daleko posunięte i podlegają planowym regulacjom, sterowanym przez rządy państw i ostatnio przez Unię Euro-



Rycina 4.35. Ogólne tendencje wzrostu zalesienia w ostatnim stuleciu w różnych górach Europy zależnie od zmian społeczno-gospodarczych

A – Sudety (część polska), B – Karpaty Wschodnie (część polska), C – Karpaty słowackie i rumuńskie, D – polskie Karpaty Zachodnie, E – Alpy (kraje Europy Zachodniej), F – góry strefy śródziemnomorskiej

Figure 4.35. General trends of reforestation in last century in various European mountains depending on socio-economic changes

A – Sudetes (Polish side), B – Eastern Carpathians (Polish side), C – Slovak and Romanian Carpathians, D – Polish Western Carpathians, E – Alps (states of western Europe), F – mediterranean mountains

pejską (EEA Report 1/2004). Zaznaczają się dwa wyraźne kierunki. Jeden z nich obserwuje się w krajach alpejskich (MacDonald i in. 2000), w których lasy stanowią dziś ponad 80% powierzchni gór i wielkość ta nadal rośnie (ryc. 4.35). Ten model alpejski – rozwinięty głównie w Szwajcarii i Austrii – charakteryzuje przejście z tradycyjnego rolnictwa na gospodarkę hodowlaną, połączoną z rozbudową branży turystyki i wypoczynku. Łączy się z tym rozbudowa sieci dróg i całej infrastruktury, której zagrażają częstsze lawiny, osuwiska i powodzie.

Natomiast góry południowej Europy, objęte spadkiem wysokości opadów, cechuje bardzo powolny wzrost zalesienia hamowany zarówno przez częste pożary, jak i znaczne obszary pozbawione gleby. Tylko pozostałe pod uprawę grunty stanowią podstawę wyspecjalizowanego rolnictwa (ogrodnictwo, hodowla). Ludność powoli przesuwa się na inne kierunki zatrudnienia (Falcucci i in. 2007). W czasie ulew częste są osuwiska i transport rumowiska w roztokowych korytach.

Na obszarze Karpat i sąsiednich gór południowo-wschodniej Europy po II wojnie światowej obserwujemy różną sekwencję i kierunki zmian użytkowania ziemi, związane zarówno z przemieszczeniami ludności, jak i kolejno z wprowadzeniem, a potem z upadkiem nakazowej gospodarki kolektywnej (por. rozdział 4.2).

W polskich Karpatach zarysowują się dwa wyraźne kierunki zmian (Bucala, Starkel 2013). Pierwszy jest obecny w Beskidach i na Podhalu, gdzie z nielicznych już pól uprawnych niemal całkowicie wycofał się człowiek, a użytki zielone (łąki, pastwiska) stale się kurczą. Ludność odpływa. Następuje przestawienie na gospodarkę leśno-turystyczno-wczasową. Zagadnieniem trudnym i kontrowersyjnym jest podjęcie w konkretnych obszarach decyzji, czy zahamować spływ powierzchniowy (zwiększając zagrożenie osuwiskowe), czy go przyspieszyć (zwiększając ryzyko powodzi).

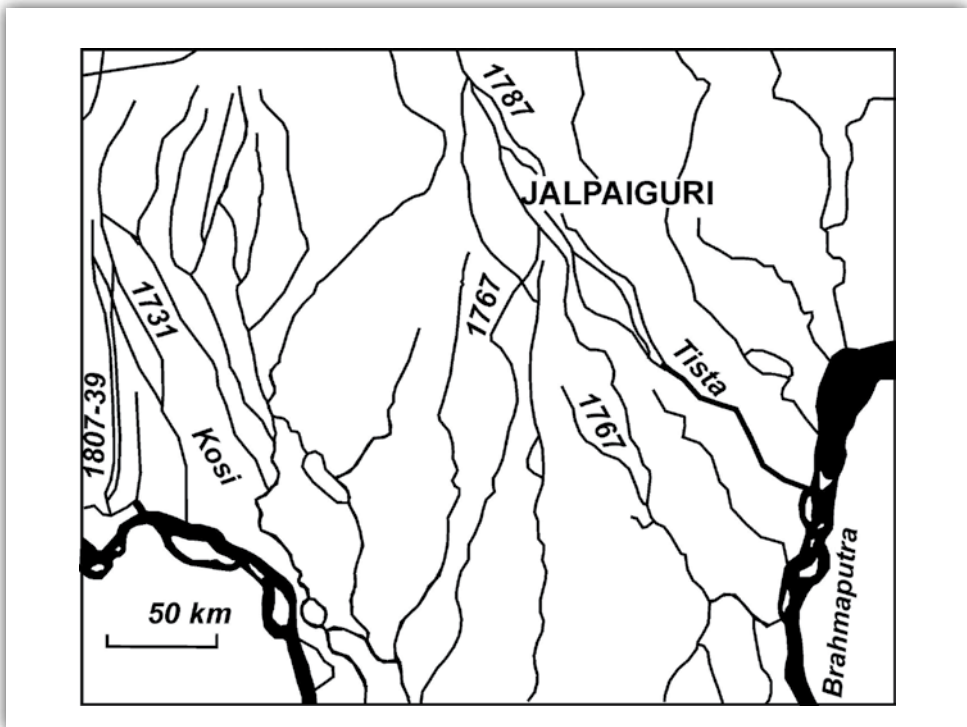
Niżej położone obszary pogórzy o przewadze łagodnych stoków na ogół mają rozwinięte kierunki użytkowania dopasowane do warunków przyrodniczych. W tych przeludnionych obszarach położonych po części na zapleczu aglomeracji rozwijają się różne kierunki wyspecjalizowanego rolnictwa. Ale i tu obserwuje się wzrost powierzchni leśnych, a spadek gruntów rolnych. Jedynie w latach 1988–1996 na Pogórze Wiśnickim zarejestrowano wzrost zalesienia z 19 do 27% przy spadku areału gruntów ornych z 45 do 39% (Pietrzak 2002).

Inne zmiany następują na przedpolach gór, które z natury swojej są obszarami płaskich równin o żyznych glebach, często zalewowych, gęsto zaludnionych.

U wylotów z gór rzeki o korytach roztokowych wynoszą nadal wielkie masy rumowiska, co obserwujemy u brzegu Apeninów, włoskich Alp czy też Himalajów. Akcje zalesieniowe prowadzą do stopniowego zawężania strefy czynnego wieloramiennego koryta i ułatwiają wkraczanie roślinności. Przykładem może być koryto rzeki Piawy, które jednak po przejściu gwałtownych powodzi ulega okresowemu rozszerzaniu (Cometi 2012).

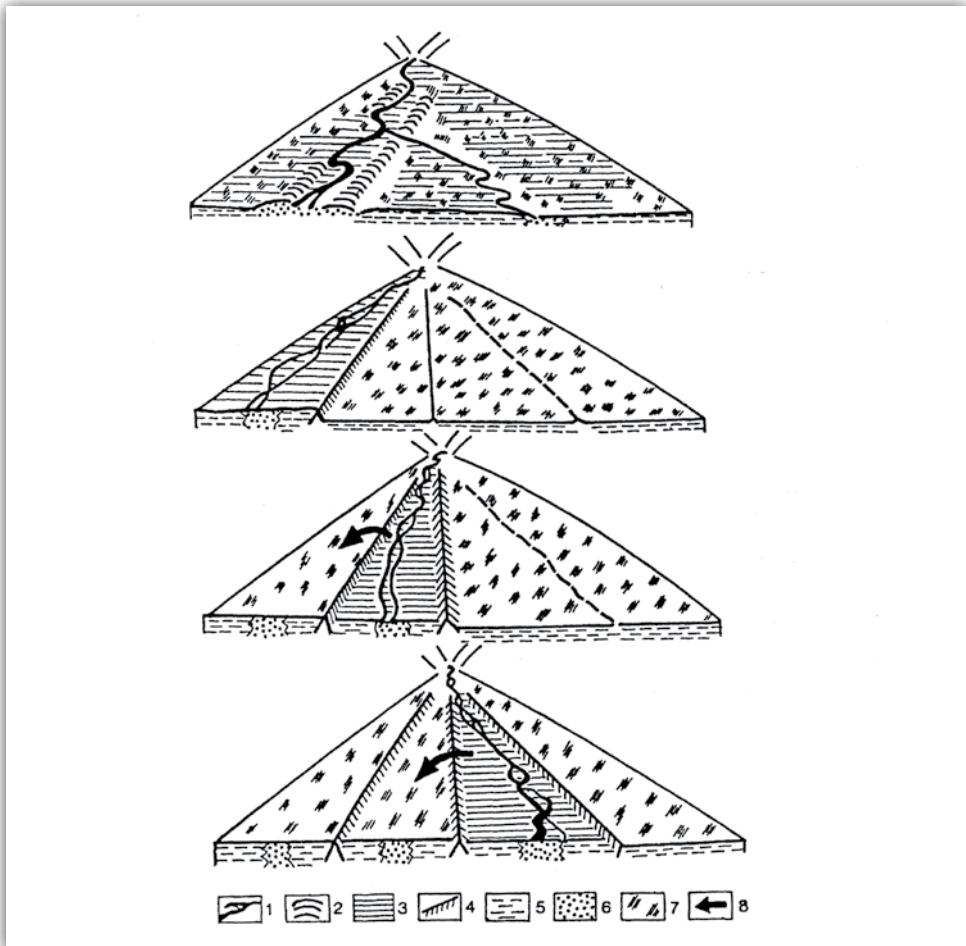
Przyspieszenie spływu i wzrost transportu w pogłębianych, często uregulowanych korytach rzek opuszczających góry powoduje wzrost zagrożenia powodziowego na przedpolu. Rzeki są obwałowane, postępuje agradacja nie tylko w obrębie międzywala, ale również częste zalewanie i agradacja w obrębie zawala, zwykle przez małe dopływy (fot. 4.14). Dlatego pierwszoplanowym zadaniem staje się rozszerzenie strefy międzywala do wielkości mieszczących wody powodzi co najmniej 10-letnich (ryc. 4.27). Z takiej strefy należałoby usunąć zarówno grunty orne, jak wszelką zabudowę (zwłaszcza obiekty przemysłowe) i ważniejszą infrastrukturę. Poza nowym międzywalem powinny być zlokalizowane poldery, które mogą być użytkowane wyłącznie jako łąki lub pastwiska. Równocześnie należałoby zabezpieczyć odprowadzanie wody z zawala w przypadku przerwania wału lub zalania przez falę wezbraniową dopływu. Szczególnie niebezpieczna jest sytuacja, gdy równina międzywala jest aktualnie podniesiona wyżej niż równina zawala. Klasycznym przykładem jest dolina dolnego Padu (Veggiani 1968).

W obszarach tektonicznej subsydencji, a równocześnie znacznej dostawy rumowiska z gór następuje nie tylko nadbudowywanie równiny zalewowej, ale i pod-



Rycina 4.36. Zmiany i przerzuty koryt rzek Tisty i Kosi w obrębie wielkich stożków napływowych na przedpolu Himalajów (Sen 1968)

Figure 4.36. Changes and avulsions of river courses of Tista and Kosi great alluvial fans at the Himalayan foreland (Sen 1968)



Rycina 4.37. Propozycja wykorzystania katastrofalnych powodzi dla rozwoju gospodarczego na przykładzie wielkich stożków napływowych w zapadającym się rowie przedgórza Himalajów (biorąc za przykład wielkie wezbranie np. z 1950 roku, zalewające cały stożek, ograniczając następnie do pasów przemieszczanych w kilkadziesiąt lat po nadbudowie aluwiami przy równoczesnym przenoszeniu osadnictwa)

1 - rzeka, 2 - wały brzegowe (naturalne), 3 - obszary zalewowe podczas wielkich powodzi, 4 - wały ochronne, 5 - agradacja w facji pozakorytowej, 6 - agradacja w facji korytowej, 7 - osiedla, 8 - kierunki przesuwania osad i obszarów uprawnych (Starkel 1989b; Starkel i in. 1998)

Figure 4.37. Possibility of the use of catastrophic floods for economic development exemplified great alluvial fans in the subsiding Himalayan fore-deep (flood in 1950 covers extensive areas, future floods should be restricted to stripes which will shift in time and will be combined with the shift of settlements)

1 - river, 2 - levees, 3 - areas flooded during extreme floods, 4 - dykes, 5 - aggradation in overbank facies, 6 - aggradation in channel facies, 7 - settlement pattern, 8 - shift of villages and land use from zone left for flooding (Starkel 1989b; Starkel et al. 1998)

noszenie dna koryta, często roztokowego, przez osady facji korytowej. Taką sytuację obserwujemy w obrębie stożków na przedpolu Himalajów (fot. 1.12, 4.10, s. 51 i 250). Roztokowe koryta małych potoków rozcinających krawędź gór na wschód od Tisty podnoszone są w tempie 2–3 m na dziesięciolecie (Starkel, Sarkar 2002). Duże rzeki himalajskie, jak Kosi lub Tista, w czasie wielkich wezbrań przerzucają swe koryta w obrębie potężnych stożków obejmujących obszar do kilku tysięcy km² (Sen 1968; ryc. 4.36).

Zahamowanie tego procesu w czasie katastrofalnych powodzi przy równoczesnej subsydencji jest praktycznie nierealne na dłuższą metę. Dlatego już przed laty sugerowałem opracowanie dla obszarów rozległych stożków w rowie przedgórskim Himalajów programu planowego przerzucania co kilkadziesiąt lat roztokowych koryt i towarzyszącej im strefy akumulacji, łącznie z przesiedlaniem ludności (Starkel i in. 1998; Starkel, Basu 2000; ryc. 4.37).

Realizacja takich programów byłaby zarówno bardzo kosztowna, jak i trudna do realizacji od strony społecznej, ale jedyna, aby postępując zgodnie z prawami ewolucji aktywnych tektonicznie dźwiganych gór i wginanych przedpola uchronić je przed częstymi powodziami, a w przyszłości przed kataklizmami trudnymi do przewidzenia.

Na mniejszą skalę podobną sytuację mamy w innych kotlinach, także w Kotlinie Sandomierskiej, gdzie wąska strefa międzywała jest stale nadbudowywana i nie mieści fal powodziowych. Dochodzi do przerywania wałów (por. ryc. 4.31) – zaradzić temu można przez budowę nowych wałów w większej odległości od koryta (Starkel 2011b; ryc. 4.27).

Zalesianie obecnie znacznie wylesionych gór może chronić przed erozją gleb i sprzyjać ich odbudowie, a także opóźniać przyspieszony spływ po opadach o mniejszym natężeniu. Obserwowane coraz częściej zjawisko *clusteringu* (grupowania się) ulew i powodzi musi być uwzględniane w gospodarowaniu zasobami przyrody. Tymczasem nadal obserwujemy w wielu górach świata (np. w Chinach, Brazylii, Albanii) masowy wyrąb lasów, co uruchamia na niespotykaną wcześniej skalę procesy grawitacyjne i transport rumowiska (Messerli, Ives 1997).

Musimy stale pamiętać, że cechą gór, zwłaszcza młodych i nadal podnoszonych, jest stała degradacja i odprowadzanie nadwyżek wody, a wraz z nią rumowiska. Procesów tych nie możemy zahamować, musimy się do nich dostosować w gospodarce przestrzennej (Starkel 2002b).

5. Prawidłowości ewolucji rzeźby gór

Mówiąc o prawidłowościach rozwoju rzeźby gór należy pamiętać o trzech podstawowych faktach:

- a) góry są efektem przemieszczania płyt tektonicznych,
- b) od początku ich tworzenia są wystawione na działanie czynników zewnętrznych, kontrolowanych przez zmiany klimatu,
- c) przetrwanie powstałych form zależy od odporności podłoża.

Zatem cała ewolucja rzeźby gór dokonuje się w czasie, w trójkącie czynników: tektoniki, klimatu i odporności podłoża. A oto istotne prawidłowości kształtowania rzeźby gór:

1. Różnice wysokości, duże nachylenia stoków i duże spadki koryt w krajobrazach górskich powodują, że w górach energia procesów jest większa, a obieg materii szybszy niż na nizinach. Nadwyżki wody i uruchamiane produkty wietrzenia odprowadzane są poza obręb gór – ich wielkość, jak i długość przemieszczania mas zależy od energii skoncentrowanej głównie w czasie ekstremalnych zdarzeń. Dlatego cechą gór rzucającą się w oczy jest ich rzeźba erozyjna, która przysłania często ich założenia tektoniczne. Ujemny bilans wodny i transportu rumowiska (przewaga odprowadzania nad wietrzeniem) ostro kontrastują z dodatnim bilansem kotlin podgórskich.
2. Rzeźba gór jest efektem współdziałania różnych sił i skutkiem tego jej podstawową cechą jest poligeneza. Nieciągłe ruchy tektoniczne są odpowiedzialne za wielkość pionowego podnoszenia i poziomego przemieszczania, natomiast procesy erozyjno-denudacyjne dążą wpięrc do rozcinania, rozczłonkowania, a w etapach późniejszych do obniżania i zrównywania podnoszonych obszarów. Większość form stokowych i dolinnych jest rezultatem kilku procesów działających powierzchniowo lub liniowo, które są zróżnicowane przestrzennie (por. IX prawo ewolucji rzeźby Brunsdena – 1990). Szereg procesów współdziała już od początku powstawania formy. Dotyczyć to może wyłaniającego się z morza antyklinalnego grzbietu, równiny piedmontowego stożka, jak i formy erozyjnej powstającej podczas ulewy. Często w trakcie dojrzewania i starzenia się formy inne procesy dochodzą do głosu i nawet wyznaczają dalszy

kierunek przekształceń. Przykładami tego mogą być doliny osuwiskowe lub leje źródłowe dolin.

3. Cechą gór eksponowaną dzięki dużym nachyleniom stoków i deniwelacjom jest niestanna adaptacja rzeźby – reakcja na ruchy, zmieniające się warunki tektoniczne i klimatyczne. Prowadzi ona do postępującego dojrzewania rzeźby lub jej odmładzania. Realizowana jest głównie przez czwartorzędowy rytm wahań klimatycznych, w czasie których fazy stabilizacji i przygotowywania zwietrzelin przeplatają się z fazami intensywnych procesów albo sekularnych lub też ukierunkowanych zdarzeń ekstremalnych. Nie bez znaczenia jest powtarzanie się zmian klimatu i długość poszczególnych faz. Okazuje się, że najistotniejsze dla przemian rzeźby bywają często okresy przejściowe, gdy jeden bardziej stabilny system morfogenetyczny przestaje funkcjonować, a nowy układ dopiero zaczyna się kształtować. Przekraczane są wówczas wartości progowe procesów i rozpoczyna się uprzątnięcie produktów wietrzenia oraz osadów pozostawionych przez poprzedni system. Tak było w okresie zarówno kształtowania się wieloletniej zmarzliny, jak i jej zaniku, wkraczania i ustępowania zbiorowisk leśnych. Na rolę morfogenetyczną późnego glacjału zwrócili ostatnio uwagę O. Korup i inni (2012). W wysokich górach jest to realizowane przez przesuwanie w pionie pięter morfogenetycznych. Podczas wkraczania zwartych zbiorowisk leśnych ma miejsce efekt odwrotny – następuje stopniowe zahamowanie aktywności szeregu procesów denudacyjnych.

W przypadku dojrzałych form, np. wyrównanych podnóży stoków, trudno dziś ocenić czy są one głównie efektem np. spłukiwania, krioplanacji czy ruchów osuwiskowych, które wiążą się w górach z pionowymi wahaniami pięter sięgającymi w czwartorzędzie 1000 m. Natomiast odmładzanie rzeźby realizowało się w fazach przewagi możliwości transportowych rzek nad dostawą rumowiska do koryt, najczęściej wspomagane obniżaniem bazy erozyjnej stoków wywołanym przez ruchy podnoszące. Rejestrowane jest ono w cokołach skalnych czwartorzędowych teras. Płaskie cokoły erozyjne rozwijały się na początku okresów zimnych.

4. Wysokościowe granice pięter morfoklimatycznych przeważnie nie są ostre i mają charakter stref przejściowych – ekotonów. Jest to rezultatem zarówno granicznych parametrów klimatycznych zmieniających się w czasie (por. Kłapa 1980) i przestrzeni, jak i elementów odziedziczonych z przeszłości (cech rzeźby i gleb decydujących o lokalnej zmienności). Dlatego tak trudno wyznaczyć np. granicę zespołu procesów peryglacialnych, a nawet górną granicę drzew (Troll 1973; Rączkowska 2007; Kotarba, Migoń 2010; Križek i in. 2010).

Ekotony pięter morfoklimatycznych mogą nawet osiągać szerokości 200 i więcej metrów, a granica piętra morfoklimatycznego może zostać przesunięta o dziesiątki metrów w wyniku jednego zdarzenia ekstremalnego (np. nagłych

roztopów, osuwisk). Należałoby też zrewidować pogląd na mechanizm wahań pięter geoekologicznych rzędu 500–1000 m w poszczególnych cyklach glacialno-interglacialnych czwartorzędu. W rzeczywistości na stokach górskich trwa nieustannie współzawodnictwo (lub współdziałanie) wielu procesów, a czas trwania różnych domen morfoklimatycznych i ich sekwencje w konkretnych miejscach bywają bardzo zmienne. Ta nieustanna sekwencja zmian i zarazem adaptacja do nowych warunków, są najpełniejszym wyrazem poligenezy krajobrazów górskich i ich złożonego wieku, chociażby zachowały się tylko ślady najmłodszych ogniw czwartorzędowej ewolucji.

5. Skala i tempo zmian zależy również od odporności podłoża. Dlatego na mniej odpornych skałach, łatwo wietrzejących, pozornie mało aktywne procesy seku-larne, np. typu soliflukcji, zmywu lub deflacji okazują się dla ewolucji stoków bardziej istotne niż krótkotrwałe pojedyncze zdarzenia ekstremalne. I odwrotnie, skały odporne potrafią zachować cechy form pierwotnych, utworzonych w odległych epokach geologicznych.

Przy kontrastach odporności spotykanych w obrębie sfałdowanych skał fliszowych lub molasowych istotną rolę rzeźbotwórczą, szczególnie w strefie umiarkowanej, odgrywa cykl glacialno-interglacialny, w czasie którego dochodzi do wypreparowywania ogniw skalnych, a nawet pojedynczych ławic, które nie podlegają tak intensywnemu wietrzeniu zarówno w glacialach, jak i w interglacialach. Produkty wietrzenia chemicznego (gleby) są odprowadzane już we wczesnych fazach glacialów. Procesy te są często zróżnicowane przestrzennie zależnie od ekspozycji stoków na opady i wiatry.

Efektom ostatecznym nakładających się procesów adaptacyjnych mogą być formy nowe, pozbawione cech pierwotnych, często w tych starszych wycięte. Dlatego w konkretnym krajobrazie górskim mogą współistnieć obok siebie formy różnowiekowe. Te starsze są na ogół większe, reprezentują długie okresy zrównywania i zachowały się na skałach o większej odporności; te młodsze są na ogół bardziej powszechne. Są to albo formy erozyjne, albo formy dokumentowane przez utwory pokrywowe, niekiedy dotąd zachowane.

6. W obszarach górskich istnieje specyficzna mozaika form, wśród których można wydzielić takie, które są w stanie równowagi, które wyruszone zostały ze stanu równowagi, i które dotąd jeszcze nie osiągnęły równowagi (por. Renwick 1992). Druga grupa wydaje się najbardziej charakterystyczna wskutek większej częstotliwości zdarzeń ekstremalnych, dzięki którym zarówno stoki, jak i koryta rzeczne nie osiągnęły dotąd poprzednio posiadanego stanu równowagi. Ale w młodych łańcuchach górskich nadal tektonicznie aktywnych trzecia grupa może dominować, wyznaczając kierunek ewolucji gór.
7. Paradoksem dolin górskich jest zmiana funkcji poszczególnych odcinków stoków stale wydłużanych, w miarę pogłębiania i dojrzewania form dolinnych.

Wyżej leżące, na ogół o starszych założeniach, odcinki stoków są stale denudowane, natomiast w niżej leżących odcinkach powstałych przez pogłębianie erozyjne obserwujemy z czasem tendencję do depozycji, a nawet fosylizacji później powstałych stopni terasowych. Strefa ta przesuwa się stopniowo w dół stoku. Równocześnie zatem postępuje wyrównywanie profilu całego stoku górskiego, czego efekty obserwujemy najlepiej w obszarach zaniku ruchów podnoszących. Zbocze głębokiej doliny górskiej jest zatem formą polichroniczną, która nosi w sobie zapis zarówno często wieloetapowego pogłębiania inspirowanego tektonicznie, jak i włączania różnowiekowych elementów w system stokowy podlegający prawom grawitacji i obiegu wody na stoku (ryc. 3.30).

8. Formy stare, powstałe w określonych warunkach, mogą być włączane w nowe systemy tektoniczne i morfoklimatyczne. Odnosi się to szczególnie do gór wysokich o intensywnych ruchach podnoszących (w granicach przekraczających 1–2 mm/rok), w których rzeźba pierwotnie fluwialna zostaje przeniesiona w piętro krioniwalne, a nawet glacialne w ciągu setek tysięcy lub kilku milionów lat (Starkel 2011a) i jest transformowana przez krioplanację albo egzarcję lodowcową.

Dotyczyć to może również dojrzałej rzeźby przekształconej przez procesy tektoniczne, jak np. rzeźby poziomego śródgórskiego wieku pannońskiego w zachodnich Karpatach, który został spaczony w formie struktury kopułowej (*dome structure*) w czasie plioceńskich ruchów neotektonicznych (Minár i in. 2011).

9. Krótkotrwałe opady konwekcyjne są w górach zjawiskiem naturalnym, choć o zasięgu lokalnym. W krajobrazach górskich, zwłaszcza o młodej rzeźbie erozyjnej, źródłem istotnych przekształceń są zdarzenia ekstremalne, w czasie których przekraczane są wartości progowe wielu procesów i powstają nowe formy. Są one utrwalane szczególnie w czasie zgrupowania szeregu zdarzeń w krótkich odstępach czasu, gdy nie ma możliwości powrotu do wyjściowego stanu równowagi. Zgrupowania mogą dotyczyć zdarzeń powtarzających się w odstępach dni, tygodni lub też okresów dłuższych – w skali dekad i stuleci (por. Naef 2002). W niektórych dziedzinach klimatycznych np. klimatu tropikalno-monsunowego lub śródziemnomorskiego zarówno krótkotrwałe ulewy, jak i opady rozlewne, powtarzające się corocznie, są głównym motorem ukierunkowanych przekształceń rzeźby.
10. O ile góry są naturalnymi producentami nadwyżek wody i rumowiska odprowadzanymi korytami rzek, to nisko położone przedpole jest pierwszym bezpośrednim obszarem naturalnej depozycji tych nadwyżek. W obszarach przedpoli gór o zróżnicowanej subsydencji postępująca agradacja zapisuje w zmiennej litologii osadów rzecznych obok zmian klimatycznych także etapy podnoszenia, rozcinania i wyprzątania z gór. Klasycznym przykładem zapisu tych informacji w czwartorzędzie jest Basen Pannoński (Nador i in. 2003).

- Wahania klimatu, głównie w czwartorzędzie, znaczone są również rozcięciami i włożeniami pokryw aluwialnych. Akumulacja ta w strefach aktywnych tektonicznie może przeplatać się ze zjawiskami antecedenencji lub epigenezy.
11. Działalność człowieka w górach, głównie poprzez niszczenie szaty roślinnej, prowadzi do przyspieszenia spływu wody i wzrostu transportu rumowiska, a nawet do całkowitej degradacji gleb i powstania krajobrazu badlandów, znanego z wilgotnych tropików i strefy śródziemnomorskiej. Następuje to często w wyniku powtarzających się w historii fal osadniczych i towarzyszących im wylesień. W ostateczności może dojść do odsłonięcia litej skały lub powstania wtórnych „ochronnych” geosystemów z poziomami rezydualnego bruku na powierzchni.
 12. Dla funkcjonowania i ewolucji rzeźby górskiej równie istotne obok wylesień, uprawy i nadmiernej wypasu wydają się być działania człowieka wyrażające się budową różnego rodzaju przegród i zapór, prowadzące do fragmentacji i izolacji naturalnych systemów stokowych i dolinnych (zwłaszcza koryt rzecznych), mające na celu regulację przepływów wody, zahamowanie transportu rumowiska lub połączenie szlaków komunikacyjnych. W efekcie tego oddzielne fragmenty stoków i odcinki dolin zaczynają funkcjonować jako niezależne obszary (choć niekiedy łączone przez sztuczne systemy dróg i kanałów). Dopiero w czasie ekstremalnych zdarzeń może dochodzić do ponownego uruchomienia przerwanej łączności w obiegu wody i materii w całych profilach stoków i zlewni, i w końcu do odprowadzania nadwyżek poza obręb gór (często poprzez zniszczenie barrier). Przywrócona zostaje naturalna funkcja gór i ich przedpoli. Odcinki stoków lub koryt, pełniące wymuszoną funkcję strefy depozycji dla produktów wynoszonych z górnych biegów, stają się ponownie odcinkami erozji.
 13. Cechami rzeźby gór są niespotykana w innych nisko położonych i płaskich częściach kontynentów różnorodność i niepowtarzalność krajobrazów oraz ich mozaikowe układy przestrzenne. Ta różnorodność dyktowana jest zarówno przez strukturę geologiczną i ewolucję tektoniczną górotworów, jak też przez zapisane w formach minione i aktualne warunki klimatyczne (w tym zdarzenia ekstremalne) oraz różny stopień przekształcenia geosystemów i ich przestrzenną fragmentację w wyniku gospodarki człowieka. Tak duża różnorodność wymaga przyjęcia różnych zasad postępowania w gospodarce przestrzennej.

*

Globalne zmiany klimatu, a szczególnie arydyzacja i wzrost częstotliwości ekstremalnych opadów, przy równoczesnej nadmiernej eksploatacji zasobów przyrody wymuszonej zmianami społeczno-ekonomicznymi i wzrostem liczby ludności zobowiązują państwa i społeczeństwa do przeciwdziałania tym zjawiskom poprzez

przywracanie równowagi naturalnym systemom, zgodnie ze strefami klimatycznymi i piętrami geologicznymi w górach. Programy racjonalnego gospodarowania zasobami przyrody gór wymagają jednak uwzględnienia ich wielkiej różnorodności krajobrazowej.

Warunkiem powodzenia tych działań jest poznanie złożonych mechanizmów obiegu wody i procesów rzeźbotwórczych. Winien to zapewnić zintegrowany monitoring wymiany energii i obiegu materii realizowany przez stacje naukowe działające w górach. Równocześnie jest niezbędna współpraca uczonych z różnych dziedzin nauk o ziemi i nauk biologicznych (Viles i in. 2008) i to zarówno w zakresie poznawania mechanizmów współczesnych procesów, jak i ich efektów w oparciu o równoległe badania paleogeograficzne (Starkel 1993, 2003f, 2008). Poznanie układów równowagi wykształconych w długich okresach czasu w konkretnych krajobrazach powinno pomóc w zapewnieniu ochrony przed częstymi przekroczeniami wielkości progowych w obiegu wody i substancji mineralnych, prowadzącymi do gwałtownych przekształceń rzeźby w geoekosystemach górskich.

Bibliografia

- Abele G., 1997, *Influence of glacier and climatic variations on rockslide activity in the Alps*, Paläoklimaforschung, 19, Akademie Mainz, s. 1–6.
- Alexandrowicz S.W., 1996, *Holocenijskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach*, Kwartalnik AGH, Geologia 22, 3, s. 223–262.
- Alexandrowicz S.W., 1997, *Holocene dated landslides in the Polish Carpathians*, Paläoklimaforschung, 19. Spec. Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man 13, ed. B. Frenzel, s. 77–83.
- Alexandrowicz S.W., Alexandrowicz Z., 1999, *Recurrent Holocene landslides: a case study of the Krynica landslide in the Polish Carpathians*, The Holocene 9, 1, s. 91–99.
- Alexandrowicz S.W., Jasionowicz J., Szymakowska F., 1963, *Profil i mikrofauna najwyższej części warstw krośnieńskich w Kluczowej koło Jasła*, Przegląd Geologiczny, 11, 6.
- Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziakowska E., Pazdur M., Starckel L., 1981, [w:] Starckel L. (red.), *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Lateglacial and Holocene*, Folia Quaternaria, 53, s. 1–91.
- Alexandrowicz S.W., Łanczont M., 1995, *Loesses and alluvia in the Krzeczowski Stream valley in Przemysł environs (SE Poland)*, Annales UMCS, ser. B, 50, s. 29–50.
- Allen J.R.M., Watts A.A., Huntley B., 2000, *Weichselian palynostratigraphy, palaeovegetation and palaeoenvironment: the record from Lago Grande di Monticchio, southern Italy*, Quaternary International 73/74, s. 91–110.
- Andriejew A.A., Klimanow W.A., Suleżyckij L.D., Chotinski N.A., 1976, *Chronologija izmienienija klimata Centralnoj Jakutii w golocenie*, [w:] Chotinski N.A. (red.), *Palaeoklimaty Pozdnielednikowia i Golocena*, Nauka, Moskwa, s. 116–121.
- Avner U., 1998, *Settlement, agriculture and paleoclimate in Uvda Valley, Southern Negev Desert, 6th–3rd millennia BC*, [w:] Issar A.S., Brown N. (red.), *Water, environment and society in times of climatic change*, Kluwer Academic Publishers, s. 147–202.
- Badea L., Balteanu D., 1978, *Influences neotectoniques et lithologiques dans les Subcarpathes Getiques a l'ouest de l'Olt*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 12, s. 113–120.
- Baille I.C., Norbu C., 2004, *Climate and other factors in the development of river and interfluvial profiles in Bhutan, Eastern Himalayas*, Journal of Asian Earth Sciences, 22, s. 539–553.
- Bajgier-Kowalska M., 2002, *Zastosowanie lichenometrii w datowaniu stoków osuwiskowo-obrywowych w Beskidzie Żywieckim (Karpaty fliszowe)*, Czasopismo Geograficzne, 3, s. 215–230.
- Bajgier-Kowalska M., 2005, *Destrukcyjna rola człowieka w powstawaniu i odmladzaniu osuwisk*, [w:] *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, s. 19–25.
- Bajgier-Kowalska M., Ziętała T., 2002, *Sukcesja ruchów osuwiskowych w ostatnim 5-leciu w Karpatach fliszowych*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, PAN, 48, s. 31–42.
- Baker V.R., Bowler J.M., Enzel Y., Lancaster N., 1995, *Late Quaternary palaeohydrology and arid and semi-arid regions*, [w:] Gregory K.J., Starckel L., Baker V.R. (red.), *Global Continental Palaeohydrology*, J. Wiley, s. 203–231.
- Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C. (red.), 1988, *Flood geomorphology*, J. Wiley, Chichester.
- Balteanu D., 1997, *Mass movements and climatic changes in Romania*, Paläoklimaforschung, 19, Akademie Mainz, s. 127–136.
- Barber K.E., Coope G.R., 1987, *Climatic history of the Severn Valley during the last 18000 years*, [w:] Gregory K.J., Lewin J., Thornes J.B. (red.), *Palaeohydrology in Practice*, J. Wiley, s. 201–216.
- Basu S.R., 2006, *A comprehensive study of landslides and related phenomena in the Darjeeling Hills and their control*, Thesis for the Dr. Litt. Degree, University of Calcutta.
- Basu S.R., Ghatowar L., 1988, *Landslides and soil erosion in the Gish drainage basin of the Darjeeling Himalaya and their bearing on North Bengal floods*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 22, s. 105–122.
- Basu S.R., Ghatowar L., 1990, *The impact of landslides on fluvial processes in the Lish Basin of the Darjeeling Himalayas*, Geographia Polonica, 58, s. 77–87.
- Basu S.R., Lama S., Sarkar S., 1997, *Causes and consequences of landslides in Darjeeling town*, Indian Journal of Geography and Environment, 2, s. 20–35.

- Basu S.R. and Sarkar S., 1990, *Development of Alluvial Fans in the Foothills of the Darjeeling Himalayas and their Geomorphological and Pedological characteristics*, [w:] Rachocki A.H., Church M. (red.), *Alluvial fans: a Field Approach*, J. Wiley, s. 321–333.
- Baulin V.V., Belopukhova Y.B., Danilova N.S., 1984, *Holocene permafrost in the USSR*, [w:] Velichko A.A. (red.), *Late Quaternary Environments of the Soviet Union*, Univ. of Minnesota Press, s. 87–94.
- Baumann F., Kaizer K.F., 1999, *The Multetta debris fan, eastern Swiss Alps: a 500 year debris flow chronology*, Arctic, Antarctic and Alpine Research, 31, 2, s. 128–138.
- Baumgart-Kotarba M., 1973, *Polycyclic mountain ridges in the Flysch Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 7, s. 41–51.
- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 145.
- Baumgart-Kotarba M., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R., 2008, *Glacial trough and sediment in fill of the Biała Woda valley (the High Tatra Mountains) using geophysical and geomorphological methods*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 42, s. 75–108.
- Baumgart-Kotarba M., Kral J., 2002, *Young tectonic uplift of the Tatra Mts. (fission track data and geomorphological arguments)*, Geologica Carpathica, 53, Special Issue CD-ROM.
- Becker B., 1982, *Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flussablagerungen, ein Beitrag zur nacheiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa*, Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung, 5, Österreich. Akad. der Wiss. Wien.
- Beug H.J., 1982, *Vegetation history and climatic changes in central and southern Europe*, [w:] Harding A.F. (red.), *Climatic changes in later prehistory*, Edinburgh Univ. Press, s. 85–102.
- Bieleński A.K., 1984, *Materiały do historii powodzi w dorzeczu Górnej Wisły*, (red. J. Fisher), Politechnika Krakowska, Kraków.
- Bil M., Mittler J., 2008, *The origin of shallow landslides in Moravia*, Geomorphology, 99, s. 246–253.
- Birkenmajer K., Środoń A., 1960, *Interstadial oryniacki w Karpatach*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 150, s. 9–70.
- Birks H.J.B., 1996, *Great Britain – Scotland*, [w:] Berglund B.E., Birks H.J.B., Ralska-Jasiewiczowa M., Wright H.E. (red.), *Palaeoecological events during the last 15000 years*, J. Wiley, s. 95–143.
- Blikra L.H., Nemeč W., 1993, *Postglacial avalanche activity in western Norway: depositional facies sequences, chronostratigraphy and palaeoclimatic implications*, Paläoklimaforschung, 11, s. 143–162.
- Bluszcz A., Starkel L., Kalicki T., 1997, *Grain size composition and age of alluvial sediments in the Tista valley floor near Kalijhora, Sikkim Himalaya*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31, s. 159–176.
- Bork H.R., 1989, *Soil erosion during the past millennium in central Europe and its significance within the geomorphodynamics of the Holocene*, Catena Supplement, 15, s. 121–131.
- Bork H.R., Bork K., Dalchov C., Faust B., Pierr H.P., Schatz T., 1998, *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa, Wirkungen des Menschen auf Landschaften*, Klett-Perthes, Gotha-Stuttgart.
- Borsy Z., 1995, *Evolution of the north-eastern part of the Great Hungarian Plain in the past 50000 years*, Quaestiones Geographicae, Special Issue, 4, s. 65–71.
- Borsy Z., Felegyhazi E., 1983, *Evolution of the network of water courses in the North-Eastern part of the Great Hungarian Plain from the end of the Pleistocene to our days*, Quaternary Studies in Poland, 4, s. 115–124.
- Bottema S., 1974, *Late Quaternary Vegetation History of Northwestern Greece*, Gröningen, s. 1–190.
- Brázdil R., Dobrovolný P., Elleder L., Kakos V., Kotyza O., Květoň V., Macková J., Müller M., Štekl J., Tolasz R., Valášek H., 2005, *Historické a současné povodně v České republice*, Masarykova Univerzita, Český Hydrometeorologický ústav, Brno–Praha.
- Brázdil R., Glaser R., Pfister P., Dobrovolný P., Antoine J.M., Barriandos M., Camuffo D., Deutsch M., Erozi S., Guidobons E., Kozyra O., Rodrigo F.S., 1999, *Flood events of selected European rivers in the sixteenth century*, Climatic Change, 43, s. 239–285.
- Bridgland D.R., Westaway R., 2008, *Climatically controlled river terrace staircase: a worldwide Quaternary phenomenon*, Geomorphology, 98, s. 285–315.
- Brookfield M.E., 1998, *The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic. India - Asia collision: rivers drainage southwards*, Geomorphology, 22, s. 285–312.
- Brunnacker K., 1969, *Zur Kenntniss des Spät- und Postglazials in Bayern*, Geologia Bavarica, 43, s. 74–150.

- Brunnacker K., 1975, *Aktivierungen des fluviatilen Geschehens im Holozän nördlich der Alpen*, Biuletyn Geologiczny UW, 19, s. 149–156.
- Brunsdn D., 1990, *Tablets of stone: towards the ten commandments of geomorphology*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd., 79, s. 1–37.
- Brunsdn D., 1996, *Geomorphological events and landform change*, Zeitschrift für Geomorphologie, 40, 3, s. 273–288.
- Brunsdn D., 2001, *A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology*, Catena, 42, 2–4, s. 99–123.
- Brunsdn D., Jones D.K.C., Martin R.P., Doornkamp J.C., 1981, *The geomorphological character of part of the Low Himalaya of Eastern Nepal*, Zeitschrift für Geomorphologie, 37, s. 25–72.
- Brunsdn D., Thornes J.B., 1979, *Landscape sensitivity and change*, Transactions of the Institute of British Geographers, 4, s. 463–484.
- Bryson R.A., 1989, *Late Quaternary volcanic modulation of Milankovitch climate forcing*, Theoretical and Applied Climatology, 39, s. 115–125.
- Bucała A., 2010, *Morphological role of floods in the shapping of stream channels in the Gorce Mts. (exemplified by Jaszczce and Jamne stream valleys)*, Geomorphologia Slovaca et Bohemica, 10, 1, s. 45–53.
- Bucała A., 2012, *Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego dolin Jaszczce i Jamne w Gorcach*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 231.
- Bucała A., Starkel L., 2013, *Postępująca recesja rolnictwa a zmiany w środowisku przyrodniczym polskich Karpat*, Przegląd Geograficzny, 85, 1, s. 15–29.
- Büdel J., 1944, *Die morphologische Wirkungen des Eiszeittklima in gletscherfreien Gebiet*, Geologische Rundschau, 34, s. 7–8.
- Büdel J., 1977, *Klimageomorphologie*, Gebr. Bornträger, Berlin–Stuttgart.
- Burbank D.W., Anderson R.S., 2001, *Tectonic geomorphology*, Blackwell Publishing.
- Burkham D.E., 1972, *Channel changes of the Gila River in Safford Valley, Arizona, 1846–1970*, Geological Survey Water – Supply Papers (U.S.) 655-G, s.1–24.
- Caine N., 1980, *The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows*, Geografiska Annaler, 62A, s. 23–27.
- Caine N., 1984, *Elevational contrasts in contemporary geomorphic activity in the Colorado Front Range*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 18, s. 5–31.
- Camuffo D., Enzi S., 1995, *Climatic features during the Spörer and Maunder Minima*, Paläoklimaforschung, 16, Stuttgart, s. 105–124.
- Carroza J.M., Delcaillou B., Laville E., 2005, *Fault growth recorded by drainage network: the Januaria and Chandigarh anticlines (Sivaliks foothills, Northwest India)*, 6-th Conference on Geomorphology, Zaragoza, Abstract of papers.
- Castiglioni G.B., 2001, *Response of the fluvial system to environmental variations*, [w:] Castiglioni G.B., Pellegrini G.B. [red.], *Illustrative notes of the Geomorphological Map of the Poo Plain*, Suppl. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria IV, chapter 15, Torino, s. 165–187.
- Castiglioni G.B., Bondesan A., Bondesan M., Cavallin A., Gasperi G. (red.), 1997, *Carta geomorfologica della Pianura Padana 1 : 250 000*, Selca, Firenze.
- Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L., 2008, *Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 roku. Materiały badawcze IMGW*, Meteorologia, 40.
- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiadomości Służby Hydrologicznej i Meteorologicznej, 3, s. 5–88.
- Chotinski N.A., 1973, *Transkontinentalnaja korelacja etapow istorii rastitielnosti i klimata sewernoj Eurazji w gołocenie*, Problemy palinologii, Akademia Nauk SSSR, Institut Geografii, Moskwa, s. 116–123.
- Chowaniec J., Wójcik A., 2012, *Osuwiska w województwie małopolskim*, Państwowy Instytut Geologiczny, Urząd Marszałkowski Woj. Małopolskiego, Kraków.
- Clapperton C.M., Sudgen D.E., 1977, *The Late Devensian glaciation of North-East Scotland*, [w:] *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*, Pergamon Press, s. 15–32.
- Colombera L., Berzoso R., 2011, *Impact of the magnitude and frequency of debris flow events on the evolution of an alpine alluvial fan during the last two centuries: responses to natural and anthropogenic controls*, Earth Surface Processes and Landforms, 36, 12, s. 1632–1646.

- Cometi F., 2012, *How natural are Alpine mountain rivers? Evidence from the Italian Alps*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 7, s. 693–707.
- Costa J.E., 1988, *Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows*, [w:] Baker V.R., Kochel R.C., Patton P.C. [red.], *Flood Geomorphology*, J. Wiley, s. 113–122.
- Crabtree K., 1971, *Late-Quaternary Deposits in North Wales*, [w:] *Études sur le Quaternaire dans le Monde*, t. 1, Paris, s. 217–223.
- Crowell J.C., 1979, *The San Andreas fault system through time*, Journal of the Geological Society, 136, s. 293–302.
- Crozier M.J., 1986, *Landslides: causes, consequences and environment*, Croom Helm.
- Crozier M.J., 1997, *The climate-landslide couple: a Southern Hemisphere perspective*, Paläoklimafor-schung, 19, s. 333–354.
- Czajka S., 1987, *Ochotnica, dzieje gorczańskiej wsi 1416–1986*, Karkonoskie Tow. Naukowe, Jelenia Góra.
- Czepe Z., 1960, *Zjawiska sufozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu*, Biuletyn PIG, 150, Z badań czwartorzędu, 9, s. 297–332.
- Czepe Z., 1961, *Annual coarse of frost ground movements at Hornsund (Spitsbergen) 1957–1959 (in Polish sum.)*, Prace Instytutu Geografii UJ, 24.
- Czudek T., 2005, *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*, Moravské zemské Muzeum, Brno.
- Czudek T., 2011, *Two different models of the origin of Pleistocene pediments: an example from the Central Moravian Carpathians, Czech Republic*, Geographia Polonica 84, Special Issue part I, s. 9–15.
- Czudek T., Demek J., 1973, *Die Reliefentwicklung während der Dauerfrost bodendegradation*, Rozprawy ČSAV, 83, 2.
- Czyżowska E., 1997, *Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napyłwowego w Podgrodziu*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 5.
- Czyżowska-Wisniewska E., 2003, *Powodzie i współczesna sedymentacja osadów powodziowych w dolinie Wisłoki*, Rękopis rozprawy doktorskiej w IGiPZ PAN.
- Danisik M., Panek T., Matysek D., Dunkl I., Frisch W., 2008, *Apatite fission track and (U-Th) He dating of teschenite intrusions gives time constraints on accretionary processes and development of planation surfaces in the Outer Western Carpathians*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F. 52, 3, s. 237–289.
- Dansgaard W., Oeschger H., 1988, *Past environmental long-term records from the Arctic*, [w:] Oeschger H., Langway Jr. C.C. (red.), *The environmental record in glaciers and sheets*, J. Wiley, s. 287–318.
- Dauksza L., 2009, *The Ropa river channel changes during 20-th century at Szymbark (Polish Flysch Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 43, s. 115–126.
- Dauksza L., Gil E., Kotarba A., Kramarz K., Słupik J., Starkel L., 1970, *Obserwacje nad zanikaniem pokrywy śnieżnej w Szymbarku (luty 1968)*, Dokumentacja Geograficzna, 3, s. 39–70.
- Dauksza L., Kotarba A., 1973, *An analysis of the influence of fluvial erosion in the development of a landslide slope (using the application of the queing theory)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 7, s. 91–103.
- Davitaja F.F., 1969, *Atmospheric dust content as a factor affecting glaciation and climatic change*, Annales of the Ass. of Amer. Geographers, 59, 3, s. 552–560.
- Dearing J.A., 2000, *Synergistic effects of climate and human activities on flooding and soil erosion: Lac d'Annecy, France*, Pages Newsletter 8, 3, s. 14–16.
- De Beaulieu, J.L. Reille M., 1992, *The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France). A new pollen profile*, Quaternary Science Reviews, 11, s. 431–438.
- Demek J., 1969, *Cryogenic processes and the development of cryoplanation terraces*, Biuletyn Peryglacjalny, 18, s. 115–125.
- Djanelidze Ch.P., 1971, *Izmierienija fiziko-geograficznych usłowij Gruzji w gołocenie (autoreferat)*, Tbilisi Gosudarstwiennyj Uniwersitet.
- Dobrowolski R., Alexandrowicz S.W., Bałaga K., Durakiewicz T., Pazdur A., 1999, *Badania martwic wapiennych w obrębie źródłiskowych torfowisk kopułowych we wschodniej Polsce*, [w:] Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, Politechnika Śląska, Gliwice, s. 179–198.
- Dobrzańska H., Kalicki T., 2003, *Człowiek i środowisko w dolinie Wisły koło Krakowa w okresie od I do VII w n.e.*, Archeologia Polski, 48, 1–2, s. 25–55.

- Dotterweich M., 2008, *The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interpretation between humans and the environment a review*, *Geomorphology*, 101, s. 191–208.
- Douglas J., 1976, *Lithology, Landforms and Climate*, [w:] Derbyshire E. (red.), *Geomorphology and Climate*, J. Wiley, London, s. 345–366.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J. (red.), 1999, *Dorzecze Odry, monografia powodzi, lipiec 1997*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Dujsenow E., 1971, *Sjelowyje potoki w gorach Transilian Alatau*. Alma-Ata.
- Dunne T., 1978, *Field studies on hillslope flow processes*, [w:] Kirkby M.J. (red.), *Hillslope hydrology*, J. Wiley, London, s. 227–293.
- Dziewański J., Starkel L., 1962, *Dolina Sanu między Soliną a Zwierzyniem w czwartorzędzie*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 36, s. 1–86.
- Dziewański J., Starkel L., 1967, *Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 1, s. 21–35.
- Fabian Sz.A., Kovacs J., Nagyvaradi L., Varga G., 2004, *Was there desert climatic in the Carpathian Basin, or not?*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38, s. 49–58.
- Falkowski E., 1975, *Variability of channel processes of lowland rivers in Poland and changes of the valley floors during the Holocene*, *Biuletyn Geologiczny UW*, 19, s. 45–78.
- Falluci A., Maiorano L., Boitani L., 2007, *Changes in land-use/land-cover patterns in Italy and their implications for biodiversity conservation*, *Landscape Ecology* 22, s. 617–631.
- Figula K., 1960, *Erozja w terenach górskich*, *Wiadomości IMUZ*, 1, 4.
- Forma A., Zuchiewicz W., 2002, *Morphotectonics of the Gorce Mountains, Western Outer Carpathians*, *Folia Quaternaria*, 73, s. 69–78.
- Fort M., 2011a, *Two large late Quaternary rock slope failures and their geomorphic significance, Annapurna Himalayas (Nepal)*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 34, 1, s. 5–16.
- Fort M., 2011b, *The Himalayas: from mountain building to landform evolution in a changing world*, *Geographia Polonica*, 84, Special Issue, part 2, s. 15–37.
- Fort M., Peulvast J.P., 1995, *Catastrophic mass-movements and morphogenesis in the peri-Tibetan ranges: examples from West Kunlun East Pamir and Ladakh*, [w:] Slaymaker O. (red.), *Steepland geomorphology*, J. Wiley, s. 171–198.
- Frenzel B., Peci M., Velichko A.A., 1992, *Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the North Hemisphere, Late Pleistocene-Holocene*, Hungarian Acad. Sc., G. Fischer Verlag, Budapest–Stuttgart.
- Froehlich W., 1975, *Dynamica transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 114, s. 1–122.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 143, s. 1–133.
- Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] Starkel L., Grela J. (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konferencja Naukowa PAN, Kraków 7–9 maja 1998 r., s. 133–144.
- Froehlich W., 2004, *Soil erosion, suspended sediments, sources and the deposition in the Mawki-Syiem drainage basin, Cherrapunji, northeast India*, [w:] Golosov V., Belayev V., Walling D.L. (red.), *Sediment transfer through the fluvial system*, IAHS Publication, 288, s. 138–146.
- Froehlich W., 2006, *Efektywność geomorfologiczna: wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym*, [w:] Kostrzewski A., Szpikowski J. (red.), *Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym*, Wyd. UAM, Poznań–Storkowo, s. 29–33.
- Froehlich W., Gil E., Kasza I., Starkel L., 1990, *Thresholds in the transformation of slope and river channels in the Darjeeling Himalaya, India*, *Mountain Research and Development*, 10, 4, s. 301–312.
- Froehlich W., Kaszowski L., Starkel L., 1977a, *Studies of present-day and past river activity in the Polish Carpathians*, [w:] Gregory K.J. (red.), *River Channel Changes*, J. Wiley, s. 410–428.
- Froehlich W., Klimek K., Starkel L., 1972, *The Holocene formation of the Dunajec valley floor within the Beskid Sądecki in the light of flood transport and sedimentation*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 6, s. 63–83.
- Froehlich W., Stupik J., 1980a, *Drogi polne jako źródło dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieków*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 235, s. 257–268.

- Froehlich W., Słupik J., 1980b, *Importance of splash in erosion process within a small flysch catchment basin*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 14, s. 77–112.
- Froehlich W., Słupik J., Baasan T., 1977b, *The course of morphogenetic processes during the break of winter into spring in the Tsagan-Turutuin gol basin*, Bulletin Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. terre, 25, s. 175–183.
- Froehlich W., Starkel L., 1987, *Normal and extreme monsoon rains – their role in the shaping of the Darjeeling Himalaya*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 21, s. 129–160.
- Froehlich W., Starkel L., 1993, *The effects of deforestation on slope and channel evolution in the tectonically active Darjeeling Himalaya*, Earth Surface Processes and Landforms, 18, s. 285–290.
- Froehlich W., Starkel L., 1995, *The response of slope and channel systems to various types of extreme rainfall: A comparison between the temperate zone and humid tropics*, Geomorphology, 11, 4, s. 337–345.
- Froehlich W., Starkel L., Kasza I., 1992, *Ambootia landslide valley in the Darjeeling Hills, Sikkim Himalaya, active since 1968*, Journal of Himalayan Geology, 3, 1, s. 79–90.
- Froehlich W., Walling D., 1997, *The role of unmetalled roads as a sediment source in the fluvial systems of the Polish Carpathians*, IAHS Publ., 245, s. 159–168.
- Furrer G., Lenzinger H., Amman K., 1975, *Klimaschwankungen während des alpinen Postglazials im Spiegel fossiler Böden*, Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 120, 1, s. 15–31.
- Gagoshidze M.S., 1970, *Sjelowyje jawlenia i borba z nimi*, Tbilisi.
- Galarowski T., 1976, *New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereźnica catchment in the Bieszczady Mts. (the East Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 10, s. 115–124.
- Galon R., 1961, *Morphology of the Noteć-Warta (or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway*, Prace Geograficzne IG PAN, 29.
- Gamper M., 1993, *Holocene solifluction in the Swiss Alps; dating and climatic implications*, Paläoklimaforschung, 11, s. 1–9.
- Gansser A., 1964, *Geology of the Himalayas*, Interscience Publishers, London.
- Gasse F., 2000, *Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum*, Quaternary Science Reviews, 19, s. 189–211.
- Georgiadi A.G., 1986, *Geograficzeskij analiz i oznaczenije maksimum wiesiennogo potoka*, Proceedings of Conference on Problems of Hydrology in Southern Siberia and Soviet Far East, Gidrometeoizdat, Leningrad, s. 146–153.
- Georgijew M., 1965, *Geomorfologija na sewernija i sewernozapadnija sklon na Witosha*, Godishnik na Sofijski Uniwersitet, 58, 2, s. 13–52.
- Gerlach T., 1959, *Needle ice and its role in the displacement of the cover of waste material in the Tatra Mts.*, Przegląd Geograficzny, 31, s. 590–605.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu Grajcarka (Beskid Wysoki)*, Prace Geograficzne IG PAN, 52.
- Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne IGIPZ PAN, 122.
- Gerlach T., 1990, *Ewolucja młodoczwartorzędowych zbiorników jeziornych centralnej części Dołów Jasielsko-Sanockich*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 24, s. 119–160.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 2, s. 85–114.
- Gerlach T., Kryszowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S.W., 1991, *Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych*, Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 17, 1–2, s. 193–219.
- Gerlach T., Pokorny J., Wolnik R., 1958, *Osuwisko w Lipowicy*, Czasopismo Geograficzne, 30, 4, s. 685–700.
- Gerlach T., Starkel L., Szczepanek K., 1997, *Sites with organic interglacial deposits in the upper San river basin, Polish Eastern Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31, s. 31–42.
- Gębica P., 1995, *Evolution of the Vistula valley and alluvial fans of the Raba and Uszwica rivers between Uście Solne and Szczurowa in the Vistulian and Holocene*, Geographical Studies IGIPZ PAN, Special Issue, 8, s. 31–50.
- Gębica P., 2004, *Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej*, Prace Geograficzne IGIPZ PAN, 193.

- Gębica P., 2011, *Stratigraphy of alluvial fills and phases of the Holocene floods in the lower Wisłok river valley, SE, Poland*, Geographia Polonica, 84, Special Issue, I, s. 39–60.
- Gębica P., Sokółowski T., 2001, *Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 71, s. 53–62.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleb na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 2, s. 1–65.
- Gil E., 1979, *Typologia i ocena środowiska geograficznego okolic Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 5, s. 1–91.
- Gil E., 1997, *Meteorological and hydrological conditions of landslides, Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31, s. 143–158.
- Gil E., 1998, *Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w dniu 7 czerwca 1985*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 11, s. 85–107.
- Gil E., 1999, *Obieg wody i splukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, Zeszyty IGiPZ PAN, 60.
- Gil E., Gilot E., Kotarba A., Starkel L., Szczepanek K., 1974, *An early Holocene landslide in the Beskid Niski and its significance for palaeogeographical reconstructions*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 8, s. 69–83.
- Gil E., Kotarba A., 1977, *Model of slide slope evolution in flysch mountains (an example drawn from the Polish Carpathians)*, Catena, 4, 3, s. 233–248.
- Gil E., Słupik J., 1972a, *The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash-down during heavy rain*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 6, s. 181–190.
- Gil E., Słupik J., 1972b, *Hydroclimatic conditions of slope wash during snowmelt in the Flysch Carpathians*, Symposium International de Geomorphologie, Université de Liège, 67, s. 75–90.
- Gil E., Starkel L., 1976, *Complex physico-geographical investigations and their importance for economic development of the flysch Carpathian area*, Geographia Polonica, 34, s. 47–61.
- Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 13, s. 207–220.
- Gil E., Zabuski L., Mrozek T., 2009, *Hydrometeorological conditions and their relations to landslide processes in the Polish Flysch Carpathians (an example of Szymbark area)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 43, s. 127–143.
- Girbacea V., 1956, *Piedmontul Calimanilor*, Studii si cercetari de geologie-geografie 1–4, 7.
- Girgus R., Strupczewski W., 1965, *Wyjątki ze źródeł historycznych o nadzwyczajnych zjawiskach hydrologiczno-meteorologicznych na ziemiach polskich w wiekach od X do XVI*, Instrukcje i Podręczniki PIHM 87.
- Glade Th., 2000, *Modelling landslide-triggering rainfalls in different regions of New Zealand – the soil water status model*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd., 122, s. 63–84.
- Głownia M., 1962, *Prouchwanija na glacialnata morfoskopultura w istocznija dial na Rila Planina*, Godishnik na Sofijski Uniwersitet, 55, 3.
- Gofsztejn I.D., 1964, *Neotektonika Karpat*, Kyiw.
- Gohain K., Parkash B., 1990, *Morphology of Kosi megafan*, [w:] Rachocki A., Church M. (red.), *Alluvial fans*, J. Wiley, s. 151–178.
- Gonczarow E.P., 1962, *Sjeli w ustowiaich Tadżykistana*, Mat. II Sowieszczanja po izuczeni sielej, Baku, s. 109–114.
- Gorczyca E., 2004, *Przekształcanie stoków fliszowych przez procesy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny)*, Wyd. UJ, Kraków.
- Gordon S.M., Trestman A.G., 1962, *Sjelewaja aktivnost w wodozborie rieki Warzob*, Proceedings of 5-th Symposium on Sjels, Baku, s. 119–122.
- Gornung M.B., Timofiejew D.A., 1958, *O zonalnych osobiennostiach projawljenija ekzogennykh reliefobrazujuszczich procesow*, Woprosy fiziczeskoj geografii, Inst. Geografii AN SSSR, Moskwa, s. 74–102.
- Goswami D.C., 1985, *Brahmaputra River, Assam, India: physiography, basin denudation and channel aggradation*, Water Resources Research, 21, s. 959–978.
- Goswami D.C., 1998, *Fluvial regime and flood hydrology of the Brahmaputra river, Assam*, Memoirs Geological Society of India, 41, s. 53–75.
- Goudie A., 1981, *The human impact: Man's role in environmental change*, Blackwell, Oxford.

- Gravis G.F. (red.), 1974, *Geokriologičeskieje usłowia Mongolskiej Narodnoj Respubliki*, Trudy Sowiet-Mongolskoj Geologiczeskoj Ekspedici, 10.
- Gray J.M., Lowe J.J., 1977, *The Scottish Lateglacial environment: a synthesis*, [w:] Gray J.M., Lowe J.J. (red.), *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*, Pergamon Press, Oxford, s. 163–182.
- Gregory K.J., 1995, *Human activity and palaeohydrology*, [w:] Gregory K.J., Starkel L., Baker V.R., *Global Continental Palaeohydrology*, J. Wiley, s. 151–172.
- Gregory K.J., Walling D.E., 1987, *Human activity and environmental processes*, J. Wiley.
- Grela J., Słota H., Zieliński J., 1999, *Dorzecze Wisły, monografia powodzi lipiec 1997*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Grin A.M., 1970, *Riezultaty stacionarnych nabliudienij stoka wody i zmywa*, [w:] *Present exogenic geomorphologic processes*, Moskwa, s. 89–95.
- Griszuk W.P., 1989, *Istoria flory i rastitielnosti Russkoj Rawniny w plejstocenie*, Nauka.
- Grove J.M., 1972, *The incidence of landslides, avalanches and floods in western Norway during the Little Ice Age*, Arctic and Alpine Research, 4, s. 131–138.
- Grove J.M., 1979, *The glacial history of the Holocene*, Progress in Physical Geography, 3, 1, s. 1–54.
- Grove J.M., 1988, *The Little Ice Age*, Methuen Publishing, London.
- Grumazescu H., 1961, *Contributti la cunoasterea teraselor fluviale din zona subcarpatica dintre Cilnau si Susita*, Probleme de Geographie Bucuresti, 8, s. 59–86.
- Guha D., Bardhau S., Basir S.R., De A.K., Sarkar A., 2007, *Imprints of Himalayan thrust tectonic on the Quaternary piedmont sediments of the Neora-Jaldhaka valley, Darjeeling Sikkim Sub-Himalayas, India*, Journal of Asian Earth Sciences, 30, s. 464–473.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P., 2008, *The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update*, Landslides, 5, s. 3–17.
- Haase G., Richter H., Barthel H., 1964, *Zum Problem landschaftsökologischer Gliederung, dargestellt am Beispiel des Changai-Gebirges im der Mongolischen Volksrepublik*, Wiss. Veröffentlichungen des Deutschen Inst. für Länderkunde, Neue Folge, 21/22, s. 489–516.
- Haczewski G., Kukulak J., 2004, *Early Holocene landslide-dammed lake in the Bieszczady Mountain (Polish East Carpathians) and its evolution*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 38, s. 83–95.
- Hagedorn J., Poser H., 1974, *Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozesskombinationen auf der Erde*, Abhandl. der Akad. Wissenschaften in Göttingen, Mat.-Phys. Klasse, D.F. 29, s. 426–439.
- Harvey A.M., 1992, *Process interactions, temporal scales and development of hillslope gully systems: Howgill Fells, north-west England*, Geomorphology, 5, s. 323–344.
- Harvey A.M., 2001, *Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: Implications for landscape sensitivity illustrated from the Howgill Fells, northwest England*, Catena, 42, s. 225–250.
- Harvey A.M., 2002, *Effective timescales of coupling within fluvial systems*, Geomorphology, 44, 3–4, s. 175–201.
- Harvey A.M., 2012, *The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 1, s. 64–74.
- Havliček P., 1991, *The Morava River Basin during the last 15000 years*, [w:] Starkel L., Gregory K.J., Baker V. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 319–341.
- Hazra P.C., Krishnaswamy J., Nath S., 1959, *Regional geology and seismicity of the Bhakra Dam project*, Proceedings of Symposium on Earthquake Engineering held at University of Roorkee, India, s. 171–192.
- Heine H., 1987, *Anthropogenic sedimentological changes during the Holocene in Mexico and Central America*, Striae, 26, Uppsala, s. 51–62.
- Heine K., Miller H.P., 2003, *Human and climate impacts on the Holocene landscape development in southern Germany*, Geographia Polonica, 76, 2, s. 109–122.
- Hempel L., 1966, *Klimamorphologische Typen und die Frage einer humiden Höhenstufen in europäischen Mittelmeerländern*, Pettersmann Geograph. Mitteilungen, 2, s. 81–96.
- Hempel L., geb. Tecklenburg, 1957, *Das morphologische Landschaftsbild des Unter Eichsfeldes unter besonderer Berücksichtigung der Boedenerosion und ihrer Kleinformen*, Forschungen zur Deutschen Landeskunde, 98.
- Henkiel A., 1977, *Zależność rzeźby Karpat Zewnętrznych od budowy geologicznej jednostek fliszowych i ich głębokiego podłoża (na przykładzie wschodniej części Karpat polskich)*, Rozprawy habilitacyjne UMCS, Lublin.

- Hewitt K., 1972, *Mountain environment and geomorphic processes*, Mountain Geomorphology B.C. Geogr. Ser. 14, s. 17–34.
- Hewitt K., 2009, *Catastrophic rock slope failures and late Quaternary developments in the Nanga Parbat-Haramosh Massif, Upper Indus basin, northern Pakistan*, Quaternary Science Reviews, 28, s. 1055–1069.
- Hofer T., Messerli B., 2006, *Floods in Bangladesh: History, dynamics and rethinking the role of the Himalayas*, United Nations University Press.
- Holden J., Burt T.P., 2002, *Piping and pipeflow in a deep peat catchment*, Catena, 48, s. 163–199.
- Höllermann P., 1963, *Beispiele für anthropogen verstärkte Hangabtragungs- und -Formungsvorgänge in inneralpinen Tälern. Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung*, Nachr. Ak. Göttingen, s. 251–273.
- Höllermann P., 1973, *Some reflections on the nature of high mountains with special reference to the western United States*, Arctic and Alpine Research, 5, 3, part 2, s. 149–160.
- Hormes A., Müller B.U., Schlüchter Ch., 2001, *The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps*, The Holocene, 11, 3, s. 255–265.
- Hradecky J., Panek J., 2008, *Deep-seated gravitational slope deformations and their influence on consequent mass movements (case studies from the highest part of the Czech Carpathians)*, Natural Hazards, 45, s. 235–253.
- Hradecky J., Panek T., Smolkova V., Šilhan K., 2011, *Weichselian alluvial fan at the foot of the Moravskoslezské Beskydy*, Excursion Guide-Book, Carpatho-Balkan-Dinaric Conference on Geomorphology, Ostravice.
- Huggel Ch., Clague J.J., Korup O., 2012, *Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains?*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, s. 77–91.
- Innes J.L., 1983, *Debris flows*, Progress in Physical Geography, 7, s. 469–501.
- Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, 2012, *Wpływ zmian klimatu na środowisko, gospodarkę i społeczeństwo*, IMGW Warszawa.
- Ionita I., 2006, *Gully development in the Moldavian Plateau of Romania*, Catena, Special Issue, 68, 2–3, s. 133–140.
- Issar A.S., 1990, *Water shall flow from the rock. Hydrology and climate in the lands of the Bible*, Springer-Verlag.
- Issar A.S., 1995, *Impacts of climate variations on water management and related socio-economic systems*, IHP – IV Project H-2.1. UNESCO, Paris, s. 1–97.
- Issar A.S., 2003, *Climate changes during the Holocene and their impact on Hydrological Systems*, International Hydrology Series, IHP-UNESCO, Cambridge Univ. Press.
- Issar A.S., Brown N. (red.), 1998, *Water, environment and society in times of climatic changes*, Water Science and Technology Library, 31, Kluwer Academic Publishers.
- Ives J.D., Messerli B., 1989, *The Himalayan dilemma, reconciling development and conservation*, Routledge and Kegan Paul, London.
- Iwata S., 1987, *Mode and rate of uplift of the central Nepal Himalaya*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd., 63, s. 37–49.
- Jäckli M., 1957, *Gegenwartsgeologie des bunderischen Rheingebietes*, [w:] *Beitrag zur exogenen Dynamic Alpiner Gebirgslandschaften*, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, 36, s. 1–126.
- Jäkel D., 1979, *Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti Mountains as indicators of climatic history in the Central Sahara during the Late Pleistocene and Holocene*, Palaeoecology of Africa, vol. 10/11, Balkema, s. 11–44.
- Jäkel D., Zhu Z. (red.), 1991, *Reports on the 1986 Sino-German Kunlun Shan Taklimakan Expedition*, Die Erde, Ergenzung Heft, 6, Berlin.
- Jackson M., Bilham R., 1994, *Constraints on Himalayan deformation inferred from vertical velocity fields in Nepal and Tibet*, Journal of Geophysical Research, 99, s. 13897–13912.
- Jahn A., 1956, *The action of rivers during the Glacial Epoch and the stratigraphic significance of soil erosion surfaces in Quaternary deposits*, Przegląd Geograficzny, 28, Supplement, s. 101–104.
- Jahn A., 1975, *Problems of the Periglacial Zone*, PWN, Warszawa.
- Jain V., Sinha R., 2003, *Rivers systems in the Gangetic plains and their comparison with the Siwaliks: a review*, Current Science, 84, 8, s. 1025–1033.
- Jamskich A.F., 1993, *Akumulacja i formowanie teras w dolinach rzecznych Jużnoj Sibiri*, Pedagogiczeskij Institut, Krasnojarsk.

- Janicki G., Rejman J., Zgłobicki W. (red.), 2011, *Human impact on gully erosion*, Landform Analysis, 17.
- Janiga S., 1975, *Deflacyjna i akumulacyjna rola wiatru w okresach zimowych na obszarze Beskidu Niższego*, Wyd. Nauk. WSP Kraków, s. 1–51.
- Jankowski L., Margielewski W., 2012, *Rozwój rzeźby Karpat Zewnętrznych w aspekcie ewolucji basenu-tektonicznej górotworu karpackiego*, III Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Kraków, s. 11–19.
- Jansson M.B., 1982, *Land erosion by water in different climates*, UNGI Rapport 57, Uppsala.
- Jodłowski M., 2010, *Górna granica zarośli subalpejskich w wybranych pasmach górskich Europy Środkowej – uwarunkowania i typy ekotonu*, Czasopismo Geograficzne, 81, 1–2, s. 43–59.
- Jonasson C., Kot M., Kotarba A., 1991, *Lichenometrical studies and dating of debris flow deposits in the High Tatra Mountains, Poland*, Geografiska Annaler, 73A, s. 141–146.
- Joos M., 1982, *Swiss Midland-lakes and climatic changes*, [w:] Harding A. (red.), *Climatic change in later Prehistory*, Edinburgh Univ. Press, s. 44–51.
- Joshi R.C. and Rawat A.S., 2008, *Morphological characteristics along the main boundary thrust in the outer parts of Eastern Himalaya*, [w:] Singh S., Starkel L., Syiemlieh H.J. (red.), *Environmental changes and geomorphic hazards*, Bookwell, New Delhi, s. 75–85.
- Kaiser K., Miehe G., Schoch W.H., Zander A., Schlütz F., 2006, *Relief, soil and lost forests: Late Holocene environmental changes in southern Tibet under human impact*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supp. Vol. 142, s. 149–173.
- Kale V.S., Gupta A., Singhvi A.K., 2003, *Late Pleistocene–Holocene Palaeohydrology of Monsoon Asia*, [w:] Gregory K.J., Benito G. (red.), *Palaeohydrology: Understanding Global Change*, J. Wiley, s. 213–232.
- Kalicki T., 1991, *The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in the Late Vistulian and Holocene times*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley... part. IV*, Geographic Studies, Inst. of Geography Pol. Ac. Sc., Special Issue, 6, s. 11–37.
- Kalicki T., 1997, *The reflection of climatic changes and human activity on sediments of small forecarpathian tributaries of the Vistula river near Cracow, Poland*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31, s. 129–141.
- Kalicki T., 2000, *Grain size of the overbank deposits, a carrier of paleogeographical information*, Quaternary International, 72, s. 107–114.
- Kalicki T., 2006, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenijskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, Prace Geograficzne IGIiPZ PAN, 204.
- Kalicki T., Krąpiec M., 1995, *Problems of dating alluvium using buried subfossil tree trunks: lessons from the “black oaks” of the Vistula Valley, Central Europe*, The Holocene, 5, 2, s. 243–250.
- Kalicki T., Prokop P., 1995, *Warunki występowania i skutki ekstremalnych wzebrań w zaaltajskiej Gobi*, Przegląd Geograficzny, 67, 1–2, s. 133–145.
- Kalicki T., Starkel L., 1987, *The evolution of the Vistula river valley downstream of Cracow during last 15000 years*, [w:] *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, vol. II, Geographical Studies, Special Issue, 4, s. 51–70.
- Kalicki T., Starkel L., Sala J., Soja R., Zernickaja V.P., 1996, *Subboreal paleochannel system in the Vistula valley near Zabierzów Bocheński (Sandomierz Basin)*, Geographical Studies, Special Issue, 9, Institute of Geography Pol. Ac. Sc., s. 129–158.
- Kalvoda J., 1984, *The nature of geomorphic processes in the Himalaya and Karakorum*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 18, s. 45–64.
- Kaniew D., 1967, *Kurilowskiat prag prez kwaternera*, Godishnik na Sofijski Uniwersitet, 58, 2, s. 1–9.
- Karlen W., Kuylenstierna J., 1995, *On solar forcing of Holocene climate, evidence from Scandinavia*, The Holocene, 6, 3, s. 354–365.
- Kasse C., Vandenberghe J., van Huissteden J., Bohncke S.J., Bos J.A.A., 2003, *Sensitivity of Weichselian fluvial systems to climatic change (Nochten mine, eastern Germany)*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2141–2156.
- Kaszowski L., 1984, *Vertical differentiation of the dynamics of the mountain relief in the Hindu Kush Munjan Mts., Afganistan*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 18, s. 73–94.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1967, *Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 1, s. 53–72.
- Kaszowski L., Niemirowski M., Trafas K., 1976, *Problems of the dynamics of river channels in the Carpathian part of the Vistula basin*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 43, s. 7–37.

- Kees A.S., 1960, *O drierwnich i sowniemiennoj transgressiach Aralskiego Moria*, Akademia Nauk SSSR, Trudy Instituta Geografii, 79, s. 69–89.
- King L.E., 1953, *Canons of landscape evolution*, Bulletin Geol. Soc. America, 64, s. 721–752.
- Klimaszewski M., 1934, *Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich*, Wiadomości Geograficzne, 12, s. 5–9.
- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, B, 7, s. 1–233.
- Klimaszewski M., 1964, *On the effect of the preglacial relief on the course and the magnitude of glacial erosion in the Tatra Mountains*, Geographia Polonica, 2, s. 11–21.
- Klimaszewski M., 1965, *Views on the geomorphological development of the Polish West Carpathians in tertiary times*, Geomorphological Problems of Carpathians, Bratislava, s. 91–126.
- Klimaszewski M., 1966, *Views on the geomorphological development of the Polish Western Carpathians during the Quaternary*, Geographica Polonica, 10, s. 51–88.
- Klimaszewski M., 1971a, *A contribution to the theory of rock-face development*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 5, s. 139–151.
- Klimaszewski M., 1971b, *The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians)*, Folia Quaternaria, 28.
- Klimaszewski M., 1972, *Karpaty Wewnętrzne*, [w:] Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, Warszawa, s. 25–52.
- Klimaszewski M., 1987, *The geomorphological evolution of the Tatra Mountains of Poland*, Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl. 65, s. 1–34.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J., 1939, *Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem*, Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 24.
- Klimek K., 1974a, *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (South Poland)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 8, s. 137–151.
- Klimek K., 1974b, *The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka Valley (South Poland)*, Geographia Polonica, 28, s. 59–75.
- Klimek K., 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] Kajak Z. (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, PWN, Warszawa–Łódź, s. 97–108.
- Klimek K., 1987, *Vistula river in the eastern part of Oświęcim Basin during the Upper Vistulian and Holocene*, Geographical Studies, IG PAN, Special Issue, 4, s. 13–29.
- Klimek K., 1988, *An early anthropogenic alluviation in the Subcarpathian Oświęcim Basin, Poland*, Bulletin of the Polish Acad. Sc., Earth Sciences, 36, 2, s. 159–169.
- Klimek K., 1991, *Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie*, [w:] Dynowska I., Maciejewski M. (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. I, s. 231–259.
- Klimek K., Łanczont M., Nogaj-Chachaj J., 2006, *Historical deforestation as a course of alluviation in small valleys, Subcarpathian loess plateau, Poland*, Regional Environmental Change, 6, s. 52–61.
- Klimek K., Starkel L., 1974, *History and actual tendency of flood-plain development at the border of the Polish Carpathians*, [w:] Report of IGU Commission on Present-day Geomorph Processes, Nachrichten Akademie Göttingen, s. 185–196.
- Klimek K., Starkel L. (red.), 1980, *Vertical zonality in the Southern Khangai Mountains (Mongolia)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 136.
- Kłapa M., 1980, *Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 4, s. 1–54.
- Kończak P., 2011, *12 millennia of climatic and human induced vegetation changes in the lower San valley near Jarosław (SE Poland) in the light of pollen analysis*, Studia Quaternaria, 28, s. 25–39.
- Kopacz M., 2003, *Wody powierzchniowe potoków karpackich w warunkach zmian strukturalno-środowiskowych*, Wyd. IMUZ, Falenty–Kraków.
- Kopeć S., 1999, *Rolnictwo Karpat Zachodnich na przykładzie Beskidu Wyspowego i Żywieckiego*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN, 45, s. 73–82.
- Koperowa W., Starkel L., 1972, *The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the eastern part of the Doły Jasielsko-Sanoćkie*, Excursion Guide-Book, Symposium of INQUA Commission on the Holocene, Part I, s. 34–38.
- Köppen W., 1923, *Die Klimate der Erde, Grundriss der Klimakunde*, De Gruyter, Berlin.

- Korpak J., Krzemień K., Radecki-Pawlik A., 2008, *Wpływ budowy regulacyjnych i poboru rumowiska na koryta rzek i potoków górskich – wybrane przykłady z rzek karpackich*, Gospodarka Wodna, 7, s. 274–281.
- Korup O., Densmore A.L., Schlunegger F., 2010, *The role of landslides in mountain range evolution*, Geomorphology, 120, 1/2, s. 77–90.
- Korup O., Görüm T., Hayakawa Y., 2012, *Without power? Landslide inventories in the face of climatic change*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 1, s. 92–99.
- Kostienko N.P., 1960, *Izmierenie naklonow zemnoj powierzchni i sejsmicznosti na primiere gornych stran juga Sredniej Azii*, Biulleten Sowieszczanja po sejsmologii, 8, s. 150–156.
- Kostienko N.P., 1962, *Samyje charakternyje neotektoniczeskije jawlenija Hisar-Alay Pamir i Tadżyckoj, Tadżykiskij Uniwiersitet Duszanbe*, Materiały Sowieszczanja, s. 113–136.
- Kostuch R., Kopeć S., 1980, *Znaczenie trwałych użytków zielonych w gospodarce wodnej gór*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 235, s. 165–175.
- Kotarba A., 1984, *Elevation differentiation of slope geomorphic processes in the Polish Tatra Mts.*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 18, s. 117–133.
- Kotarba A., 1986, *Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, Przegląd Geograficzny, 58, z. 1–2, s. 119–129.
- Kotarba A., 1988, *Tendencies of debris slope evolution in the High Tatra Mountains*, Geographia Polonica, 55, s. 83–90.
- Kotarba A., 1989, *On the age of debris flows in the Tatra Mountains*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 23, s. 139–152.
- Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 27, Nauki Mat.-Przyr., 92, Toruń, s. 21–34.
- Kotarba A., 1997, *Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains*, Permafrost and Periglacial Processes, 8, 2, s. 191–204.
- Kotarba A., 1999, *Geomorphic effects of catastrophic summer flood in the Polish Tatra Mountains*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 33, s. 101–115.
- Kotarba A., 2004, *Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej*, Prace Geograficzne IGIPZ PAN, 197, s. 9–55.
- Kotarba A., 2006, *The Little Ice Age in the High Tatra Mountains*, Studia Quaternaria, 23, s. 47–53.
- Kotarba A., 2007, *Extreme geomorphic events in the High Tatras during the Little Ice Age*, [in:] *Du continent an bassin versant. Theories et pratiques en géographie physique*, Presse Univ. Blaise-Pascal, Clermont-Ferrand, s. 325–334.
- Kotarba A., Baumgart-Kotarba M., 1997, *Holocene debris-flow activity in the light of lacustrine sediment studies in the High Tatra Mountains, Poland*, Paläoklimaforschung, 19, Special Issue ESF Project, European Palaeoclimate and Man 12, G. Fischer Verlag, s. 147–158.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geographical Studies, Institute of Geography, Special Issue, 3.
- Kotarba A., Migoń P., 2010, *Góry wysokie, a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa*, Czasopismo Geograficzne, 81, 1–2, s. 3–20.
- Kotlyakov V.M. (red.), 2006, *Glaciation of the Northern and Central Eurasia in the present-day period*, Nauka, Moskwa.
- Koutaniemi L., 1979, *Outline of the development of relief in the Oulanka river valley, north-eastern Finland*, Acta Univ. Oulensis, 82, Geologica 3, s. 29–30.
- Kovač M., Kral J., Marton E., Plasienska D., Uher P., 1994, *Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data*, Geologica Carpathica, 45, s. 88–96.
- Kowalkowski A., 1990, *Evolution of Holocene soils in Poland*, Quaestiones Geographicae, 11/12, s. 93–120.
- Kowalkowski A., Pękala K., Starkel L., 1977, *The role of climate and man's interference in shaping the relief and soils of the southern slope of the Khangai Mountains*, Folia Quaternaria, 49, s. 115–144.
- Kowalkowski A., Starkel L., 1984, *Altitudinal belts of geomorphic processes in the Southern Khangai Mts. (Mongolia)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 18, s. 95–115.
- Kozak J., 2005, *Zmiany powierzchni lasów w Karpatach Polskich na tle innych gór świata*, Wyd. UJ, Kraków.

- Kozarski S., Rotnicki K., 1977, *Valley floors and changes of river channel pattern in the North Polish Plain during the Late Würm and Holocene*, *Quaestiones Geographicae*, 4, s. 51–93.
- Kral F., 1972, *Zur Vegetationsgeschichte der Höhenstufen im Dachsteingebiet*, *Berichte Deutschen Botanischen Gesellschaft*, 85, 1–4, s. 137–151.
- Krapiec M., 1992, *Skale dendrochronologiczne późnego holocenu południowej i centralnej Polski*, *Kwartalnik AGH, Geologia*, 18, 3, s. 37–119.
- Krapiec M., 1996, *Dendrochronology of “black oaks” from river valleys in Southern Poland*, [w:] *Hydrological changes of valley floor in the upper Vistula basin during late Vistulian and Holocene*, *Geogr. Studies, Special Issue*, 9, s. 61–78.
- Krapiec M., 1998, *Oak dendrochronology of the Neoholocene in Poland*, *Folia Quaternaria*, 69, s. 5–134.
- Križek M., Tremel V., Engel Z., 2010, *Czy najwyższe partie Sudetów powyżej górnej granicy lasu są domeną peryglacjalną?*, *Czasopismo Geograficzne*, 81, 1–2, s. 75–102.
- Kroczyk R., 2010, *Geomorfologiczne i hydrologiczne skutki funkcjonowania dróg polnych na Pogórzu Ciężkowickim*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 225.
- Kruk J., 1980, *Gospodarka w Polsce południowo-wschodniej w V–III tysiącleciu p.n.e.*, IHKM PAN, Ossolineum, Wrocław.
- Krzemień K., 1999, *Structure and dynamics of the high-mountain channel of river in the Ortler-Cevedale massiv (South Tirol)*, *Prace Geograficzne IG UJ, Kraków*, 104, s. 41–55.
- Krzyszkowski D., Pijet E., 1993, *Morfologiczne i geologiczne efekty ruchów neotektonicznych na sudeckim uskoku brzeźnym w północno-wschodniej części Gór Sowich w Sudetach Środkowych*, *Folia Quaternaria*, 64, s. 83–100.
- Kuhle M., 1988, *Geomorphological findings on the build-up of Pleistocene glaciation in Southern Tibet and the problem of inland ice*, *Geojournal*, 17, s. 457–512.
- Kukulak J., 1993, *Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie zachodniego Podhala*, *Folia Quaternaria*, 64, s. 151–164.
- Kukulak J., 2003, *Impact of mediaeval agriculture on the alluvium in the San river headwaters (Polish Eastern Carpathians)*, *Catena*, 51, s. 255–266.
- Kukulak J., 2004, *Neotectonics and planation surfaces in the High Bieszczady Mountains (Outer Carpathians, Poland)*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, s. 339–350.
- Kundzewicz Z., 2011, *Zmiany klimatu i ich skutki – obserwacje i projekcje*, *Landform Analysis*, 15, s. 39–50.
- Kuśmierk J., Magiera J., 1993, *Neotektoniczna interpretacja podłużnych profili teras środkowych części dolin Wisłoka i Jasiołki w Karpatach Zewnętrznych*, *Folia Quaternaria*, 64, s. 137–150.
- Kvitkovič J., 1993, *Intenzita vertikálnych tektonických pohybov zemskej kory v Nizinach Slovenska v holocene*, *Geografický časopis*, 45, 2–3, s. 213–232.
- Lach J., Wyżga B., 2002, *Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka river, Southern Poland, subsequent to the reforestation of its catchment*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, s. 445–462.
- Lamb H.H., 1967, *Britains changing climate*, *Geographical Journal*, 133, s. 445–468.
- Latocha A., 2007, *Przemiany środowiska przyrodniczego w Sudetach Wschodnich*, *Studia Geograficzne, Uniw. Wrocławski*, 80.
- Leopold L.B., Wolman M.G., Miller J.P., 1964, *Fluvial processes in Geomorphology*, Freeman and Co., San Francisco–London.
- Libelt P., 1988, *Warunki i przebieg sedimentacji osadów postglacjalnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie Kotła Starorobociańskiego*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 22, s. 63–82.
- Lilienberg D.A., 1962, *Rielief jużnogo skłona wostocznoj czasti Bołszego Kawkaza*, *Institut Geografii Akad. Nauk. SSSR, Moskwa*.
- Lilienberg D.A., 1965, *O sowriemiennych dwiżenijach ziemnoj kory w Makedonii*, *Dokłady AN SSSR* 165, 1, s. 159–162.
- Liteanu E., Ghenea C., 1966, *Quaternarul din Romania*, STE, seria H, *Geologia quaternarului*, 1, CG.
- Lożek V., 1975, *Zur Problematik der landschaftsgeschichtlichen Entwicklung in verschiedenen Höhenstufen der Westkarpaten während des Holozäns*, *Biuletyn Geologiczny UW*, 19, Warszawa, s. 79–92.
- Lożek V., 1991, *Palaeogeography of limestone areas*, [w:] Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 413–429.
- Luckman B.H., 2007, *Talus slopes (debris slopes)*, [w:] Elias S.A. (red.), *Encyclopedia of Quaternary Sciences*, vol. 3, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, s. 2242–2249.
- Lwowicz M.I., 1971, *Rieki SSSR*, Moskwa.

- Łajczak A., 1995, *Potential rates of the present-day overbank sedimentation in the Vistula valley at the Carpathians Foreland, Southern Poland*, *Quaestiones Geographicae*, 17/8, 1991/92, s. 41–53.
- Łajczak A., Plit J., Soja R., Starkel L., Warowna J., 2007, *Współczesne przemiany koryta i równiny zalewowej Wisły*, [w:] Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemień K. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Kraków, s. 349–370.
- Łanczont M., 1993, *Warunki akumulacyjne plejstoceńskich utworów lessowych w dolinie Sanu koło Przemyśla*, *Geologia*, 19, 2, s. 75–108.
- Łanczont M., 2001, *Contribution to chronostratigraphy and paleogeography of the Vistulian deposits in river valleys of the Carpathian Foothills near Przemyśl*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, s. 89–100.
- MacDonald D., Crabtree J.R., Wiesinger G., Dax T., Stamon N., Fleury P., Gutierrez Lazpita J., Gibon A., 2000, *Agricultural abandonment in mountain areas of Europa: Environmental consequences and policy response*, *Journal of Environmental Management*, 59, s. 47–69.
- Machnik J., 1993, *Człowiek – rolnik i pasterz wkracza w Karpaty*, *Conference Papers IGIPZ PAN*, 20, Warszawa, s. 49–56.
- Maciejewski M., Ostojki M., Walczykiewicz T. (red.), 2011, *Dorzecze Wisły. Monografia powodzi, maj–czerwiec 2010*, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Macklin M.G., Passmore D.G., 1995, *Pleistocene environmental change in the Guadalope basin, north-east Spain: fluvial and archaeological records*, [w:] Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. (red.), *Mediterranean Quaternary river environments*, Balkema, Rotterdam, s. 103–114.
- Macoun J., 1989, *Kontinentální zalednění y Moravské brány*, *Sborník geologických věd: Antropozoi-kum*, 19, s. 75–104.
- Magny M., 1993, *Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges and their implications for past general circulation pattern*, *The Holocene*, 3, 4, s. 306–313.
- Magny M., 1998, *Reconstruction of Holocene lake-level changes in the French Jura: methods and results*, *Paläoklimaforschung*, 25, Akad. Wissenschaften Mainz, 25, s. 67–86.
- Magny M., Begeot C., Guiot J., Peyron O., 2003, *Contrasting pattern of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases*, *Quaternary Science Reviews*, 22, s. 1589–1596.
- Malarz R., 1983, *Związki rzeźby terenu z litologią na przykładzie wybranych serii fliszowych w dorzeczu Soły*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 16, s. 51–68.
- Malarz R., 1992, *Etap denudacyjny w polskich Karpatach Fliszowych*, *Prace Monograficzne WSP w Krakowie*, 150, s. 1–158.
- Malarz R., Ziętara T., 1975, *On the age of the Beskid planation surface in the Western Beskidy Mts.*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 9, s. 125–133.
- Mamedow A.W., Musejbow M.A., Szirinow H.S., 1966, *Nowejszije tiektoniczeskije dwizenija i ich rol w formirowanii sowremennogo struktornogo plana i rieliefa Kurinskoj Wpadiny*, *Woprosy geomorfologii i lądshaftowiedienija Azierbajdzana*, Ak. Nauk, Baku, s. 96–130.
- Manley G., 1966, *Problems of the climatic optimum – the contribution of glaciology*, *Proceedings of symposium on World Climate from 8000 to B.C.*, Royal Meteorological Society, s. 34–39.
- Manley G., 1974, *Central England temperatures: monthly means 1659–1973*, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 100, s. 389–403.
- Mannion A.M., 1995, *Agricultural and environmental change*, J. Wiley.
- Margielewski W., 2001, *Late Glacial and Holocene climatic changes registered in forms and deposits of the Klakłowo landslide (Beskid Średni range, Outer Carpathians)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 35, s. 63–79.
- Margielewski W., 2006, *Records of the Late Glacial–Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians)*, *Folia Quaternaria*, 76.
- Martinez-Murillo J.F., Nadal-Romero E., Vanmaercke M., Poesen J., 2011, *Scale effects on sediment yield from badland areas in Mediterranean environments*, *Landform Analysis*, 17, s. 105–109.
- Martonne E. de, 1907, *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*, *Annales de Géographie*, 1, s. 1–247.
- Maruszczak H., 1980, *The stratigraphy and chronology of loesses of Vistulian glaciation in Poland*, *Quaternary Studies in Poland*, 2, s. 57–76.
- Marzolf I., Poesen J., Ries J.B., 2011, *Short to medium-term gully development: Human activity and gully erosion*, *Landform Analysis*, 17, s. 111–116.

- Matthews J.A., Ballantyne C.K., Harris Ch., McCarroll D., 1993, *Solifluction and climatic variation in the Holocene: discussion and synthesis*, *Paläoklimaforschung*, 11, Akad. Wissenschaften, Mainz, s. 339–361.
- Mazur E., 1963, *Žilinska Kotlina a prilahle pohoria (geomorphologia a kvarter)*, Slovenská akadémia vied, Bratislava.
- Mazur E., 1965, *Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements*, [w:] Mazur E., Stehlik O. (red.), *Geomorphological problems of Carpathians*, 1, Veda, Bratislava, s. 9–53.
- Mensching H., 1987, *Anthropogenic sedimentological changes during the Holocene in Northern Africa*, *Striae*, 26, Uppsala, s. 35–40.
- Messerli B., Ives J.D. (red.), 1997, *Mountains of the World a global priority*, The Parthenon Publishing Group, New York–London.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A., Starkel L., 2008, *Możliwości rekonstrukcji zdarzeń ekstremalnych na podstawie dużych zbiorów dat ¹⁴C*, *Landform Analysis*, 8, s. 53–55.
- Midriak R., 1972, *Destrukcja pôdy vo vysokohorskej oblasti Belanských Tatier*, *Lesnické studie*, 11–12.
- Midriak R., 1983, *Morfogenéza povrchu vysokých pohorí*, Veda, Bratislava.
- Migoń P., 2011, *Geomorphic diversity of the Sudetes – effects of structure and global changes superimposed*, *Geographia Polonica*, 84, Special Issue, part 2, s. 93–105.
- Minár J., 2005, *Stredohorska roven v Západných Karpátoch ako tektonen: načrt pracovnej hypotézy*, *Geografický časopis*, 55, 2, s. 141–158.
- Minár J., Bielik M., Kováč M., Plašienka D., Barka J., Stankoviansky M., Zeyen H., 2011, *New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: An approach intergrating geodynamics into targeted morphometric analysis*, *Tectonophysics*, 502, s. 158–174.
- Minár J., Bizubova M., Gallay M., 2004, *General aspects of denudation chronology of the West Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 38, s. 5–22.
- Mojski J.E., 2005, *Ziemia polskie w czwartorzędzie*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mol J., Vandenberghe J., Kasse C., 2000, *River response to variations of periglacial climate in mid-latitude Europe*, *Geomorphology*, 33, s. 131–148.
- Moore P.D., 1991, *Holocene paludification and hydrological changes as climate proxy data in Europe*, [w:] Frenzel B. (red.), *Paläoklimaforschung*, Spec. Issue ESF Project, European Palaeoclimate and Man 6, s. 255–269.
- Moretti S., Rodolfi G., 2000, *A typical “calanchi” landscape on the Eastern Apennine margin (Atri, Central Italy): geomorphological features and evolution*, *Catena*, 40, 2, s. 217–228.
- Mortensen H., 1958, *Die mittelalterliche deutsche Kulturlandschaft und ihr Verhältnis zur Gegenwart*, Deutsche Geographentag, Würzburg, Tagungsberichte u. Wissenschaftliche Abhandlungen, Wiesbaden, s. 361–374.
- Moya J., Vilaplana J.M., Corominas J., 1997, *Late Quaternary and historical landslides in the South-Eastern Pyrenees*, *Palaeoclimate Research*, 19, s. 55–73.
- Mrozek T., Rączkowski W., Limanówka D., 2000, *Recent landslides and triggering climatic conditions in Laskowa and Pleśna regions, Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 34, s. 89–111.
- Mrozek T., Wójcik A., Rączkowski W., Nieścieruk P., Zimnal Z., Gil E., Bochenek W., Zabuski L., 2005, *Osuwiska okolic Szymbarku, aplikacyjne aspekty projektu ALARM*, [w:] Kotarba A., Rączkowska Z. (red.), *Wybrane problemy geomorfologii Karpat fliszowych*, VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, s. 62–68.
- Mukhopadhyay S.C., 1982, *The Tista Basin. A study in fluvial geomorphology*, Bagchi and Company, Calcutta–New Delhi.
- Muratow W.M., 1962, *O koswiennych śladach posledniego oledienija w rieliefie gornoj czasti siewierozapadnego Kawkaza*, *Izwestija Ak. Nauk SSSR*, s. Geogr. 3, s. 79–82.
- Muratow W.M., Lilienberg D.A., 1967, *Wyrhu niakoj wyprosoty ot geomorfologiaty na sewerozapaden Kawkaz*, *Izwestija na Bylgarsko Geograficko Drużstwo*, Sofija 7, s. 53–70.
- Nachlik E., Wit M., 1998, *Możliwości i efekty realizacji polderów zalewowych dla wspomaganie ochrony Krakowa przed powodzią*, [w:] Starkel L., Grela J. (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konferencja Naukowa PAN, Kraków, s. 277–282.
- Nador A., Lantos M., Toth-Makk A., Themo-Bozso E., 2003, *Milankovitch – scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2.6 Ma, Pannonian Basin, Hungary*, *Quaternary Science Reviews*, 22, s. 2157–2175.

- Naef F., 2002, *How often do extreme events occur?*, [w:] Snorrason A., Finnsdottir H.P., Moss M.E. (red.), *The extreme of the extremes: extraordinary floods*, IAHS Publ., No. 271, s. 65–70.
- Nakata T., 1972, *Geomorphic history and crustal movements of the Foot-hills of the Himalayas*, The Science Reports of the Tohoku University, VII series, Geography 22, 1, Sendai, s. 39–177.
- Nakata T., 1982, *Active faults along the foot-hills of the Darjeeling Himalayas*, [w:] *The Region: its cultural and physical aspects*, Fukutake, Tokyo, s. 448–463.
- Nesje A., 1993, *Neoglacial gelifluction in the Jostedalbreen region, western Norway: evidence from dated buried soils*, Paläoklimaforschung, 11, Mainz, s. 37–47.
- Nesje A., Krammé M., Rye N., 1989, *Neoglacial gelifluction in the Jostedalbreen region, Western Norway: evidence from dated buried palaeopodsols*, Earth Surface Processes and Landforms, 14, s. 259–270.
- Niculescu G., 1963, *Terasele Teleajenului in zona subcarpatica cu privire speciale asupra miscarilor neotectonice quaternare*, Probleme di Geografie, 9, s. 57–83.
- Niculescu G., 1965, *Munții Godeanu, studial geomorfologica*, Institutul de Geografie, București.
- Niedziałkowska E., Gilot E., Pazdur M., Szczepanek K., 1985, *The evolution of the Upper Vistula valley in the region of Drogomyśl in the upper Vistulian and Holocene*, Folia Quaternaria, 56, s. 101–132.
- Niedziałkowska E., Skubisz A., Starkel L., 1977, *Lithology of the Eo- and Mesoholocene alluvia in Podgórze upon Wisłoka river*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, s. 89–100.
- Niedziałkowska E., Szczepanek K., 1994, *Utwory pyłowe vistuliańskiego stożka Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 27, s. 29–44.
- Niemirowski M., 1974, *The dynamics of contemporary river beds in the mountain streams*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 34.
- Obrebska-Starkel B., 1970, *Über die thermische Temperaturschichtung in Bergtälern*, Acta Climatologica, 9, 1–4, s. 33–47.
- Obrebska-Starkel B., 1973, *Stosunki mezo- i mikroklimatyczne Szymbarku*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 5, s. 1–123.
- Obrebska-Starkel B., Bednarz Z., Niedźwiedz T., Trepínska J., 1994, *Klimat Karpat w okresie globalnego ocieplenia i prognozowane zmiany gospodarcze*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 37, s. 13–38.
- Obrebska-Starkel B., Bednarz Z., Niedźwiedz T., Trepínska J., 1995, *On the trends of the climate changes in the higher parts of the Carpathian mountains*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne 98, s. 123–151.
- Obrebska-Starkel B., Starkel L., 1991, *Efekt cieplarniany a globalne zmiany środowiska przyrodniczego*, Zeszyty IGiPZ PAN, 4, s. 1–71.
- Obrebska-Starkel B., Starkel L., 2005, *Geomorfologiczne skutki uwarunkowania granicy rolno-leśnej w polskich Karpatach*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 51, s. 11–16.
- Oldfield F., Dearing J.A., 2003, *The role of human activities in past environmental change*, [w:] Alverson K.D., Bradley R.S., Pedersen T.F. (red.), *Paleoclimate, global change and the future*, The IGCB Series, Springer, s. 143–162.
- Opolski Z., 1934, *Najmłodsze ruchy tangencjalne i małopromienne w polskich Karpatach*, [w:] *Zbiór prac poświęconych E. Romerowi*, Polskie Towarzystwo Geograficzne, Lwów, s. 206–228.
- Osterkamp W.R., Hupp C.R., Stoffel M., 2012, *The interactions between vegetation and erosion: new directions for research at the interface of ecology and geomorphology*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 1, s. 23–36.
- Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk L., Peryt T., 2005, *Carpathian foredeep basin (Poland and Ukraine): its sedimentary, structural and geodynamic evolution*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 84, s. 1–58.
- Pacyna A., 1980, *Piętra roślinne dorzecza Sugnugurin-goł*, Prace Geograficzne WSP Kraków, s. 121–130.
- Paepe R., Hatziotis M.E., Van Everloop E., 1987, *Anthropogenic sediments and the dating of climate and its periodicities in historical Greece*, [w:] Starkel L. (red.), *Anthropogenic sedimentological changes during the Holocene*, Striae, 26, Uppsala, s. 31–34.
- Panek T., Silhan K., Taborik P., Hradecky J., Smolkova V., Lenart J., 2011, *Catastrophic slope failure and its origins: case of the May 2010 Girova Mountain long-runout rockslide (Czech Republic)*, Geomorphology, 130, s. 352–364.
- Panizza M., 2011, *The Dolomites and their geomorphodiversity*, Geographia Polonica, 84, Special Issue, part 2, s. 107–115.

- Panizza M., Pasuto A., Silvano S., Soldati M., 1997, *Landsliding during the Holocene in the Cortina d'Ampezzo regions, Italian Dolomites*, Paläoklimaforschung, 19, Akademie der Wissenschaften, Mainz, s. 17–31.
- Parde A., 1955, *Fleuves et rivières*, Colin, Paris.
- Parry M.L., 1975, *Secular climatic change and marginal agriculture*, Transactions of Institute of British Geographers, 64, s. 1–13.
- Patkowski B., 2002, *Rola ekstremalnych wezbrań w kształtowaniu koryta Uszwicy (na przykładzie powodzi w latach 1997–1998)*, Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej, Kielce, s. 139–152.
- Patzelt G., 1977, *Der zeitliche Ablauf und das Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Alpen*, [w:] Frenzel B. (red.), *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Tirol*, Veröff. des Museum Ferdinandeum, 67, s. 93–123.
- Paulissen E., Vermeersch P.M., 1987, *Le comportement des grand fleuves alloènes: l'exemple du Nil Saharien au Quaternaire supérieur*, Bulletin Soc. Geol. France, 5, 1, s. 73–83.
- Pazdur A., Goslar T., Gradziński M., Hercman H., 1999, *Zapis zmian hydrologicznych i klimatycznych w obszarach krasowych Polski Południowej na podstawie badań izotopowych*, [w:] Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W., Starkel L. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, Instytut Fizyki Politechniki Śląskiej, Gliwice, s. 157–177.
- Pazdur A., Pazdur M., Starkel L., Szulc J., 1988, *Stable isotopes of the Holocene calcareous tufa in Southern Poland as paleoclimatic indicators*, Quaternary Research, 30, 2, s. 177–189.
- Pecsi M., 1975, *Geomorphological evolution of the Buda Highland*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 9, s. 37–52.
- Pellegrini G.B., Surian N., Albanese D., 2006, *Landslide activity in response to alpine deglaciation: the case of the Belluno Prealps (Italy)*, Geogr. Fisica Dinamica Quaternaria, 29, s. 185–196.
- Penck W., 1924, *Die morphologische Analyse*, Stuttgart.
- Penck A., Brückner E., 1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig.
- Petrequin P., 1997, *Management of architectural woods and variations in population density in the fourth and third millennia BC, Lakes Chalain and Clairvaux, June, France*, Journal of Anthropological Archeology, 15, s. 1–19.
- Pękala K., 1968, *Ewolucja reliktów rzeźby neogeńskiej w strefie wododzielnej (na przykładzie okolic Cisowej – Karpaty Wschodnie)*, Biul. Lubelskiego Tow. Nauk., Geografia, 9, 7–8, s. 65–70.
- Pękala K., 1980, *Periglacial phenomena in the Baga-Khentei Mountain Range*, Bulletin Acad. Pol. Sciences, Serie Sci. Terre, 28, 2–3, s. 131–138.
- Pękala K., Repelewska-Pękalowa J., 1993, *Solifluction and retreat slope processes in the mountains of Central Asia (Mongolia)*, Paläoklimaforschung, 11, Akad. der Wissenschaften, Mainz, s. 87–101.
- Pękala K., Ziętara T., 1980a, *Piętrowość współczesnych procesów geomorfologicznych w dorzeczu Sugnugurin-goł*, Prace Geograficzne WSP, VIII, Kraków, s. 131–152.
- Pękala K., Ziętara T., 1980b, *Procesy mrozowe w dnach dolin dorzecza Sugnugurin-goł*, Prace Geograficzne WSP, VIII, Kraków, s. 83–94.
- Pfister C., 1988, *Klimageschichte der Schweiz 1529–1860. Das Klima der Schweiz von 1525–1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft*, P. Haupt, Bern–Stuttgart.
- Phillips J.D., 1996, *Deterministic complexity, explanation and predictability in geomorphic systems*, [w:] Rhoads B.L. i Thorn C.E. (red.), *The scientific nature of geomorphology*, J. Wiley, s. 315–335.
- Pietrzak M., 2002, *Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków.
- Placek A., 2011, *Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle wyników pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości*, Rozprawy Naukowe Inst. Geografii i Rozwoju Regionalnego, Univ. Wrocławski, 16.
- Pohl J., 1978, *Związki rolniczego użytkowania ziemi ze środowiskiem przyrodniczym we wschodniej części Karpat*, Prace Geograficzne IGIPZ PAN, 125, s. 123–143.
- Popoj V., 1964, *Nabliżenie jarku śnieżnika w circusu Golemija Kazan w Pirin planina*, Izwestija na Geografski Institut BAN, 8, s. 198–205.
- Porter S.C., Orombelli G., 1981, *Alpine rockfall hazards*, American Scientist, 69, 1, s. 67–75.
- Poser H. (red.), 1977, *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, Abhandlungen Akad. Wissenschaften, Göttingen, Math.-Physic. kl. 3, Folge, 31.

- Prokop P., 2005, *Natural hazards and anthropogenic impact on environment in a tropical mountain catchment. Meghalaya Hills, India*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 39, s. 95–113.
- Prokop P., 2007, *Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 210.
- Prokop P., 2010, *Erozja gleb pod różnymi systemami upraw o klimacie monsunowym Wyżyny Meghalaya (Indie) i zapis ich skutków w pokrywach stokowych*, *Prace i Studia Geograficzne UW*, 45, s. 49–66.
- Prokop P., 2013, *Wpływ człowieka na środowisko przyrodnicze w klimacie monsunowym północno-wschodnich Indii*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 237.
- Prokop P., Bhattacharya A., 2011, *Environmental response to human impact on the Meghalaya Plateau (NE India) during the last 2500 years BP*, *IAG Regional Conference: Geomorphology for human adaptation to changing tropical environment, Addis Abeba, Abstract Volume*, s. 126.
- Punzet J., 1991, *Przepływy charakterystyczne*, [w:] Dynowska J., Maciejewski M., *Dorzecze górnej Wiśły*, cz. I, PWN, Warszawa–Kraków, s. 167–253.
- Radwański K., 1972, *Stosunki wodne wczesnośredniowiecznego okołu w Krakowie, ich wpływ na topografię osadnictwa, próby powiązania tych zjawisk ze zmianami klimatycznymi*, *Materiały Archeologiczne*, 13, s. 5–40.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, *Late glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. (Polish Eastern Carpathians)*, *Acta Palaeobotanica*, 20, s. 1–202.
- Ralska Jasiewiczowa M., Latałowa M., 1996, *Poland*, [w:] Berglund B.E., Birks H.J., Ralska-Jasiewiczowa M., Wright H.E. (red.), *Paleoecological events during the last 15000 years*, J. Wiley, Chichester, s. 403–472.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1975, *The basic problems of palaeogeography of the Holocene in the Polish Carpathians*, *Biuletyn Geologiczny*, 19, s. 27–44.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1988, *Record of the hydrological changes during the Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland*, *Folia Quaternaria*, 57, s. 91–127.
- Ramakrishnan P.S., 1992, *Shifting agriculture and sustainable development. An interdisciplinary study from North-Eastern India*, UNESCO-MAB series, Parthenon Publications, Paris.
- Ramakrishnan P.S., Ram S.C., 1988, *Vegetation, biomass and productivity of several grassland at Cherapunji in North-East India*, *Vegetatio*, 84, s. 47–53.
- Rapp A., 1960, *Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia*, *Geografiska Annaler*, 42, 2–3.
- Rapp A., 1967, *Pleistocene activity and Holocene stability of hillslopes with examples from Scandinavia and Pennsylvania*, *Symposium Internat. de Geomorphologie, Liege-Louvain*, vol. 1, s. 229–244.
- Rathjens C., 1982, *Geographie des Hochgebirges, 1. Der Naturraum*, Teubner Studienbücher Geographie, Stuttgart.
- Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 212.
- Rączkowski W., 2007, *Landslide hazards in the Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 41, s. 61–76.
- Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activity of landsliding in the Polish Flysch Carpathians at the end of 20-th century*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36, s. 91–101.
- Reniger A., 1955, *Spyły gleb na uprawianych zboczach*, *Roczniki Nauk Rolniczych*, 71, seria F-1, s. 21–44.
- Renwick W.H., 1992, *Equilibrium, disequilibrium and nonequilibrium landforms in the landscape*, *Geomorphology*, 5, s. 265–276.
- Richter G., 1965, *Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland*, *Forschungen zur Deutschen Landeskunde*, 152.
- Roberts N., 1989, *The Holocene, an environmental history*, Basil Blackwell, Oxford.
- Rodolfi G., 1997, *Holocene mass movement activity in the Tosco-Romagnolo Apennines (Italy)*, *Paläoklimaforschung*, 19, Akademie der Wissenschaften, Mainz, s. 33–46.
- Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuła W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008, *Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich*, [w:] Starkel L., Kostrzewski A., Kotarba A., Krzemię K. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Kraków, s. 165–228.
- Rodzik J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998, *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*, *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN*, 11, s. 45–68.

- Romero Diaz A., Alonso Sarria F., Sanchez Soriano A., Ruiz Sinoga J.D., 2011, *Land use changes and development of piping and gullies in South – east Spain*, Landform Analysis, 17, s. 33–37.
- Romero Diaz A., Marin Sanleandro P., Sanchez Soriano A., Belmonte Serrato F., Faulkner H., 2007, *The causes of piping in a set of abandoned agricultura terraces in southeast Spain*, Catena, 69, s. 282–293.
- Rosenfeld Ch.L., 2003, *Geomorphological hazards*, [w:] Goudie A.S. (red.), *Encyclopedia of geomorphology*, Routledge, London, s. 423–427.
- Röthlisberger F., 1986, *10 000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*, Aarau, Verlag Sauerländer.
- Rotnicki K., 1987, *Main phases of erosion and accumulation in the middle and lower Prosna valley in the last glacial-interglacial cycle*, Geographia Polonica, 53, s. 53–65.
- Rudoy A.N., Baker V.R., 1993, *Sedimentary effects of cataclysmic late Pleistocene glacial outburst flooding. Altay Mountains, Siberia*, Sedimentary Geology, 85, s. 53–62.
- Rutkowski J., 1997, *Przekształcenie wąwozów*, [w:] Starkel L. (red.), *Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 8, s. 86–92.
- Sawicki L., 1909, *O młodszym ruchach górotwórczych w Karpatach*, Kosmos, 34 (5–6), s. 361–400.
- Sawicki L., 1917, *Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 roku w Galicyi zachodniej*, Rozpr. Wydz. Mat.-Przyrodniczego PAU, 3, 13, dz. A., s. 227–313.
- Schirmer W., 1983, *Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm*, Geologisches Jahrbuch, A 71, s. 11–43.
- Schirmer W., 1995, *Valley bottoms in the Late Quaternary*, [w:] Hagedorn J. (red.), *Late Quaternary and present-day fluvial processes in Central Europe*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd., 100, s. 27–51.
- Schreiber U., 1985, *Das Lechtal zwischen Schongau und Rain im Hoch-, Spät- und Postglazial*, Geologisches Institut Universität Köln, Sonderveroeffentlichungen, 58, s. 1–192.
- Schumm S., 1977, *The fluvial system*, Wiley-Interscience Publ., New York.
- Selby M.J., 1974, *Dominant geomorphic events in landform evolution*, Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 9, s. 85–89.
- Selby M.J., 1988, *Landforms and denudation of the High Himalaya of Nepal: results of continental collision*, Zeitschrift für Geomorphologie W.F., Suppl.-Band, 69, s. 133–152.
- Sen S., 1968, *Major changes in river courses in recent history*, [w:] Mountains and rivers of India IGU Congress, Calcutta, s. 211–220.
- Serebryanny L.R., Gravis G.F., 1993, *Solifluction in northern Eurasia: a review*, Paläoklimaforschung, 11, Akademie der Wissenschaften, Mainz, s. 103–121.
- Shahgodanova M., 2002, *The physical geography of Northern Eurasia*, Oxford University Press.
- Shi V., Zheng B., Li S., 1992, *Last glaciation and maximum glaciation in the Qinghai – Xizang (Tibet) Plateau: a controversy to M. Kuhles ice sheet hypothesis*, Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Band, 84, s. 19–35.
- Shroeder J.F., Bishop M.P., 1998, *Mass movements in the Himalaya: new insights and research directions*, Geomorphology, 26, 1–3, s. 13–36.
- Simonow J.G., 1972, *Regionalnyj geomorfologiczeskij analiz*, Izdatielstwo Moskowskogo Uniwiersiteta.
- Singh J.B. (red.), 1992, *Gangetic Plain: Terra incognita*, Proceedings of the workshop organised by Dept. of Geomorphology, Lucknow University.
- Singh S., Syiemlieh H., 2011, *Prediction of runoff in the Um-U-Lah catchment of extremely humid area of Cherrapunji, India*, Geographia Polonica, 84, Special Issue, part 2, s. 127–140.
- Sissons J.B., 1977, *The Loch Lomond readvance in the Northern Mainland of Scotland*, [w:] Gray J.M., Lowe J.J. (red.), *Studies in the Scottish Lateglacial Environment*, Pergamon Press, Oxford, s. 45–60.
- Skorodumow A.S., 1973, *Erozja poczw i produktywnost sielskowo chozajstwa*, Kiew.
- Ślupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 2.
- Ślupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 142.
- Sobolewska M., Starkel L., Środoń A., 1964, *Młodoplejstocieńskie osady z florą kopalną w Wadowicach*, Folia Quaternaria, 16, s. 1–60.
- Soergel W., 1921, *Die Ursachen der diluvialen Aufschotterung und Erosion*, Berlin, s. 1–74.
- Soja R., 1977, *Deepening of channel in the light of the cross profile analysis*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, s. 127–138.

- Soja R., Mrozek T., 1990, *Hydrological characteristics of the Vistula river*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part 3, Geograph. Studies, Special Issue, 5, s. 45–62.
- Soja R., Prokop P., 1996, *Drogi jako element antropogenicznego przekształcania środowiska*, [w:] Soja R., Prokop P. (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, s. 91–98.
- Soja R., Starkel L., 2007, *Extreme rainfalls in Eastern Himalaya and southern slope of Meghalaya Plateau and their geomorphological impacts*, *Geomorphology*, 84, s. 170–180.
- Sokołowski M., 1928, *O górnej granicy lasu w Tatrach*, Kraków.
- Sokołowski T., Wasylikowa K., 1984, *Utwory czwartorzędowe den dolin Wisły i Wilgi w rejonie Ludwinowa*, [w:] *Holocen okolic Krakowa*, Materiały Sympozjum, wrzesień 1984, Wydawnictwo AGH, Kraków, s. 29–34.
- Soldati M., Borgatti L., 2009, *Palaeoclimatic significance of Holocene slope instability in the Dolomites (Italy)*, *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 32, s. 83–88.
- Soldati M., Corsini A., Pasuto A., 2004, *Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Lateglacial*, *Catena*, 55 (2), s. 141–161.
- Sonstegaard E., Mangerud J., 1977, *Stratigraphy and dating of Holocene gully sediments in Os, Western Norway*, *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 57, s. 313–346.
- Sorriso-Valvo M., 1989, *Studies of high magnitude geomorphic processes in Southern Italy and Algeria*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 23, s. 23–38.
- Spurk M., Leuschner H.H., Baillie M.G.L., Briffa K.R., Friedrich M., 2002, *Depositional frequency of German subfossil oak: climatically and non-climatically induced fluctuations in the Holocene*, *The Holocene*, 12, 6, s. 707–715.
- Stankoviansky M., 2003, *Historical evolution of permanent gullies in the Myjava Hill Land*, *Catena*, 51, s. 223–239.
- Starkel L., 1954, *Znaczenie mapy geomorfologicznej dla rolnictwa*, *Przegląd Geograficzny*, 33, 34, s. 198–212.
- Starkel L., 1959, *Development of the relief of the Polish Carpathians in the Holocene*, *Przegląd Geograficzny*, 31, Suppl., s. 121–141.
- Starkel L., 1960a, *Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie*, *Prace Geograficzne*, 22, Instytut Geografii PAN, s. 1–239.
- Starkel L., 1960b, *Periglacial covers in the Beskid Wyspowy (Carpathians)*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 8, s. 155–169.
- Starkel L., 1960c, *Zagadnienie północnej granicy regionu karpackiego*, *Acta Archaeologica Carpathica*, 2, 1–2, s. 219–224.
- Starkel L., 1962, *Szczegółowa mapa geomorfologiczna ark. Lesko, 1 : 50 000*, Instytut Geografii IG PAN, Warszawa.
- Starkel L., 1963, *Stand der Forschungen über morphogenetische Prozesse in den Karpathen während des Quartärs*, *Nachrichten Akademie Wissenschaften, Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 10, s. 139–161.
- Starkel L., 1964, *Chronology of denudation processes in the last glacial period in the Flysch Carpathians*, *Geographia Polonica*, 2, s. 61–67.
- Starkel L., 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich*, *Prace Instytutu Geografii PAN*, 50.
- Starkel L., 1966, *Post-glacial climate and the modelling of European relief*, *Proceedings of Symposium: World Climate from 8000 to O.B.C.*, London, s. 15–33.
- Starkel L., 1967, *Wisła wśród gór i wyżyn*, [w:] Kolago C. (red.), *Z biegiem Wisły. Przewodnik geologiczno-krajoznawczy*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa, s. 31–159.
- Starkel L., 1968, *Remarques sur l'etagement des processus morphogenetiques dans les Carpates au cours de la derniere glaciation*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 17, s. 205–220.
- Starkel L., 1969a, *L'evolution des versants des Carpates a flysch an Quaternaire*, *Biuletyn Peryglacjalny*, 18, s. 349–379.
- Starkel L., 1969b, *Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 3, s. 61–71.
- Starkel L., 1969c, *Climatic or tectonic adaptation of the relief of young mountains in the Quaternary*, *Geographia Polonica* 17, s. 209–229.
- Starkel L., 1969d, *The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 3, s. 33–44.

- Starkel L., 1972a, *The role of catastrophic rainfall in the shaping of the relief of the lower Himalaya (Darjeeling Hills)*, *Geographia Polonica*, 21, s. 103–160.
- Starkel L., 1972b, *The modelling of monsoon areas of India as related to catastrophic rainfall*, *Geographia Polonica*, 23, s. 151–173.
- Starkel L., 1972c, *Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10, s. 75–150.
- Starkel L., 1972d, *Karpaty Zewnętrzne*, [w:] Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, s. 52–115.
- Starkel L., 1972e, *Kotlina Sandomierska*, [w:] Klimaszewski M. (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN, s. 138–166.
- Starkel L., 1975a, *Soobszczenie o sowniemnom sostojanii isliedowanij razwitia powierchnostiej wyrawniwania w Polskich Karpatach*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 9, s. 75–81.
- Starkel L., 1975b, *Rola typów rzeźby w użytkowaniu ziemi obszarów górskich na przykładzie polskich Karpat*, *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych*, 162, s. 523–525.
- Starkel L., 1976a, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, [w:] Derbyshire E. (red.), *Geomorphology and Climate*, J. Wiley, Chichester, s. 203–246.
- Starkel L., 1976b, *Zagadnienia młodych ruchów tektonicznych w świetle przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski*, *Symposium: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, vol. II, 1975, s. 127–133.
- Starkel L., 1977a, *Paleogeografia holocenu*, PWN, Warszawa.
- Starkel L., 1977b, *The palaeogeography of mid- and east Europe during the last cold stage with west European comparison*, *Philosophical Transactions Royal Society, London, B.*, 280, s. 351–372.
- Starkel L., 1978a, *First stages of relief transformation of the young uplifted mountains*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 12, s. 45–61.
- Starkel L., 1978b, *The features of the past and of the future in the present-day relief of the Polish Flysch Carpathians*, *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung, Festschrift zum 60 Geburtstag von J. Fink*, Hirt, Wien, s. 585–600.
- Starkel L., 1980, *Altitudinal zones in mountains with continental climate*, *Prace Geograficzne IG PAN*, 136, s. 91–96.
- Starkel L., 1983, *The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years*, [w:] Gregory K.J. (red.), *Background to Palaeohydrology*, J. Wiley, s. 213–234.
- Starkel L., 1984, *O młodoczwartorzędowej ewolucji rzeźby Dewińskiej Planiny (Zachodnie Rodopy)*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 17, s. 111–124.
- Starkel L., 1985, *Controversial opinions on the role of tectonic movements and climatic changes in the Quaternary evolution of the Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 19, s. 45–60.
- Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w erozji gleby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, *Czasopismo Geograficzne*, 57, 2, s. 203–213.
- Starkel L., 1987a, *Long-term and short-term rhythmicity in terrestrial landforms and deposits*, [w:] Rampino M.R., Sanders J.E., Newman W.S., Königsson L.K. (red.), *Climate: History Periodicity and Predictability*, Van Nostrand Reinhold, New York, s. 323–332.
- Starkel L., 1987b, *Man as a cause of sedimentologic changes in the Holocene*, *Striae*, 26, Uppsala, s. 5–12.
- Starkel L., 1987c, *Anthropogenic sedimentological changes in Central Europe*, *Striae*, 26, Uppsala, s. 21–29.
- Starkel L., 1987d, *The role of the inherited forms in the present-day relief of the Polish Carpathians*, [w:] Gardiner V. (red.), *International Geomorphology 1986*, part 2, J. Wiley, Chichester, s. 1030–1045.
- Starkel L., 1988, *Stratigraphy of the periglacial zone in Poland during the maximum advance of the Vistulian ice sheet*, *Geographia Polonica*, 55, s. 151–163.
- Starkel L., 1989a, *Global palaeohydrology*, *Quaternary International*, 2, s. 25–33.
- Starkel L., 1989b, *Valley floor evolution in the marginal area of the Himalaya Mountains and the Khasi-Jaintia Plateau*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, 76, s. 1–8.
- Starkel L., 1990a, *Fluvial environment as an expression of geoeological changes*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, 79, 13, s. 133–152.
- Starkel L., 1990b, *Zróżnicowanie przestrzenne środowiska Karpat i potrzeby zmian w użytkowaniu ziemi*, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 30, s. 11–30.

- Starkel L., 1991a, *The Vistula river valley: a case study for Central Europe*, [w:] Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 171–188.
- Starkel L., 1991b, *Environmental changes at the Younger Dryas – Preboreal transition and during the early Holocene: some distinctive aspects in central Europe*, *The Holocene*, 1, 3, s. 234–242.
- Starkel L., 1991c, *Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone*, [w:] Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 473–495.
- Starkel L., 1992a, *The feedback mechanisms between the environmental systems and the behaviour of prehistoric man*, *Paläoklimaforschung*, 8, s. 25–37.
- Starkel L., 1992b, *Złożoność współczesnej rzeźby gór i wyżyn a rekonstrukcje paleogeomorfologiczne i prognoza zmian*, *Przegląd Geograficzny*, 64, 1–2, s. 87–94.
- Starkel L., 1993, *Late Quaternary continental palaeohydrology as related to future environmental change*, *Global and Planetary Change*, 7, s. 95–108.
- Starkel L., 1994a, *Regularities of mountain geocosystems*, *Prehistoria Alpina-Museo Tridentino di Scienze Naturali*, 28, s. 11–18.
- Starkel L., 1994b, *Odbicie ekstremalnych wezbrań okresu historycznego w osadach rzecznych i stokowych w dorzeczu górnej Wisły*, *Acta Univ. N. Copernici, Geografia*, 27, *Nauki Mat.-Przyr.*, 92, Toruń, s. 13–20.
- Starkel L., 1995a, *New data on the late Vistulian and Holocene evolution of the Wisłoka valley near Debica*, *Geographical Studies IGiPZ PAN, Special Issue*, 8, s. 73–90.
- Starkel L., 1995b, *Palaeohydrology of the temperate zone*, [w:] Gregory K.J., Starkel L., Baker V.R., *Global Continental Palaeohydrology*, J. Wiley, s. 233–257.
- Starkel L., 1995c, *Reconstruction of hydrological changes between 7000 and 3000 BP in the upper and middle Vistula river basin*, *The Holocene*, 5, 1, s. 34–42.
- Starkel L., 1995d, *Evolution of the Carpathian valleys and the Forecarpathian Basins in the Vistulian and Holocene*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 29, s. 5–40.
- Starkel L., 1996a, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30, s. 21–38.
- Starkel L., 1996b, *Present-day formation of the southern part of Meghalaya Plateau*, *Hill Geographer*, vol. 12., 1–2, s. 13–19.
- Starkel L., 1997, *Mass movements during the Holocene: Carpathian example and the European perspective*, *Paläoklimaforschung*, 19, ESF Project, *European Paleoclimate and Man*, 12, s. 385–400.
- Starkel L., 1998a, *Geomorphic response to climate and environmental changes along a Central Asian transect during the Holocene*, *Geomorphology*, 23, s. 293–305.
- Starkel L., 1998b, *Frequency of extreme hydroclimatically – induced events as a key to understanding environmental changes in the Holocene*, [w:] Issar A.S., Brown N. (red.), *Water, environment and society in times of climatic changes*, *Kluwer Academic Publishers*, s. 273–288.
- Starkel L., 1999a, *Space and time scales in geomorphology*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.*, 115, s. 19–33.
- Starkel L., 1999b, *8500–8000 yrs BP humid phase – global or regional?*, *Science Reports of Tohoku University, 7-th Series, Geography*, 49, 2, s. 105–133.
- Starkel L., 1999c, *Regimes of mono- and polizonal large rivers in the Quaternary*, *Boletim Goiano de Geografia, Special Issue*, 19 (1), s. 4–10.
- Starkel L., 2001a, *Historia doliny Wisły (od ostatniego zlodowacenia do dziś)*, *Monografie Geograficzne IGiPZ PAN*, 2.
- Starkel L., 2001b, *Extreme rainfalls and river floods in Europe during the last millennium*, *Geographia Polonica*, 74, s. 69–79.
- Starkel L., 2002a, *Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial system)*, *Quaternary International*, 91, s. 25–32.
- Starkel L., 2002b, *Gospodarowanie zasobami i degradacja środowiska gór świata*, *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 48, s. 7–14.
- Starkel L., 2002c, *Wartości progowe w przekształcaniu systemów naturalnych środowiska przyrodniczego Karpat, Wyżyny Małopolskiej i Kotlin Podkarpackich* [w:] Górka Z., Jelonek A. (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, IGiPZ UJ, Kraków, s. 221–227.
- Starkel L., 2003a, *Climatically controlled terraces in uplifting mountains areas*, *Quaternary Science Reviews*, 22, s. 2189–2198.
- Starkel L., 2003b, *Younger Dryas-Preboreal transition documented in the fluvial environment of Polish rivers*, *Global and Planetary Change*, 35, s. 157–167.

- Starkel L., 2003c, *Clustering of flood events in the context of increased human activity*, [w:] Thorndyrcraft V.R., Benito G., Barbiendos M., Llasat M.C. (red.), *Palaeofloods, historical data and climatic variability: applications in flood risk assessment*, Proceedings of PHEFRA Workshop in Barcelona, October 2002, s. 79–84.
- Starkel L., 2003d, *Are the planation surfaces still existing in the flysch Carpathians*, *Geomorphologia Slovaca*, 1.
- Starkel L., 2003e, *Palaeohydrology of Central Europe*, [w:] Gregory K.J., Benito G., *Palaeohydrology, Understanding Global Change*, J. Wiley, s. 77–104.
- Starkel L., 2003f, *Równoległość badań paleogeograficznych i współczesnych procesów hydro-geomorfologicznych w działalności Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn IGiPZ PAN w Krakowie*, *Przegląd Geograficzny*, 75, 4, s. 623–640.
- Starkel L., 2004a, *A study of the effects of extreme rainfall of July 1998 in the Darjeeling Himalayas*, [w:] Singh S., Sharma H.S., De S.K. (red.), *Geomorphology and Environment*, ACB Publ., Kolkata, s. 28–33.
- Starkel L., 2004b, *Temporal clustering of extreme rainfall events in relief transformation*, *Journal Geological Society of India*, 64, s. 517–523.
- Starkel L., 2005a, *Holocene alluviation in submontane depressions*, *Geographia Fisica e Dinamica Quaternaria*, Suppl., 7, s. 25–31.
- Starkel L., 2005b, *Anthropogenic soil erosion since the Neolithic time in Poland*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl., vol. 139, s. 189–201.
- Starkel L., 2005c, *Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in Central Europe*, *Studia Quaternaria*, 22, s. 27–33.
- Starkel L., 2005d, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacjalne*, *Przegląd Geograficzny*, 77, s. 5–13.
- Starkel L., 2006a, *Clusterings of extreme rainfalls and evolution of fluvial systems in the Holocene*, *Studia Quaternaria*, 23, s. 23–28.
- Starkel L., 2006b, *Problems of Holocene climatostratigraphy on the territory of Poland*, *Studia Quaternaria*, 23, s. 17–21.
- Starkel L., 2006c, *Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40, s. 7–19.
- Starkel L., 2007a, *The diversity of fluvial system response to the Holocene hydrological changes using the Vistula river catchment as an example*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77, s. 193–205.
- Starkel L., 2007b, *The role of climate and human activity in environment changes on the territory of Poland*, *Papers on Global Change IGBP*, Warsaw 14, s. 7–18.
- Starkel L., 2008, *Paleohydrology: the Past as a Basis for Understanding the Present and Predicting the Future*, [w:] Harper D., Zalewski M., Pacini N. (red.), *Ecohydrology: Processes, Models and Case Studies*, CABI, Wallingford, s. 276–302.
- Starkel L., 2010, *Ambootia landslide valley – evolution, relaxation and prediction*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 44, s. 113–133.
- Starkel L., 2011a, *Shifting of climatic-vegetation belts in Eurasian mountains and their expression in slope evolution*, *Geographia Fisica et Dinamica Quaternaria*, 34, s. 33–43.
- Starkel L., 2011b, *Złożoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im*, *Landform Analysis*, 15, s. 65–80.
- Starkel L., 2011c, *Paradoxies in the development of gullies*, *Landform Analysis*, 17, s. 11–13.
- Starkel L., 2012a, *Typy i częstotliwość opadów ulewnych i wozbrań oraz efekty geomorfologiczne w Karpatach i górach klimatu monsunowego*, *Prace i Studia Geograficzne UW*, 49, s. 103–118.
- Starkel L., 2012b, *Searching for regularities of slope modelling by extreme events (diversity of rainfall intensity – duration and physical properties of the substrate)*, *Landform Analysis*, 21, s. 27–34.
- Starkel L. (red.), 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Late Glacial and Holocene*, *Folia Quaternaria*, 53.
- Starkel L. (red.), 1978, *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 125.
- Starkel L. (red.), 1982–1996, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, part I – 1982, part II – 1987, part III – 1990, part IV – 1991, part V – 1995, part VI – 1996, *Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Special Issues* 1, 4, 5, 6, 8, 9.
- Starkel L., Basu S.R. (red.), 2000, *Rains, landslides and floods in the Darjeeling Himalaya*, *Indian National Science Academy*, New Delhi.

- Starkel L., Baumgart-Kotarba M., Kramarz K., Niemirowski M., Partyka J., 1973, *Cechy morfologiczne terenów reprezentacyjnych Karpat (uzupełnienie charakterystyki rzeźby Polskich Karpat)*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 12, s. 77–92.
- Starkel L., Czopek S., Madeja J., Budek A., Harmata K., 2002, *Ewolucja środowiska a osadnictwo prehistoryczne na przedpolu brzegu Karpat w rejonie Sędziszowa i Rzeszowa*, Materiały i Sprawozdania Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, 23, Rzeszów, s. 5–31.
- Starkel L., Froehlich W., Soja R., 1998, *Floods in Sikkim Himalaya – their causes, course and effects*, Memoir Geological Society of India, 41, s. 101–118.
- Starkel L., Gębica P., 1995, *Evolution of river valleys in Southern Poland during Pleistocene – Holocene transition*, Biuletyn Peryglacjalny, 34, s. 177–190.
- Starkel L., Gębica P., Budek A., Krąpiec M., Jacyś A., Kalinovyč N., 2009, *Evolution of the lower section of the Stryvaż river valley during the Holocene (foreland of the Eastern Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 43, s. 5–37.
- Starkel L., Gębica P., Kalicki P., Ludwikowska M., Niedziałkowska E., 1999, *Chronostratygrafia aluwów i form fluwialnych w południowej Polsce*, [w:] Pazdur A., Bluszcz A., Stankowski W., Starkel L. (red.), *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski*, Wind, Wrocław, s. 133–155.
- Starkel L., Gębica P., Krąpiec M., 2012, *Records of human activity reflected in river sediments in the Carpathians and their foreland*, Conference Geomorphic Processes and Geoarcheology, Moscow–Smolensk, s. 264–267.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991, *Evolution of both the Vistula floodplain and lateglacial – early Holocene palaeochannel systems in the Grobla forest (Sandomierz Basin)*, Geographical Studies, Special Issue, 6, s. 87–99.
- Starkel L., Gębica P., Superson J., 2007a, *Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland*, Quaternary Science Reviews, 26, s. 2924–2936.
- Starkel L., Grela J. (red.), 1998, *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konferencja Naukowa PAN, Wydawnictwa Oddziału PAN w Krakowie.
- Starkel L., Kalicki T., Krąpiec M., Soja R., Gębica P., Czyżowska E., 1996, *Hydrological changes of valley floors in the upper Vistula Basin during late Vistulian and Holocene*, Geographical Studies, Special Issue, 9, s. 7–128.
- Starkel L., Klimek K., Mamakowa K., Niedziałkowska E., 1982, *The Wisłoka river valley in the Carpathian foreland during the Lateglacial and Holocene*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, Special Issue, 1, s. 41–56.
- Starkel L., Kowalkowski A. (red.), 1980, *Environment of the Sant Valley (Southern Khangai Mountains)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 137.
- Starkel L., Kundzewicz Z., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego kraju*, Nauka, 1, s. 85–101.
- Starkel L., Lomborinchen R., Zhigzhe Ts., 1976, *Main features and evolution of the relief of the Tsagan-Turutuin gol Catchment Basin*, Bulletin Academie Pol. Sc., serie Sc. de la Terra, 23, 3–4, s. 143–147.
- Starkel L., Michczyńska D. J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A., 2013a, *Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory*, Geochronometria, 40, 1, s. 1–21.
- Starkel L., Pietrzak M., Łajczak A., 2007b, *Wpływ zmian użytkowania ziemi i wzrostu częstotliwości ekstremalnych opadów na obieg wody i erozję oraz ochronę zasobów przyrodniczych Karpat*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 54, s. 19–30.
- Starkel L., Sarkar S., 2002, *Different frequency of threshold rainfalls transforming the margin of Sikkimese and Bhutanese Himalaya*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 36, s. 51–67.
- Starkel L., Sarkar S., Soja R., Prokop P., 2008, *Present-day evolution of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan Piedmont*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 219.
- Starkel L., Płoskonka D., Adamiec G., 2013b, *The OSL dating and maturity of soils helps to reconstruct the neotectonic movements in the piedmont zone of Sikkimese-Bhutanese Himalaya*, Abstract and Programme 11-th International Conference Methods of Absolute Chronology 15–18 May. Podlesice Poland, s. 42–43.
- Starkel L., Singh S. (red.), 2004, *Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area, Cherrapunji region, India*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 191, Warszawa.
- Starkel L., Singh S., Soja R., Froehlich W., Syiemlieh H., Prokop P., 2002, *Rainfalls, runoff and soli erosion in the extremely humid area around Cherrapunji, India (preliminary observations)*, Geographia Polonica, 75, 1, s. 42–65.

- Starkel L., Soja R., Michczyńska D.J., 2006, *Past hydrological events in Holocene history of Polish rivers*, Catena, Special Issue, 66, 1, s. 24–33.
- Starkel L., Wiśniewski E., 1990, *The evolution of the Vistula valley*, [w:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula river valley during the last 15000 years*, vol. III, Geographical Studies, Special Issue, 5, s. 141–153.
- Stehlik O., 1981, *Vývoj eroze půdy v ČSR*, *Studia Geographica*, 72, GGU ČSAV Brno.
- Stolz C., Grunert J., 2006, *Holocene colluvia, medieval gully formation and historical land-use. A case study from the Taunus Mountains – southern Rhenish Slate Massif*, *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.*, 142, s. 175–194.
- Stupnicka E., 1963, *Utwory czwartorzędowe w dolinach górnej Wisły i Soły (Karpaty)*, *Biuletyn Geologiczny*, 3, s. 184–262.
- Stupnicka E., Szumański T., 1957, *Dwudzielność młodoplejstoczeńskich poziomów zwirowych w Karpatach*, *Acta Geol. Pol.*, 7, 4, s. 439–447.
- Sundborg A., Jansson M., 1991, *Hydrology of rivers and river regimes*, [w:] Starkel L., Gregory J., Thornes J.B. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley, s. 13–29.
- Szczepanek K., 1965, *Młodoplejstoczeńska flora z Ustronia nad górną Wisłą*, *Kwartalnik Geologiczny*, 9, 1.
- Szumański A., 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 9, s. 139–154.
- Szumański A., 1983, *Paleochannels of large meanders in the river valleys of the Polish Lowland*, *Quaternary Studies in Poland*, 4, s. 207–216.
- Szumański A., 1986, *Postglacjalna ewolucja i mechanizm transformacji dna doliny dolnego Sanu*, *Kwartalnik AGH, Geologia* 12, 1, s. 1–92.
- Święchowicz J., 2004, *Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni pogórskiej*, [w:] Chełmicki W. (red.), *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, t. 3, *Prace Instytutu Geografii UJ*, s. 1–152.
- Teller J.T. 1995, *The impact of large ice sheets on continental palaeohydrology*, [w:] Gregory K.J., Starkel L., Baker V.R. (red.), *Global Continental Palaeohydrology*, J. Wiley, s. 109–129.
- Thomas M., 2001, *Landscape sensitivity in time and space an introduction*, *Catena*, 42, s. 83–98.
- Thomas M., 2003, *Extreme events in the context of Late Quaternary environmental change*, *Geographia Polonica*, 76, 2, s. 139–155.
- Thompson L.G., 1992, *Ice core evidence from Peru and China*, [w:] Bradley R.S., Jones P.D. (red.), *Climate since AD 1500*, Routledge, London–New York, s. 517–548.
- Thornes J.B., 1990, *Vegetation and erosion – Processes and environments*, J. Wiley, Chichester.
- Thouret J.C., Worner G., Singer B., 2005, *The central Andes in Peru: old valleys in a young mountain range*, 6-th. Int. Conference on Geomorphology, Abstracts of papers, Zaragoza, s. 301.
- Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., 2007, *Fractured clasts in neotectonic reconstructions: an example from the Nowy Sącz Basin. Western Outer Carpathians, Poland*, *Studia Quaternaria*, 24, s. 47–52.
- Torske N., 1996, *Holocene vegetation, climate and glacier histories in the Jostedalbreen region, Western Norway – paläoecological interpretations from an alpine peat deposits*, *Paläoklimaforschung*, 20, s. 215–232.
- Trafas K., 1975, *Zmiany biegu koryta Wisły na wschód od Krakowa w świetle map archiwalnych i fotointerpretacji*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 40.
- Tranquillini W., 1993, *Climate and physiology of trees in the Alpine timberline regions*, [w:] Frenzel B. (red.), *Paläoklimaforschung*, 9, Special Issue ESF Project European Palaeoclimate and Man, 4, s. 127–135.
- Trevisan L., 1949, *Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques*, *C.C. Congress International Geographic*, vol. 2, Lisbonne.
- Tricart J. et collab., 1962, *Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Hautes Alpes, France)*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 5, s. 277–301.
- Tricart J., Cailleux A., 1972, *Introduction to climatic geomorphology*, Longman, London.
- Tripathi R.S., Shankar U., Pandey H.N., 1995, *Present-day status and strategies for ecorestoration of degraded ecosystem at Cherrapunji*, [w:] Tiwari B.K., Singh S. (red.), *Ecorestoration of Degraded Hills*, Kanshall Publ., Shillong, s. 23–50.
- Troll C., 1957, *Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvio-glazialen und peri-glazialen Bereich*, *Geomorphologische Studien, Machatchek Festschrift*, Gotha, s. 213–226.

- Troll C., 1962, *Die dreidimensionale Landschaftsgliederung der Erde*, Wissmann – Festschrift, Tübingen, s. 54–80.
- Troll C., 1973, *The upper timberlines in different climatic zones*, Arctic and Alpine Research, 5, 3, part 2, s. 13–18.
- Tyracěk J., 2001, *Upper Cenozoic fluvial history in the Bohemian Massif*, Quaternary International, 79, s. 37–53.
- Valdiya K.S., 1998, *Dynamic Himalaya*, Educational Monographs, University Press, India.
- Vandenbergh J., 2003, *Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas*, Quaternary Science Reviews, 22, s. 2053–2060.
- Vandenbergh J., Pissart A., 1993, *Permafrost changes in Europe during the Last Glacial*, Permafrost and Periglacial Processes, 4, s. 121–135.
- Van Zeist W., 1965, *Reflections on prehistoric environments in the Near East*, Proceedings of Meeting on Domestication and Exploitation of Plants and Animals, s. 35–46.
- Van Zeist W., 1967, *Late Quaternary vegetation history of Western Iran*, Review Palaeobotany and Palynology, 2, s. 301–311.
- Vaškovsky J., 1977, *Kvartér Slovenska*, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.
- Veggiani A., 1974, *Le variazioni idrografiche del basso corso del fiume Po negli ultimi 3000 anni*, Estratt, da PADUSA – Rivista del Centro Polesano di Studi Storici Archeologici et Etnografici – Rovigo, 1–2, s. 1–22.
- Velichko A.A. (red.), 1984, *Late Quaternary environment of the Soviet Union*, University of Minnesota Press.
- Viles H.A., Naylor L.A., Carter N.E.A., Chaput D., 2008, *Biogeomorphological disturbance regimes: progress in linking ecological and geomorphological systems*, Earth Surface Processes and Landforms, 33, s. 1419–1435.
- Vita-Finzi C., 1969, *The Mediterranean Valleys*, Cambridge Univ. Press.
- Warowna J., 2003, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na warunki sedymentacji w korycie powodziowym Wisły na odcinku Zawichost–Puławy*. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Washburn A.L., 1979, *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, E. Arnold, London.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental changes in the Vistula valley at Pleszów caused by Neolithic man*, Przegląd Archeologiczny, 33, s. 19–55.
- Watanabe T., Dali L., Shiraiwa T., 1998, *Slope denudation and supply of debris to cones in Langtang Himal, Central Nepal Himalaya*, Geomorphology, 26, 1–3, s. 185–197.
- Weischet W., 1965, *Der tropisch – konvektive und der aussertropisch – advektive Typ des vertikalen Niederschlagsverteilung*. Erdkunde 19, 1, s. 16–13.
- Welc A., 1977, *Procesy eoliczne w zlewni Bystrzanki koło Szymbarku w latach 1969–1971*, Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 6, s. 67–85.
- Wenzens E., Wenzens G., 1995, *The influence of Quaternary tectonics on river capture and drainage patterns in the Huerca-Overa basin, SE Spain*, [w:] Lewin J., Macklin M.G., Woodward J.C. (red.), *Mediterranean Quaternary river environments*, Balkema, Rotterdam, s. 55–64.
- Wick L., Tinner W., 1997, *Vegetation changes and timberline fluctuations in the Central Alps as indications of Holocene climatic oscillations*, Arctic and Alpine Research, 29, s. 445–458.
- Wijmstra T.A., 1975, *Palynology and palaeoclimatology of the last 100 000 years*, Proceedings of WMO/IAMAP Symposium on long-term climatic fluctuations, Norwich, s. 5–20.
- Wiltshire P.E.J., Moore P.D., 1983, *Palaeovegetation and palaeohydrology in upland Britain*, [w:] Gregory K.J. (red.), *Background to Palaeohydrology*, J. Wiley, London, s. 433–451.
- Winkler von Hermaden A., 1955, *Ergebnisse und Probleme de quartären Entwicklungsgeschichte am östlichen Alpenaum ausserhalb der Vereisungsgebiete*, Österreichische Akademie der Wissenschaften Mat.-Naturw. Klasse B 110, 1, Wien.
- Wipper P.B., Dorofiejuk N.P., Metelcewa E.P., Sokolowska W.T., 1976, *Rielief i izmienenija klimata Centralnoj Mongolii w gołocenie*, [w:] Chotinski N.A. (red.), *Paleoklimaty Pozdnielednikowia i Gołocena*, Nauka, Moskwa, s. 160–167.
- Wit-Jóźwik K., 1977, *Analiza deszczów w Szymbarku w latach 1969-73 w okresie od maja do września*, Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 6, s. 23–65.
- Wohlfarth B., Ammann B., 1991, *The history of the Aare river and the forealpine lakes in Western Switzerland*, [w:] Starkel L., Gregory K.J., Thornes J.B. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley, Chichester, s. 301–318.

- Woillard G., Mook W., 1982, *Carbon date at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies*, Science, 215, s. 159–161.
- Wojtanowicz J., 1990, *Procesy eoliczne*, [w:] Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany Polski południowo-wschodniej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 153, s. 99–107.
- Woldstedt P., 1952, *Probleme der Terrassenbildung*, Eiszeitalter und Gegenwart, 2.
- Wolski J., 2007, *Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 214.
- Wójcik A., 1997, *Late Glacial deposits in the Ropa valley floor in Wysowa, Beskid Niski Mts., Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 31, s. 101–109.
- Wójcik A., 2003, *Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne)*, Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 118.
- Wright H.E., Thorpe J.L., 2003, *Climatic change and the origin of agriculture in the Near East*, [w:] Mackay A., Battarbee R., Birks J., Oldfield F. (red.), *Global change in the Holocene*, Hodder Arnold, London, s. 49–62.
- Wyźga B. (red.), 2008, *Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wybrane aspekty*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- Wyźga B., Lach J., 2002, *Współczesne wcinanie się karpaccich dopływów Wisły – przyczyny środowiskowe, efekty oraz środki zaradcze*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 48, s. 23–29.
- Yamskikh A.F., 1996, *Late Quaternary intra-continental river palaeohydrology and polycyclic terrace formation: the example of South Siberian river valleys*, Geological Survey, Special Publication, 115, London, s. 181–190.
- Yoshikawa T., 1985, *Landform developments by tectonics and denudation*, [w:] Pitty A. (red.), *Themes in Geomorphology*, Croom Helm, London, s. 194–210.
- Yoshino M.M., 1984, *Thermal belt and cold air drainage on the mountain slope and cold air lake in the basin at quiet, clear night*, GeoJournal 8, 3, s. 235–250.
- Zabierowski D., 1967, *Analiza użytkowania ziemi w karpaccim regionie górskim*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 15, 2, s. 59–86.
- Zarzycki K., 1963, *Lasy Bieszczadów Zachodnich*, Acta Agraria et Silvestria, 3, s. 1–132.
- Zawora T., 1967, *Współczesne procesy fluwialne w korycie Hoczewki*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 1, s. 37–51.
- Zheng B., Jiao K., 1991, *Quaternary glaciations and periglaciations in the Qinghai – Xizhang (Tibetan) Plateau*, Excursion Guidebook XI, INQUA XIII International Congress, Beijing.
- Zhiu T.X., 2003, *Tunnel development over a 12 year period in a semiarid catchment of the Loess Plateau, China*, Earth Surface Processes and Landforms, 28, s. 507–525.
- Zieliński G.A., Mayewski P.A., Meeker L.D., Whitlow S., Twickler M.S., 1996, *A 110 000 yr record of explosive volcanism from the GISP2 (Greenland) ice core*, Quaternary Research, 45, 2, s. 109–118.
- Ziemońska Z., 1973, *Stosunki wodne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Prace Geograficzne IG PAN, 103, s. 1–125.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geograficzne IG PAN, 60, s. 1–116.
- Ziętara T., 1969, *W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach Zachodnich*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 3, s. 111–131.
- Ziętara T., 2002a, *Rozwój teras krioplanacyjnych w obrębie wierzchowiny Babiej Góry w Beskidzie Wysokim*, Folia Geographica, ser. Geogr. Physica, 21, s. 79–92.
- Ziętara T., 2002b, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły*, [w:] Górka Z., Jelonek A., *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 37–54.
- Zoller H., 1977, *Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen*, Erwisenssch. Forschung, 13, s. 271–281.
- Zuchiewicz W., 1983, *Quaternary evolution of valleys in the Dunajec drainage basin (Polish Western Carpathians)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 16, s. 27–49.
- Zuchiewicz W., 1984, *The late Neogene-Quaternary tectonic mobility of the Polish West Carpathians. A case study of the Dunajec drainage basin*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 54, s. 133–189.
- Zuchiewicz W., 1995, *Neotectonic tendencies in the Polish Outer Carpathians in the light of some river valley parameters*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 29, s. 51–72.

- Zuchiewicz W., 1998, *Structural geomorphological studies in the Polish Carpathians, a review*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 32, s. 31–45.
- Zuchiewicz W., 2009, *Neotectonics of the Polish Carpathians in the light of geomorphic studies: a state of the art*, *Acta Geodynamica and Geomaterialia*, 6, 3, s. 291–308.
- Zuchiewicz W., 2010, *Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpackiego*, Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Zuchiewicz W., 2011, *Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality*, *Geographia Polonica*, 84, Special Issue, part 2, s. 155–178.

Spis rycin

- Rycina 1.1.** Dostosowanie rzeźby młodych gór strefy Siwalików do odporności skał (wg Starkla 1978a w oparciu o mapę geologiczną Hazry i in. 1959)
- Rycina 1.2.** Grzbiety w Karpatach fliszowych – w części północnej związane ze strukturą, w południowej młode, nie nawiązujące do struktury (wg Starkla 1972c,d)
- Rycina 1.3.** Przekroje poprzeczne młodej doliny potoku Jamne w Gorcach w górnym (A) i dolnym (C) odcinku wyciętej w bardziej odpornych piaskowcach, zaś w odcinku środkowym (B) w mniej odpornych łupkach i piaskowcach
- Rycina 1.4.** Profile podłużne koryt dużych rzek himalajskich z licznymi progami wskazującymi na etapy odmładzania – Tisty mającej źródła w głównym grzbiecie i Jaldhaki mającej źródła w niższych pasmach nieobjętych zlodowaceniem (wg monografii dorzecza Tisty, Mukhopadhyay 1982)
- Rycina 1.5.** Piętra morfoklimatyczne łańcuchów górskich Himalajów i Tybetu (wg Starkla 1998a)
- Rycina 1.6.** Wielkość form różnego wieku w polskich Karpatach: w Tatrach Wysokich i niższych Karpatach fliszowych (wg Starkla 1992b)
- Rycina 1.7.** Stosunek trzech poziomów i ich zachowania we fliszowych Karpatach do litologii (głównie odporności skał)
- Rycina 1.8.** Odchylenia od prawidłowości w relacjach między wielkością form i stadiami ewolucji form rzeźby (wg Starkla 1999a)
- Rycina 1.9.** Profil nieczynnego kriopedymentu w dolinie Tsagan-Turutuin gol w górach Changaj (wg Kowalkowskiego i in. 1977)
- Rycina 1.10.** Rzeźba części obniżenia Gruszowca w Beskidzie Wyspowym wyścielonego pokrywami perylacjalnymi, częściowo przekształcona przez osuwiska (Starkel 1960b)
- Rycina 1.11.** Etapy podnoszenia młodego łańcucha górskiego (a, b, c) odzwierciedlone w profilu podłużnym koryta rzecznoego (R)
- Rycina 1.12.** Etapy podnoszenia górskiego zrębu (a, b, c) i rozcinanie jego krawędzi odzwierciedlone w schodowym profilu podłużnym koryta rzeki
- Rycina 1.13.** Odmłodzenie łańcucha Pamiru w neogenie i czwartorzędzie (wg Kostienki 1962)
- Rycina 1.14.** Profile podłużne twarżielcowych grzbietów wschodniej części polskich Karpat – ich wyrównana wysokość jest prawdopodobnie śladem poziomu śródgórskiego wysokości względnej około 300 m (Starkel 1965)
- Rycina 1.15.** Fragmenty rzeźby poziomu pogórskiego w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)

- Rycina 1.16.** Mapa geomorfologiczna fragmentu dorzecza górnego Sanu we wschodnich Karpatach (Starkel 1962)
- Rycina 1.17.** Zgeneralizowany obraz grzbietów i fragmentów rzeźby poziomów w dolinie górnego Sanu (Starkel 1965)
- Rycina 1.18.** Elementy rzeźby poziomu przydolinnego 100 m w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)
- Rycina 1.19.** Mapa paleogeomorfologiczna dla okresu tworzenia wczesnoczwartorzędowego poziomu przydolinnego 100 m w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)
- Rycina 1.20.** Zachowane fragmenty poziomów międzydolinnych na zachodnim Podhalu (wg Kukulaka 1993, uproszczony przez Zuchewicza 2011)
- Rycina 1.21.** Profil podłużny dolnego biegu Solinki, głównego górskiego dopływu Sanu – wyraźne zawieszenie nad korytem Sanu
- Rycina 1.22.** Profile podłużne małych dopływów Sanu; lewe dopływy Bereźnica i Wołczy są zawieszane i nieodmłodzone w górnych biegach; prawe (Czarny i inne) płynące subsekwentnymi obniżeniami nie są zawieszane (Starkel 1965)
- Rycina 1.23.** Podłużne profile rzek Jangcy i Mekong spadających z Wyżyny Tybetańskiej podniesionej wzdłuż uskoków; powyżej uskoków wyraźna erozja wgłębna; górny bieg zupełnie nieodmłodzony (wg Brookfielda 1998)
- Rycina 1.24.** Przegłębienie egzaracyjne ponad 100 m w 15-kilometrowej dolinie Białki w Tatrach zlodowaczonej w ostatnim glacie; mapa miąższości osadów czwartorzędowych oparta o badania sejsmiczne (wg Baumgart-Kotarby i in. 2008)
- Rycina 1.25.** Zawieszane odcinki źródłowe dolin tatrzańskich (wg Klimaszewskiego 1972); odpowiadają im spłaszczenia piedmontowe u brzegu gór
- Rycina 1.26.** Schemat pogłębienia dolin wysokogórskich przez egzarację lodowcową w czwartorzędzie
- Rycina 1.27.** Przedpole Himalajów między rzekami Tistą a Dimą (wg Starkla i in. 2008)
- Rycina 1.28.** Deformacje teras w dolinie Teleajen na obrzeżu Subkarpat Rumuńskich jako efekt ruchów neotektonicznych (wg Niculescu 1963); najwyższy poziom z dolnego czwartorzędu
- Rycina 1.29.** Stożek rzeki Gidrimanchaj przecięty przez aktywną antyklinę na przedpolu wschodniego Kaukazu (Mamiedow i in. 1966)
- Rycina 1.30.** Próg Pogórza Karpackiego nawiązuje do odporności skał
- Rycina 1.31.** Szkic rzeźby Niziny Gangesu stanowiącej część rowu przedgórskiego Himalajów (wg Singha 1992)
- Rycina 1.32.** Model stożka napływowego (torencjalnego) małej rzeki (przeważnie okresowej) rozcinającej brzeg wschodnich Himalajów (Starkel i in. 2008) – profil podłużny i obraz przestrzenny

- Rycina 1.33.** Model stożka piedmontowego dużej rzeki himalajskiej (Starkel i in. 2008)
- Rycina 1.34.** Powierzchnie przedpola ukraińskich Karpat brzeżnej części Karpat (wg Gofsztejna 1964)
- Rycina 1.35.** Dojrzała rzeźba międzydolinna Kotliny Sandomierskiej na przedpolu Karpat (a) rozcięta młodszymi dolinami rzek (wg Starkla 2005a)
- Rycina 1.36.** Średni opad roczny (powyżej) i opad w 1998 roku (poniżej) wzdłuż południowego przekroju piedmontu i brzegu Himalajów (między Tisą a Torsą) (Starkel i in. 2008)
- Rycina 1.37.** Średni opad roczny (1978–1986) i w czasie opadu rozlewnego w październiku 1968 roku w Himalajach Dardżylińskich na przekroju od brzegu gór (wg Starkla, w: Froehlich, Starkel 1987), w tle profil wysokościowy progów gór i wyższego grzbieta (linia przerywana)
- Rycina 2.1.** Południkowy przekrój piętrowości w górach Europy współcześnie i w ostatnim glacie (Starkel 2011a)
- Rycina 2.2.** Procesy rzeźbotwórcze w różnych piętrach wysokościowych gór różnych stref klimatycznych (wg Gornunga i Timofiejewa 1958)
- Rycina 2.3.** Piętrowość w przekroju zachód–wschód w górach Eurazji – uproszczony przekrój (wg Starkla 1994)
- Rycina 2.4.** Procesy w przekroju asymetrycznej doliny Sant w Mongolii (Kowalkowski, Starkel 1980)
- Rycina 2.5 (a i b).** Piętrowość i asymetria zbiorowisk, gleb i procesów rzeźbotwórczych na południowym skłonie gór Changaju (Kowalkowski, Starkel 1984)
- Rycina 2.6.** Rzeźba wysokogórska w górach Chentej (Pękała, Zietara 1980a)
- Rycina 2.7.** Natężenie procesów w różnych piętrach wysokościowych Tatr (Kotarba 1984; Rączkowska 2007)
- Rycina 2.8.** Opad roczny na przekroju wyżyny Meghalaja (Starkel, Singh 2002)
- Rycina 2.9.** Przekrój opadowy przez zachodnią część Himalajów Bhutańskich wraz z przekrojem orograficznym (Baillie, Norbu 2004); maksymalne opady rejestrowano na progach gór
- Rycina 2.10** Morfodynamiczne funkcje rzek karpackich w relacji do ich rzędu wielkości (wg Kaszowskiego, w: Froehlich i in. 1977)
- Rycina 2.11.** Procesy rzeźbotwórcze w obrębie trzech różnych form rzeźby i czterech pór roku u górnej granicy lasu w Tatrach w latach 1861–1970 (wg Kłapy 1980)
- Rycina 2.12.** Opady miesięczne i maksymalne dobowe (a) oraz temperatury miesięczne ekstremalne najwyższe (b) i najniższe (c) wybranych stacji w Indiach do 1959 roku – według Indian Meteorological Department (Starkel 1972b)
- Rycina 2.13.** Wysokości (linie ciągłe) i natężenia godzinowe (linie przerywane) opadów w Ćerapuńdźi w 2000 roku (Prokop 2007)

- Rycina 2.14.** Trzy typy opadów ekstremalnych w Karpatach: krótkotrwałe ulewy, opady rozlewne i pory opadowe (Starkel 1996)
- Rycina 2.15.** Przykłady zmian natężenia opadu w czasie trwania ekstremalnych opadów w Karpatach (Starkel 2011b); 7 krótkotrwałych ulew, 1 opad rozlewny, 1 pora opadowa
- Rycina 2.16.** Przebieg opadu i geomorfologiczne skutki ulewy 26 lipca 2005 roku (Starkel 2011, wg Cebulaka i in. 2008); na rycinie 2.15 podany przebieg natężeń opadu w tym dniu w Baligrodzie-Mchawie
- Rycina 2.17.** Opady godzinowe w lipcu 1997 roku (Grela i in. 1999); w części zachodniej (A) dominował opad rozlewny, ku wschodowi krótkotrwałe ulewy (B)
- Rycina 2.18.** Opady godzinowe w czasie opadu rozlewnego 2–5 października 1968 roku w Kalimpongu w Himalajach Dardżylińskich (Starkel 1972a)
- Rycina 2.19.** Godzinowe opady w czasie rozlewnych opadów 12–21 czerwca 2002 roku w Ćerapuńdźi (wg Soji – Starkel, Singh 2004)
- Rycina 2.20.** Obieg wody na stoku w Szymbarku w czasie występowania osuwisk jesienią 1974 roku (Gil, Starkel 1979; Gil 1997)
- Rycina 2.21.** Przepływy i stany wody himalajskiej rzeki Tisty w normalnym sezonie monsunowym, wskazujące na szereg wahań związanych z opadami, nałożonych na stałą dostawę z topnienia lodowców i śniegów w wysokich górach (wg Deya 1990)
- Rycina 2.22.** Globalne wielkości progowe relacji między natężeniem opadu w mm/godz. a czasem trwania opadu charakterystyczne dla powstawania splywów gruzowych i płytkich osuwisk obliczane na podstawie różnej liczby zdarzeń opadowych, publikowane przez różnych autorów: 1. Caine (1980), 2. Innes (1983), 3. Guzetti i in. (2008)
- Rycina 2.23.** Warunki pogodowe, pokrywa śnieżna, splyw powierzchniowy i splukiwanie na stoku eksperymentalnym w Szymbarku w okresie od listopada 1968 roku do kwietnia 1969 roku (Słupik 1973; Gil 1976)
- Rycina 2.24.** Opady atmosferyczne i grubość pokrywy śnieżnej w okresie zimy 1999/2000 na stacji Rozdziele (600 m n.p.m.) (Mrozek i in. 2000); opady deszczu w marcu i kwietniu nakładają się na roztopy
- Rycina 2.25.** Sekwencja procesów zamarzania i topnienia w profilu glebowym na stoku w lutym i marcu 1956 roku na Pogórze Wielickim i towarzyszące procesy (oprac. L. Starkel)
- Rycina 2.26.** Budowa stoków wzgórz modelowanych przez wywiewanie w Dołach Jasielsko-Sanockich (Gerlach 1976)
- Rycina 2.27.** Różne sezony wysokich przepływów i powodzi w zachodniej i wschodniej części polskich Karpat (Punzet 1983); ku wschodowi wyraźnie kulminują wezbrania roztopowe
- Rycina 2.28.** Prawdopodobne zróżnicowanie strefowe i wysokościowe przewodnich ekstremalnych procesów rzeźbotwórczych na przekroju od Syberii po południowo-wschodnią Azję (Starkel 1976a)

- Rycina 2.29.** Wahania stanów wody Tisty koło Coronation Bridge przed, w czasie i po powodzi 4 października 1968 roku; obniżanie stanów minimalnych w latach 70.–80. wskazuje na stopniowe pogłębianie koryta po poprzednim agradacyjnym podniesieniu o 5–6 m (wg Starkel, Basu 2000 i innych źródeł zestawił autor)
- Rycina 2.30.** Przekształcanie koryt rzecznych różnej wielkości w Himalajach Dardżylińskich przez zdarzenia ekstremalne (Starkel, Basu 2000; Starkel 2004b)
- Rycina 2.31.** Kilka gwałtownych ulew i fal wezbraniowych wywołujących przekroczenie granic transportu rumowiska dennego w małej zlewni potoku Bącza (3,95 km²) w Karpatach fliszowych w dniach 6–10 lipca 1997 roku (Froehlich 1998)
- Rycina 2.32.** Cztery wezbrania w lecie 2010 roku zarejestrowane na wodowskazie Kremrna w górnym biegu Wisłoki – zlewnia 164 km² (Skąpski 2011)
- Rycina 2.33.** Zgrupowania powodzi w dolinie Wisły na przedpolu Karpat (Starkel 2003); diagram oparty na danych źródłowych zebranych przez R. Girgusa i W. Strupczewskiego (1965) oraz A. Bielańskiego (1984)
- Rycina 2.34.** Zmiany przekroju koryta Ropy koło Szymbarku wskazujące na pogłębianie w latach 1969–1974 (Soja 1977)
- Rycina 2.35.** Powodzie na Wiśle w Krakowie w XIX i XX w. (wg Bielańskiego 1984); wyraźne zgrupowania powodzi w latach 1825–1845 oraz 1903–1940
- Rycina 2.36.** Wahania przepływów dwóch rzek odwadniających Himalaje Sikkimsko-Bhutańskie w wyjątkowo wilgotnym lecie 1998 roku: większej rzeki Torsa i ograniczonej do brzeżnej części gór zlewni rzeki Jaldhaka (Soja, Starkel 2008)
- Rycina 2.37.** Zdjęcie satelitarne brzegu Himalajów Bhutańskich między rzekami Rehti, Pagli i Titi z grudnia 1996 roku; obok porównanie ze zdjęciem z listopada 1998 roku, gdy w części wschodniej, po dwóch ekstremalnych opadach zarejestrowano znaczny wzrost powierzchni osuwisk i koryt roztokowych (Starkel, Sarkar 2002)
- Rycina 2.38.** Modele ekstremalnych opadów i efektywnych procesów geomorfologicznych (Starkel 2011b, 2012b) dla 2 typów rzeźby: A. średnich gór fliszowych i B. wyższych gór o stromych stokach (ponad górną granicą lasu) (w trzech kolumnach)
- Rycina 2.39.** Przekształcanie dużych dolin górskich (A) i pogórskich (B) w czasie ekstremalnych opadów: lokalnych ulew (A1, B1), opadów rozlewnych w górnych biegach (A2, B2) oraz nakładania się obu typów opadów (A3) (Starkel 2006)
- Rycina 2.40.** Profil teras z ostatniego glacjału i holocenu w Lipowem koło Limanowej, Karpaty fliszowe (Starkel 1960b)
- Rycina 2.41.** Pełna sekwencja procesów stokowych na odcinkach stoku w Tatrach Wysokich odziedziczonych po deglacji (Kotarba i in. 1987)
- Rycina 2.42.** Dwa typy modelowania zboczy przez spływy ziemne w czasie ekstremalnych opadów w Himalajach Dardżylińskich (Starkel 1972a)

- Rycina 2.43.** Szkic geomorfologiczny okolic Cortiny d'Ampezzo w Dolomitach wskazujący na przekształcanie podnóży grzbietów przez osuwiska (Soldati i in. 2004)
- Rycina 2.44.** Kierunki rozwoju holocenijskich dolinek na stokach fliszowych Karpat (Starkel 1959, 1960a)
- Rycina 2.45.** Typy erozji i ruchów masowych kształtujących stoki Himalajów Dardżylińskich podczas ulewnej deszczu w październiku 1968 roku (Starkel 1972a)
- Rycina 2.46.** System sufozyjny na obrzeżu Bieszczadów (Czeppe 1960)
- Rycina 2.47.** Współdziałanie trzech przewodnich procesów w ewolucji wąwozów (i innych małych form erozyjnych): erozji liniowej (E), sufozji (P) i ruchów masowych (G) (wg Starkla 2011c)
- Rycina 2.48.** System parowów w Postołowie objęty zsuwami w czasie ulewy w 1953 roku (Starkel 1960a)
- Rycina 2.49.** Wydźwignięty i rozcięty obszar plioceńskiej akumulacji piedmontowej na zachodnim obrzeżu Pirinu (Starkel 1978)
- Rycina 2.50.** Nierównomierne cofanie się głowy wąwozu na terenie wzgórz Fălcu w Rumunii między 15 listopada 1978 roku a 8 listopada 1982 roku (Ionita 2006)
- Rycina 2.51.** Pogłębienie wąwozu w skale podczas ulewy 15 września 1995 roku na Wyżynie Miechowskiej (Rutkowski 1997)
- Rycina 2.52.** Schodowy profil podłużny wąwozu lessowego powstałego na drodze stopniowego cofania się głowy doliny (zamknięcia) i dojrzewanie dna doliny równocześnie na dwóch a nawet trzech poziomach
- Rycina 2.53.** Małe doliny rozcinają stoki głównego grzbietu o biegu NW–SE i przecinają stromo ustawione skały fliszowe na Pogórzu Strzyżowskim (Starkel 1960a); na odcinkach podatnych na ruchy masowe zbocza przekształcone są przez osuwiska
- Rycina 2.54.** Przekrój przez osuwisko Klakowo w Beskidzie Makowskim (Margielewski 2006)
- Rycina 2.55.** Mapa osuwiska na stoku Girowej w Beskidach Morawsko-Śląskich (Panek i in. 2010)
- Rycina 2.56.** Profil podłużny osuwiska Zapadle w Beskidzie Niskim i tempo jego ruchu (Gil, Kotarba 1977)
- Rycina 2.57.** Mapa osuwiska Szymbark-Kawiorzy w dolinie Ropy, odmładzanego przez erozję boczną rzeki (Dauksza, Kotarba 1973)
- Rycina 2.58.** Profil podłużny i profile poprzeczne (TP1–7) doliny osuwiskowej Ambootia (Froehlich i in. 1992)
- Rycina 2.59.** Ewolucja doliny osuwiskowej na stoku Girowej, profil na osi nowego osuwiska (w oparciu o oprac. Panka i in. 2010, zmienione)

- Rycina 2.60.** Rzeźba zlewni na ilasto-piaszczystych utworach neogenu w Subkarpatach Rumuńskich (Starkel 1978)
- Rycina 2.61.** Struktura koryt w podłużnym profilu wybranych rzek karpackich o długości 10–25 km (wg Kaszowskiego, w: Froehlich i in. 1977)
- Rycina 2.62.** Wysokogórskie koryto rzeki Plima w masywie Ortles-Cevedale we włoskich Alpach (Krzemień 1999)
- Rycina 2.63.** Profil podłużny odcinka koryta potoku Posam w Himalajach Dardżylińskich przemodelowanego przez sływy gruzowe w październiku 1968 roku i stopniowo pogłębianego i wyrównującego spadek, na co wskazują dwie niwelacje wykonane w 1984 i 1989 roku (Froehlich, Starkel 1987; Starkel, Basu 2000)
- Rycina 2.64.** Przykłady zmian układu koryt w XX w.: Wisłoki u wylotu z Karpat (Klimek, Starkel 1974) i Soły w śródgórskiej Kotlinie Żywieckiej (Klimek 1991)
- Rycina 2.65.** Zmiany w profilu podłużnym dna koryta Ropy u brzegu Beskidu Niskiego w latach 1908–2000 z szypotami i misami eworsyjnymi (Dauksza 2008)
- Rycina 3.1.** Schematyczny profil równoleżnikowy przez góry Europy (Szkocja–Kaukaz) wg Starkla (2011a)
- Rycina 3.2.** Przekrój południe–północ przez góry Azji – piętra morfoklimatyczne w ostatnim glacie i współcześnie (Starkel 1998a)
- Rycina 3.3.** Piętra wysokościowe w przekroju europejskim w pleniglacie i późnym glacie (wg Starkla 1977a,b)
- Rycina 3.4.** Zmiany roślinności i morfoklimatycznej piętrowości w ostatnim cyklu glacialno-interglacialnym – znaczenie faz przejściowych w górach Europy
- Rycina 3.5.** Osady rzeczne z ostatniego glaciału w Wadowicach (wg Starkla – w: Sobolewska i in. 1964)
- Rycina 3.6.** Paleogeografia Karpat i przedpola w okresie pleniglacialnym (Starkel 1988)
- Rycina 3.7.** Różnice między południową a północną Azją w zmianach temperatury (t) i wilgotności (p) w późnym glacie i holocenie (wg Starkla 1998a, 2011a)
- Rycina 3.8.** Profil stoku i pokryw stokowych na kopalnej terasie w osi zapory w Solinie (Dziewański, Starkel 1967)
- Rycina 3.9.** Model współdziałania różnych czynników kształtujących rzeźbę stoków w piętrach klimatyczno-morfogenetycznych gór Eurazji (Starkel 2011a)
- Rycina 3.10.** Schemat czwartorzędowych zmian pięter morfoklimatycznych w Himalajach podczas cyklicznych zmian klimatu i równoczesnych ruchów podnoszących
- Rycina 3.11.** Syntetyczne przekroje den dolin rzecznych w Karpatach (powyżej) i na przedpolu u wylotu z gór (poniżej) (Starkel 1995a)

- Rycina 3.12.** Przekrój geologiczny doliny Wisły 30 km poniżej Krakowa (Starkel i in. 1991; Gębica 1995)
- Rycina 3.13.** Wahania poziomu koryt w dolinach karpackich i kotlinach podkarpackich w ostatnim glacie i holocenie (Starkel i in. 2007)
- Rycina 3.14.** Syntetyczny przekrój dna doliny Wisłoka poniżej wylotu z gór (Gębica 2004)
- Rycina 3.15.** Wskaźnik obtoczenia żwirów frakcji 4–6 cm terasy środkowoplejstocenijskiej Sanu w Solinie, wskazujące na stopniowy wzrost dostawy ze stoków (Starkel 1965)
- Rycina 3.16.** Sekwencja teras czwartorzędowych w górskiej części doliny Dunajca (wg Zuchewicza 1998)
- Rycina 3.17.** Sekwencja stopni terasowych na skłonie góry Grodzisko w dolinie Sanu; najwyższy poziom dwuczłonowy z nachyloną skalną powierzchnią erozyjną
- Rycina 3.18.** Podłoże fliszowe, zwietrzałe w interglaciale pod żwirami terasy wysokiej Sanu (wg Dziewańskiego, Starkla 1962)
- Rycina 3.19.** Model tworzenia teras plejstocenijskich w dolinie Sanu (Starkel 2003a); na prawo – sekwencja zmian w czasie jednego cyklu klimatycznego; na lewo, powyżej – stara koncepcja (Dziewański, Starkel 1962; Starkel 1965), poniżej – koncepcja rozciągania jednej terasy w czasie dwóch cykli klimatycznych (Gerlach i in. 1997)
- Rycina 3.20** Podłużne profile dwóch dolin rzecznych rozcinających południowy stromy stok wyżyny Meghalaja z zawieszonymi górnymi biegami (Starkel 1989b)
- Rycina 3.21.** System teras czwartorzędowych w dolinach rzek Cilnău i Șușita w Subkarpatach Rumuńskich (Grumazescu 1961)
- Rycina 3.22.** Odzwierciedlenie współdziałania czynników klimatycznych i tektonicznych w środowisku fluwialnym (Starkel 1987a)
- Rycina 3.23.** Zmiany szlaków rzeki Cisy w płn.-wsch. części Niziny Węgierskiej w ostatnim pleniglacie i holocenie (wg Borsy'ego 1995)
- Rycina 3.24.** Schematyczny przekrój geologiczny przez karpacki rów przedgórski na linii Ploeshti–Bukareszt (wg Liteanu i Ghenea 1966)
- Rycina 3.25.** Profil podłużny koryta Hoczewki (lewego dopływu górnego Sanu) wskazujący na zawieszenie nad korytem Sanu (Starkel 1965)
- Rycina 3.26.** Kierunek przekształcania stoków na pogórzach Karpat fliszowych w czwartorzędzie, w dolinach nieobjętych pogłębianiem dolin (Starkel 1963)
- Rycina 3.27.** Fragment górnej łagodnej części stoku objętej w okresie zimnym procesem soliflukcji w dolinie górnego Sanu (Dziewański, Starkel 1962)
- Rycina 3.28.** Pokrywy stokowe w środkowej części stoku w dolinie górnego Sanu (wg Starkla 1965)

Rycina 3.29. Wybrane profile stoków na utworach fliszowych (Starkel 1965)

Rycina 3.30. A. Generalna tendencja czwartorzędowej ewolucji policyklicznej rzeźby dolin górskich poprzez obniżanie górnych części i nadbudowę (fosylizację) dolnych (Starkel 1989); B. Fosylizacja i degradacja czwartorzędowych teras na zboczu doliny Opawy w Niskim Jesioniku, Sudety Wschodnie (Czudek 2005)

Rycina 3.31. Stopniowe przekształcanie źródłowych odcinków w czwartorzędzie, poszerzanych w glacialach i pogłębianych w interglacialach

Rycina 3.32. Nieaktywna terasa krioplanacyjna przekształcana przez wietrzenie i deflację (wg Kowalkowskiego i in. 1977)

Rycina 3.33. Różnice w piętrowości i asymetrii między glacialą i holocenem na różnej wysokości w górach Changaj (Kowalkowski, Starkel 1984)

Rycina 3.34. Pokrywy peryglacialne na stokach i w dolinach Beskidu Wyspowego (Starkel 1960b)

Rycina 3.35. Kierunki holocenijskiej adaptacji form dolinnych odziedziczonych z plejstocenu w górach (Starkel 1977a)

Rycina 3.36. Sekwencja zmian relacji między dostawą ze stoków do stożków a powtarzanymi nasunięciami i recesjami lodowca w ostatnich 3000 lat w paśmie Langtang Himal w Himalajach Nepalskich (Watanabe i in. 1998)

Rycina 3.37. Zmiany kierunków ewolucji stoków w Changaju w ostatnim glacialu i holocenie (Kowalkowski, Starkel 1984), A – w strefie wysokogórskiej (2700–3500 m n.p.m.), B – w suchej strefie podgórskiej (2000–2400 m n.p.m.)

Rycina 3.38. Góry i wielkie rzeki Eurazji

Rycina 3.39. Udział gór i lodowców w długości wielkich rzek

Rycina 3.40. Położenie podłużnego profilu wielkich, kilkustrefowych rzek na tle klimatodiagramu (średnia temperatura roczna i średni opad roczny) wskazujące na zmianę reżimu rzeczno postępującego z biegiem rzeki (Starkel 1999c)

Rycina 3.41. Przebieg przepływów Brahmaputry w Bahadurabadzie w 1974 i 1993 roku, wskazujące na kilka fal powodziowych w sezonie, zrodzonych w zlewniach himalajskich (wg Hofera i Meserlego 2006)

Rycina 3.42. Średnie miesięczne wskaźniki przepływu dwóch rzek syberyjskich Obu i Leny wskazujące jedną wielką falę powodzi roztopowej postępującą od gór na południe (wg danych z pracy Lwowicza 1971)

Rycina 3.43. Szkic dorzecza Dunaju drenującego razem z dopływami łańcuchy górskie

Rycina 3.44. Profile osadów policyklicznych teras Jeniseju ukazujące wielowarstwowe stanowiska archeologiczne podobnego wieku w obrębie teras różnej wysokości (od 15 do 40 m); wskazuje to na występowanie wielkich wezbrań zatorowych w późnym glacialu (Yamskikh 1996)

- Rycina 3.45.** Morfologia dna doliny Sanu w Kotlinie Sandomierskiej (Szumański 1986)
- Rycina 3.46.** A – syntetyczny przekrój dna doliny Wisły koło Krakowa (Kalicki 1991), B – przekrój doliny Wisły 20 km poniżej Krakowa, w lesie Grobla (Starkel i in. 1991)
- Rycina 3.47.** Zmiany układu i przekroju koryt w czasie cyklicznych zmian reżimu hydrologicznego (Starkel 1983)
- Rycina 3.48.** Wahania kształtujących koryto przepływów rzecznych (Qw) i transportu rumowiska (Qs) w ostatnich 15 tys. lat BP (Starkel 2003c)
- Rycina 3.49.** Typy powodzi, procesy fluwialne i sekwencje aluwii holocenijskich w zlewniach różnej wielkości i różnych typach rzeźby w dorzeczu Wisły (Starkel 2007a)
- Rycina 3.50.** Model rytmicznych zmian w ewolucji koryt rzecznych i równin zalewowych na przedpolu Karpat w późnym glacie i holocenie (Starkel i in. 1996; Starkel 2001a)
- Rycina 3.51.** Geomorfologia dna doliny Wisły w rejonie Zabierzowa Bocheńskiego i lasu Grobla (Starkel i in. 1991; Gębica 1995; Kalicki i in. 1996)
- Rycina 3.52.** Zmiany parametrów zakoli na tle faz wzmożonej działalności rzek przedpola Karpat 13–8 ka BP (Starkel 1995b; Starkel i in. 1996)
- Rycina 3.53.** Wiek osadów i paleokoryt z przełomu młodszego dryasu i holocenu (Starkel 1991b, 2001a, 2003b)
- Rycina 3.54.** Wybrane datowania radiowęglowe wskazujące fazy wilgotniejsze i o większej częstotliwości ekstremalnych opadów w późnym glacie i holocenie (Starkel i in. 2006, 2013; Margielewski 2006)
- Rycina 3.55.** Próba korelacji faz chłodnych i wilgotnych w górach Europy Środkowej (Starkel 2002a, uzupełnione)
- Rycina 3.56.** Model odbicia faz o większej częstotliwości zdarzeń meteorologicznych w różnych osadach i formach (Starkel 2003c)
- Rycina 3.57.** Niestabilność klimatu i ekstremalne zdarzenia z fazy 8,5–7,8 ka BP (9,5–8,5 cal. ka) zapisane w różnych sekwencjach osadów w górach różnych stref klimatycznych (Starkel 1999b)
- Rycina 4.1.** Wpływ działalności człowieka na procesy rzeźbotwórcze w górach w różnych strefach klimatycznych (Starkel 1987b)
- Rycina 4.2.** Natężenie procesów rzeźbotwórczych w warunkach naturalnych (A) i w wyniku ingerencji człowieka (B) na tle klimatodiagramu
- Rycina 4.3.** Denudacja stoku wypukło-wklęsłego z terasami rolnymi badanego przez T. Gerlacha (1966)
- Rycina 4.4.** Zmiany pięter roślinnych i ingerencja człowieka w masywie Dachsteinu w Alpach w ostatnich 3000 lat (Kral 1972)

- Rycina 4.5.** Wpływ człowieka na zmiany roślinności w polskich Karpatach w oparciu o analizę pyłkową, na kilku wybranych stanowiskach (Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa 1996)
- Rycina 4.6.** Zmiany użytkowania ziemi w Bieszczadach w ostatnich stuleciach
- Rycina 4.7.** Zmiany użytkowania w Gorcach: Ochotnica Górna w latach 1787–1939 (wg Czajki 1987) i w zlewniach Jaszczce i Jamne leżących na terenie Ochotnicy Górnej w ostatnim półwieczu (wg Buczyło 2012)
- Rycina 4.8.** Zmiany stoków i koryt rzek w okresie gospodarki człowieka w Karpatach i na przedpolu, przy udziale różnych procesów (oprac. L. Starkel)
- Rycina 4.9.** Fragmenty lasów modrzewiowych na tle szerszego zasięgu gleb leśnych na północnych stokach w dolinie Sant według opracowań Kowalkowskiego i Pacyny (Kowalkowski, Starkel 1980)
- Rycina 4.10.** Profil osadów aluwialnych i deluwialnych z resztkami pieca hutniczego w dolinie Tsagan-Turutuin gol (Kowalkowski i in. 1977)
- Rycina 4.11.** Kierunki przekształceń przekrojów dolin w Himalajach Dardżylińskich przed wylesieniem (po lewej – 1) i po wylesieniu (po prawej – 2) (Froehlich, Starkel 1993)
- Rycina 4.12.** Mapa geomorfologiczna części plantacji herbaty Bannockburn (oprac. Gil i Starkel, w: Froehlich i in. 1989)
- Rycina 4.13.** Górską zlewnia potoku Gish u brzegu Himalajów pokazująca rosnący udział osuwisk między latami 1929 i 1930 oraz 1981–1984 związany z eksploatacją węgla i innych surowców mineralnych
- Rycina 4.14.** Modele ewolucji małych dolin rzecznych na południowym skłonie wyżyny Meghalaja na warstwach piaskowcowych koło Ćrapuńdzi przed wylesieniem (A) i po wylesieniu (B) jak również na granitach Myllem przed wylesieniem (C) i po nim (D)
- Rycina 4.15.** Rozbieżność i zbieżność czynników klimatycznych i antropogenicznych w kształtowaniu faz o dużym natężeniu procesów rzeźbotwórczych i zdarzeń ekstremalnych na obszarze Polski (Starkel 2005a,b)
- Rycina 4.16.** Grubienie średniej wielkości (Mz) osadów facji pozakorytowej związane z intensywną erozją gleb w ostatnim tysiącleciu w dolinie Wisły koło Krakowa (wg Kalickiego 1991)
- Rycina 4.17.** Różna ilość datowań wypełnień paleokoryt i datowań przykrycia poziomów organicznych powodziowymi wskazuje w pierwszym przypadku A – na fazę wilgotną w V–VI wieku, a w drugim B – na wzmożoną erozję gleb w I–III oraz w XI–XIV wieku (Starkel i in. 2006)
- Rycina 4.18.** Pnie dębów z żwirowni w Kujawach wskazujące na liczne powodzie w latach 450–550, 900–960 oraz 1050–1100 (Krapiec 1996)
- Rycina 4.19.** Związki między wahaniami opadów (a) a rozwojem rolnictwa (b), wzrostem erozji gleb (c) i degradacją zasobów naturalnych (d); postęp gospodarczy może rozpocząć się w fazie wilgotnej (A) lub w fazie suchej (B) (Starkel 1992a)

- Rycina 4.20.** Różne odcinki stoków górskich użytkowane rolniczo – zależne od kształtu stoku i relacji do koryta
- Rycina 4.21.** Rozwój terasy rolnej
- Rycina 4.22.** Przykład podziału stoku na działki decydujące o zmianie obiegu wody i degradacji gleb (wg Gila 1976)
- Rycina 4.23.** Etapy rozwoju wcięć drogowych wspinających się na stok na Pogórzu Karpackim w ostatnich 150 latach (wg Krocza 2010)
- Rycina 4.24.** Mapa procesów eolicznych w zlewni Bystrzanki w latach 1968–1971 (Welc 1977)
- Rycina 4.25.** Zmiany koryta Mszanki na przedpolu grzbietu Gorców między latami 1910 a 2005 (wg Korpaka i in. 2008)
- Rycina 4.26.** Schematyczne profile podłużne koryt rzek i równin zalewowych rzek zachodniokarpackich (A) i wschodniokarpackich (B) przed pracami regulacyjnymi i budową zapór (A1, B1) oraz po regulacjach (A2) lub zmianach użytkowania (B2)
- Rycina 4.27.** Istniejące obwałowania (A) i racjonalna ochrona przeciwpowodziowa (B) w Kotlinach Podkarpackich (wg Starkla 2011b)
- Rycina 4.28.** Pogłębianie koryta i tworzenie niższej równiny zalewowej (Starkel 2001a)
- Rycina 4.29.** Schematyczne profile podłużne i poprzeczne koryta rzeki Wielopolki o długości około 60 km odwadniającej brzeźną część Karpat i przedpole – zmiany między latami 1939 i 2000 (oprac. L. Starkel)
- Rycina 4.30.** Zmiany stożków napływowych rzek Lish i Gish w latach 1935–1964 na przedpolu Himalajów przeciętych linią kolejową i drogą (zestawił S. Sarkar – Starkel i in. 2008)
- Rycina 4.31.** Wały przeciwpowodziowe w Kotlinie Sandomierskiej przerwane w czasie powodzi w lipcu 1997 roku (wg Gębicy i Sokołowskiego 2001)
- Rycina 4.32.** Zmiany pięter klimatyczno-roślinnych i uprawowych w Karpatach przy wzroście temperatury roku o 2°C (Starkel 2002b)
- Rycina 4.33.** Prognoza zmian temperatury i opadów dla miesięcy zimowych i letnich do 2080 roku dla obszaru Polski według sześciu różnych scenariuszy (Kundzewicz 2008; Starkel, Kundzewicz 2008)
- Rycina 4.34.** Postulowane racjonalne użytkowanie ziemi w różnych typach rzeźby Karpat (Starkel 1975b)
- Rycina 4.35.** Ogólne tendencje wzrostu zalesienia w ostatnim stuleciu w różnych górach Europy zależnie od zmian społeczno-gospodarczych
- Rycina 4.36.** Zmiany i przerzuty koryt rzek Tisty i Kosi w obrębie wielkich stożków napływowych na przedpolu Himalajów (Sen 1968)

Rycina 4.37. Propozycja wykorzystania katastrofalnych powodzi dla rozwoju gospodarczego na przykładzie wielkich stożków napływowych w zapadającym się rowie przedgórza Himalajów (biorąc za przykład wielkie wezbranie np. z 1950 roku, zalewające cały stożek, ograniczając następnie do pasów przemieszczanych w kilkadziesiąt lat po nadbudowie aluwiami przy równoczesnym przenoszeniu osadnictwa)

Spis fotografii

Fotografia 1.1. Monoklinalne grzbiety u czoła płaszczowiny magurskiej w Beskidzie Niskim. Podnóża w poziomie 100 m nad dna dolin, na mniej odpornych warstwach, obniżone przez procesy peryglacjalne w plejstocenie

Fotografia 1.2. Młoda rzeźba góraska Karpat Rumuńskich i antecedentny przełom rzeki Aluty

Fotografia 1.3. Terasy krioplanacyjne na grzbietach południowej części Changaju wzniesionych 2800–3100 m n.p.m.

Fotografia 1.4. Głęboko zwietrzały granit Myllem z trzonami bryłowymi na wyżynie Meghalaja

Fotografia 1.5. Poziom pogórski rozwinięty na Pogórze Dynowskim w Karpatach fliszowych z 100–150 m wyżej wzniesionymi twarżelcowymi grzbietami

Fotografia 1.6. Poziom 100-metrowy rozprzestrzeniony w strefie wododzielnej w Niskich Bieszczadach rozcięty jedynie 10–30 m i przekształcony przez soliflukcję w kriopedymencie

Fotografia 1.7. Jeden z dopływów Sanu wciętych w sfałdowane skały fliszowe zawieszony nad główną rzeką – na obrzeżu wyniesienia polskich Karpat Wschodnich

Fotografia 1.8. Zawieszona dolina rozcinająca wyżynę Meghalaja, opadająca wodospadem do kanionu na progu tektonicznym koło Ćerapuńdzi

Fotografia 1.9. Fragmenty wysokiego poziomu na północnym skłonie Tatr Wysokich (w głębi fotografii). W wysokości podobnej na pierwszym planie zawieszono dno Doliny Stawów Gąsienicowych przeobrażone w cyrk lodowcowy (fot. Z. Rączkowska)

Fotografia 1.10. Najmłodsze czołowe nasunięcie wznoszące się z równin aluwialnych piedmontu wschodnich Himalajów w stanie Arunaćal Pradeś (na południe od Itanagaru)

Fotografia 1.11. Rzeka Kurti wcięta w skalne podłoże u wylotu z antecedentnego odcinka przecinającego podnoszony blok na przedpolu Himalajów

Fotografia 1.12. System stożków rzek Sukti i Pagli stale agradujących na przedpolu Himalajów Bhutańskich

Fotografia 1.13. Rzeka meandrująca w zlewni Kaljani (przedpole Himalajów Bhutańskich) stale zasilana przez źródła wypływające u podnóża stożków napływowych

Fotografia 2.1. Piętra morfoklimatyczne w Dolomitach: leśne (z osuwiskami), krioniwalne i glacialne, okolice Alta Badia

Fotografia 2.2. Produkty deflacji na północnym stoku brzeżnego grzbietu Changaju (centralna Mongolia)

Fotografia 2.3. Stożek napływowy rzeki Rehti wnikający w brzeżną część Himalajów Bhutańskich

- Fotografia 2.4.** Wielkie osuwisko i wąwóz Khagra Jhora u czoła Himalajów Bhutańskich
- Fotografia 2.5.** Płytkie zerwy i spływy ziemne na stromszych krawędziach w zlewni Wielopolki (Pogórze Karpackie) po ulewie 25 czerwca 2009 roku
- Fotografia 2.6.** Spływy gruzowe w lejach źródłowych Mahanandy koło plantacji Jungpana po ulewie 358 mm w dniu 7 lipca 1998 roku, Himalaje Dardżylińskie
- Fotografia 2.7.** Poszerzanie koryta i przesuwanie meandra rzeki Uszwicy w wyniku czterech kolejnych wezbrań po codziennych ulewach w lipcu 1997 roku, Karpaty fliszowe (por. ryc. 2.17)
- Fotografia 2.8.** Spływy ziemne po opadzie ciągłym około 800 mm 2–4 października 1968 roku na plantacji herbaty Ringtong koło Dardżylingu
- Fotografia 2.9.** Poziome uławicenie i skorupy żelaziste powodują, że koryta potoków koło Ćerapuńdzi ulegają przeważnie erozji bocznej, a nie pogłębianiu
- Fotografia 2.10.** Koryto potoku Posam w Himalajach Dardżylińskich, przykryte potokami gruzowymi w październiku 1968 roku
- Fotografia 2.11.** Koryto potoku Posam w latach 80. znów wcięte około 2 m; równocześnie wkroczyły zbiorowiska leśne
- Fotografia 2.12.** Koryto rzeki Chel na stożku na przedpolu Himalajów Sikkimskich; nowy wyższy most zbudowano w związku z szybko postępującą agradacją
- Fotografia 2.13.** Spływy ziemne i gruzowe w istniejących rozcięciach i na nierozciętych stokach w zamknięciu doliny Balasanu w październiku 1968 roku
- Fotografia 2.14.** Leje sufozyjne na stokach – na opuszczonych polach ornych we wschodnich Karpatach w 1957 roku
- Fotografia 2.15.** Głębokie wąwozy rozcinające stare aluwia piedmontu Pirinu w południowo-zachodniej Bułgarii
- Fotografia 2.16.** Głęboki wąwóz rozcinający wielkie osuwisko Ambootia wcięte zarówno w koluwia, jak i skały podłoża (powstały w 1968 roku)
- Fotografia 2.17.** Osuwisko rynnowe w Gorlicach powstałe po opadach ulewnych na początku czerwca 2010 roku
- Fotografia 2.18.** Osuwiska na stokach podkopujące wysokie budynki w Dardżylingu w lecie 2009 roku (fot. Das Studio)
- Fotografia 2.19.** Serie mniej odpornych skał modelowane przez osuwiska w Dolomitach (część osuwiska w Alta Badia) podścielające dolomitowe stoliwa o stromych ścianach
- Fotografia 2.20.** Górna i środkowa część osuwiska Ambootia nadal aktywna w 1989 roku
- Fotografia 2.21.** Fragment środkowej części osuwiska Ambootia w około 90% całkowicie zarośniętego (listopad 2003)

Fotografia 2.22. Wylot głębokiego kanionu Gangesu z Himalajów

Fotografia 3.1. Późnodojrzały krajobraz południowego skłonu wyżyny Meghalaja dotąd nieodmłodzony kanionami; nad szerokimi dolinami wznoszą się twarżycielcowe grzbiety i stoliwa

Fotografia 3.2. Roztokowe koryto górnego Jangcy, płynącego w rozległej śródgórskiej kotlinie na wysokości około 4500 m n.p.m.

Fotografia 3.3. Zbocze doliny Sanu w Solinie-Zabrodziu przykryte miększymi pokrywami stokowymi kryjącymi kopalne terasy (por. ryc. 3.8)

Fotografia 3.4. Sortowane strukturalne grunty zmarzlinowe na zrównanym grzbiecie Donoin-Dzun-Nuruu w Changaju na wysokości około 3300 m n.p.m. (fot. K. Pękala)

Fotografia 3.5. Równiny kriopedymentów u brzegu Changaju, dziś słabo przemodelowane przez wiatr i spłukiwanie na wysokości około 2000 m n.p.m.

Fotografia 3.6. Dolina rzeki Tsang-po głęboko wciętej w wyżynę południowego Tybetu

Fotografia 3.7. Roztokowe koryto Brahmaputry podczas niskiego stanu wody w końcu listopada w rowie przedgórskim koło Gauhati

Fotografia 3.8. Koryto rzeki Tsagan-tuin gol na przedpolu Changaju modelowane przy udziale zmarzliny i nalodzi

Fotografia 3.9. Megaripplemarki w górnym biegu Jeniseju w Kotlinie Tuwińskiej związane z katastrofalnymi powodziami spowodowanymi splywaniem wielkich jezior przylodowcowych w późnym glacialu (odkryte przez A. Jamskicha)

Fotografia 3.10. Duży późnoglacialny meander małej rzeki Bystrica, dopływu Dniestru na przedpolu Karpat Wschodnich

Fotografia 3.11. Fragment 6-metrowej serii stożka napływowego rejestrującego około 100 zdarzeń datowanych między 8400 i 7800 lat ¹⁴C BP w Podgrodziu (por. ryc. 3.57; Starkel i in. 1996; Czyżowska 1997)

Fotografia 4.1. Platforma wyżynna rozcięta wąwozami, całkowicie wylesiona, przekształcona przez powierzchnię eksploatację węgla – okolice Ćerapuńdzi

Fotografia 4.2. Zdegradowany stok po wylesieniu na wyżynie Meghalaja z odsłoniętymi granitowymi trzonami bryłowymi; tam gdzie pozostała miększa pokrywa laterytowa małe poletka uprawy typu bun

Fotografia 4.3. Powierzchniowa warstwa rezidualnego bruku chroniącego przed dalszą erozją ze skąpą roślinnością trawiastą w rejonie Ćerapuńdzi

Fotografia 4.4. Płytkie niecki stokowe na pustyni Negew, w których gromadziła się woda opadowa i zmyta gleba – uprawiano tu pola w wilgotniejszym okresie bizantyjskim

Fotografia 4.5. Zarośnięte lasami i łąkami opuszczone po drugiej wojnie światowej grunty uprawne w Bieszczadach (Karpaty Wschodnie)

- Fotografia 4.6.** Asymetria zboczy doliny Sant na obrzeżu Changaju. Stok o wystawie południowej suchy, skalisty, przeciwległy ze zmarzliną i lasem
- Fotografia 4.7.** Stok o wystawie północnej w dolinie Sant z płatami równoległych modrzewi, zasianych po zniszczeniu hodowli w latach 20. XX wieku
- Fotografia 4.8.** Ghoom koło Dardżylingu z wylesionymi stokami objętymi płytkimi ruchami masowymi – dziś zalesione (fotografia z lat 70. XIX wieku – ze zbiorów Das Studio)
- Fotografia 4.9.** Osuwiska i spływy gruzowe oraz ziemne w dolinie Little Rangit powstałe w październiku 1968 roku; w dali pasmo Kancenzangi
- Fotografia 4.10.** Rozległy stożek aluwialny rzeki Gish na przedpolu Himalajów powyżej mostu zwężającego koryto
- Fotografia 4.11.** Uprawa żarowa przemienna na stokach Himalajów w stanie Arunačal Pradeś
- Fotografia 4.12.** Piaszczyste deluwia 3–4 m miąższości złożone w górnych biegach dolin po wylesieniu w ostatnich stuleciach stoków na podłożu granitowym, wyżyna Meghalaja (por. fot. 4.2)
- Fotografia 4.13.** Koryto roztokowe Paleczki, dopływu Skawy; częściowa regulacja w rejonie mostu została zniszczona w czasie wezbrania w lecie 2001 roku
- Fotografia 4.14.** Wał przeciwpowodziowy przerwany w czasie powodzi w 2010 roku w dolinie Wisły na przedpolu Karpat; misa eworsyjna i rozległy stożek krewasowy

Summary

On some regularities in the Evolution of Relief of Mountains and their Forelands

(exemplified by mountains of Eurasia)

Content

INTRODUCTION – place of relief in the natural environment

1. PALAEOGEOGRAPHIC ROOTS OF RELIEF; METACHRONOUS FORMS AND THEIR CONTINUOUS TRANSFORMATION

- 1.1. Evolutional stages of landscape of mountains and their foreland
- 1.2. Continuous adaptation of relief to the changing climatic conditions
- 1.3. Coexistence of forms of different age – role of geological structure
- 1.4. Hanging old landscapes in mountain interior
- 1.5. Margins and forelands of mountains – zone of active changes

2. COMPLEXITY OF GEOMORPHIC PROCESSES AND POLYGENESIS OF FORMS

- 2.1. Vertical zonality of processes in relation to morphogenetic regions
- 2.2. Annual cycle of geomorphic processes – secular and episodic
- 2.3. Geomorphic role of local downpours, continuous rains and rainy seasons
- 2.4. Role of thaw periods
- 2.5. Frequency and clusterings of extreme events
- 2.6. Coupling mechanisms in the formation of polygenetic slopes
- 2.7. Polygenesis in the evolution of gullies and other erosive forms
- 2.8. Evolution of landslide slopes
- 2.9. Formation of river channels and floodplains in the valleys of mountains and their forelands

3. QUATERNARY EVOLUTION OF RELIEF OF MOUNTAINS AND THEIR FORELANDS

- 3.1. Geomorphic significance of Quaternary glacial-interglacial cycles
- 3.2. Terrace systems and climatic rhythmicity in the Quaternary
- 3.3. Recording of synchronous tectonic movements and climatic changes
- 3.4. Maturation of mountain slopes in the Quaternary
- 3.5. Diversity in evolution of great fluvial systems fed by mountain rivers
- 3.6. Holocene climatic fluctuations registered in the fluvial systems of the Polish Carpathians and their foreland
- 3.7. Holocene climatic changes registered in various facies of sediments and forms

4. CLIMATE AND MAN – COMPLEX CAUSES IN TRANSFORMATION OF MOUNTAIN RELIEF

- 4.1. Disturbance of equilibrium of slope and channel systems connected with land-use changes

- 4.2. Temporal and spatial differentiation of anthropressure reflected in evolution of mountain relief
- 4.3. Morphogenetic effectiveness of climatic phases in the periods of increased human activity
- 4.4. Disturbance of consistence (continuity) of natural slope and fluvial systems – their geomorphic effects
- 4.5. Perspectives of mountain relief formation in conditions of global climatic changes and regression of agriculture

5. REGULARITIES IN THE EVOLUTION OF MOUNTAIN RELIEF

Introduction — place of relief in the natural environment

The landscapes, which surround us, astound us by their diversity, sensitivity and complexity. Among them the mountain and upland regions with perennial outflow of surplus of water and mineral matter are characterized by peculiar features. The more distant past reaches the landscape, the more complicated and difficult is its history to be deciphered. Landforms of various ages exist side by side – thus, we are talking about polychronic relief. The older relief forms were exposed to more transformations in their lifetime, thus their primary features became obliterated. The forms have been preserved better, if the substratum was more resistant and the neotectonic reactivation weaker.

In the present-day modelling of mountain landscape the stage of its maturity is particularly important, which is reflected in coupling two basic elements: the degraded slopes which supply the fluvial system with debris and the river channels which transfer sediment load downstream and gradually undergo transformation from narrow erosional forms into wide alluvial plains. In relation to increasing elevation of mountains and deepening of valleys dissecting them, particular processes change their leading role, that is also conditioned by climatic and vegetation vertical zonality.

Simultaneously, the forms of different origin exist side-by-side and frequently their polygenesis is expressed in a complex origin of particular constituents. Such polygenesis may be synchronous with a form creation but it might be a result of various stages of maturation. When we cross mountain ranges we may observe a great spatial diversity. Their mosaic patterns result one time from complex lithology and tectonics of substratum or some other time (or simultaneously) from different rainfall regimes or human interference in the environment.

The directions of changes in relief depend on many factors: inherited relief (among them on maturity of landscape), trends in climatic changes (especially changes in type and frequency of extreme events) and on sequences in land use changes. Not only does the modern period seem to be especially considerable and visible in the present stage of relief evolution, but also the phase of preceding morphogenesis (e.g. periglacial period of last “levelling” in case of central Europe) is imprinted. On the tamed periglacial covers and forms, contemporaneous soils develop and various denudation processes run.

The relief of mountain areas (and not only) is a unique element of the environment (of geocosystems) – it is an arena of all processes and changes occurring on the substratum in every spatial unit. It is stable, unique, geometrically measurable component of the environment which, jointly with protecting soils and frequently with inherited blanket of eluvial, colluvial and other unconsolidated deposits, reg-

istered changes that occurred in the past. A mirror image of those changes we may find in correlative deposits at the mountain foreland.

This mountain relief, being in dynamic equilibrium, is as well a regulator of present-day changes and those, which we may expect, in a near future. The geometry of landscape developed on the substratum dictates the directions of transfer of energy and matter, being simultaneously gradually adapted to changing circumstances.

The contemporaneous hydrometeorological and tectonic factors lead to gradual transformation of inherited landscapes. The extreme events, when the threshold values of various processes are crossed, play a crucial role. Their temporal and spatial extents may be very differentiated and superimposed on a mosaic pattern of geocosystems. The detail recognition of the mechanism of energy and matter transfer helps to understand the effects of phenomena registered in deposits and forms. Indeed, this temporal and spatial diversity should be recorded by integrated monitoring of water and matter circulation. Simplifications, generalizing and/or manipulating any mean values (including multiannual or even daily averages) blur the real mechanism of changes and lead to construction of models (e.g. threshold values of transformation of the forms), being often far from true relations (Starkel 2011b, 2012).

In this monograph I try to show the role of various factors in the process of continuous adaptation of relief to the alternating climatic, tectonic and ecological conditions (including human intervention) through illustrating these changes by examples from the mountains, uplands and their depositional counterparts in Eurasia, mainly from regions well known to me. I try to show simultaneously the polygenetic and polychronic nature of relief, especially of the last glacial-interglacial cycle.

The other aim of this study is to show that the rational management of natural resources under conditions of accelerated energy exchange and circulation of matter in the geocosystems requires a perpetual evaluation of degradation and depletion of environmental assets. The environmental features inherited from the past are the outcomes of long-lasting changes and cannot be rebuilt in case of failure of natural spatial connections or elimination of crucial links in the circulation of matter in natural systems.

I like to express my cordial thanks to dozens of my colleagues and friends, whom I was fortunate to cooperate with and conduct long discussions in particular in frames of international or national teams of the INQUA Holocene Commission, INQUA Commission of Continental Palaeohydrology, IGCP-project No 158, Carpatho-Balkan Geomorphological Commission, several geomorphological commissions of International Geographical Union and International Association of Geomorphologists. I appreciate as well my colleagues of our Department of Geomorphology and Hydrology of Mountains and Uplands of the Institute of

Geography PAS and from related disciplines – with them we founded field stations in the Carpathians and organized expeditions to Mongolia, India and Ukraine.

From this group I like to mention those who are not longer among us: my teachers Prof. Mieczysław Klimaszewski and Prof. Andrzej Środoń, as well as inventors and fervent disputants of my concepts: geologists Prof. Rhodes Fairbridge from New York and Prof. Janusz Dziewański from Cracow, geomorphologists Prof. Jan Dylík from Łódź, Prof. John Thornes from London, Prof. Stefan Kozarski from Poznań, Prof. Witold Zuchiewicz and Prof. Tadeusz Gerlach from Cracow, palaeobotanist Dr Nikita Chotinsky from Moscow and my collaborators – hydrologist Doc. January Słupik and Prof. Wojciech Froehlich.

This publication has been realised and published with support from the grant commission of the Ministry of Science and Higher Education in the years 2010–2013. No. NN-3060399236

At this place I like to express my thanks to the Institute of Geography and Spatial Organisation, Polish Academy of Sciences, my Institute, for which I worked since its foundation in 1953. I am thankful to several persons who helped me in preparation of this book for publication: Dr Teresa Mrozek for translation of summary into English, Dr Anna Bucala for help in preparation of figures, Dr Łukasz Wiejaczka for selection of photos, Mrs. Wiesława Kobyłecka for retyping of my manuscript and Mrs. Barbara Gnela for typing the list of references.

I address special thanks to the reviewers of my monograph Prof. Piotr Migoń from Wrocław, Prof. Teresa Madeyska from Warsaw and Prof. Maria Łanczont from Lublin for their hard work and very valuable critical comments and remarks, which trimmed down many mistakes and redundancies. However, not all weak points I was able to fully eliminate. Some questions remain still open while other need farther investigation, which, I believe, make my book more valuable.

1. Palaeogeographic roots of relief: metachronous forms and their continuous transformation

1.1. Evolutional stages of landscape of mountains and their forelands

The greatest differences exist between the young folded orogens and elevated horsts of older mountain chains. The younger orogens are composed of several zones, which were gradually folded, lifted and thrust over each other, and frequently are still expanding towards a former zone of a foredeep. In the older zone one expected to find the remains of primary plantation surfaces, which in fact could not have developed in interfluvial areas. The neotectonic uplift is differentiated in space and time, therefore, late-mature landscapes adjusted to lithology (fig. 1.2) and young V-shape valleys may exist side by side.

The rejuvenated mountain horsts are only dissected at the fault-line side while in the central part the remains of older mature relief (fig. 1.4) are preserved.

A high rate of uplifting resulted in shifting the old landscape to higher climatic vertical belts, to cryogenic or even glacial ones, yet the limits of those belts fluctuated during the Quaternary (fig. 1.5). All of that is reflected in the correlative sediments in the foredeep.

1.2. Continuous adaptation of relief to the changing climatic conditions

Adaptation to changeable climatic or tectonic conditions takes place in all vertical zones. Usually, larger forms are older and they are preserved owing to more competitive rocks. On the contrary, lower and younger forms are developed on less resistant rocks (fig. 1.6 and 1.7). But there are several deviations from these regularities (fig. 1.8). The adaptation depends on various climatic rhythms in particular vertical mountain belts (cf. Starkel 2011). In this context, differentiated durations of glacial erosion, periglacial processes or forest ecosystems are very important. The above relations are exemplified by: a role of glacial exaration in European mountains or/and continuous transformation by cryoplanation in Mongolian mountains. On the low resistant rocks, transformations are very fast, especially over unconsolidated Plio-Quaternary sediments of the mountain margins.

1.3. Coexistence of forms of different age – role of geological structure

In the spatial system of the forms there are several regularities. Usually, in case of the higher elevated forms, their roots are older (well reflected in terrace steps). Following uplift, the dissection gradually shifts to the outer zone, so in central parts we may expect the forms from older stages (fig. 1.11). In the uplifted horst, the mountain interior is subjected to dissection with a delay, and its youthful or mature landscape may be preserved longer (fig. 1.12, 1.13).

The reason behind greatest contrasts in mountain relief is variation in rock resistance, which is reflected in preserving so called planation surfaces. In the Outer Carpathians, the highest, so called Beskidian, level (500–800 m above river channel) is structure controlled and planated by cryogenic processes in the Quaternary. Next 3 levels reflect breaks in neotectonic uplift in last 5–7 Ma. The intra-mountainous level (300–400 m high) is preserved only in fragments on resistant rocks (Klimaszewski 1934) and is transformed by asynchronous movements in a great dome-structure called tectoplane during Pontian (Minár et al. 2011).

The next sub-mountain (foothill) level, which is 50–200 m high, accompanies river valleys and has a character of a pediment (Klimaszewski 1934) cutting Pannonian sediments and is connected mainly with the Upper Pliocene (fig. 1.15). The lowest river-side level (60–100 m above river channels), formed in the Lowest Quaternary and had developed on the less resistant beds (Mazur 1965; Starkel 1965).

Therefore, it has been degraded then by 20–50 meters during the Quaternary, so fluvial gravels have been preserved only on very resistant beds (fig. 1.16). The detail geomorphologic mapping registers later transformations (fig. 1.18, 1.19), unfortunately many authors simplify this picture.

1.4. Hanging old landscapes in mountain interior

The dissection of a rising mountain chain advances mainly from the margin to the centre. The deepening depends on the bedrock resistance, and tributary streams lag behind in downcutting, so their valleys are hanging (fig. 1.21, 1.22, 1.23). In a larger scale this hanging is well marked in the folded Himalayas and in lifted Meghalaya horst. The evolution of such upper river courses is independent and frequently controlled by a complex of processes characteristic of higher morphogenetic belts (cryogenic and glacial). But also at lower elevations, local base levels cause preservation of older relief, which later is transformed under different climates (periglacial in Central Europe). Such relief is not only polygenetic but also polychronous.

In case of intensive uplift, the transformation of previous fluvial relief into glacial cirques and troughs takes place, and exarational overdeepening may exceed 100 meters. This leads to greater contrasts between hanging valleys and independent evolution of valley heads after deglaciation.

1.5. Margins and forelands of mountains – zone of active changes

The distinctness of mountain margins depends on a style and age of active tectonics. Young mountain chains in their outer overthrust parts are steeply folded and built of unconsolidated molasse deposits. The overthrusting sometimes gets on the piedmont fans, and some horst blocks rise, being crossed by antecedent streams (fig. 1.27), or new anticlines emerge (fig. 1.28, 1.29). In case of an inactive mountain front, the first scarp is located at the outcrops of first resistant rocks (fig. 1.30).

The character and gradient of piedmont zones, comprising alluvial fans, depend on size of rivers dissecting the mountain margin (fig. 1.31, 1.32). At the distance of 10–30 km from the margin, the line of perennial springs appears. The latter is supplied with waters infiltrating in coarse alluvia (fig. 1.33). This diversity depends also on a large gradient of precipitation at the mountain front (fig. 1.36, 1.37).

The older piedmonts are usually dissected and preserved as terraces, which might be several meters high (fig. 1.34). In the case of the formerly glaciated Alps the wide foreland is occupied by large glacifluvial fans. In case of the ranges rising along fault-lines or subsiding foreland (like southern edge of Meghalaya Plateau) we may observe a direct transition from a gorge to a flat extensive fan with frequent channel avulsions.

2. Complexity of geomorphic processes and polygenesis of forms

2.1. Vertical zonality of processes in relation to morphogenetic regions

Morphoclimatic zones reflect regional differences in atmospheric circulation and in radiation balance. A change in elevation decides on temperature fall with altitude as well as on a change in precipitation and vegetation. These are substantial for a course of limits of particular processes: limit of snowline, lower extent of permafrost, upper forest limit, lower forest limit and boundary between steppe and desert. Most of these limits have a character of wider or narrower ecotonal zones (fig. 2.1, 2.2).

In the temperate zone we observe increase of continentality from west to east, additionally extended by occurrence of permafrost.

The mesoclimatic differences are superimposed on this general pattern (Yoshino 1984). Also great diversity of processes result from specific orientation of slopes against insolation and from precipitation distribution, features well expressed both in arid climate (fig 2.4, 2.5) and humid tropics (fig. 2.8, 2.9).

In mountains with a higher relief energy, particular slopes are located in two or even three morphoclimatic vertical zones and, therefore, various parts of slopes are modelled by different processes with various intensity (fig. 2.6, 2.7). The relation of a slope base to maturity of a valley floor has an impact on the evolution of such slopes. In young deepening river valleys, mass movements dominate, which are partly independent from climatic factors. Downstream, with a decline of a river gradient, river channels change their character from V-shaped to braided, and finally to meandering (fig. 2.10). In case of a high supply of load from the mountains the aggradation progresses upstream and even enters into the mountain (photo 2.3).

2.2. Annual cycle of geomorphic processes – secular and episodic processes

In the annual climatic cycle we may distinguish 2–6 seasons in which either secular or episodic processes play leading roles. In the temperate zone the leading role is played by summer rains and by transitions from winter to spring. In fact, summer rains cover only 7% of time, and half of it is followed by overland flow. At the upper forest line the lengths of these seasons fluctuate from year to year (fig. 2.11). In the continental climate the snowmelt phase plays the leading role. As a rule, two main seasons are distinguished in the monsoon climate: rainy summer and dry winter (fig. 2.12). But on the most rainy Meghalaya Plateau (8000–15 000 mm), two shorter transitional periods (fig. 2.13) can be distinguished as well, among them – the pre-monsoon season with rare heavy downpours yet with totals reaching 2000 mm.

In the annual cycle two groups of processes act: the secular and episodic (extreme) ones. The first are acting during a whole year or at least for a long season. The following belong to this group: chemical weathering (a soil profile is its product), physical weathering (with frequent passing through 0°C), transport of dissolved load (and partly suspended load). In the subarctic climate frost segregation, summer solifluction and slope wash are active during long snowmelt period.

The episodic or extreme processes include not only common processes of very high intensity but also threshold crossing which leads to erosional and gravitational processes resulting in creation of new forms. But in case of more frequent extreme events (like 60 days with precipitation above 100 mm in Cherrapunji) effects are different — such events are natural motors which shape slopes and valleys of particular region. On the other hand, low frequency events create new forms like wounds in the landscape, but may also change the direction of evolution of slopes and valley floors.

The secular processes are responsible for the formation of regolith and majority of slope covers. On the contrary, the extreme events lead to dissection or translocation of those covers, including also the bedrock in young mountains. A possibility that such transformation will happen depends also on a rate of growth of regolith and presence of inherited covers from previous morphogenetic system (like periglacial in the present temperate zone).

2.3. Geomorphic role of local downpours, continuous rains and rainy seasons

The geomorphic efficiency depends on which of three rainfall parameters: amount (rainfall totals), intensity and duration, plays a leading role and controls the distribution of rainwater between overland flow and infiltration in the ground (the latter divided into- sub-surface flow and groundwater storage). We may single out three basic rainfall types (fig. 2.14, 2.15):

- a) Local downpours – when high intensity (up to several mm/min) decides on the predominance of overland flow, which results in slope wash, linear erosion, shallow piping and earth flows (and also on debris-flows on scree slopes — photo 2.6). The amount and intensity of rain decline from the centre to the margins of downpour, what may be reconstructed by survey of geomorphic effects (fig. 2.16; Starkel 2011b).
- b) Continuous rains of regional extent – when rainfall totals and duration decide on the predominance of infiltration. The intensity mostly does not exceed 10 mm/hour, but local downpours may be superimposed (fig. 2.17). This type may result in liquefaction of soils and earth or debris-flows on slopes and in floods with both erosional and depositional effects on the valley floors (fig. 2.18, 2.19).

- c) Rainy seasons – when long duration of rain plays a leading role in ground-water storage. After several weeks or months deep seated rocky landslides start to move, what is recorded especially in flysch mountains (fig. 2.20). In the monsoonal climate it is reflected in several peaks of river discharge during rainy season (fig. 2.21).

We register many events of transitional character among three types mentioned above. Many authors tried to delimit the threshold values of rainfall totals and intensities leading to formation of various mass movements and even find regularities in the global scale (starting from N. Caine 1980). In last years great deal of data (going in thousands of sites) were collected, and on the base of such records, unfortunately with insufficient parameters, several authors (like Guzetti et al. 2008) formed linear equations for the thresholds that are far from reality (fig. 2.22). The reason behind great simplifications in reconstructions of various processes is a lack of data on distribution of rainfall intensities in space and time (Starkel 2012).

2.4. Role of thaw periods

The snowmelt period in the mountains of temperate zone plays more important role when we proceed from oceanic to continental climate. In the west, mild winters with one or several inter-winter thaws and spring snowmelt dominate. Moving to the east, we find only one distinct spring snowmelt with ice-jam flood, heavy slope wash, differentiated spatially, and also depending on preceding deflation. Type and intensity of degradation depend on type of weather. We may talk about insolation-driven slow thaws and advective thaws, frequently combined with heavy rains falling on still frozen deeper ground (fig. 2.23, 2.24). That second type is reflected in intensive slope wash, solifluctional tongues as well mudflows and reactivation of piping tunnels, all of them better expressed in deforested areas.

At higher elevations the winter season is longer but just after a snowmelt episode a new snow cover may start to form. In mountains of the southern part of the temperate zone and of Central Asia, rapid warmings in spring or summer may happen, which cause fast melting, floods, debris flows and finally a temporal shift of cryonival vertical belt. The opposite effect during cold summers may create a downslope shift of cryonival and nival belt limits, reflected in extension of avalanches and advances of glaciers.

2.5. Frequency and clustering of extreme events

In particular climatic regions we observe different frequency of events which generate distinct geomorphologic effects. It could be several events during one rainy season (fig. 2.29) which rework braided channels or events acting only once in several decades, separated by periods of relaxation, when gradually the channel try

to return to their previous forms (fig. 2.30, 2.31). There are also fans or landslides which are active every year or only once in several years.

However, the extreme events are not regularly distributed in space and time. Their clustering is the main drive in transformation of relief, because these new active forms might be later continuously reworked even by events of much lower energy than the earlier initial event. Among clusters we may distinguish the downpours repeated in consecutive days (fig. 2.32), several floods during one season (fig. 2.33) like e.g. multiple floods of year 2010 in the Polish Carpathians and flash floods returning every 1–3 years in the Himalayan Piedmont (fig. 2.36, 2.37) or continuous rains, e.g. repeating every decade in the Carpathians (fig. 2.34, 2.35).

In the mountains with high tectonic activity and in young V-shaped valleys the thresholds of extreme processes may be crossed more frequently than in wide mature valleys where the transformation of slopes and floodplains proceeds slower and independently. Scale of changes depends also on lithology of substratum. The effects of clusters are well expressed on less resistant rocks in the marginal outer zones of young orogens.

2.6. Coupling mechanisms in formation of polygenetic slopes

Under polygenesis of a particular form we understand a combined operation of various processes, secular and extreme ones. Their role depends on input of rainy water to overland flow, subsurface flow and ground water storage (fig. 2.38). The presence of various erosional, gravitational or piping processes depend on substratum properties: infiltration, permeability etc. One of processes may take a leading position, also depending on vegetation cover and land use.

Polygenesis can be understood also as a cumulative operation of processes, which act not always fully synchronously, yet in longer time intervals. The coupling of slope and fluvial processes may have various relations (cf. Harvey 2011): sometimes supply from slopes dominates or sometimes a stream undercutting of a slope. In wide, mature valleys both subsystems work independently (fig. 2.39). In the Flysch Carpathians I have selected several categories of slopes with various leading processes (Starkel 1960a). Depending on lithology and a slope type particular parts of a profile may be formed by various processes.

Final effect of the combined operation of the processes is dismembering of slopes, frequently increased after deforestation (fig. 2.41). In historical perspective the analysis of polygenesis should include the period of initiation of forms (which frequently is difficult to be recognized) but also those periods which had the greatest impact on the slope evolution. In the mountains of the temperate zone the slope evolution is the effect of Quaternary cold stages alternating with interglacials. In the periglacial environment two groups of driving processes: slope wash thaw floods (in snowmelt season) and solifluction (in summer)

swapped over in an annual cycle, and led to interfingering of slope and fluvial deposits (fig. 2.40).

2.7. Polygenesis in the evolution of gullies and other erosive forms

Being mainly shaped by flowing water the gullies present great diversity of forms and modelling processes, depending on a type of substratum as well as on a type of rainfall and water circulation (fig. 2.44).

An initial process of gullies formation may be manifold. They can start from erosional rills, outlet of spring or niche formation. But formation of the gullies may be also initiated by earth or debris flows during heavy rains as well as by formation of a piping tunnel. Finally, cart roads in cultivated areas may be transformed in holwegs. Over long concave slopes, these initial forms develop under influence of combined action of three basic groups of processes (fig. 2.47). In areas without dense vegetation built of soft sediments, the initial forms develop into badland landscapes or even a canyon-like gully system (fig. 2.49).

The progressing erosion (with retreat of valley heads) leads to a gradual maturing and aggradation in lower section and, then, a cascade system of gullies develop (fig. 2.52). When the erosion reaches a hard bedrock, a V-shape gully may develop.

Development of the gullies is very complex and differentiated. Among them monogenic forms (mainly of erosion or piping origin) exist, but polygenic ones dominate (fig. 2.47). In the processes of evolution, impact of mass movements increases. In cultivated areas the mature ravines may be transformed into trough-like forms, which look similar to periglacial dellen (fig. 2.44). At margins of meadows, in the floors of small depression, scarps built of delluvial sediments may develop. These scarps look similar to sloes of mature ravines transformed by aggradation (fig. 2.44).

2.8. Evolution of landslide slopes

The area occupied by landslides and their volume vary – it can be confined to a tiny portion of a slope in case of small slumps or flows, but it also can cover a whole, even several km long, slope in case of much larger or deep-seated slides. The thickness of landslide relocated material varies as well, and the volume of landslide material can reach millions of cubic meters. The origin of landslides may be connected with saturation of ground by rain or/and meltwater, with earthquakes, additional loading by buildings, undercutting by rivers or road constructions. Also piping tunnels and cracks in solid rocks are other causes. The sliding is initiated either at the base of slope or in its upper part (fig. 2.53, 2.54).

The once created landslides may be active for many years or reactivated after a longer break, even after thousands of years (fig. 2.55). A reason of landslide

reactivation may be construction of new heavy houses (photo 2.17, 2.18), frequently recorded in the Carpathians or in the Himalaya.

There are also “chronic landslides”, which are controlled by groundwater (fig. 2.56) or by lateral erosion of streams (fig. 2.57). In case of some great landslides (fig. 2.58, 2.59) stabilization, with progressing reforestation and removal of weathered deposits, follows after decades (Froehlich et al. 1991; Starkel 2010) (photo 2.21).

The retreat of landslide niches, till more resistant bedrock is reached, leads to exposition of rocky hills and scarps of great niches of former landslides. In areas of frequent landslides, the forms being in various stage of evolution exist. In tectonically active ranges the landsliding is the principal type of relief transformation. Also after retreat of valley glaciers we observe the reactivation of gravitational processes on the exposed slopes.

Other regions of frequent landslides are the marginal zones of young mountains built of unconsolidated Neogene and Quaternary sediments (fig. 2.60).

2.9. Formation of river channels and floodplains in the valleys of mountains and their forelands

In fluvial geomorphology we distinguish three reaches, which differ with respect to their channel gradients and sediment loads, as well as reflect how the processes proceed from deep erosion to aggradation. A different sequence we find in the valleys dissecting slopes of young mountain chains — there, in submontane foredeeps aggradation occurs rapidly, but downstream, it is followed by stabilization of fluvial regime (fig. 2.61).

In the headwaters a leading to downcutting is realized mainly during flash floods. But after retreat of glaciers, in the hanging valleys of cryonival belt with gentle gradients, the river channels are either braiding or anastomosing. In narrowed sections, large landslides and rock falls may block river channels. After the flood is over, the river channel tries to restore the former equilibrium (cf. fig. 2.62, 2.63). In the older orogens rejuvenated from downstream, the river gradient increases again and even great Tibetan rivers cross the Himalayan ridges in deep canyons (fig. 2.64).

In the middle reaches, where rivers drain mature mountain landscapes, the widths of valley floors gradually increase (fig. 2.65) and the direct coupling between slopes and river channels declines. The reactivation of slope processes takes place mainly during downpours while aggradation over floodplains – during continuous rains. (cf. fig. 2.39)

In the mountains, in longitudinal river profiles and at junctions with tributaries, we observe also a great diversity caused by geological structure or active tectonics. The rivers passing narrow ridges form there short gaps separating elongated depressions with wide floodplains. The rivers draining only extensive foothill zones flow in wide floors and form meandering channels.

Different pattern we observe on the horizontally stratified rocks. The step-like river channels with waterfalls are modelled by backward erosion, and streams undercut slopes so widen the channel (photo 2.9).

Active tectonic movements cause incision into bedrock. At the tectonically rising edge of mountains, evorsional overdeepening of channel may occur. But when the bedload is very high, then the aggradation enters the mountain sector of valley (photo 2.3). At the margin of active orogens the steep fans gradually rise during flash floods (fig. 1.31, 1.32) and braided channels are dominant. In case of an uplift tendency in some parts of fans, particular channels become incised in the bedrock (cf. chapter 1.5).

In case of stable orogens (when we do not register a subsidence) the flat fans at the piedmont zone are drained by meandering rivers, leaving on a side abandoned paleochannels.

3. Quaternary evolution of relief

3.1. Geomorphic significance of Quaternary glacial-interglacial cycles

The study of key localities in the mountains of temperate zone shows the climatic changes which proceed either synchronously or diachronously, as well as transformations of ecosystems and shifting of morphoclimatic vertical zones which occur either very slowly or rapidly. Frequently we pay more attention to the fluctuations of glaciers and vegetation changes. In reality, it was the increase of continentality expressed in extension of permafrost and narrowing of forest zones (fig. 3.1), similar to the present-day situation in Central Asia (fig. 3.2, 3.3), that was the leading change in the temperate zone during the glacial stages.

The analysis of fluvial, slope and eolian sediments indicates presence of long transitional phases, which seem to be more important than the extreme phases: glacial and periglacial (cold) or forest ones (warm). In fact, such transitional phases were composed of shorter cyclic changes (each even only 1–5 ka long) with permanent shift of upper tree line and permafrost expansion. In the last glacial-interglacial cycle these transitional phases cover above 50% of time. Among them 3 types can be distinguished: progressing cooling (forest retreat, change of hydrological regime with seasonal permafrost), progressing warming (retreat of permafrost and advance of forest) and phases of long-lasting oscillations in limits of transitional systems (with unstable water cycle and wide spectrum of processes). The last type is especially characteristic for above 25 ka long interpleniglacial period (fig. 3.4, 3.5, 3.6). In last decades many new localities from these transitional phases have been dated in the Carpathians and in the Alps.

The geomorphic processes during cold stages are controlled by changes in temperature. On the contrary, during the Holocene as well as in other interglacials,

fluctuations in hydrological regime play the main role. In higher latitudes the rise of precipitation is delayed comparing with temperature (fig. 3.7). In lower latitudes the precipitation rise started in the Lateglacial, but later (5–4 ka BP) it was followed by gradual aridisation. These above mentioned transitional periods are responsible for the removal of previous periglacial covers as well interglacial soils from mountain slopes.

In the areas tectonically active during the Quaternary (lifted 1–2 km up), the valleys situated earlier in the forest belt have been shifted up to the cryonival belt and the ridges, which were earlier rising only above the timber line, were shifted to the glacial belt (fig. 3.9, 3.10). The glacial exaration has taken over for a former leading role of fluvial erosion in the formation of mountain landscape.

3.2. Terrace systems and climatic rhythmicity in the Quaternary

In the early models of Alpine valleys the Quaternary aggradation was connected with cold stages while erosion with interglacials. Later, both glacial and interglacial accumulation was recognized, so erosion was connected with transitional periods. Also second order cuts and fills were explained by stadial-interstadial fluctuations. Finally, the dissection of alluvial fill, connected with climatic shift from oceanic to more continental, was revealed (Rotnicki 1987; Starkel et al. 2007).

Simultaneously, in the piedmont zone of the Carpathians, 2–3 terrace levels related to the last cold stage were registered, and inside the middle one, the secondary fills (related to interpleniglacial phase), partly fossilized by loess cover (fig. 3.11, 3.12, 3.13), were recorded as well. The youngest pleniglacial terrace with braided channels had been dissected deeply (3.14, 3.15, 3.16) and next lateglacial fill was deposited by meandering rivers.

Further inward the mountains, the last cold stage is mainly represented by one terrace with alluvial sequence interfingering with solifluction beds (fig. 3.11) or with glacifluvial fans in headwaters.

The number of strath terraces with alluvial covers in the Carpathian valleys varies and seldom represent all glacial stages (fig. 3.16). The analysis of weathering horizons and presence of interglacial flora in the San valley indicate, that the joint deep dissection of thick alluvia and rocky substrate underlying the strath could had undergone during two glacial-interglacial cycles. This means that non-every cycle is represented by a separate terrace level (fig. 3.17, 3.18, 3.19). This interpretation has been supported by a calculation of a rate of degradation and deposition during one cycle reaching about 10 million m³ on 1 km length of the San valley course.

The Quaternary cyclic evolution of a mountain river valley is presented by a model given in fig. 3.19. During the pleniglacial aggradation connected with supply of debris from slopes and headwaters occurred. In the lateglacial, lateral erosion by braided rivers proceeded, and in interglacial it was replaced by incision (also in

bedrock) of narrow straight or meandering channels, only at junctions with tributaries the lateral erosion of braided channels might have led to widening of rocky floor. The next general widening of valley floors during the early glacial resulted from action of braided channels carrying increased sediment loads during a retreat of forests from mountain slopes.

3.3. Recording of synchronous tectonic movements and climatic changes

The older concepts tried to connect the incision phases either with discrete uplift related to interglacial stages or with continuous uplifting disturbed only by a cold stage aggradation. The lack of younger strath terraces was explained by ceasing of tectonic uplift. In the young mountain chains the zone of an active uplift shifts usually from central to outer parts. The rate of Quaternary uplift in Alpine system varies from several dozens meters to 1–2 km (fig. 3.19, 3.22). In the uplifted horsts the downcutting follows from marginal faults upstream (fig. 3.20). Frequently the headwaters were still not rejuvenated (fig. 1.25). The dating of terraces helped to distinguish main phases of uplift, one of them in Southern Europe was very distinct – about 0,5 million years old (cf. Zuchiewicz 2009).

The analysis of relations between strath terraces, alluvial covers and their relation to slope sediments led to a concept that the imprint of climatic cyclicity depends on various neotectonic tendencies (Starkel 1987a; fig. 3.25). The rate of uplift or subsidence is also reflected in the thickness of alluvial covers over strath terraces, and in difference in altitude between successive terraces. Only the not-rejuvenated hanging upper valley reaches are controlled by cyclic climatic variations.

When reconstructing tectonic activity in the mountain valleys we can make many mistakes. Frequently, we accept small separate fragments of inclined erosional plains produced by meandering rivers (up to 10 m difference in height!) as separate terrace levels. Also narrow river channels cut in bedrock during the Holocene and partly incised due to human impact are interpreted as indicators of young uplift. The opposite tendency, i.e. aggradation after deforestation might be erroneously interpreted as an effect of subsidence.

3.4. Maturation of mountain slopes in the Quaternary

The great diversity of mountain slopes is connected with their history of dissection (lower sections are of younger origin), lithology and tectonics of substrate and with fluctuation of morphoclimatic vertical zones in the Quaternary.

During cold stages degradation progresses downslope while in the interglacials soil formation and lowering of base level take place. In the mature valleys either a tendency to slope retreat prevails or a propensity to gradual flattening with aggradations at their base occurs (fig. 3.26, 3.27, 3.28, 3.29). Bedrock lithology

decides on a dominant type of denudation (slope wash, solifluction, cryoplanation etc.) and skeletonization of most resistant beds (fig. 3.30, 3.31). The slopes tend to reach a convex – concave profile.

In result of a sequence of glacial – interglacial cycles we state a general down-wearing trend: the degradation acts in the interfluves and upper slope sections, so the lower terrace steps start to be fossilized by slope deposits (fig. 3.30, 3.35).

In the higher zone, occupied in glacial stages by valley glaciers, a great role in deepening and widening of valleys is played by exaration. The ridges located above glaciers or in cryonival zone are modelled by frost weathering, cryoplanation and former landslide niches are transformed into dellen-like forms. After glacial retreat the steep slope is frequently bordered by glacial or glacialfluvial deposits (paraglacial zone – fig. 3.36) and gradually retreats.

The exposed after deglaciation lowest slope sections undergo intensive degradation by various mass movements.

A characteristic feature of mountains located in the continental climate is a change in asymmetry of slopes. During cold stages intensive degradation took place on the S-exposed slopes with thick active layer. During interglacials permafrost occupied only the N-exposed slopes over which solifluction occurred and made the slopes gentler.

In the central Mongolian Khangai Mts. a narrow forest belt separates the upper cryosemihumid belt with active cryoplanation from lower ones with discontinuous permafrost over cryopediments. The last ones are inherited from colder phases being gradually transformed by slope wash and deflation (fig. 3.37).

3.5. Diversity in evolution of great fluvial systems fed by mountain rivers

Most of large rivers have regimes controlled by glaciers, snowmelts or heavy rain-falls in headwaters. The role of mountain areas depends on their participation in the area of a whole catchment, in the length of rivers and diversity of regime in a whole longitudinal profile (fig. 3.38, 3.39). Presence of subsiding depressions, located directly at the mountain foreland, characteristic for the young mountain chains is very important, so a role of floods born in the mountain weakens. But just opposite, some rivers, like Brahmaputra, which drain the cryonival belt in their upper courses, after leaving the Himalaya, are swelled by tributaries rich in water and sediment load coming from a margin of the mountain and compelled by heavy monsoonal rains (fig. 3.40, 3.41).

A large river may run in one climatic zone only or may be a polyzonal river, flowing either from humid to arid zone or in opposite direction. There are also rivers flowing towards north in Eurasia, in which the snowmelt season is delayed when moving downstream (fig. 3.42). Many large rivers end in the closed basins, in which Quaternary fluctuations of lake levels reflect changes in precipitation and

hydrological regime of rivers draining the surrounding mountains (fig. 3.44). Such rivers have allochthonous regime, which do not reflect character of rainfall regime of a zone passed by the river. During cold stages the role of glacial or snowmelt supply increased, therefore the tendency to aggradation, especially in submountainous depressions was much higher, even though some valleys were afflicted by megafloods like upper Ob or Yenisey in Siberia (Yamskikh 1996; fig. 3.42, 3.44). Several European or North American rivers with headwaters in the mountains were blocked by ice sheets expanding from the north.

3.6. Holocene climatic fluctuations registered in the fluvial systems of the Polish Carpathians and their foreland

After transitional lateglacial period, reflected in the shift from braided to meandering channels and, then, from large meanders to small meanders (fig. 3.45), in the Carpathian foreland we find several parallel cuts and fills up to 8–11 in number, which represent more humid phases, each several centuries long, separated by relatively longer drier phases (fig. 3.46, 3.47). The character of those changes is different in the mountains and in submontane basins and also depends on a size of a catchment (fig. 3.49). Only in the mountains, especially in the reaches with the uplift tendency we may register 2–3 erosional steps.

All humid phases are well reflected in cumulative curves of all radiocarbon dates collected in upper Vistula basin (fig. 3.50) and represent phases dated at (in noncalibrated ^{14}C dates): 8.5–8.0, 7.3–7.0, 6.5–6.0, 5.5–4.9, 4.4–4.1, 3.5–2.9, 2.7–2.4 ka BP and younger 450–570 AD, X–XI ct., after 1500 (fig. 3.51, 3.52, 3.54). Among them, the profiles from early Holocene (pre-Neolithic) are especially interesting, when about one hundred heavy rains and floods were recorded in one locality during 600 years (fig. 3.57). In younger deposits, phases of active soil erosion are reflected (fig. 4.15).

These phases recognized in the foreland of the Polish Carpathians find their equivalents in the mountains and basins of central Europe as well as in advances of Alpine glaciers (Schirmer 1983; Starkel et al. 1991, 1996; Magny 1993; Kalicki 2006 and many others). Contrary to that, the thick overbank deposits are not synchronous, reflecting regional phases of increased human activity (cf. chapter 4.3).

3.7. Holocene climatic changes registered in various facies of sediments and forms

The dated fluvial forms and sediments let to distinguish more humid phases with higher frequency of extreme events. But similar phases are also recorded in other facies (fig. 3.56). Among them there are delluvial and colluvial forms and deposits, cave dripstones, calcareous tuffa, lake sediments and forms reflecting changes in water level, mountain glaciers, solifluction and other cryogenic sediments etc. But

all these features formed at more humid phases are not fully synchronous; among them high water levels and glacial marginal zones are delayed in time (fig. 3.56). All mentioned forms and deposits reflect various types of extreme rainfalls: heavy downpours, continuous rains and rainy seasons.

The distinguished phases are connected with changes in solar radiation but also other factors like volcanic activity may be not excluded. The best registration is for last phase – the Little Ice Age, which is reflected in various forms in all climatic zones. A similar, global character, climatic instability with many extremes has been documented for the early-Holocene phase at 9.5–8.5 cal. ka BP (fig. 3.57) before acceleration in circulation of water and matter caused by man took place.

All phases with frequent extreme events, usually grouped in clusters and relatively cooler, cause the lowering of morphoclimatic vertical belts in the mountains (extension of glaciers, permafrost etc.) leading to substantial changes in relief or at least initiating them, especially in areas, which are tectonically active or/and destroyed by human activity.

4. Climate and man – complex causes of mountain relief transformation

4.1. Disturbance of equilibrium of slope and channel systems connected with land-use changes

The main human activities (forest clearance, overgrazing and agricultural activity) cause acceleration of overland flow and then increased degradation over slopes and in valley floors. (fig. 4.1, 4.2)

The forest clearance itself initiates soil erosion, which in turn results in formation of badlands and, what is more, in some extreme humid climate stops renovation of forest which is replaced by blanket bogs (e.g. in Britain). The overgrazing over steep slopes leads to exposure of bedrock and formation of debris flows. On the cultivated slopes, slope wash to 2–4 orders higher than in the forests or meadows dominates (see table 4.1). The joined erosional effects of overland flow and wind deflation depend also on a field mosaic or mode of cultivation, and are much reduced by field terracing. In some mountain regions various types of mining activities play an important role.

The final effects of human activities lead either to total degradation of regolith up to hard bedrock surface or to formation of new metastable equilibrium. Therefore, we may distinguish the shrub plant communities in the semiarid and Mediterranean mountain zone, the blanket bogs over deforested slopes in cool humid climate and formation of surficial armoured gravely layer with sparse grass cover protecting remains of regolith in the humid tropics (photo 4.3).

4.2. Temporal and spatial differentiation of anthropopressure reflected in evolution of mountain relief

The direct impact of human activity on mountain landscape started with Neolithic agrarian revolution and expanded from Near East and east-Mediterranean region to the North and South. Besides the forest clearance, for millennia it concentrated on cultivation of cereals and on husbandry.

In the mountains of Near East, agriculture expanded in the Early Holocene, then, since 4000 years BP it shrank due to progressing aridization of climate. In the Mediterranean, the forest clearance and cultivation were so extended that in many regions soil erosion exposed bare rocks as well as secondary brushwood formation might have expanded.

In the Alps, Carpathians and other mountains of Central Europe the human expansion advanced gradually. Since the Roman time the upper tree line started to be lowered by shepherds' practices, so gully and debris flow formation extended. Since the Medieval period, in some regions, an organized colonization accompanied with mining activity come into being. Due to overpopulation of lower mountains and introduction of potatoes the soil degradation was so high in the last centuries, that some areas had been abandoned and reforestation started over. In the mountains of the post-war socialist countries the introduction of collective farms caused rapid increase of soil erosion. However, the translocation of population from the Carpathians and Sudetes accelerated the reduction of arable fields. The present gradual retreat of arable land is reflected not only in reduction of slope wash and sediment load but also in increased deepening of river channels (fig. 4.6, 4.7).

In the most rainy mountains in Britain, the forest clearance dating back to the pre-Roman time caused an extension of blanket bogs over slopes. The cooling of Little Ice Age with frequent extreme events was reflected in the retreat of cultivation like in Scandinavia and Britain (Grove 1972).

In continental arid climate of Mongolian mountains the narrow forest vertical belt connected with permafrost was degraded by various human activities several times (fig. 4.9, 4.10). In the monsoonal Darjeeling Himalaya in the mid- 19th century, after forest clearance the tea plantations were introduced. Later on, at least 3–4 times after continuous heavy rains, those sites were affected by landslides and mudflows causing dissection of primary flat slopes and aggradation in deep valleys (cf. Starkel, Basu 2000; fig. 4.11, 4.12). The mass movements were intensified also due to mining activity and road construction (fig. 4.13). Much weaker degradation is observed in the Arunachal Pradesh state where the shifting cultivation is still practiced (photo 4.11).

The southern slope of the Meghalaya Plateau, with globally highest annual rainfall of 10 000–15 000 mm at Cherrapunji, has been totally deforested for iron smelting and cultivation, starting probably from the first half of first millennium (fig. 4.14). This led to total degradation of the soil cover and, on a ground surface,

to formation of armoured gravelly layer with a poor grass cover, both protecting against progressing degradation or, on a granite substrate, to formation of residual corestones (Starkel, Singh 2004; Prokop 2007, 2010).

The various trends of degradation related to human activities in the mountains are in different relations to climatic fluctuations. In the last century mainly in the developed countries we observe the decrease in human activity, which causes the renovation of natural communities and reduction of geomorphic activity.

4.3. Morphogenetic effectiveness of climatic phases in the periods of increased human activity

Starting from the Neolithic, in the mountain regions, we observe several phases of increased expansion of human settlement and agriculture, alternated with recessional phases. Independent climatic fluctuations, which may cause shifting of vertical zones and ecotones, occur parallel. The superposition of both factors is reflected in type and intensity of various geomorphic process. This may be illustrated by changes in Central Europe, where three types of increased soil erosion and fluvial activity have been recognized (fig. 4.15, 4.16, 4.19).

1. Phases of increased morphogenetic activity controlled only by a climatic factor. The following are assigned to this group: more humid and mainly cooler phases – among them those which happened during Dark Ages (5–6th century) – with frequent floods recorded in channel avulsions, deposition of subfossil tree trunks (fig. 4.18), numerous landslides and advances of alpine glaciers. The late Neolithic phase about 4500 cal. BP as well as Eoholocene phases are attributed to this group.
2. Phases controlled mainly by human activity like the late Roman phase (2nd–3rd century) of extensive deforestation and soil erosion reflected in thick overbank and deluvial deposits (fig. 4.16, 4.17). The 12–15th century had similar character, i.e. it was a relatively warmer and drier period which is also known of colonization in a part of the Carpathian Mts.
3. Phases of high activity of geomorphic processes due to superposition of both factors (climatic and anthropogenic). The mid-Neolithic phase of funnel-beaker culture about 3600–2900 BP, late Bronze – Latene phase or Little Ice Age were of that nature and were characterized by strong slope and fluvial processes, advances of mountain glaciers, high lake levels etc.

A reaction to changes in a rainfall regime may be different in the mountains of various climatic zones. In maritime climate, drier phases were more favourable to human economy (and soil erosion) but in steppe or semidesert zones the trend to aridization means a collapse of agriculture. The concurrence of both factors (climatic and anthropogenic) may lead to the total destruction of equilibrium in existing geoeosystems.

4.4. Disturbance of continuity of natural slopes and fluvial systems – geomorphic effects

Water and mineral matter in the mountains are transferred from slopes to river channels, then downstream, and are deposited in the mountain foreland. A man tries to hold water and soils on the slopes, contain fluvial transports and protect from flooding. Therefore, dams are constructed on the slopes and along the rivers. The fragmentation of slopes leads to transfer of water and mineral matter only for short distances, and to field terracing (fig. 4.20, 4.21, 4.22). The scarps appear at the borders between slopes and valley floors as well as at the margins of large fields built by wind deflation (fig. 4.24). In the meantime, construction of road networks accelerates runoff to the channels and a danger of flooding increases (fig. 4.23). The undermining of slopes provokes landsliding.

Along mountain creeks carrying heavy bedload after deforestation, engineering works, which comprise regulation of stream channels, construction of various dams or embankments, are undertaken (fig. 4.25). Great water reservoirs generate aggradation and formation of deltas upstream as well as downcutting downstream (fig. 4.26).

At the mountain foreland, the construction of embankments close to river channels brings in effect aggradation that hampers a free flow of floodwaters (fig. 4.27, 4.30). Because of that flood embankments fail, water spills out on the inboard side of the embankment, and deep erosional kettles with extensive crevasse splays at their front are formed (fig. 4.31). Construction of bridges, with gaps which are too small for flood waters, is especially dangerous (fig. 4.30). Construction of embankments or regulation (straightening) of river channels only at some sections (fig. 4.29) is also dangerous. In such cases, at other reaches the exposing to flood danger is growing.

Among other activities disturbing the circulation of water or a natural interplay between slopes and river valley floors, there are: exploitation of gravels or sands from the river channels (fig. 4.28) leading to formation of a lower floodplain, and underground exploitation of coal resulting in subsidence of some valley.

The fragmentation of natural slope and valley systems has blocked the natural circulation pattern. Only during extreme events, the nature returns to natural routes of circulation which is associated with damaging all barriers constructed by man on the slopes and along river valleys. The question is how far we can interfere in the processes, which were accelerated by previous human activities.

4.5. Perspectives of mountain relief formation under condition of global climate changes and regression of agriculture

The observed global warming means for the mountain geoecosystems the rise of climatic – morphogenetic belts by about 200–300 m in 21st century. It refers especially to the upper forest line and extent of cultivation (fig. 4.32). Various models

show different trends in precipitation: either to increased humidity or to aridization. Since the last decades, in all climatic zones, a distinct rise in frequency of extreme events like heavy rains, floods and tornados is recorded, which is expressed in a rapid rise of geomorphic processes.

The degradation of mountain geoecosystems progresses, thus, a more attention should be paid to reforestation and restriction of agricultural activity. In various mountains, many projects, based on models of postulated rational land-use, were undertaken in various types of relief. In the Polish Carpathians, gradient of slopes and soil fertility were taken as fundamental factors of the reasonable land use (fig. 4.34). The changes in various European mountains are progressing towards such rational land management. On the other hand, the developing road network and other infrastructure lines, building construction, touristic and sport installations etc., all of them provoke the increase of erosional and gravitational processes on the mountain slopes and/or the flooding in the valley floors.

Nevertheless, the general trend to restore natural plant communities is visible in the whole Europe, although the replacement of population after the Second World War and several decades of collective farming has delayed this process in the Eastern Europe (fig. 4.35).

At the mountain foreland the progressing flooding and aggradation should be mitigated not only by constructing water reservoirs and polders but also by construction of new embankment yet at a greater distance from river channels, leaving this way a room for larger flood waves (fig. 4.27). In case of the subsiding foredeep with large alluvial fans more space should be offered for aggradation by shifting settlements from one to another sector (fig. 4.37).

The scientific management of mountain areas should be based on a principle, that the rising mountains deliver a surplus of water and mineral matter to the surrounding depressions and this process cannot be stopped, so we can only try to reduce the effects related to acceleration generated by human activity.

5. Regularities in evolution of mountain relief

Talking on regularities in evolution of mountain relief we should remember three basic facts: a) mountains are products of plate tectonics, b) from a very beginning they are exposed to external processes controlled by climatic changes, c) preservation of morphologic forms depends on the resistance of substratum.

1. Differences in altitude, high gradients of slopes and river channels in the mountain landscapes cause the energy of processes to be higher and circulation of matter to be faster. Surplus of water and mineral matter is moved out of the mountains — volume and travelled distance depend on energy released mainly during extreme events.

Therefore, a fundamental, outstanding feature of the mountains is their erosional landscape, which frequently shades their tectonic foundations. Negative water balance and sediment load higher than a rate of weathering are in a sharp contrast with a depositional regime of submontane depressions.

2. Mountain landscapes are outcomes of combined actions of various powers and processes. Therefore, a polygenesis is their principal feature. Tectonic movements are responsible for a rate of vertical uplift and horizontal shift. Erosional-denudational processes tend first to dismembering of a primary relief, then incision by rivers, and later lowering and planation of uplifted areas take place. Majority of slope and valley forms are the products of several processes acting superficially or linearly, which are differentiated spatially (see IX canon of relief evolution after Brunnsden 1990). A series of processes act together from the very beginning of relief formation. This may refer both to anticlinal ridges emerging from a sea, plains of piedmont fans as well as to initial gullies created during downpours. Frequently, in the course of maturation and becoming old, other processes start to play the leading role and even determine the direction of transformation of particular forms. Landslide valleys or valley heads may serve as examples.
3. A continuous adaptation of relief to changing climatic and tectonic conditions are essential attributes of the mountains with steep slopes and high relief energy. It leads to progressing maturation of relief or its rejuvenation. This is especially well evidenced by the Quaternary rhythm of climatic fluctuations during which the more stable phases with formation of regolith interlace with phases of intensified processes either secular or directed extreme events. A repetition of climatic phases and duration of particular phases are not without importance. It appears that transitional phases, when one, more stable morphogenetic system stops to function and a new system comes into being, are most crucial to relief evolution. At that time, the thresholds of various processes start to be overcome, and removal of weathering products and sediments, that have been left by the previous system, takes place. Threshold crossing goes on in a period of permafrost formation and its recession as well as during entering and retreating of forest communities. In the high mountains it occurs during vertical shift of morphogenetic belts. But, with entering of forests a completely opposite effect may be linked — a gradual stopping of denudation processes may proceed. In case of mature forms, like levelled slope bases, it is now difficult to recognize the role of particular processes. The forms could be outcomes of cryoplanation or landsliding. In the mountains such changes were realized jointly with shifting of vertical morphoclimatic belts reaching to 1000 meters in the Quaternary. However, the rejuvenation of relief took place most frequently during phases, when fluvial power dominated over supply of debris from slopes to river channels and was supported by lowering of erosional base of the slopes due to a tectonic

uplift. Such patterns are registered by strath levels in the sequence of Quaternary terraces.

4. The altitudinal boundaries of vertical morphoclimatic zones are usually not sharp and take form of ecotones. This is an effect of climatic parameters changing in time and space as well as of elements inherited from past (landforms and soils). Therefore, it is so difficult, for example, to mark borderlines of periglacial processes or even of upper tree lines (Rączkowska 2007; Kotarba and Migoń 2010; Križek et al. 2010).

The ecotones (transitional belts) of morphoclimatic vertical zones may reach even a width of hundreds meters and their limits may be shifted several dozen meters in response to a singular extreme event (e.g. rapid snowmelt, great landslide etc.) We should also revise our view on vertical belts fluctuations of an order 500–1000 m during particular glacial – interglacial cycles in the Quaternary. In reality, on the mountain slopes various processes are in a continuous competition, so duration of different geoecosystems may cover various time spans. This incessant sequence of changes and adaptation to new conditions is expressed most inclusively in the polygenesis of mountain landscape and in its complex age, also in the case if only elements of the youngest Quaternary cycle of evolutionary chain may be recognised.

5. Scale and rate of adaptation to a new climatic regime depend also on the resistance of substrate. Therefore, on the less competent, easily weathering bedrocks, secular processes, such as solifluction, slope wash or deflation, seem less effective, but as being long-lasting they appear to be more substantial in a slope evolution than singular extreme events. And reverse, the resistant bedrocks control and preserve the main features of primary forms inherited from ancient geological epochs.

In case of the mixed substrate of contrasting resistances (which is characteristic of the folded flysch or molasse rocks), the glacial-interglacial cyclicity, leading to skeletonising of rocky members or even single beds that have not been intensively weathered in glacial or interglacial stages, play also a substantial role in relief forming (especially in the temperate zone). The products of chemical weathering and the soils are carried away mainly during early phase of a subsequent cold stage. These processes may be spatially differentiated, depending on the exposure of slopes against rainfalls or winds.

New shapes of forms, which have not preserved primary features or have been dismembered, are the final effect of juxtaposition of adaptation processes. Therefore, in particular mountain landscapes, forms of different ages may exist in parallel. The older ones are usually greater, represent long periods of planation and are preserved on rocks of higher resistance. The younger ones are more frequent and represented either by erosional forms or by covering sediments, only partly preserved till now.

6. In the mountain landscape a specific mixture of landforms exist. They are either in equilibrium or in disequilibrium or have not reached equilibrium stage yet (cf. Renwick 1992). The second stage is the most characteristics of the mountains, due to high frequency of extreme events after which both the slopes and the river channels have not returned yet to their previous equilibrium. But in the tectonically active mountain ranges the third stage may dominate, even pointing out the actual trend of relief evolution.
7. The paradox of mountain valleys is a changing function of individual slope segments gradually incrementing together with deepening and maturing of the valleys. The slope segments located higher, mainly of older foundation, are continuously denuded, while lower erosional parts of younger age show a tendency to aggradation and even fossilization of terrace steps. This zone gradually shifts downslope. Parallel with that, the levelling of the whole profile of mountain slope occurs. The effects of that levelling are expressed best in the areas of ceasing uplift. Therefore, the slope of a large deep mountain valley is a polychronic form, which reflects information on multistage deepening inspired by tectonic uplift as well as includes different in age elements of one slope system controlled by gravitation and circulation of water (fig. 3.30).
8. Old forms, created under particular conditions, may be merged into new tectonic and morphoclimatic systems. This observation refers especially to the high mountains with intensive uplift (passing 1–2 mm/year), where the fluvial relief has been transferred to the cryonival vertical zone or even to the glacial one during several millions years or in a shorter period (Starkel 2011a) and now is transformed by cryoplanation or glacial exaration. The transformations may refer also to the mature relief modified by tectonic processes. As an example we may give the relief of intramontane level of Pannonian age in the Western Carpathians, which had been warped in form of a great “dome structure” during the Pliocene neotectonic uplift (Minár et al. 2011).
9. In the mountain landscapes, especially in young stage of evolution, the main course of radical transformations is attributed to the extreme events. During them the threshold values are exceeded and new forms develop. These forms are consolidated especially by clustering of events in short time intervals, when the primary equilibrium is impossible to be recovered. These clusters may repeat in a time span of days, weeks as well as in periods of decades and centuries. In some climatic provinces, like tropical–monsoonal or Mediterranean, frequent local downpours or continues rains repeating every year are fundamental factors of directed relief transformations.
10. While the mountains are natural producers of surplus of water and sediment load that are dislocating downstream, then the low local foreland is the first natural depositional area of that surplus. In the piedmont zone of differentiated

subsidence, the undergoing aggradation registers in lithology of alluvial beds all the phases of uplift, downcutting and clearing out in the mountains. The climatic changes, especially in the Quaternary, are also reflected in the sequences of cuts and fills. In the areas of differentiated tectonic movements the aggradation may alternate with tendencies to antecedence or epigenesis.

11. Human activity in the mountains, due to destruction of natural vegetation cover, leads to accelerated run-off and increased sediment load, then finally to degradation of soils and formation of badlands well recorded in the humid tropics and Mediterranean regions. Frequently, it is the result of several repeating waves of migration and deforestation connected with them. In the final stage, it may lead to exposure of bedrock or to formation of secondary surficial "armoured layer" with a protective plant cover.
12. Besides deforestation, cultivation and overgrazing, human activities, which comprise construction of various barriers and dams, seem to be equally important for functioning and evolution of mountain landscapes. Such activities result in fragmentation and isolation of natural slope and valley floor systems (especially river channels), regulation of water courses, controlling of sediment load and junction of transportation routes. In outcome, the separated fragments of slopes and valley floors start to function as independent entities (though sometimes joined by artificial roads, canals, bridges etc.). Only during extreme events (downpours, floods etc.) the interrupted routes of circulation of water and matter in the whole slope and river channel profiles may become reconnected and reused to carry the surplus of water and matter outside the mountains (frequently across destroyed barriers). The nature restores a normal function of mountains and their forelands. The sections of slopes or river channels with forced depositional activity (the deposition zones for load carried from headwaters) start to be again the sections of erosion.
13. The diversity, uniqueness and mosaic spatial pattern are specific features of mountain landscapes that are unknown to other monotonous parts of continents (comprising about 90% of the whole area). This diversity is dictated equally by geological structure and tectonic evolution of mountain chains as well as by former and contemporaneous climatic conditions (including extreme events) registered in forms and various stages of transformation of natural geoecosystems and their spatial fragmentation by human activity. Such diversity demands adaptation of different but adequate rules in spatial management.

The global climatic changes, especially zonal aridization and increased frequency of extreme rainfalls, as well as simultaneous overexploitation of natural resources, forced by increase of population and socio-economic changes, oblige the states and communities to make attempts towards restoration of equilibrium in the

natural systems in conformity with climatic zones and geoecological vertical belts in the mountains.

A necessary condition for a success in these activities is the recognition of complicated mechanisms of water circulation and geomorphic processes. This recognition should draw upon an integrated monitoring of energy exchange and circulation of matter realized by field research stations localised in the mountains. Parallel to that, a close collaboration of biological and earth scientists (Viles et al. 2008) is needed not only in the field of examination of mechanisms of present-day processes but also of their effects based on palaeogeographic reconstructions (Starckel 1993, 2003, 2008). The knowledge of equilibriums which the systems have developed in long periods in particular landscapes should help in protection against frequent crossing over the thresholds related to circulation of water and mineral matter that lead to rapid transformation of relief in mountain geoecosystems.

List of Figures

Figure 1.1. Adjustment of relief of young Siwalik zone to rock resistance (after Starkel 1978a based on geological map of Hazra et al. 1959)

Figure 1.2. Ridges in the Carpathians – in the northern part structure controlled, in the southern young, not related to structure (after Starkel 1972c,d)

Figure 1.3 Cross-sections of young valley of Jamne creek in Gorce mountains cut in upper (A) and lower (C) section in more resistant sandstones and in middle section (B) in less resistant shales and sandstones

Figure 1.4. Longitudinal profiles of channels of great Himalayan rivers with several steps indicating stages of rejuvenation: of Tista river with headwaters in main Himalayan range and of Jaldhaka river with headwaters in lower ranges not occupied by glaciers (after monograph of Tista catchment by Mukhopadhyay 1982)

Figure 1.5. Morphoclimatic vertical zones of the Himalayan and Tibetan ranges (after Starkel 1998a)

Figure 1.6. Size of forms of different age in Polish Carpathians: in High Tatra and lower flysch Carpathians (after Starkel 1992b)

Figure 1.7. Relation of three main levels and their preservation to lithology (mainly rock resistance) in the flysch Carpathians

Figure 1.8. Deviations from regularities in relations between size of forms and stages of evolution of existing landforms (after Starkel 1999a)

Figure 1.9. Profile of fossilized cryopediment in the Tsagan-Turutuin gol in the Khangai Mts. (after Kowalkowski et al. 1977)

Figure 1.10. Morphology of part of Gruszowiec depression in the Island Beskid, filled by periglacial deposits, partly transformed by landslides (after Starkel 1960b)

Figure 1.11. Phases of uplifting of young mountains chain (a, b, c) reflected in longitudinal profile of river channel (R)

Figure 1.12 Phases of uplifting of mountains horst (a, b, c) and dissection of its scarp, reflected in the staircase longitudinal profile of river channel

Figure 1.13. Rejuvenation of Pamir in Neogene and Quaternary (after Kostienko 1962)

Figure 1.14. Longitudinal profiles of structure controlled ridges in eastern part of Polish Carpathians – their flattened elevation is probably reflecting the remains of intramontaneous level rising about 300 m above river beds (Starkel 1965)

Figure 1.15. Remains of relief of submontane level in the catchment of upper San river (Starkel 1965)

Figure 1.16. Geomorphological map of fragment of upper San river basin in Eastern Carpathians (Starkel 1962)

Figure 1.17. Generalized map of ridges and fragments of relief of denudation levels in upper San river valley (Starkel 1965)

Figure 1.18. Elements of relief connected with 100 m valley level in the catchment of upper San river (Starkel 1965)

Figure 1.19. Paleogeomorphological map from period of formation of early Quaternary 100 m valley level for part of upper San river valley (after Starkel 1965)

Figure 1.20. Preserved fragments of interfluvial levels in the western Podhale region (after Kukulak 1993, simplified by Zuchiewicz 2011)

Figure 1.21. Longitudinal profile of lower course of Solinka river, the main mountain tributary of San river – a distinct suspension over the channel of San

Figure 1.22. Longitudinal profiles of small tributaries of San river; the left ones (like Bereźnica, Wólczy) are suspended, their upper courses are not rejuvenated; the right tributaries (like Czarny) flowing in subsequent depressions are not hanging (Starkel 1965)

Figure 1.23. Longitudinal profiles of rivers Yangtze and Mekong flowing down from Tibetan Plateau uplifted along faults; upstream of fault lines distinct deep erosion; the upper course is totally unrejuvenated (after Brookfield 1998)

Figure 1.24. Overdeepening above 100 m by glacial exaration in 15 km long Białka valley in Tatra Mts. during last cold stage; map of thickness of Quaternary deposits based on seismic profiles (after Baumgart-Kotarba et al. 2008)

Figure 1.25. Hanging valley heads in Tatra Mts. (after Klimaszewski 1972); the piedmont flattening at the mountain margin are related to them

Figure 1.26. Scheme of deepening of high mountains valley by glacial exaration in the Quaternary

Figure 1.27. Himalayan foreland between Tista and Dima rivers (after Starkel et al. 2008)

Figure 1.28. Deformation of terraces in the Teleajen river valley on the margin of Romanian Subcarpathians as the effects of neotectonic movements (after Niculescu 1963); the highest niveau of lower Quaternary age

Figure 1.29. Alluvial fan of Gidrimanchaj river crossed by active anticline at the foreland of eastern Caucasus Mts. (after Mamiedow et al. 1966)

Figure 1.30. Escarpment of the Carpathian Foothills related to rock resistance

Figure 1.31. Schematic geomorphic map of Gangetic plain, part of Himalayan foredeep (after Singh 1992)

Figure 1.32. Model of alluvial (torrencial) of small stream (mainly periodic) draining margin of Eastern Himalaya (Starkel et al. 2008); longitudinal profile and spatial model

- Figure 1.33.** Model of alluvial fan of large Himalayan river (Starkel et al. 2008)
- Figure 1.34.** The planation surfaces of foreland and marginal part of Ukrainian Carpathians (after Gofsztejn 1964)
- Figure 1.35.** Mature relief of interfluves in subcarpatian Sandomierz Basin (a) dissected by younger valleys (after Starkel 2005a)
- Figure 1.36.** Mean annual rainfall (above) and rainfall in 1998 (below) along a S–N transect of Piedmont and margin of Himalaya (between Tista and Torsa) (Starkel et al. 2008)
- Figure 1.37.** Mean annual rainfall (1978–1986) and during continuous rain in October 1968 in Darjeeling Himalaya as related to the distance from the mountain front and elevation a.s.l. – broken line show frontal escarpment and higher ridge (after Starkel, in: Froehlich, Starkel 1987)
- Figure 2.1.** N–S European transect of vertical zonation at present and during last cold stage (Starkel 2011a)
- Figure 2.2.** Morphogenetic processes in different vertical mountain zones of various climatic zones (after Gornung and Timofiejew 1958)
- Figure 2.3.** Vertical zonation in Eurasian mountains W–E transect – simplified (after Starkel 1994)
- Figure 2.4.** Processes in cross-section through the asymmetric Sant valley in Mongolia (Kowalkowski, Starkel 1980)
- Figure 2.5 (a and b).** Vertical zonation and asymmetry of habitats, soils and processes on southern side of Khangai Mts. (Kowalkowski and Starkel 1984)
- Figure 2.6.** Cryonival relief in the Chentey Mts. (Pękala, Zięta 1980a)
- Figure 2.7.** Intensity of processes in various vertical zones of Tatra Mts. (Kotarba 1984; Rączkowska 2007)
- Figure 2.8.** Annual rainfall on the transect of Meghalaya Plateau (after Starkel, Singh 2002)
- Figure 2.9.** Precipitation profile across western part of Bhutanese Himalaya together with orographic profile (Baillie and Norbu 2004); highest rainfall registered at the border of mountains
- Figure 2.10.** Morphodynamic functions of Carpathian streams in relation to their orders (after Kaszowski, in Froehlich et al. 1977)
- Figure 2.11.** Morphogenetic processes acting on three different relief forms during 4 seasons at upper tree line in Tatra Mts. during decade 1961–1970 (after Kłapa 1980)
- Figure 2.12.** Monthly rainfall and heaviest rainfall in 24 hours (a) and extreme of monthly maximum (b) and minimum (c) temperatures at selected Indian stations till 1959 after Indian Meteorological Department (Starkel 1972b)
- Figure 2.13.** Total rainfall (full line) and intensity (in mm/hour, broken line) in Cherrapunji in 2000 (Prokop 2007)

- Figure 2.14.** Three types of extreme rainfalls in Carpathians: heavy downpours, continuous rains and rainy seasons (Starkel 1996)
- Figure 2.15.** Examples of changes of rain intensity during duration of heavy rainfalls in the Carpathians (Starkel 2011b); seven heavy downpours, one continuous rain and one rainy season
- Figure 2.16.** Course of rainfall and geomorphic effects of downpour on 26th July 2005 (Starkel 2011, after Cebulak et al. 2008); on figure 2.15 course of rainfall intensity that day at Baligród-Mchawa
- Figure 2.17.** Rainfall per hour in July 1997 (Grela et al. 1999); in western part (A) prevailed continuous rain, towards east short downpours (B)
- Figure 2.18.** Rainfall intensity per hour during continuous rain 2nd–5th October 1968 in Kalimpong – Darjeeling Himalaya (Starkel 1972a)
- Figure 2.19.** Rainfall intensity per hour during continuous rains 12th–21st June 2002 in Cherrapunji (after Soja – Starkel and Singh 2004)
- Figure 2.20.** Water circulation on the slope in Szymbark during landsliding in autumn 1974 (Gil, Starkel 1979; Gil 1997)
- Figure 2.21.** Discharges and water stage of Himalayan Tista river during normal monsoon season, showing series of fluctuations connected with rainfalls superimposed on permanent supply of meltwaters from glaciers and snows in high Himalaya (after Dey 1990)
- Figure 2.22.** Global rainfall intensity – duration thresholds of debris flows and shallow landslides based on a different number of rainfall events published by various authors: 1. Caine (1980), 2. Innes (1983), 3. Guzetti et al. (2008)
- Figure 2.23.** Weather conditions, snow cover, overland flow and slope wash on experimental slope at Szymbark between November 1968 and April 1969 (Ślupik 1973; Gil 1976)
- Figure 2.24.** Precipitation and thickness of snow cover during winter season 1999/2000 at Rozdziele (600 m a.s.l.) (Mrozek et al. 2000); rainfalls in March–April coincide with snow-melt season
- Figure 2.25.** Sequence of freezing and melting and accompanied processes in the soil profile over slope in the Wieliczka Foothills during February–March 1956 (elab. by L. Starkel)
- Figure 2.26.** Geology of slope of hills modeled by deflation in Jasło-Sanok Depression (Gerlach 1976)
- Figure 2.27.** Different seasons of high discharges and floods in western and eastern part of Polish Carpathians (Punzet 1983); towards east it is a distinct majority of snow-melt floods
- Figure 2.28.** Probable latitudinal and vertical differentiation of leading extreme relief forming processes on the transect across Siberia and Southeast Asia
- Figure 2.29.** Fluctuations of Tista river water level at Coronation Bridge before, during and after flood 4th October 1968; gradual lowering of lowest annual water level in 70s–80s indicate a trend to deeping of river channel after previous aggradation to 5–6 m (after Starkel, Basu 2000 and other sources compiled by author)

- Figure 2.30.** Transformation of river channels of various size in the Darjeeling Himalaya by extreme events (Starkel, Basu 2000, Starkel 2004b)
- Figure 2.31.** Several heavy downpour flood waves crossing thresholds of heavy bedload in small catchment of Bączka creek (3.95 km²) in flysch Carpathians between 6th and 10th July 1997 (Froehlich 1998)
- Figure 2.32.** Four flood waves in summer 2010 registered at hydrological station at Krempna on upper course of Wisłoka river – catchment 164 km² (Skąpski 2011)
- Figure 2.33.** Clusters of floods in the Vistula valley at the Carpathian foreland (Starkel 2003); diagram based on historical records collected by R. Girgus and W. Strupczewski (1965) and A. Bielański (1984)
- Figure 2.34.** Changes of channel cross-section of Ropa river near Szymbark showing the down cutting in the years 1969–1974 (Soja 1977)
- Figure 2.35.** Floods on the Vistula river in Cracow in 19th and 20th century (after Bielański 1984); distinct clusterings of floods in years 1825–1845 and 1903–1940
- Figure 2.36.** Fluctuations of discharge of two rivers draining the Sikkimese-Bhutanese Himalaya in summer 1998 extremely humid: the larger one Torsa river and restricted only to marginal part of mountains catchment of Jaldhaka river (Soja, Starkel 2008)
- Figure 2.37.** Satellite image of the margin of Bhutanese Himalaya between Rehti, Pagli and Titi rivers from December 1996; on the right comparison with the image from November 1998, when after two extreme rainfalls in the eastern part it was recorded a distinct increase of area occupied by landslides and braided channels (Starkel, Sarkar 2002)
- Figure 2.38.** Models of extreme rainfall and effective geomorphologic processes (Starkel 2011b, 2012b) characteristic of: A. flysch middle mountains and B. higher mountains above treeline with steep slopes
- Figure 2.39.** Transformation of large river valleys in the mountains (A) and in the foothills (B) during extreme rainfalls: local downpours (A1, B1), continuous rains originated in headwaters (A2, B2) and overlapping of both types (A3) (Starkel 2006)
- Figure 2.40.** Terraces from last cold stage and Holocene in Lipowe near Limanowa, flysch Carpathians (Starkel 1960b)
- Figure 2.41.** Full sequence of slope mass transfer features after deglaciation in the High Tatra Mts. (Kotarba et al. 1987)
- Figure 2.42.** Two types of valley side modelling by earthflows during extreme rainfalls in the Darjeeling Himalaya (Starkel 1972a)
- Figure 2.43.** Geomorphological sketch of the Cortina d’Ampezzo area in the Dolomites (Soldati et al. 2004) showing transformation of lower foothills by landslides
- Figure 2.44.** Directions of evolution of small Holocene valleys on slopes of flysch Carpathians (Starkel 1959, 1960a)

Figure 2.45. Types of erosion and mass movements modeling slopes in Darjeeling Himalaya during heavy rain in October 1968 (Starkel 1972a)

Figure 2.46. Piping (sufosional system) at the margin of Bieszczady Mts. (Czepe 1960)

Figure 2.47. Coexistence of three leading processes: linear erosion (E), piping (P) and mass movements (G) in evolution of gullies (after Starkel 2011c)

Figure 2.48. System of mature gullies at Postołów transformed by slumps during heavy rainfall in 1953 (Starkel 1960a)

Figure 2.49. Raised and dissected stretch of Pliocene piedmont accumulation on the western margin of the Pirin Mts. (Starkel 1978)

Figure 2.50. The unequal gully head advance in Falciu Hills, Romania between 15th November 1978 and 8th November 1982 (Ionita 2006)

Figure 2.51. Deepening of gully in bedrock during heavy downpour at 15th September 1995 in Miechów Upland (Rutkowski 1997)

Figure 2.52. Staircase longitudinal profile of gully formed on the way of gradual advancing of valley head and maturing of valley floor simultaneously at 2 or 3 levels

Figure 2.53. Small valley dissecting slopes of main ridge directed NW–SE and intersect steep folded flysch rocks in the Strzyżów Foothills (Starkel 1960a); on section susceptible on mass movements the valley sides transformed by landslides

Figure 2.54. Cross-section of a Klakowo landslide in the Beskid Makowski (Margielewski 2006)

Figure 2.55. Map of landslide on the slope of Girova mountain in the Moravsko-slezské Beskydy (Panek et al. 2010)

Figure 2.56. Longitudinal profile of landslide Zapadle in Beskid Niski and rate of surficial movement (Gil, Kotarba 1977)

Figure 2.57. Map of landslide at Szymbark-Kawiory in the Ropa valley, undermined by lateral erosion (Dauksza, Kotarba 1973)

Figure 2.58. Longitudinal profile and transversal profiles (TP1–7) of the Ambootia landslide valley (Froehlich et al. 1992)

Figure 2.59. Evolution of landslide valley on the slope of Girova mountain (based on Panek et al. 2010, changed)

Figure 2.60. Relief of landslide catchment in clayey-sandy Neogene sediments in the Romanian Subcarpathians (Starkel 1978)

Figure 2.61. Structure of channels in longitudinal profile of selected Carpathian streams 10–25 km long (after Kaszowski, in: Froehlich et al. 1977)

Figure 2.62. High mountain channel of Plima river in Ortles-Cevedale massiv in Italian Alps (Krzemień 1999)

Figure 2.63. Longitudinal profile of channel section of the Posam creek in the Darjeeling Himalaya transformed by debris flows in October 1968 and gradually going deeper and leveling the gradient, what is indicated by two nivelations made in 1984 and 1989 (Froehlich, Starkel 1987; Starkel, Basu 2000)

Figure 2.64. Examples of changes of river channel pattern in 20th century: Wisłoka river near the outlet from the Carpathian Foothills (Klimek, Starkel 1974) and Soła river in the intramontaneous Żywiec Basin (Klimek 1991)

Figure 2.65. Changes in the longitudinal profile of the bottom of Ropa river channel at the margin of the Beskid Niski from 1908 till 2000 with rapids and evorsional kettles (Dauksza 2008)

Figure 3.1. Schematic W-E cross-section of European mountains (Scotland–Caucasus Mts.) after L. Starkel (2011a)

Figure 3.2. S–N transect of vertical zonality across Asian mountains during last cold stage and at present (after Starkel 1998a)

Figure 3.3. Evolution of vertical belts in the European transect in pleniglacial and lateglacial phase (after Starkel 1977a,b)

Figure 3.4. Vegetation and morphoclimatic variability of last glacial-interglacial cycle – importance of transitional phases in European mountains

Figure 3.5. Fluvial and slope deposits from last cold stage at Wadowice (after Starkel, in. Sobolewska et al. 1964)

Figure 3.6. Palaogeography of Carpathians and its foreland during pleniglacial (Starkel 1988)

Figure 3.7. Difference in changes of temperature (t) and humidity (p) in Lateglacial and Holocene between southern and northern part of Asian transect (arrows show time of distinct changes (after Starkel 1998a, 2011a)

Figure 3.8. Profile of slope covers on the fossil terrace in axis of dam in Solina (Dziewański, Starkel 1967)

Figure 3.9. Model of coexistence of various factors, shaping relief of slopes in vertical morphoclimatic zones in Eurasian mountains (Starkel 2011a)

Figure 3.10. Scheme of Quaternary changes of morphoclimatic vertical zones in the Himalayas during cyclic climatic fluctuations and simultaneous tectonic uplift

Figure 3.11. Synthetic cross-sections of valley floors in the Carpathians (above) and in the foreland at the outlet from mountains (below) (after Starkel 1995a)

Figure 3.12. Geological transect of Vistula river valley 30 km downstream of Cracow (after Starkel et al. 1991; Gębica 1995)

Figure 3.13. Channel level fluctuations in Carpathian valley and Subcarpathian Basins during last cold stage and Holocene (after Starkel et al. 2007)

Figure 3.14. Synthetic cross-section of Wisłok river valley downstream of outlet from the Carpathians (Gębica 2004)

Figure 3.15. The roundness coefficient 4–6 cm fraction of gravels from mid-Pleistocene terrace of San river in Solina, indicating a gradual increase of delivery from slopes (Starkel 1965)

Figure 3.16. Sequence of Quaternary terraces in the mountains part of Dunajec river valley (after Zuchiewicz 1998)

Figure 3.17. Sequence of terrace steps on the slope of Grodzisko hill in the San valley; the highest terrace with two steps and inclined rocky erosional plain

Figure 3.18. The flysch substratum weathered in interglacial below gravels of high terrace of San river (after Dziewański, Starkel 1962)

Figure 3.19. Model of formation of Pleistocene terraces in the San Valley (Starkel 2003a); on the right – sequence of changes during one climatic cycle; on the left above – old concept (Dziewański, Starkel 1962; Starkel 1965), below – concept of dissection of one terrace during two climatic cycles (Gerlach et al. 1997)

Figure 3.20. Longitudinal profiles of two river valleys dissecting southern steep slope of the Meghalaya Plateau with hanging upper course (Starkel 1989b)

Figure 3.21. Complex of Quaternary terraces in the Cîlnău and Șușita rivers valleys in Romanian Subcarpathians (Grumazescu 1961)

Figure 3.22. Climatic and tectonic factors coincide in the fluvial response (Starkel 1987a)

Figure 3.23. Chasing routes of the Tisza river in NE part of the Hungarian Plain during last Pleniglacial and Holocene (after Borsy 1995)

Figure 3.24. Schematic geological profile across Carpathian foredeep on line Ploiești–București (after Liteanu and Ghenea 1966)

Figure 3.25. Longitudinal profile of Hoczewka river channel (left tributary of upper San) indicating suspension above San channel (after Starkel 1963)

Figure 3.26. Direction of Quaternary slope transformation in the foothills of flysch Carpathians in the valleys not affected by deepening (Starkel 1963)

Figure 3.27. Part of gentle upper slope section, during cold period embraced by solifluction in the upper San river valley (after Dziewański, Starkel 1962)

Figure 3.28. Slope covers in the middle part of slope in upper San river valley (after Starkel 1965)

Figure 3.29. Selected slope profiles build of flysch rocks (after Starkel 1965)

Figure 3.30. General trend of transformation of slopes in valley deepened in the Quaternary; A. Sche-

matic model: degradation of higher steps and aggradational leveling (even fossilization) of lower steps (Starkel 1989); B. Terrace steps in the Opava river valley in Nizký Jeseník Mts. leveled by slope periglacial deposits (after Czudek 2005)

Figure 3.31. Gradual transformation of valley heads in the Quaternary, widened during cold stages by glacial erosion and deepened in interglacials

Figure 3.32. Relic cryoplanation terrace transformed by weathering and deflation (after Kowalkowski et al. 1977)

Figure 3.33. Difference in vertical zonality and asymmetry between last cold stage and Holocene in various elevations of Khangai Mts. (Kowalkowski, Starkel 1984)

Figure 3.34. Periglacial covers over slopes and in valley floors of the Beskid Wyspowy (after Starkel 1960b)

Figure 3.35. Directions of Holocene adaptation of valley inherited from the Pleistocene in the mountains (after Starkel 1977a)

Figure 3.36. Sequential relationship between supply of debris to cones and repeated glacial advances and retreats in last 3 ka in Langtang Himal, Nepal Himalaya (after Watanabe et al. 1998)

Figure 3.37. Change in tendencies of slope evolution in the Khangai Mts. between last cold stage and Holocene (after Kowalkowski and Starkel 1984), A – high mountain zone (2700–3500 m a.s.l.), B – arid submountain zone (2000–2400 m a.s.l.)

Figure 3.38. Mountains and great rivers of Eurasia

Figure 3.39. Participation of mountains and glaciers in the length of rivers

Figure 3.40. Position of the longitudinal profile of large polyzonal river on the base of climatic diagram (mean temperature and annual mean precipitation) indicating the change of fluvial regime progressing downstream (Starkel 1999c)

Figure 3.41. Course of summer discharges of Brahmaputra river at Bahadurabad in 1974 and 1993 showing several flood waves born in the Himalayan catchments (after Hofer and Messerli 2006)

Figure 3.42. Mean monthly coefficients of outflow of two Siberian rivers Ob and Lena showing one big snowmelt flood progressing from mountains in the south (after records by Lwowicz 1971)

Figure 3.43. Sketch of Danube river catchment with various tributaries draining mountain ranges

Figure 3.44. Polycyclic terrace sediments in Yenisei river valley showing multilayer archeological sites of similar age in terraces of different height (from 15 to 40 meters); this indicate the presence of great ice-jam floods during Lateglacial (after Yamskikh 1996)

Figure 3.45. Relief of the San valley floor in the Sandomierz Basin (Szumański 1986)

Figure 3.46. A – synthetic cross-section of the Vistula river valley floor near Cracow (Kalicki 1991), B – 20 km downstream of Cracow in the Grobla forest (Starkel et al. 1991)

Figure 3.47. Changes of channel pattern and cross-section during cyclic variations of hydrological regime (Starkel 1983)

Figure 3.48. Fluctuations of channel-forming discharges (Q_w) and sediment (Q_s) during last 15 ka BP (Starkel 2003c)

Figure 3.49. Types of floods, fluvial processes and Holocene alluvial sequences in catchments of various size in the Vistula river basin (Starkel 2007a)

Figure 3.50. Model of rhythmic changes and thresholds in the evolution of river and floodplains at Carpathian foreland during last 13 000 years (Starkel et al. 1996; Starkel 2001a)

Figure 3.51. Geomorphology of the Vistula valley floor near Zabierzów Bocheński and Grobla forest (Starkel et al. 1991; Gębica 1995; Kalicki et al. 1996)

Figure 3.52. Changes of parameters of the palaeomeanders at Carpathian foreland 13–8 ka BP on the phone of increased fluvial activity (Starkel 1995b; Starkel et al. 1996)

Figure 3.53. Age of deposits and palaeochannels from transition Younger Dryas–Holocene (Starkel 1991b, 2001a, 2003b)

Figure 3.54. Selected radiocarbon records indicating phases more humid and with higher frequency of extreme rainfalls during Lateglacial and Holocene (Starkel et al. 2006, 2013; Margielewski 2006)

Figure 3.55. Correlation of cooler and wetter phases in the mountains of Central Europe (Starkel 2002a)

Figure 3.56. Model of reflection of phases with higher frequency of extreme events in various sediments and forms (Starkel 2003c)

Figure 3.57. Instability of climate and extreme events from phase 8.5–7.8 ka BP (9.5–8.5 cal. ka) recorded in various sediment sequences of different climatic zones (Starkel 1999b)

Figure 4.1. Human impact on geomorphic processes in mountains of various climatic zones (Starkel 1987b)

Figure 4.2. Intensity of geomorphic processes in natural conditions (A) and under human impact (B) on the background of climatodiagram

Figure 4.3. Denudation of convex – concave slope with field terraces studied by T. Gerlach (1966)

Figure 4.4. Changes of vegetational vertical zones and human impact in Dachstein massiv in the Alps during last 3000 years (Kral 1972)

Figure 4.5. Human impact on changes in vegetation in the Carpathians based on pollen diagrams, on several localities (Ralska-Jasiewiczowa, Latałowa 1996)

Figure 4.6. Land-use changes in Bieszczady Mts. in last centuries

- Figure 4.7.** Land-use changes in Gorce Mts.: on left in Ochotnica Górna between 1787 and 1939 (after Czajka 1987) and on the right in two small catchments of Jaszczce and Jamne creeks (part of Ochotnica Górna) after Second World War (after Bucała 2012)
- Figure 4.8.** Changes of slopes and river channel in the period of human activity in the Carpathians and their foreland, by various processes (elab. L. Starkel)
- Figure 4.9.** Fragment of larch forests on the background more extensive area of forest soils on the north facing slope in the Sant valley (elaborated by Kowalkowski and Pacyna see Kowalkowski, Starkel eds. 1980)
- Figure 4.10.** Profile of alluvial and deluvial deposits with remnants of iron blast-furnaces in the valley of the Tsagan-Turutuin gol (Kowalkowski et al. 1977)
- Figure 4.11.** Tendencies of transformations of valley cross-sections in Darjeeling Himalaya before (on the left) and after (on the right) deforestation (Froehlich, Starkel 1993)
- Figure 4.12.** Geomorphic map of part of the Bannockburn Tea Estate (by Gil and Starkel, in: Froehlich et al. 1989)
- Figure 4.13.** Mountain catchment of the Gish river at the Himalayan border showing growing surface of landslides between years 1929 and 1930, also 1981–1984, connected with exploitation of coal and other mineral resources
- Figure 4.14.** Models of evolution of small river valleys on the southern slope of the Meghalaya Plateau on the sandstone beds at Cherrapunji before deforestation (A) and after deforestation (B) as well on the Myllem granite before deforestation (C) and after it (D)
- Figure 4.15.** Concordance and discordance of climatic and anthropogenic factors in formation of phases of high intensity geomorphic processes and extreme events on territory of Poland (Starkel 2005a,b)
- Figure 4.16.** Rise of mean size (M_z) of overbank facies deposits connected with intensive soil erosion in the last millennium in the Vistula valley near Cracow (after Kalicki 1991)
- Figure 4.17.** Various frequency of dated palaeochannel fills (above) and dated organic horizons covered by overbank deposits (below). In first case A – it indicate a humid phase in 5th–6th c., in the second B – heavy soil erosion in 1st–3rd c. and 11th–14th c. (based on Starkel et al. 2006)
- Figure 4.18.** Subfossil oak trunks from gravel pit at Kujawy, indicating frequent floods years 450–550, 900–960 and 1050–1100 (Krapiec 1996)
- Figure 4.19.** Relations between the fluctuation of precipitation (a) and phases of development of agriculture (b), soil erosion (c) and degradation of natural resources (d); economic growth may start during humid phase (A) or drier phase (B) (Starkel 1992a)
- Figure 4.20.** Various segments of mountain slopes, cultivated depending on shape of slope and relation to channel
- Figure 4.21.** Evolution of cultivated terrace

Figure 4.22. Example of field plots on slope, deciding on change in water circulation and soil degradation (after Gil 1976)

Figure 4.23. Sequence of road cuts climbing the slope during last 150 years in the Carpathian Foothills (after Krocak 2010)

Figure 4.24. Eolian processes in the Bystrzanka basin in years 1968–1971 (Welc 1977)

Figure 4.25. Changes of Mszanka river channel et foreland of Gorcse ridge between 1910 and 2005 (after Korpak et al. 2008)

Figure 4.26. Schematic longitudinal profiles of channels and floodplains of west-Carpathian (A) and east-Carpathian (B) rivers before regulation works and dam construction (A1, B1) and after regulations (A2) or changes in land use (B2)

Figure 4.27. Existing embankments (A) and correct flood protection (B) in Subcarpathian Basins (after Starkel 2011b)

Figure 4.28. Channel deepening and formation of lower floodplain (Starkel 2001a)

Figure 4.29. Schematic longitudinal and transversal profiles of Wielopolka stream channel of about 60 km length, draining margin of Carpathians and its foreland – changes between 1939 and 2000 (elab. L. Starkel)

Figure 4.30. Changes of alluvial fans of the Lish and Gish rivers between 1935 and 1964 on the Himalayan foreland crossed by railway and road (compiled by S. Sarkar – Starkel et al. 2008)

Figure 4.31. Flood embankments in Sandomierz Basin failed during flood in July 1997 (after Gębica and Sokołowski 2001)

Figure 4.32. Shifting of vertical climatic-vegetation and cultivated zones in the Carpathians in case of temperature rise by 2°C (Starkel 2002b)

Figure 4.33. Prognosis of temperature and rainfall changes during winter and summer months till year 2080 for territory of Poland after six different scenarios (Kundzewicz 2008; Starkel, Kundzewicz 2008)

Figure 4.34. Rational postulated land use in various types of Carpathian relief (after Starkel 1975b)

Figure 4.35. General trends of reforestation in last century in various European mountains depending on socio-economic changes

Figure 4.36. Changes and avulsions of river courses of Tista and Kosi great alluvial fans at the Himalayan foreland (Sen 1968)

Figure 4.37. Possibility of the use of catastrophic floods for economic development exemplified great alluvial fans in the subsiding Himalayan foredeep (flood in 1950 covers extensive areas, future floods should be restricted to stripes which will shift in time and will be combined with the shift of settlements)

List of Photos

Photo 1.1. Monoclinical ridges at the front of Magura overthrust in the Beskid Niski. On the less resistant beds 100 m above river channel, level was developed, later lowered by periglacial processes in the Pleistocene

Photo 1.2. Young mountain relief of Romanian Carpathians and antecedent gap of the Olt river

Photo 1.3. Cryoplanation terraces over ridges of southern part of Khangai Mts. raising 2800–3100 m a.s.l.

Photo 1.4. Deeply weathered Myllem granite with corestones on the Meghalaya Plateau

Photo 1.5. The foothill level developer on the Dynow Foothills in the flysch Carpathians with 100–150 m higher rising structure controlled ridges

Photo 1.6. The 100 m level well developed in watershed zone of the Niskie Bieszczady Mts. dissected only 10–30 m and transformed by solifluction into cryopediments

Photo 1.7. One of tributary streams of San river incised in folded flysch bedrocks suspended over main river – at the margin of elevation of Polish Eastern Carpathians

Photo 1.8. Suspended valley dissecting Meghalaya Plateau falling with waterfall to canyon on the faultscarp near Cherrapunji

Photo 1.9. Fragments of high level at the northern slope of the High Tatra (in the depths of photo). On the frontal plan at similar elevation suspended valley floor of Gąsienicowe Lakes Valley transformed into wide glacial cirque (photo. Z. Rączkowska)

Photo 1.10. Youngest frontal overthrust rising from the piedmont alluvial plains of the Eastern Himalaya in the state Arunachal Pradesh (south of Itanagar)

Photo 1.11. Kurti river incised in bedrock at the outlet of antecedent stretch passing the rising block in the Himalayan piedmont

Photo 1.12. System of alluvial fans of rivers Sukti and Pagli permanently rising by aggradation at the foreland of the Bhutanese Himalaya

Photo 1.13. Meandering river in the Kaljani river catchment permanently feeded by springs at the feet of alluvial fans (foreland of the Bhutanese Himalaya)

Photo 2.1. Morphoclimatic vertical zones in the Dolomites: forest zone (with landslides), cryonival and glacial ones, surroundings of Alta Badia

Photo 2.2. Products of deflation on the northern slope of the marginal ridge of Khangai Mts. (central Mongolia)

Photo 2.3. Torrencial fan of Rehti river penetrating into the marginal part of Bhutanese Himalaya

Photo 2.4. Great Khagra Jhora landslide and gully at front of Bhutanese Himalaya

Photo 2.5. Shallow slumps and carthflows at steeper scarp in Wielopolka catchment, Carpathian Foothills, after heavy storm on 25th June 2009

Photo 2.6. Debris flows in the headwater part of the Mahananda valley near Jungpana TE after down-pour of 358 mm at 7th July 1998, Darjeeling Himalaya

Photo 2.7. Widening of river channel and shifting of meander of Uszwica river as the result of four floods after succeeding downpours in July 1997, Flysch Carpathians (see fig. 2.17)

Photo 2.8. Earth flows after continuous rain about 800 mm on 2nd–4th October 1968 at Ringtong TE near Darjeeling

Photo 2.9. Horizontal bedding and iron crusts cause that channels of creeks near Cherrapunji are subjected mainly to a lateral erosion, than a downcutting

Photo 2.10. Channel of Posam creek in the Darjeeling Himalaya, creek covered by debris flows in October 1968

Photo 2.11. Channel of Posam creek in 1980s again incised about 2 m; parallel to that the forests entered again

Photo 2.12. Chel river channel at Sikkimese Himalaya piedmont; the new higher bridge was constructed due to fast progressing aggradation

Photo 2.13. Earth- and debris- flows in existing gullies and on flat slopes in the valley head of Balasan river in October 1968

Photo 2.14. Piping holes on the abandoned fields in eastern Carpathians in the year 1957

Photo 2.15. Deep gullies dissecting old alluvia of the Pirin Mts. piedmont in south-west Bulgaria

Photo 2.16. Deep gully draining great Ambootia landslide cat in colluvia and bedrock (started in 1968)

Photo 2.17. Channeled landslide in Gorlice formed after heavy rainfall in early June 2010

Photo 2.18. Sliding slopes, undermining high buildings at Darjeeling in summer 2009 (photo. Das Studio)

Photo 2.19. Less resistant rocks modeled by landslides are covered by resistant dolomites forming rocky massives with steep walls (part of landslide at Alta Badia in Dolomites)

Photo 2.20. Upper and middle part of Ambootia landslide still active in 1989

Photo 2.21. Fragment of the middle part of Ambootia landslide in about 90% totally revegetated (November 2003)

Photo 2.22. Outlet of deep gorge of Ganga river from Himalaya

- Photo 3.1.** Late mature landscape of southern side of Meghalaya Plateau till now not rejuvenated; above extensive valley floors are rising structure controlled ridges and table hills
- Photo 3.2.** Braided channel of upper Yang-Tse flowing across extensive intramontane basin at elevation about 4500 m a.s.l.
- Photo 3.3.** San valley side at Solina-Zabrodzie covered by thick slope covers, which buried fossil terraces (see fig. 3.8)
- Photo 3.4.** Sorted patterned grounds on the planated ridge Donoin-Dzun-Nuruu in Khangai Mts. at elevation about 3300 m a.s.l. (photo. K. Pękala)
- Photo 3.5.** The wide cryopediments on the margin of Khangai Mts. at about 2000 m a.s.l., at present slightly modeled by wind and slope wash
- Photo 3.6.** Valley of Tsang-po river deeply incised in the plateau of southern Tibet
- Photo 3.7.** Braided channel of Brahmaputra river during low stage in late November in the Subhimalayan foredeep near Gauhati
- Photo 3.8.** Tsagan-tuin gol river channel at the foreland of Khangai Mts. modeled with participation of permafrost and icings
- Photo 3.9.** Megaripplemarks in the upper course of Yenisey river in the Tuva Basin, connected with catastrophic floods caused by rapid flow of great lakes dammed by glacial lakes during Lateglacial (discovered by A. Yamskikh)
- Photo 3.10.** Great Lateglacial palaeomeander of small river Bystrica, tributary of Dniester river at the foreland of Eastern Carpathians
- Photo 3.11.** Fragment of 6 m thick sequence of alluvial fan with about 100 events dated between 8400 and 7800 ¹⁴C years BP at Podgrodzie (see fig. 3.57; Starkel et al. 1996; Czyżowska 1997)
- Photo 4.1.** Platform dissected by gullies totally deforested transformed by shallow coal mines near Cherrapunji
- Photo 4.2.** The degraded deforested slope on the Meghalaya Plateau with exposed granitic corestones; on the fragments with preserved laterite cover the typical bun cultivation
- Photo 4.3.** The protecting armoured layer of residual gravels protecting against erosion with poor grass vegetation near Cherrapunji
- Photo 4.4.** Shallow slope depressions on the Negev desert in which gathered rainwater and washed soil helped to cultivate small plots during more humid Bizantine period
- Photo 4.5.** The former arable fields abandoned after second world war, later transformed into forests and meadows in Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians)
- Photo 4.6.** Asymmetric slopes of the Sant valley at the margin of Khangai Mts.; south exposed slope dry and rocky, the opposite with forest permafrost

Photo 4.7. N-exposed slopes in the Sant valley with patches of the same age larches, developed after destruction of animal husbandry in the 1920s

Photo 4.8. Ghoom near Darjeeling, deforested slopes modeled by shallow mass movements. At present forested again (photo from the 1870s – from collection of Das Studio)

Photo 4.9. Landslides and debris and earth flows on slopes in the Little Rangit valley formed in October 1968; in the background the Kandzenjunga ridge

Photo 4.10. Extensive alluvial fan of Gish river at Himalayan foreland, upstream of bridge narrowing the channel

Photo 4.11. Shifting cultivation on Himalayan slopes in the state Arunachal Pradesh

Photo 4.12. The deluvial sandy deposits 3–4 m thick accumulated in upper valley courses in last centuries after deforestation of granitic slopes, Meghalaya Plateau (see photo 4.2)

Photo 4.13. Braided channel of Paleczka river, tributary of Skawa; the section partly regulated near bridge which has been destroyed by flood in summer 2001

Photo 4.14. Embankment of Vistula river broken during flood at the Carpathian foreland in 2010; evorsional hollow and widespread crevasse splay

Wydawnictwo Akademickie SEDNO
Wydanie pierwsze
Arkuszy drukarskich: 24
Skład i łamanie: Janusz Fajto
Druk i oprawa: Drukarnia Biały Kruk, Białystok
<http://rcin.org.pl>

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk oraz Wydawnictwo Akademickie SEDNO wspólnie wydają serię książek pracowników IGiPZ PAN. Publikacja Leszka Starkla ***O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpoli*** jest kolejną w tej serii; wcześniej ukazały się monografie M. Kuchcik, K. Błażejczyka, J. Szmyda, P. Milewskiego, A. Błażejczyk i J. Baranowskiego ***Potencjał leczniczy klimatu Polski*** oraz T. Komornickiego, P. Korcellego, P. Siłki, P. Śleszyńskiego i D. Świątka ***Powiązania funkcjonalne pomiędzy polskimi metropoliami***.

Monografia *O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpoli* jest swoistym naukowym manifestem Profesora Leszka Starkla. Podsumowuje jego prace i poglądy przedstawiane w okresie ponad 50 lat na łamach wielu międzynarodowych i krajowych czasopism, w książkach i opracowaniach zbiorowych. Trzy główne wątki obecne w tekście to natura procesów kształtujących rzeźbę obszarów górskich i ich związki z uwarunkowaniami tektonicznymi i klimatycznymi, odzwierciedlenie w rzeźbie zmian klimatycznych w czwartorzędzie oraz antropopresja w systemach geomorfologicznych.

Z recenzji prof. dr. hab. Piotra Migonia

Publikacja jest obszernym dziełem pokazującym wieloaspektowo rozwój rzeźby gór w ujęciu dynamicznym. Analiza czynników i procesów, zarówno przyrodniczych jak i wynikających z działalności człowieka, daje zróżnicowany obraz zjawisk oraz pokazuje bogactwo i zmienność rzeźby obszarów górskich. Autor wykorzystał swoje obserwacje zebrane w ciągu wielu lat badań w Karpatach i Himalajach, ale też w innych systemach górskich położonych w różnych strefach klimatycznych. Monografia ma formę eseju, miejscami wręcz impresji.

Książka jest przeznaczona dla czytelnika zainteresowanego i zorientowanego w problematyce rzeźby obszarów górskich, który chce pogłębić i poszerzyć wiedzę. Będzie z pewnością źródłem cennych informacji dla studentów starszych lat geografii i geologii.

Z recenzji prof. dr. hab. Marii Łanczont i prof. dr. hab. Teresy Madeyskiej

Wydawnictwo Akademickie SEDNO
00-696 Warszawa, ul. J. Pankiewicza 3
tel./fax +48 22 46 48 797
www.wydawnictwosedno.pl
info@wydawnictwosedno.pl

Cena 55 zł (w tym VAT)

ISBN 978-83-63354-48-0

