



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**

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](http://www.wydawnictwosedno.pl)  
[info@wydawnictwosedno.pl](mailto:info@wydawnictwosedno.pl)

# Spis treści

WPROWADZENIE – miejsce rzeźby w środowisku przyrodniczym .....	7
<b>1. PALEOGEOGRAFICZNE KORZENIE RZEŻBY: RÓŻNOWIEKOWOŚĆ FORM</b>	
<b>I ICH STAŁA TRANSFORMACJA .....</b>	<b>11</b>
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
<b>2. ZŁOŻONOŚĆ PROCESÓW RZEŻBOTWÓRCZYCH I POLIGENEZA FORM .....</b>	<b>57</b>
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
<b>3. CZWARTORZĘDOWA EWOLUCJA RZEŻBY GÓR I ICH PRZEDPOLI .....</b>	<b>149</b>
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 szczególne 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 Wiejaczce za przygotowanie fotografii i pani Barbarze Gnelli 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.

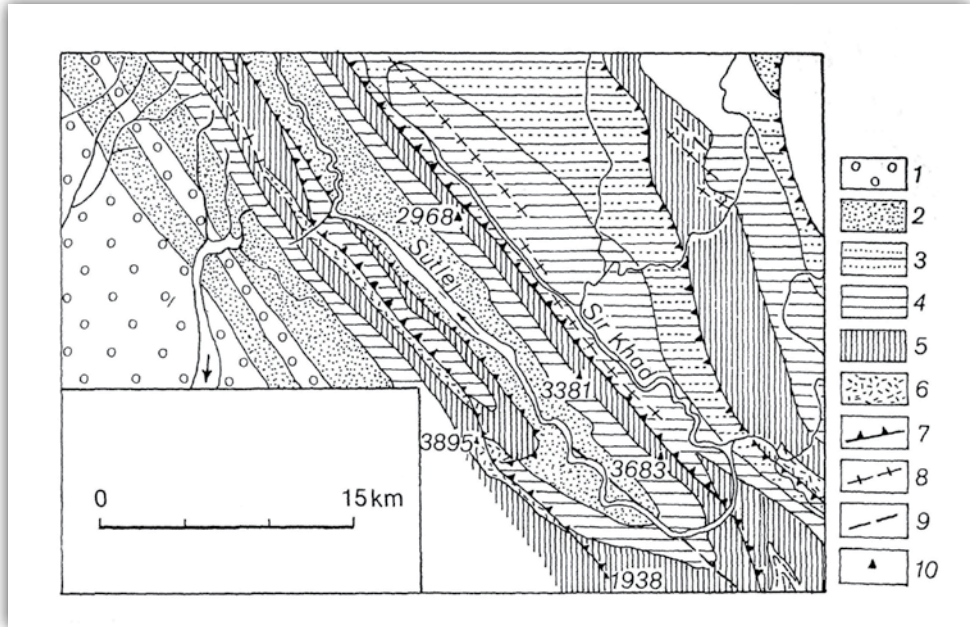
# 1. Paleogeograficzne korzenie rzeźby: różnowiekowość form i ich stała transformacja

## 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. Zuchiewicza (2011). Najwyższe z poziomów, położone w osiowych partiach gór mają



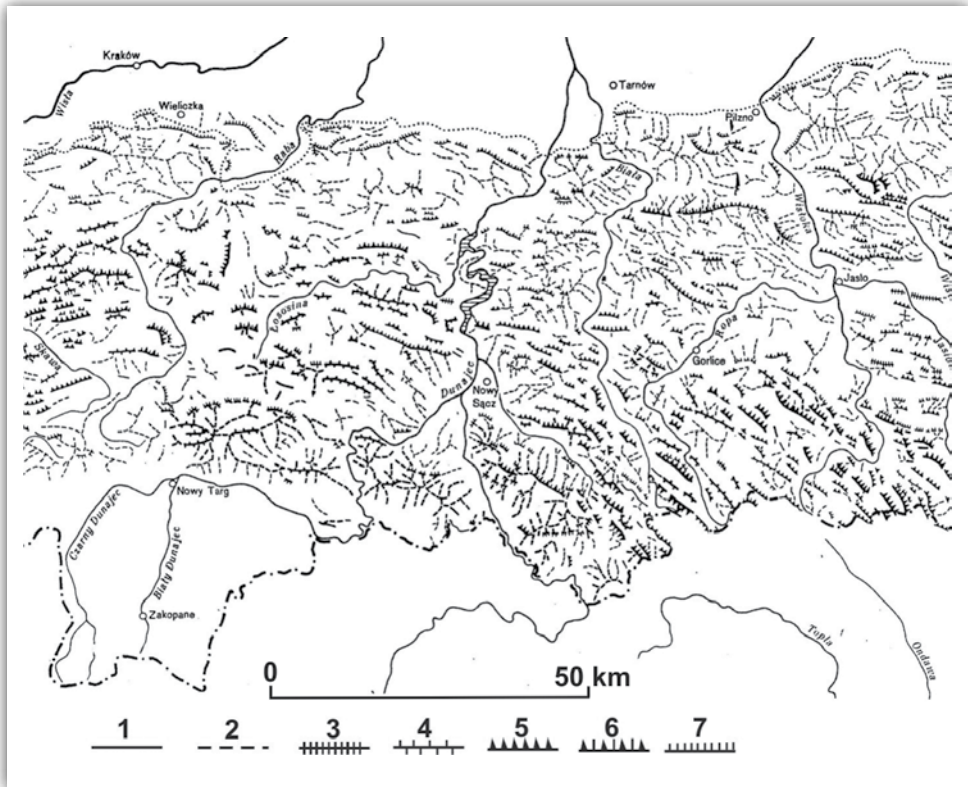
**Rycina 1.1. Dostosowanie rzeźby młodych gór strefy Siwalików do odporności skał (wg Starkla 1978a w oparciu o mapę geologiczną Hazry i in. 1959)**

1 – zlepieńce czwartorzędowe, 2 – piaskowce Pijaur (górne Siwaliki), 3 – zlepieńce Nagris (środkowe Siwaliki), 4 – piaskowce Nagris (mniej odporne), 5 – piaskowce Sutlej, (grzbietotwórcze, bardziej odporne, dolne Siwaliki), 6 – iłóupki 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 Sutlej 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. Grzbieity w Karpatach fliszowych – w części północnej związane ze strukturą, w południowej młode, nie nawiązujące do struktury (wg Starkla 1972c,d)**

Typy grzbieitów: 1 – twarżielcowe 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 grzbieity, 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 grzbieitów i obniżeń 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**

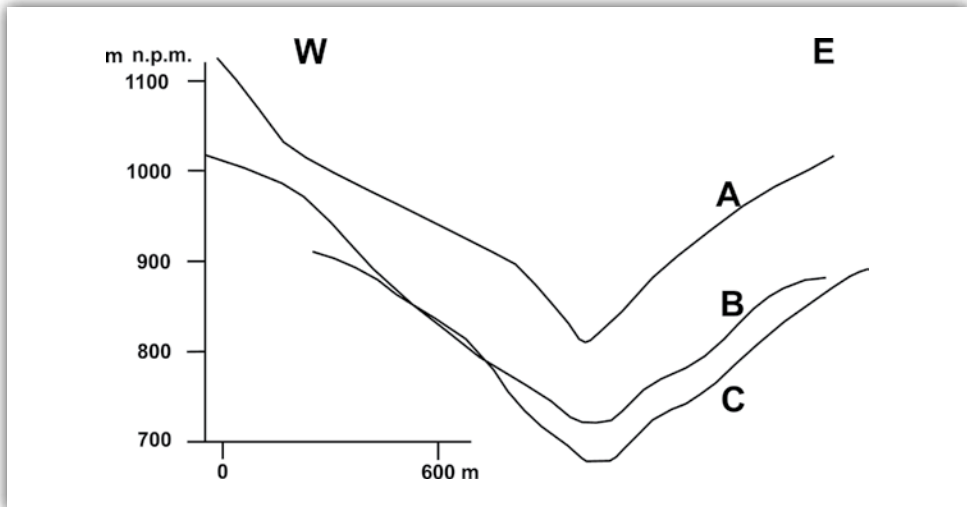
Takie kontrasty prezentują sąsiadujące ze sobą Beskid Wyspowy i Beskid Sądecki z Gorcami (Starkel 1976b; ryc. 1.2). Beskid Wyspowy tworzą odizolowane inwersyjne lub monoklinalne grzbiety (wysokości 900–1100 m n.p.m.) zbudowane z odpornych piaskowców magurskich, wznoszące się 400–600 m nad obniżeniami 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



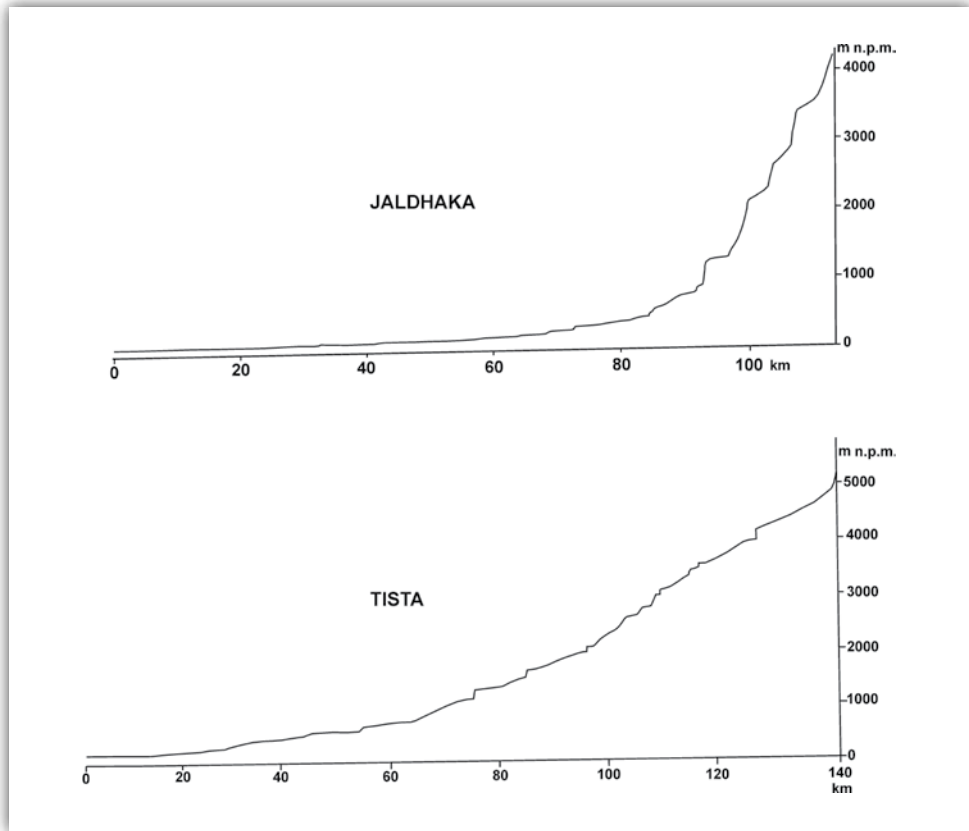
Fotografia 1.2. Młoda rzeźba górską Karpat Rumuńskich i antecedentny przełom rzeki Aluty

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 Gorcach 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



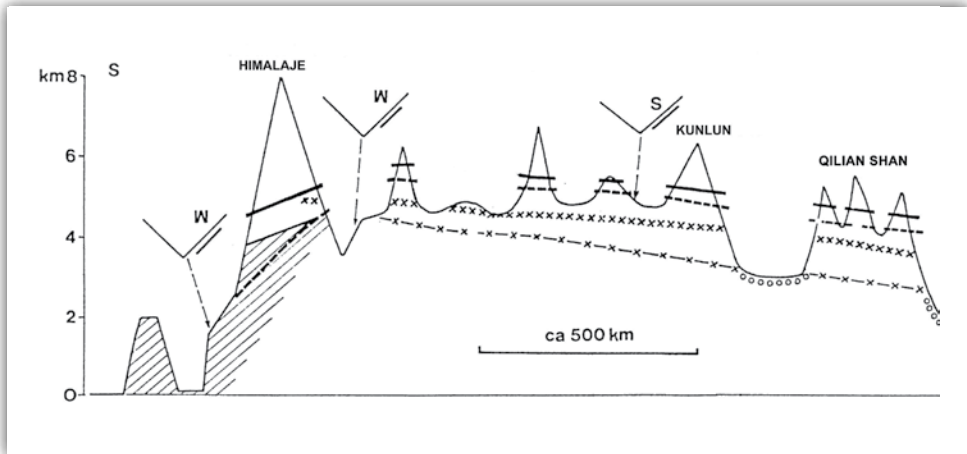
Rycina 1.4. Profile podłużne koryt dużych rzek himalajskich z licznymi progami wskazującymi na etapy odmładzania – Tisty mającej źródła w głównym grzbiecie i Jaldhaki mającej źródła w niższych pasmach nieobjętych zlodowaceniem (wg monografii dorzecza Tisty, Mukhopadhyay 1982)

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).

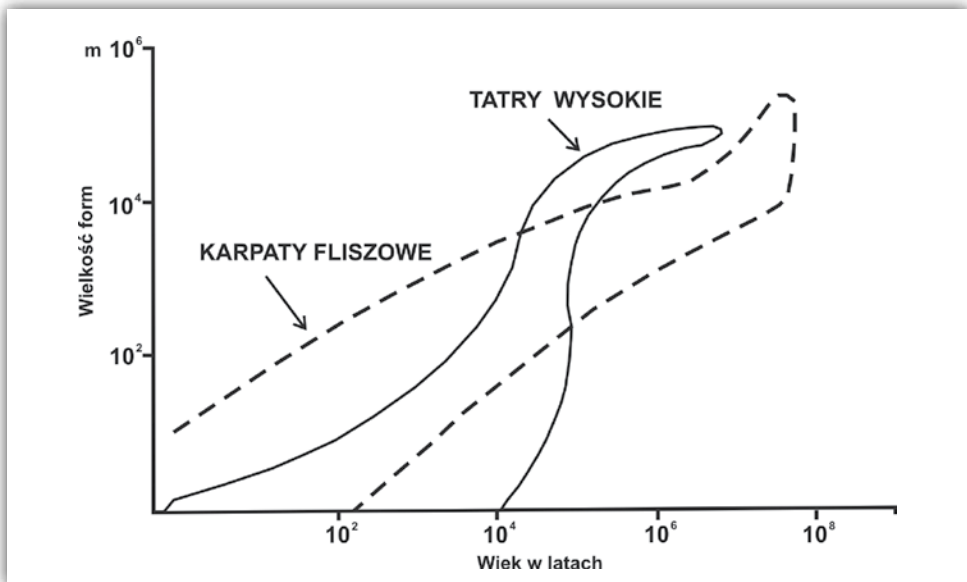
Przykładem rzeźby uwarunkowanej zróżnicowanym wydzwignięciem różnych części gór zrębowych mogą być Sudety. Stara odziedziczona rzeźba znalazła się na różnej wysokości. W obniżonej tektonicznie Kotlinie Jeleniogórskiej zachowała się pierwotna rzeźba z resztkami trzeciorzędowych pokryw zwietrzelinowych. 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. Subsycjencja w okresie neogenu w rowie przedgórskim Himalajów może przekraczać nawet 10 km, korelując z wysokością otaczających gór (Iwata 1987; Selby 1988; Valdiya 1998).

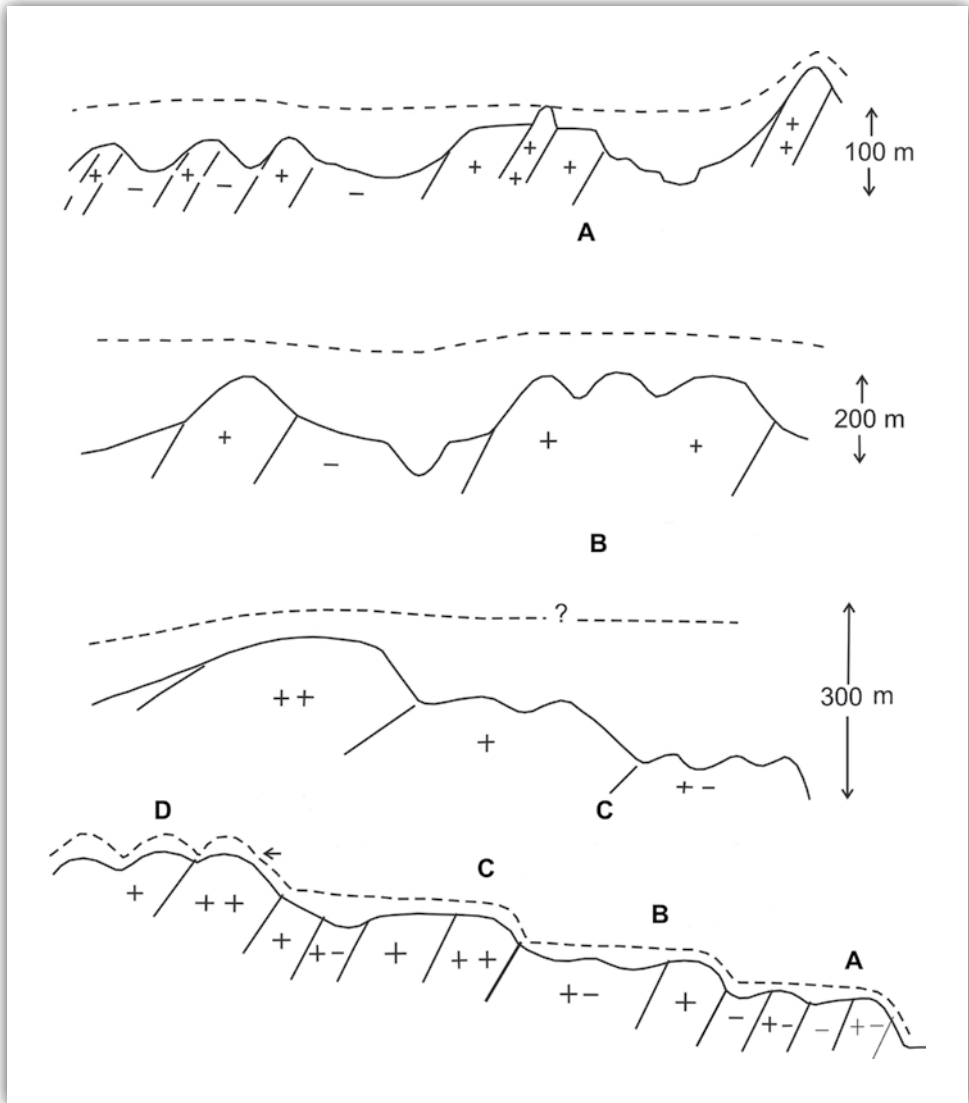
## 1.2. Nieustanne przystosowywanie się rzeźby do zmieniających się warunków klimatycznych

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)

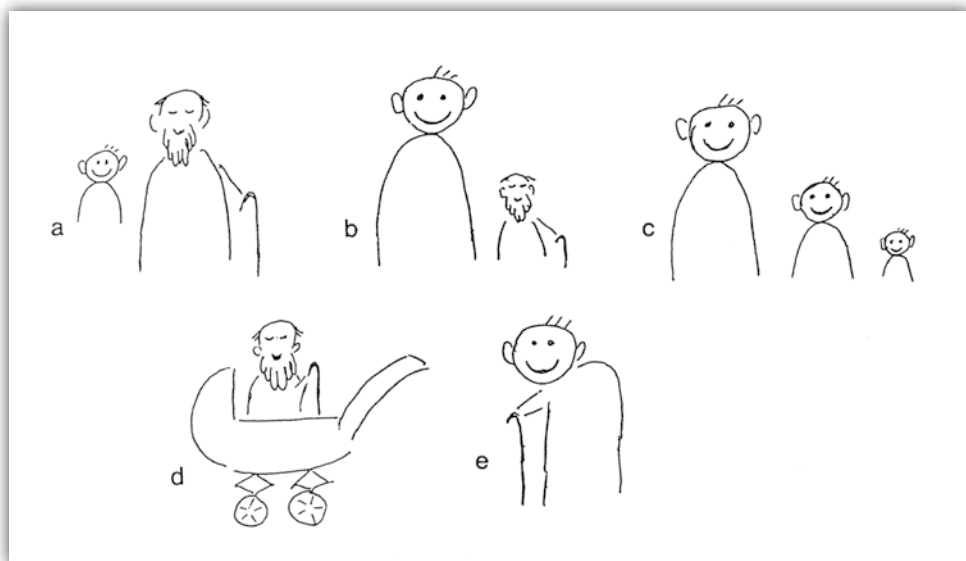


**Rycina 1.7. Stosunek trzech poziomów i ich zachowania we fliszowych Karpatach do litologii (głównie odporności skał)**

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 uskokowe, czego przykładem może być wyżyna Meghalaja, od południa obciążona aktywnym progiem uskokowym 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 międziodolinne.
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 twarzielcowe 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

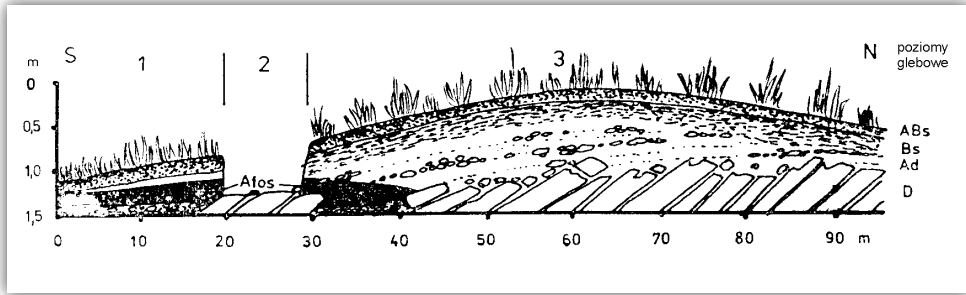


**Fotografia 1.3. Terasy krioplanacyjne na grzbietach południowej części Changaju wzniesionych 2800–3100 m n.p.m.**

**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)**

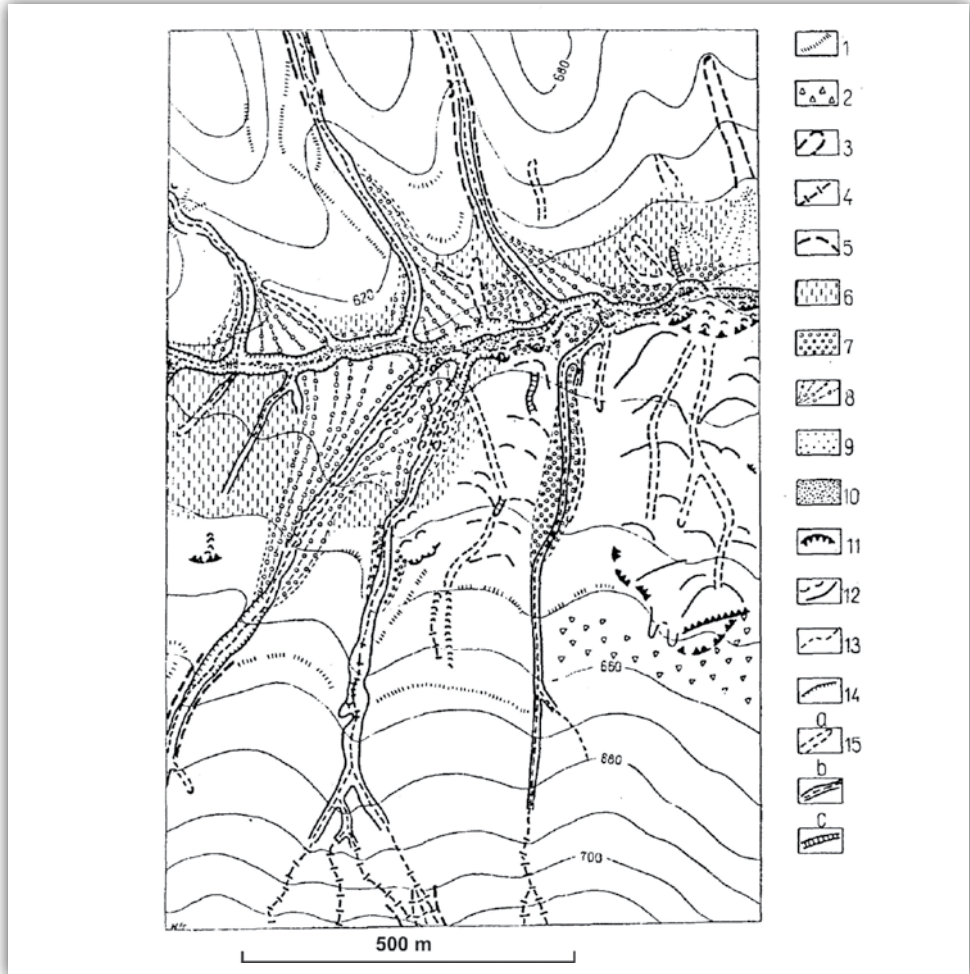
1 – parakasztanowa gleba rozwinięta na kopalnej glebie kasztanowej (Afos), 2 – rynna erozyjna docięta do granitowej powierzchni skalnej, 3 – współczesne deluwia przekształcone w glebę parakasztanową

**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, zazębiających 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 wyścielonego 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 - jezior osuwiskowy, 13 - koryto potoku, 14 - krawędź terasy, 15 - małe dolinki holocenińskie: 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 Myllichem z trzonami bryłowymi na wyżynie Meghalaja**

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

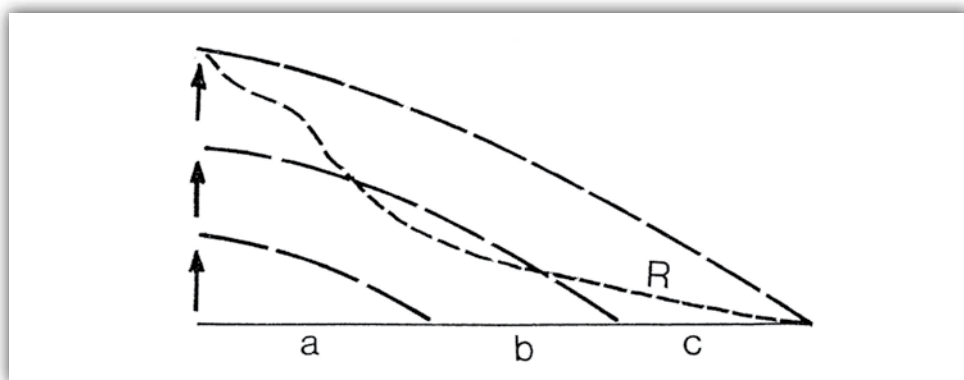
równoległej do pierwotnej powierzchni (*doppelte Verebnungsfläche*, Büdel 1977). Na granitach są to stoki zasłane blokami typu *corestones* – trzonów bryłowych (fot. 1.4). Czynnikiem odprowadzającym może być również egzaracja lądolodu, która pozostawia ponad płaskimi powierzchniami tarczy Fennoskandii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

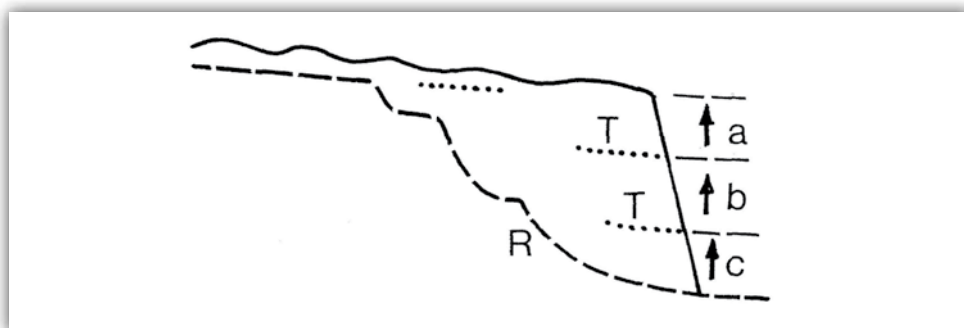
młodych łańcuchów górskich, których centralna część była zazwyczaj najwcześniej podnoszona. W etapach późniejszych podnoszenie, a za nim rozcinanie obejmuje strefy coraz bardziej zewnętrzne. Strefy wewnętrzne przekształcane są przez ruchy blokowe wzdłuż uskoków lub wielkopromiennych fałdów. Dlatego w 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 Altaju 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-



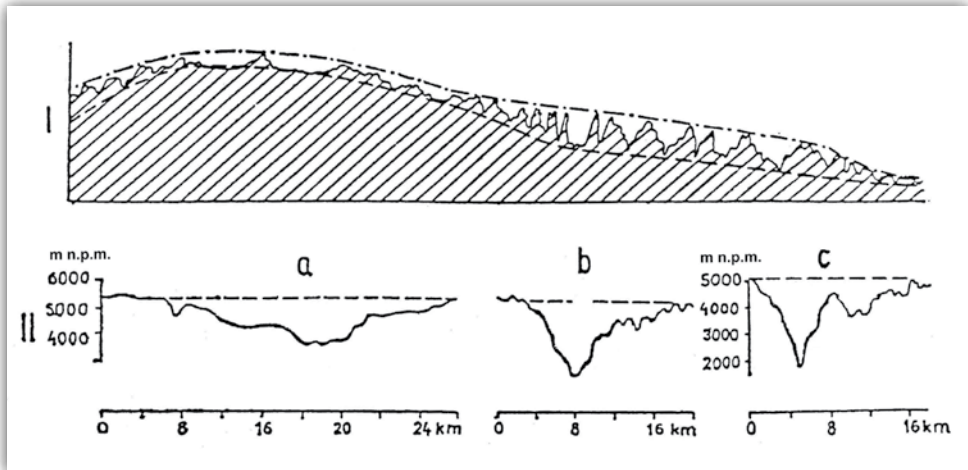
Rycina 1.11. Etapy podnoszenia młodego łańcucha górskiego (a, b, c) odzwierciedlone w profilu podłużnym koryta rzeczno (R)

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 Piandsh 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.

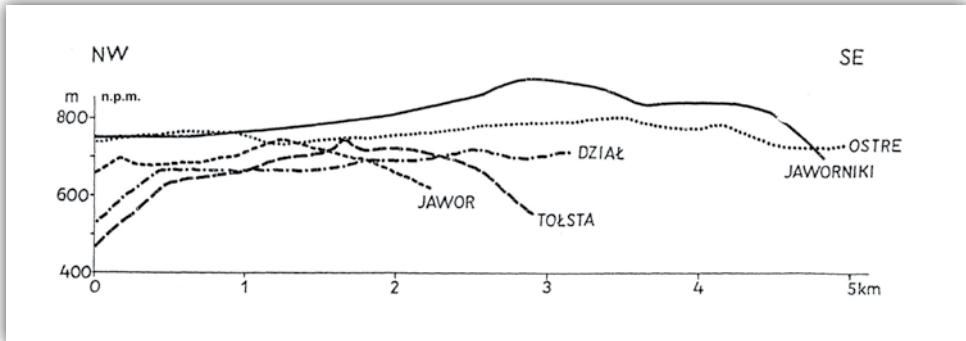
Rola odporności dobitnie manifestuje się w najlepiej mi znanych Karpatach fliszowych, z których mogłem zaczerpnąć wiele przykładów (Starkel 1969b,c; Henkiel 1977). Najnowsze podsumowanie stanu badań nad wiekiem i genezą czterech wyróżnianych dotąd poziomów (Zuchiewicz 2010, 2011) uwzględnia wyniki badań 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**



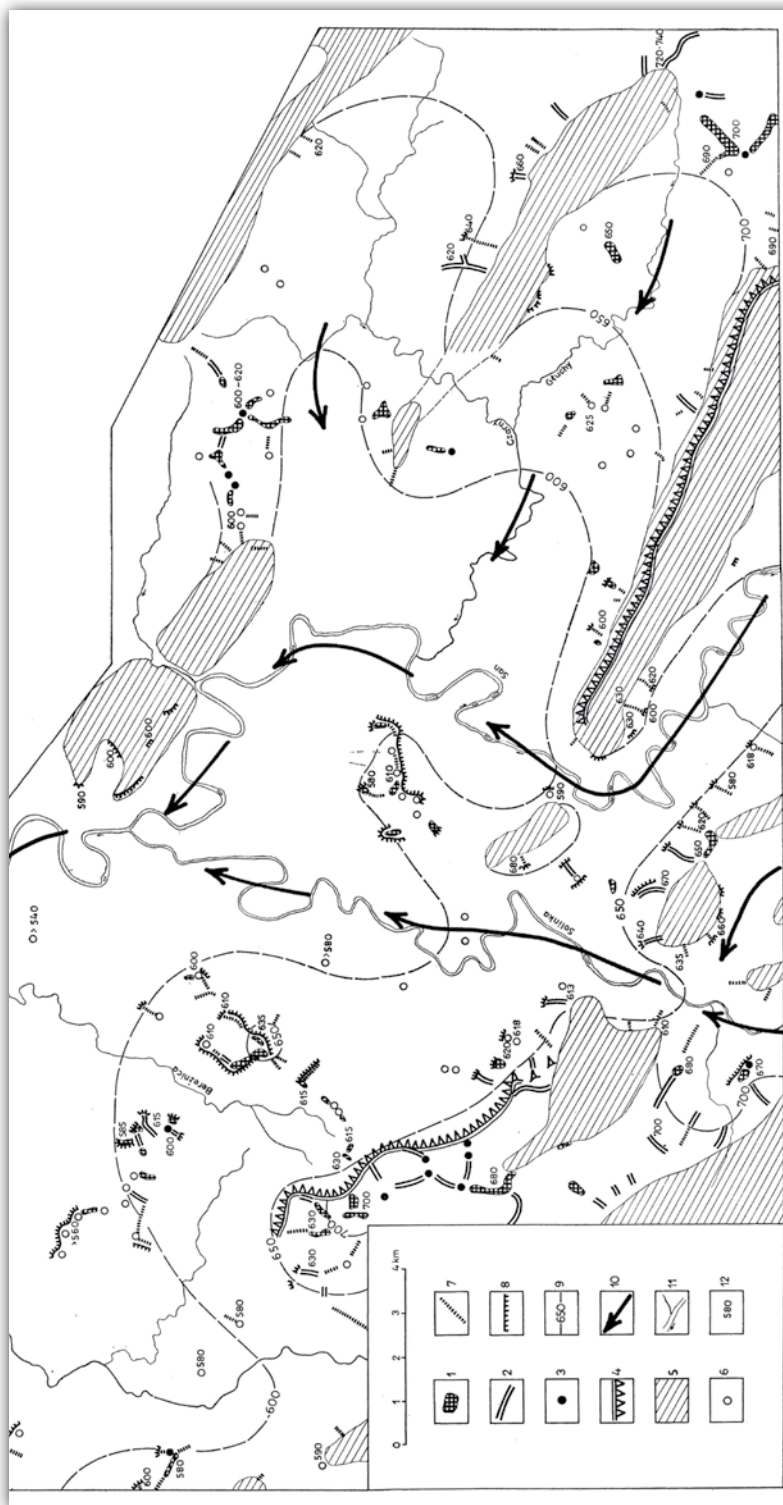
**Rycina 1.14. Profile podłużne twarżielcowych grzbietów wschodniej części polskich Karpat – ich wyrównana wysokość jest prawdopodobnie śladem poziomu śródgórskiego wysokości względnej około 300 m (Starkel 1965)**

**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 twarżelcowe, 5 – wyższe grzbiety twarżelkowe, 6 – obniżone pagórki tego poziomu, 7 – wyrównane garby – obniżone, 8 – załomy na granicy rzeźby poziomu, 9 – rekonstruowane izohipsy poziomu pogórskiego, 10 – kierunki spływu 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 scarps, 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 isohypses 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 peryglacjalnym 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 brzdami 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)**

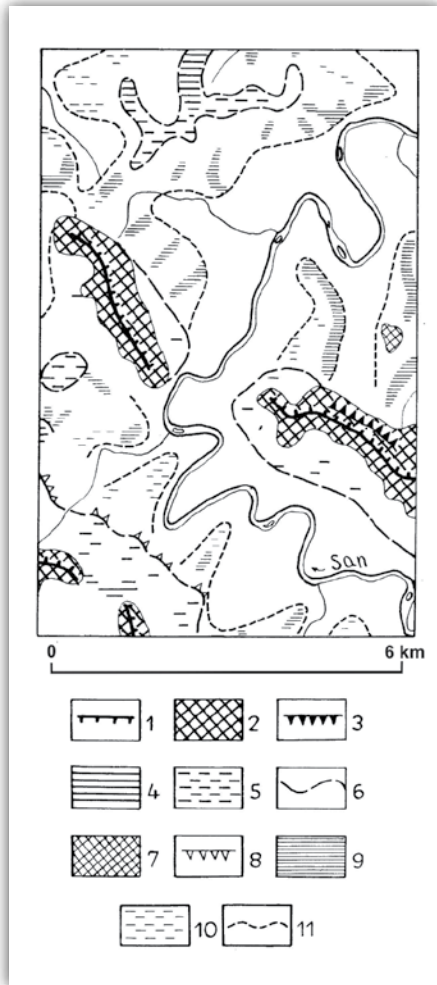
Kolory oznaczają formy różnej genezy i wieku: szary – formy przedczwartorzędowe, pomarańczowy – plejstocenijskie formy denudacyjne, zielony – plejstocenijskie formy akumulacyjne, czerwony – holocenijskie formy erozyjne, niebieski – holocenijskie formy akumulacyjne

**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)**

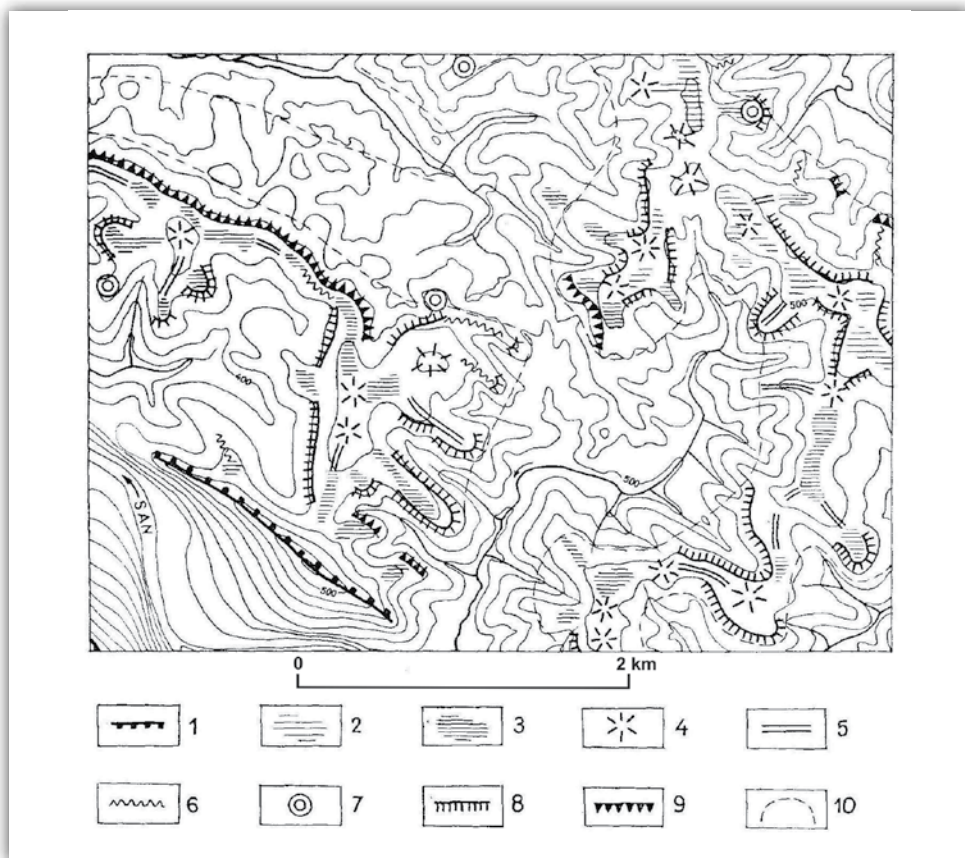
1 - monoclimal ridge, 2 - area of structure controlled ridge, 3 - escarpment, 4 - humps with flattening of foothill level, 5 - similar humps but lowered, 6 - extend of relief of foothill level (200 m), 7 - lower structure controlled ridges (not present on this fragment), 8 - scarp limiting relief of 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 międziodolinnych różniące się wysokościowo o około 100 m, wyraźnie oddzielone krawędziami, wskazujące na dwuetapowe dojrzewanie dolin (ryc. 1.17)

Znaczna degradacja pięter późnodojrzałej rzeźby Karpat fliszowych nie pozwalała na generalizację międziodolinnej 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 zadowalając się szacunkami wielkości denudacji w warunkach klimatycznych przypisywanych okresom tworzenia poziomów (Malarz, Ziętara 1975; Malarz

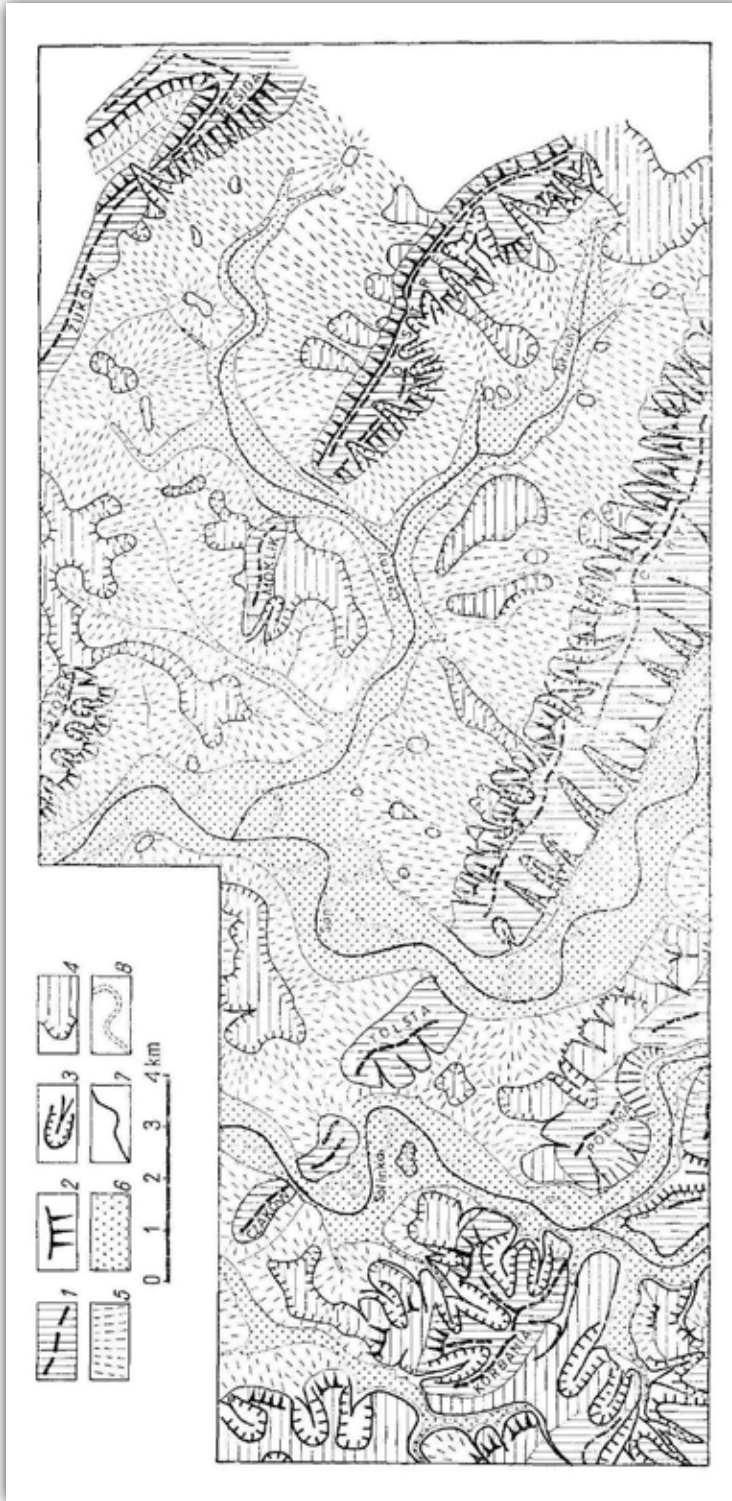


**Rycina 1.18. Elementy rzeźby poziomu przydolinnego 100 m w dorzeczu górnego Sanu (Starkel 1965)**

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



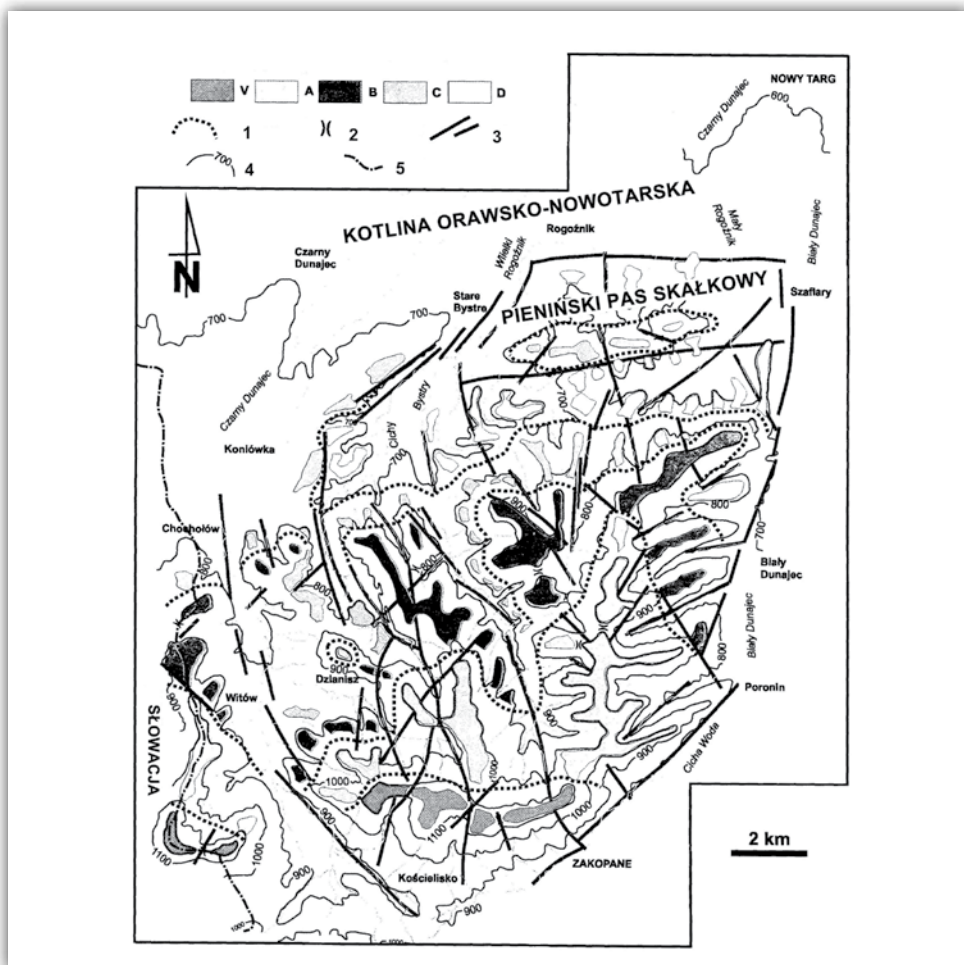
Rycina 1.19. Mapa paleogeomorfologiczna dla okresu tworzenia wczesnoczwartorzędowego poziomu przydolinowego 100 m w dorzeczju górnego Sanu (Starkel 1965)

1 - grzbiezy twarżielcowe, 2 - progi denudacyjne, 3 - doliny rozcinające grzbiezy twarżielcowe, 4 - fragmenty z resztkami rzeźby poziomu pogórskiego, 5 - nachylnone podnóży stoków typu pedymenów, 6 - dna dolin (niekiedy z pokrywą aluwiiów), 7 - prawdopodobne porożenie 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 – poziomic, 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



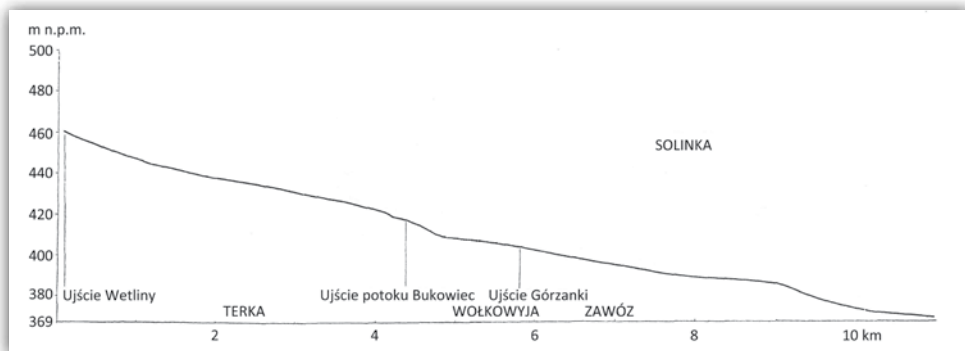
**Fotografia 1.6. Poziom 100-metrowy rozprzestrzeniony w strefie wododzielnej w Niskich Bieszczadach rozcięty jedynie 10–30 m i przekształcony przez soliflukcję w kriopedymenty**

**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 związać 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 piętrowość 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).



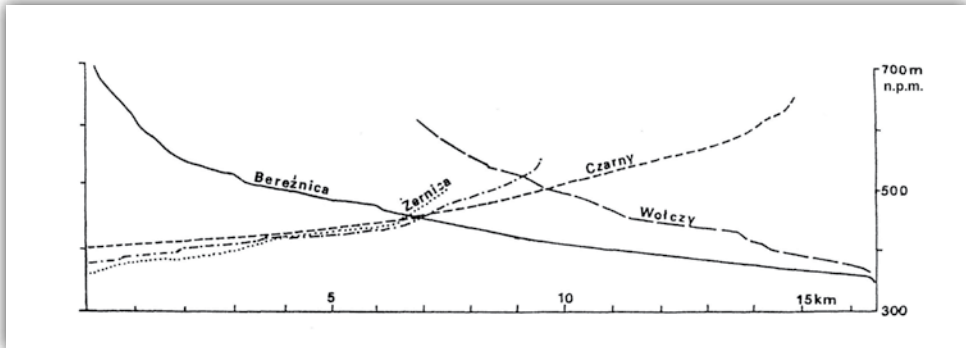
**Rycina 1.21. Profil podłużny dolnego biegu Solinki, głównego górskiego dopływu Sanu – wyraźne zawieszenie nad korytem Sanu**

**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 km<sup>2</sup>), 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 km<sup>2</sup>) 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 km<sup>2</sup> i potok ze Średniej Wsi o zlewni tylko około 14 km<sup>2</sup> 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 międzylodolinną z wyraźnymi stopniami na wychodniach stromo ustawionych odporniejszych pakietów ławic (ryc. 1.22). Na nich powstawały lokalne bazy erozyjne, co w efekcie doprowadziło do pediplanacji 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 przydoliny 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 dorzeczcu 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**



*Dalsza część książki dostępna w wersji  
pełnej.*

