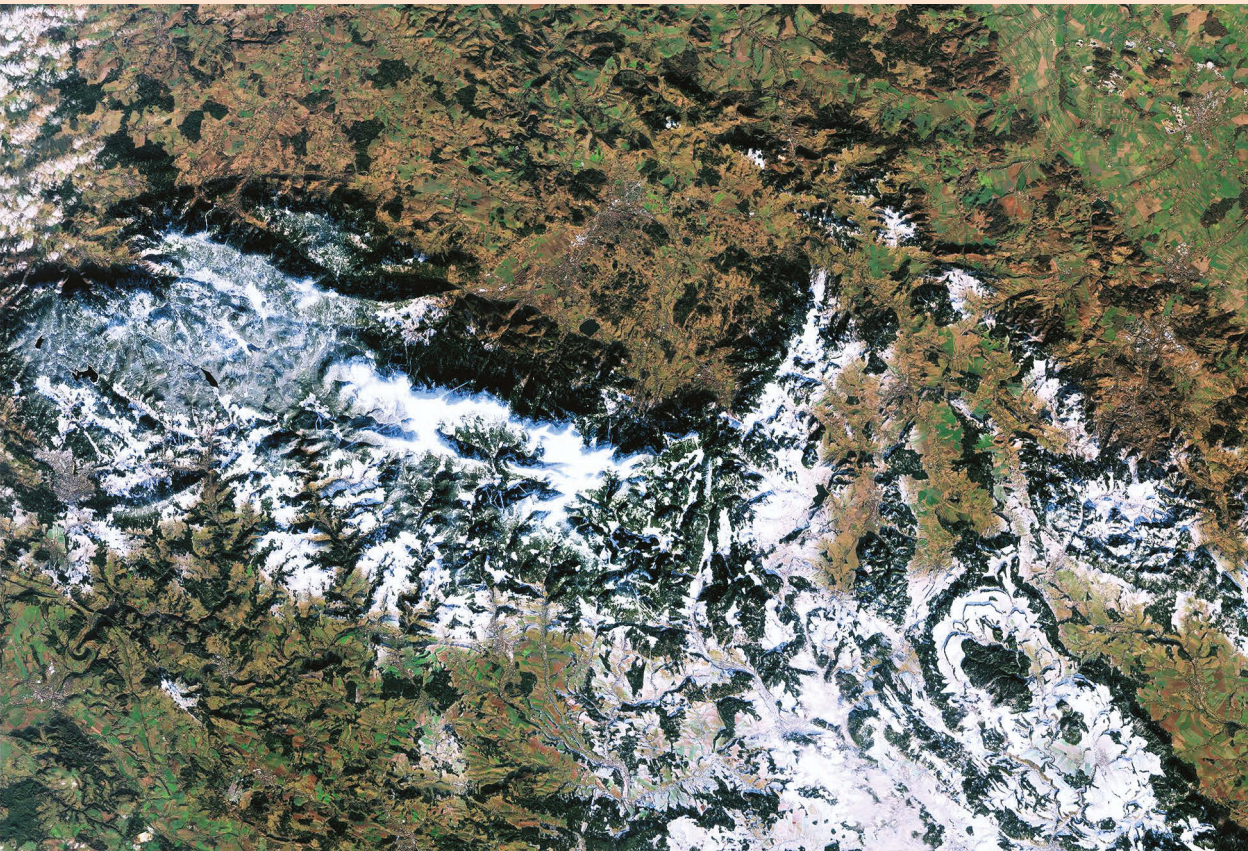
# Rozdział 5

## Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórza



**Sudety (ESA/Copernicus)**

W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski*,
A. Kostrzewski, K. Krzemień, P. Migoń, L. Starkel, M. Winowski, Z. Zwoliński (red.),
Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 2021
https://doi.org/10.12657/9788379863822-05

# Rozdział 5

## Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórza

*Piotr Migoń, Marek Kasprzak, Agnieszka Latocha, Łukasz Pawlik*

Sudety są zaliczane do gór średnich, co w warunkach środkowoeuropejskich oznacza położenie głównie w piętrze leśnym i tylko lokalnie powyżej górnej granicy lasu (Kotarba, Migoń 2010). Równocześnie jednak wielowiekowa gospodarcza działalność człowieka, trwająca w niektórych miejscach od neolitu, spowodowała istotne przeobrażenie środowiska przyrodniczego i stworzyła ramy dla funkcjonowania specyficznego systemu morfogenetycznego, kształtowanego przez czynniki naturalne i antropogeniczne o różnej sile i czasie oddziaływania. Dynamika tego systemu jest ogólnie niewielka, stąd znaczny udział form i utworów pokrywowych odziedziczonych z plejstocenu, a w zakresie większych form rzeźby – z okresów poprzedzających plejstocen (Jahn 1980). Starsze syntezy geomorfologiczne przedstawione dla Sudetów problematykę współczesnej ewolucji rzeźby traktowały w sposób całkowicie marginesowy (Walczak 1968). Nie oznacza to jednak, że w holocenie, w tym w ciągu ostatnich 100–200 lat, nie rozgrywały się zdarzenia morfogenetyczne, które zapisały trwały ślad w środowisku Sudetów i ich Przedgórza i miały istotne znaczenie dla zamieszkującej ten obszar ludności. Ich niedawnym przejawem były dramatyczne zmiany w rzeźbie den dolinnych w Sudetach Wschodnich, wywołane przejściem fali wezbraniowej w lipcu 1997 r., oraz podobne zdarzenia w Górach Izerskich w sierpniu 2006 r. i 2010 r., przy czym tym ostatnim towarzyszyły spływy gruzowo-błotne, niemające precedensu w najnowszej historii geomorfologicznej zalesionych stoków sudeckich.

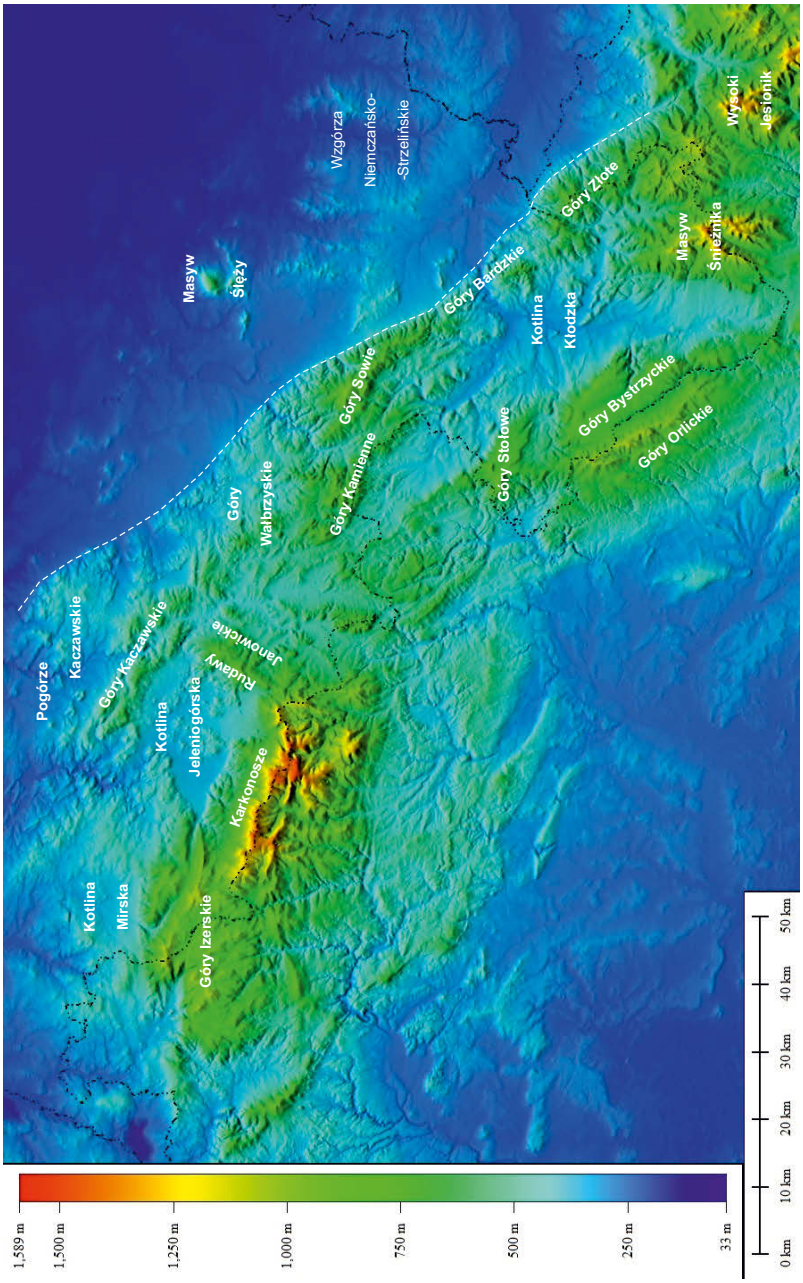
Omawiając funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego Sudetów, należy zwrócić uwagę, że jego rozpoznanie jest wciąż niepełne, zwłaszcza w aspekcie przestrzennym. Dysponujemy stosunkowo obszernymi materiałami faktograficznymi z Karkonoszy i Masywu Śnieżnika, ale już tylko wyrywkowymi obserwacjami z innych masywów górskich, natomiast część z nich pozostaje swoistą białą plamą (np. Góry Sowie, Rudawy Janowickie). Także formy fluwialne i przebieg procesów korytowych zostały udokumentowane jedynie dla niektórych rzek sudeckich, przede wszystkim dla Bobru i jego dopływów oraz rzek ziemi

kłodzkiej. Przedstawione w końcowej części rozdziału uogólnienia i wnioski opierają się zatem na założeniu, że obszary dobrze poznane są reprezentatywne dla całego systemu morfogenetycznego Sudetów.

Należy również odnotować znaczący postęp metodyczny w rozpoznaniu współczesnych procesów morfogenetycznych, możliwy dzięki udostępnieniu nowych źródeł danych, pojawieniu się nowych technik obserwacyjnych oraz metod obróbki i przetwarzania tych danych. Znaczącą rolę odgrywają wysokorozdzielcze dane wysokościowe pozyskane z lotniczego skaningu laserowego (LiDAR), które pozwoliły na identyfikację licznych, wcześniej nieznanych przejawów ruchów masowych, rozpoznanie form świadczących o dynamice równin zalewowych i ukazanie skali antropopresji dzięki ujawnieniu wielu form antropogenicznych. Modele wysokościowe umożliwiły również przeprowadzenie innych analiz, w tym m.in. modelowania wielkości erozji gleby, zarówno w czasach historycznych, jak i współcześnie. Cennych informacji dostarczyły ortofotomapy z różnych okresów, zwłaszcza w odniesieniu do dynamiki piętra leśnego nawiedzanego przez katastrofalne zdarzenia wiatrowe. Wybrane osuwiska w Sudetach są przedmiotem monitoringu geodezyjnego, a fotogrametria i naziemne skanowanie laserowe pozwoliły na ocenę natężenia transportu grubofrakcyjnego rumowiska w górskich potokach. Zapoczątkowane pod koniec pierwszej dekady XX w. badania dendrochronologiczne dostarczyły danych wskazujących na współczesną aktywność procesów stokowych, fluwialnych i erozji wąwozowej w miejscach jeszcze niedawno uważanych za całkowicie stabilne. Z kolei badania terenowe i laboratoryjne kaskad denudacyjno-sedymentacyjnych pozwoliły na wypracowanie modeli koncepcyjnych funkcjonowania systemu stokowo-dolinnego w małych zlewniach i górnych odcinkach dolin sudeckich.

## 5.1. Obszar opracowania

Obszar omawiany w tym rozdziale obejmuje zasadniczo polską część Sudetów i ich północno-wschodnie przedpole w granicach Przedgórza Sudeckiego (ryc. 5.1). W regionalizacji geomorfologicznej Polski (Gilewska 1999) obie te jednostki traktowane są łącznie i mają rangę podprowincji w obrębie Masywu Czeskiego. W jej granicach wyróżniono cztery makroregiony: Sudety Zachodnie, Środkowe, Wschodnie i Przedgórze Sudeckie. Kondracki (1994) oraz Solon i in. (2018) dzielą geomorfologiczny region Sudetów Zachodnich, wyróżniając Pogórze Zachodniosudeckie i podkreślając odrębność rzeźby pogórskiej od górskiego charakteru właściwych Sudetów Zachodnich i częściowo Środkowych. Granice pomiędzy trzema makroregionami sudeckimi są dość umowne, natomiast bardzo wyrazista jest granica morfologiczna rozdzielająca Sudety i Przedgórze Sudeckie. Stanowi ją stromy i rozcięty głębokimi dolinami rzecznymi próg związany z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, o wysokości względnej przekraczającej miejscami 500 m (Krzyszkowski i in. 1995, Badura i in. 2003). Wzięto pod




**Ryc. 5.1.** Położenie głównych jednostek fizycznogeograficznych wymienianych w tekście na tle cyfrowego modelu wysokościowego ukazującego główne cechy rzeźby Sudetów i Przedgórza Sudeckiego: liczne masywy i pasma górskie oddzielone kotlinami śródgórskimi, rozległe obszary o rzeźbie pogórskiej w części północno-zachodniej i wyspowy charakter rzeźby denudacyjnej Przedgórza Sudeckiego. Linia przerywana wyznacza przebieg sudeckiego uskoku brzeżnego i równocześnie podstawę progu morfologicznego oddzielającego Sudety od Przedgórza Sudeckiego

uwagę również niektóre prace z Płaskowyżu Głubczyckiego, stanowiącego wyżynne przedpole Sudetów Wschodnich. Zarówno w starszych (Kondracki 1994), jak i nowszych podziałach fizycznogeograficznych Polski (Solon i in. 2018), a także geomorfologicznych (Gilewska 1999), jest on traktowany jako część Niziny Śląskiej, ale liczne podobieństwa rzeźby do właściwego Przedgórza Sudeckiego, wysokości bezwzględne oraz charakter współczesnych procesów rzeźbotwórczych uzasadniają potraktowanie tego obszaru jako integralnej części przedpola Sudetów (Badora 2007). Dla uzyskania kompletnego obrazu współczesnej ewolucji rzeźby regionu, reprezentatywnego dla pasa gór średnich Europy Środkowej, zdecydowano się uwzględnić także kluczowe prace poświęcone tej problematyce, dotyczące czeskiej części gór.

## 5.2. Główne cechy budowy geologicznej i rzeźby Sudetów i Przedgórza Sudeckiego

Zasadnicze zręby budowy geologicznej Sudetów ukształtowały się podczas waryscyjskich ruchów tektonicznych, w okresie od dewonu po wczesny perm, zatem podobnie do wielu innych masywów w średniogórzu europejskim (Żelaźniewicz 2015). Uformował się wówczas fundament krystaliczny, w którym dominują metamorficzne serie gnejsowo-łupkowe, typowe dla Gór Izerskich i Pogórza Izerskiego, Gór Sowich, Bystrzyckich i Sudetów Wschodnich. Podrzędnie występują łupki zieleńcowe, amfibolity, serpentynity i wapienie krystaliczne. W skład fundamentu krystalicznego wchodzą także intruzje magmowe, głównie granitowe, które budują między innymi większość polskich Karkonoszy. Paleozoiczne serie skalne cechują się różnorodnym okruszcowaniem, co zadecydowało o rozwoju górnictwa w Sudetach już od XII–XIII w.

Od karbonu po schyłek kredy tworzyły się głównie serie osadowe, przeważnie piaskowce, zlepieńce i mułowce, występujące w obrębie dwóch dużych depresji tektonicznych: północnosudeckiej i śródsudeckiej. Zalegają one horyzontalnie (Góry Stołowe) lub zapadają pod niewielkimi kątami (Pogórze Kaczawskie i Izerskie). Pokrywa osadowa i fundament krystaliczny są w wielu miejscach poprzecinane skałami wulkanicznymi wieku karbońsko-permskiego oraz neogeńskiego. Ryolity i bazalty są bardzo odporne na procesy niszczące i tworzą wyraźne wzniesienia o charakterze twardzielcowym.

Geologicznym zapisem ery kenozoicznej, oprócz formacji bazaltowej, są głównie osady klastyczne: piaski, mułki i iły, rzadziej żwiry. Występują one na Przedgórzu Sudeckim i na Pogórzu Zachodniosudeckim, a obszarem źródłowym były dla nich tereny dzisiejszych Sudetów. W plejstocenie Przedgórze Sudeckie znalazło się przynajmniej trzy razy w zasięgu zlodowaceń kontynentalnych i było objęte depozycją utworów lodowcowych i wodnolodowcowych, których miąższość lokalnie przekracza 30 m. W młodszym plejstocenie odbywała się akumulacja lessu, którego pokrywa na Płaskowyżu Głubczyckim i na Wzgórzach

Niemczańsko-Strzelińskich osiąga 10 m grubości (Jary 1996, Jary i in. 2003, Jary, Ciszek 2013). W Sudetach przeważają utwory stokowe związane ze środowiskiem peryglacjalnym, o różnej litologii i grubości, zwykle poniżej 2 m (Traczyk 1996, Traczyk, Migoń 2003, Waroszewski i in. 2013, 2018, Migoń, Kacprzak 2014). Zalegają one na niezwietrzałym podłożu skalnym i mają najczęściej charakter gruzowo-gliniasty. Na stromych stokach górskich ich miąższość jest na ogół zredukowana do kilkudziesięciu centymetrów.

O głównych rysach poligenicznej rzeźby Sudetów decyduje obecność licznych izolowanych pasm i masywów górskich, rozdzielonych kotlinami różnej genezy oraz obszarami pogórskimi i wyżynnymi (Jahn 1980). Sudeckie masywy górskie to przeważnie zręby tektoniczne ograniczone stromymi, erozyjnie rozczłonkowanymi progami (Migoń 2008, Placek 2011, Różycka, Migoń 2017). Ich najwyższe partie, w wielu miejscach zrównane i przeważnie zalesione, wznoszą się przeciętnie do 800–1100 m n.p.m. Jedynie wierzchowiny Karkonoszy (1602 m n.p.m.), Masywu Śnieżnika (1425 m n.p.m.) oraz położonego w Czechach Wysokiego Jesionika (1491 m n.p.m.) sięgają ponad górną granicę lasu, która w Sudetach przebiega na wysokości około 1250–1300 m n.p.m. (Treml, Migoń 2015). W Karkonoszach i Wysokim Jesioniku rozwinęło się w plejstocenie lokalne zlodowacenie typu karowo-dolinnego, którego pozostałością są między innymi głębokie kotły polodowcowe, miejscami o skalistych zboczach, co nadaje fragmentom tych masywów cech rzeźby wysokogórskiej (Kasprzak, Traczyk 2019). Niektóre mniejsze masywy, na przykład Góry Kamienne na południe od Wałbrzycha, mają charakter twardzielcowy (Placek 2011), z kolei Góry Stołowe są unikatowym na skalę polską przykładem rzeźby płytowej. Dna kotlin położone są na wysokości 300–500 m n.p.m. Do ogólnego zróżnicowania rzeźby nawiązuje zróżnicowanie form dolinnych. Masywy górskie są rozcięte gęstą siecią głębokich dolin wciosowych, miejscami z korytami skalnymi, natomiast w obrębie kotlin doliny są płaskodenne, z rozwiniętym systemem kilku teras wieku późnoplejstoceńsko-holoceńskiego. Charakterystycznym elementem rzeźby fluwialno-denudacyjnej są doliny przełomowe. Z punktu widzenia współczesnej morfogenezy najistotniejszą cechą rzeźby sudeckiej wydaje się być bliskie sąsiedztwo powierzchni o mało urozmaiconej rzeźbie na wierzchowinach i w dnach kotlin oraz stromych (do 30–40°) powierzchni stokowych. Najnowsze przeglądowe ujęcie tektoniczno-denudacyjnej rzeźby Sudetów zawiera opracowanie Migonia i Kasprzaka (2015).

Pagórkowato-falista rzeźba Przedgórza Sudeckiego jest rozwinięta w obrębie pokryw lessowych i glacjalnych, maskujących starszą rzeźbę denudacyjną. Nachylenia stoków sporadycznie przekraczają 15°. Ponad te powierzchnie wyrastają góry wyspowe i grzbiety twardzielcowe, zbudowane ze skał starszego podłoża. Ich wysokość względna wynosi na ogół do 100–150 m, jedynie w Masywie Ślęży zbliża się ona do 500 m. Stoki wzgórz ostańcowych są przeważnie zalesione, natomiast niżej położone obszary są zajęte przez grunty orne, łąki i pastwiska. Dna dolin są szerokie i wyścielone grubymi warstwami aluwiów.

## 5.3. Warunki klimatyczne

Warunki klimatyczne Sudetów odzwierciedlają górski charakter obszaru i wykazują liczne specyficzne cechy wynikające z położenia masywu i jego wewnętrznego zróżnicowania (Schmuck 1969, Hess i in. 1980, Sobik 2005, Sobik, Błaś 2010). Do typowych cech klimatu Sudetów należy spadek temperatury wraz z wysokością oraz ogólny wzrost opadów, zachmurzenia, grubości i czasu zalegania pokrywy śnieżnej wraz z wysokością (tab. 5.1), przy czym granice pięter klimatycznych położone są o 150–300 m niżej niż w Karpatach. Odstępstwa od tych generalnych zależności związane są przede wszystkim z kotlinami śródgórskimi, w których powszechnie występują inwersje termiczne. Na Przedgórzu Sudeckim swoiste cechy klimatu wykazują góry wyspowe, a zwłaszcza Masyw Ślęży. W ich otoczeniu występują wyższe opady atmosferyczne, związane z efektem *seeder-feeder* (Błaś, Sobik 1998).

W Sudetach dominuje napływ wilgotnych mas powietrza z sektorów od południowo-zachodniego do północno-zachodniego, które trafiają na barierę orograficzną o wysokości ponad 1000 m. Podkreślić trzeba, że wysokim

**Tabela 5.1.** Podstawowe parametry klimatyczne dla wybranych stacji meteorologicznych w Sudetach. Dane za okres 1956–1965 (Hess i in. 1980), dla Szrenicy za okres 1981–1990 (Migała 2005)

| Stacja | Region | Wysokość [m n.p.m.] | Średnia roczna temperatura powietrza [°C] | Roczna suma opadów [mm] | Czas trwania pokrywy śnieżnej [liczba dni] |
|---|---|---|---|---|---|
| Świdnica | Przedgórze Sudeckie | 230 | 8,3 | 590 | 42 |
| Kłodzko | Kotlina Kłodzka | 316 | 7,0 | 643 | 68 |
| Jelenia Góra Cieplice | Kotlina Jeleniogórska | 370 | 6,8 | 650 | 65 |
| Szczawno-Zdrój | Pogórze Wałbrzyskie | 415 | 7,4 | 705 | 74 |
| Lądek-Zdrój | Góry Złote | 461 | 6,6 | 844 | 90 |
| Świeradów-Zdrój | Góry Izerskie | 543 | 6,5 | 1214 | 99 |
| Sokołowsko | Góry Kamienne | 570 | 5,5 | 964 | 111 |
| Karpacz | Karkonosze | 700 | 5,7 | 1217 | 116 |
| Spalona | Góry Bystrzyckie | 810 | 4,9 | 912 | 111 |
| Szrenica | Karkonosze | 1332 | 2,2 | 1462 | 220* |
| Śnieżka | Karkonosze | 1603 | 0,4 | 1463 | 178 |

* Wartość szacunkowa na podstawie J. Kwiatkowski (1985), za lata 1966–1975.

masywom Gór Izerskich, z wierzchowiną położoną powyżej 1000 m n.p.m., i Karkonoszy (>1300 m n.p.m.) od zachodu nie towarzyszy przejściowa strefa pogórzy. Powoduje to znaczny wzrost wysokości opadów atmosferycznych, w tym śnieżnych, oraz częstotliwości dni z mgłą, która jest najwyższa w pasie gór średnich Europy środkowej (Błaś i Sobik 2000). Podobną rolę barier orograficznych spełniają inne pasma sudeckie o przebiegu NW–SE: Góry Sowie, Orlickie i Wysoki Jesionik. Ich obecność powoduje duże poziome gradienty opadowe w Sudetach i deficyt opadów w sąsiednich kotlinach śródgórskich i na Przedgórzu Sudeckim (Kwiatkowski 1984). Równocześnie jednak Schmuck (1969) klasyfikuje Sudety jako obszar o największej częstotliwości pojawiania się opadów nawalnych w Polsce. Z barierami orograficznymi wiążą się także efekty fenowe, bardzo typowe dla Sudetów (Kwiatkowski 1979). Konsekwencją ich wystąpienia w okresie zimowo-wiosennym bywa gwałtowny zanik pokrywy śnieżnej w niższych częściach stoków i w kotlinach, co z kolei skutkuje lokalnymi wezbraniami.

Przewaga cyrkulacji zachodniej ma też kluczowe znaczenie dla kierunków transportu zanieczyszczeń atmosferycznych. Znaczne zakwaszenie opadów i osadów atmosferycznych związanych z napływem mas powietrza z sektora zachodniego spowodowało katastrofalne zamieranie lasów sudeckich w latach 80. i 90. XX w., zwłaszcza w piętrze regla górnego i górnej części regla dolnego Karkonoszy i Gór Izerskich (Dore i in. 1999, Rydval, Wilson 2012). Wylesienie znacznych partii Sudetów wyraźnie zmieniło stosunki hydrologiczne w zlewniach, powodując między innymi większą częstotliwość pojawiania się wysokich stanów wód (Dubicki 1990).

Z punktu widzenia współczesnej morfogenezy najważniejszym elementem meteorologicznym jest opad i jego natężenie. W okresie od końca XIX w. zarejestrowano liczne przypadki wystąpienia opadów deszczu o znacznym natężeniu, przekraczającym 10 mm na godzinę i 50 mm na dobę, powodujące lokalne wezbrania, erozję gleby na polach użytkowanych rolniczo i grawitacyjne przemieszczenia mas skalnych na stokach. W Karkonoszach i Górach Izerskich, cechujących się najwyższymi opadami w całych Sudetach, nierzadkie były dobowe opady przekraczające 100 mm (tab. 5.2). Katastrofalne opady w lipcu 1997 r., kiedy pięciodniowe sumy opadów w Masywie Śnieżnika i w Wysokim Jesioniku powszechnie przekraczały 400 mm (Dubicki, Malinowska-Małek 1999), przyniosły efekty geomorfologiczne wyjątkowe w skali dziesięcioleci. Podobną skalę krótkookresowego opadu odnotowano w Górach Izerskich w sierpniu 2010 r., gdy suma opadów przekroczyła 200 mm w ciągu dwóch dni (Pilous 2011).

Analiza porównawcza historycznych (przełom XIX i XX w.) i współczesnych danych klimatycznych wskazuje na tendencję wzrostową wartości sum opadów w wyższych partiach masywów górskich, przy jednoczesnym ich spadku w dniach kotlin i na niżej położonych terenach (Latocha i in. 2016). W dłuższej perspektywie czasowej może to wpłynąć również na intensywność procesów morfologicznych.

**Tabela 5.2.** Opady dobowe powyżej 100 mm odnotowane na posterunkach opadowych w Karkonoszach

| Data wystąpienia opadu | Miejscowość (stacja pomiarowa) | Wielkość opadu dobowego (mm) | Literatura |
|---|---|---|---|
| 17 VII 1882 | Labská louka<br>Śnieżka | 212<br>178 | Czerwiński 1991 |
| 30 VII 1897 | Śnieżka<br>Karpacz<br>Kowary | 239<br>220<br>187 | Czerwiński 1991 |
| 10 VIII 1964 | Kowary<br>Śnieżka | 163<br>108 | Otop 2004 |
| 31 VII 1977 | Jakuszyce<br>Śnieżka | 154<br>150 | Otop 2004 |
| 8 VIII 1978 | Jakuszyce | 171 | Otop 2004 |
| 2 IX 1994 | Kowary | 105 | Otop 2004 |
| 7 VII 1997 | Karpacz<br>Jakuszyce | 121<br>105 | Dubicki, Malinowska-Małek 1999 |
| 19 VII 1997 | Przesieka<br>Śnieżka | 116<br>108 | Dubicki, Malinowska-Małek 1999 |
| 7 VIII 2006 | Labská louka | 193 | Migoń i in. 2006 |

## 5.4. Współczesne procesy kształtujące stoki

Stoki sudeckie są bardzo zróżnicowane pod względem współczesnej dynamiki, przy czym najważniejszymi czynnikami wpływającymi na to zróżnicowanie wydają się być rodzaj pokrywy roślinnej i sposób użytkowania, a w dalszej kolejności nachylenie.

Największymi przekształceniami objęte są strome stoki położone powyżej górnej granicy lasu, modelowane przez spływy gruzowo-błotne i procesy pokrewne, lawiny oraz sporadycznie odpadanie. Stoki piętra leśnego były natomiast przez długi czas uważane za generalnie stabilne, a istotniejsze zmiany w rzeźbie dokumentowano niemal wyłącznie wzdłuż dróg leśnych. Obecność zwartego drzewostanu miała skutecznie chronić stoki przed degradacją (np. Jahn 1989). Badania przeprowadzone w trakcie ostatniej dekady zmieniły takie postrzeganie zalesionych stoków sudeckich, co w dużym stopniu związane było ze znaczną intensyfikacją gospodarki leśnej, powodującej zarówno liniowe, jak i powierzchniowe przekształcenia stoków. Ponadto procesy biogeomorfologiczne, w szczególności związane z epizodami silnego wiatru i towarzyszącymi mu wiatrowałami, są obecnie zaliczane do kluczowych elementów współczesnej morfogenezy (Pawlik i in. 2013, 2016). Wnioski te są spójne z niektórymi cechami utworów pokrywowych na stokach sudeckich, wskazującymi na znaczne zatarcie struktur peryglacjalnych (Migoń, Kacprzak 2014). Domena leśna nie jest już postrzegana

jako stabilna, sprzyjająca przetrwałości form i utworów odziedziczonych z plejstocenu (Migoń 2017). Stoki wylesione były natomiast postrzegane jako cechujące się większą dynamiką, ale i w tym zakresie sytuacja uległa częściowej zmianie. W ostatnich dekadach nastąpiło wyraźne zahamowanie procesów erozyjno-denudacyjnych na stokach dawniej użytkowanych rolniczo, a obecnie podlegających zarastaniu wskutek wtórnej sukcesji roślinnej. Niemniej dynamika wylesionych, użytkowanych rolniczo stoków piętra pogórskiego pozostaje większa niż stoków z utrzymującymi się lub wprowadzonymi zbiorowiskami leśnymi. Na takich stokach głównymi procesami rzeźbotwórczymi są spłukiwanie i erozja liniowa. Ich natężenie jest szczególnie wysokie na użytkowanych rolniczo obszarach Przedgórza Sudeckiego, czemu sprzyja obecność gleb rozwiniętych na podłożu lessowym. Zagadnienie to przedstawiono szczegółowo w części 5.4.2.

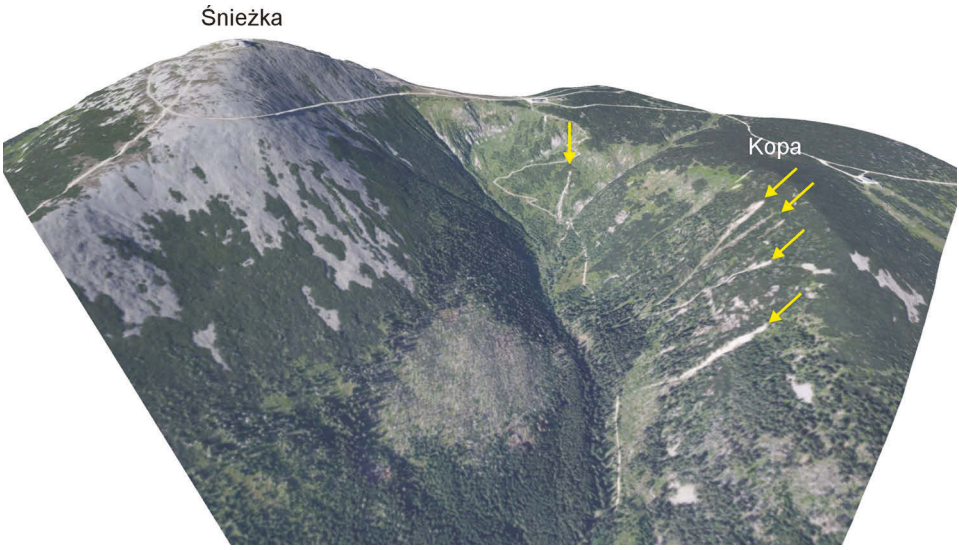
Ważną grupą procesów kształtujących stoki sudeckie są procesy osuwiskowe. Z krótkiej, dekadowej perspektywy czasowej zachodzą one sporadycznie, w trakcie szczególnie dużych epizodów opadowych, na ogół w dolnych częściach zboczy dolinnych, intensywnie podcinanych przez rzeki. Mają one płytko położoną powierzchnię poślizgu i są to niemal wyłącznie osuwiska zwietrzelinowe niewielkich rozmiarów. W ciągu ostatnich 15 lat nastąpił jednak znaczący przyrost informacji o występowaniu osuwisk w Sudetach w ogóle, głównie dzięki udostępnieniu wysokorozdzielczych cyfrowych danych wysokościowych[1]. W niektórych pasmach i masywach są one powszechne (Góry Kamienne, wschodnia część Gór Wałbrzyskich, Góry Bardzkie), w innych udokumentowano pojedyncze przypadki (Synowiec 2003, Migoń i in. 2010, 2014, 2017, Parzóch i in. 2012, Kasprzak i in. 2016, Kowalski 2017, 2018, Różycka i in. 2017, Kowalski, Wojewoda 2017, Jancewicz, Traczyk 2017, Kotwicka i in. 2019), zaś największe rozpoznane sudeckie osuwisko pod Toczkiem w Górach Bystrzyckich zajmuje powierzchnię 43 ha (Migoń i in. 2016). Zbliżoną powierzchnię zajmują największe kompleksy osuwiskowe w Górach Kamiennych (Migoń i in. 2017). Udokumentowano także współczesne uaktywnianie osuwisk lub reaktywację starszych form (Żurawek 1999, Urbański, Różański 2016, Kowalski 2017).

### 5.4.1. Ruchy masowe

#### 5.4.1.1. Spływy gruzowo-błotne

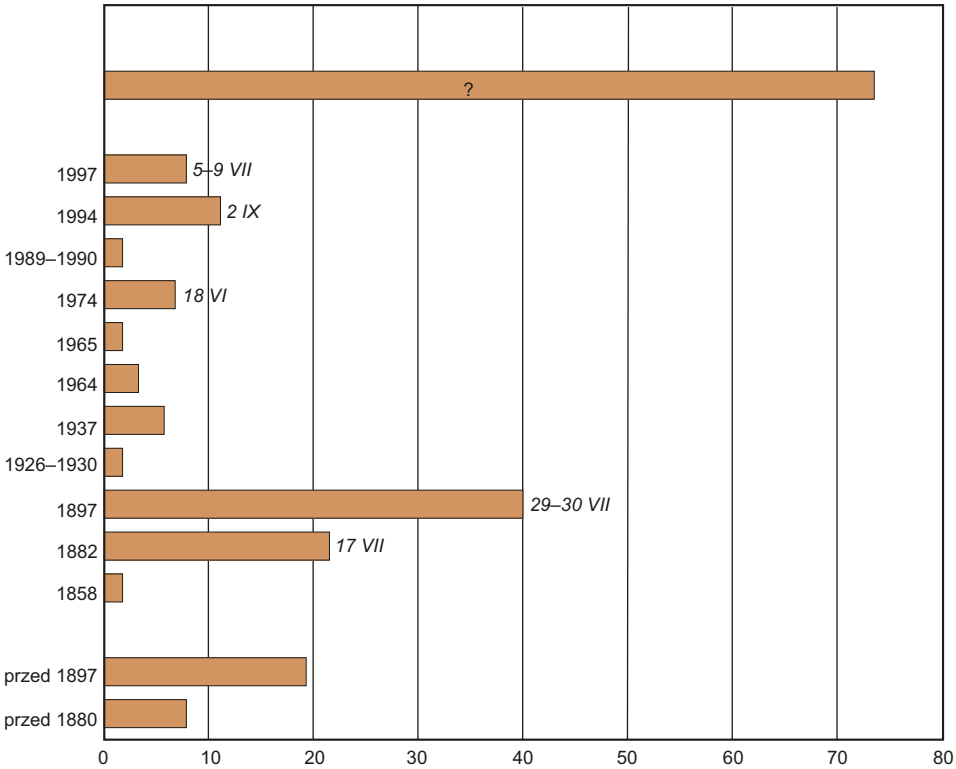
W polskiej części Sudetów obecność spływów gruzowych i gruzowo-błotnych odnotowano wyłącznie w najwyższych partiach Karkonoszy (Czerwiński 1967, Tomaszewski 1967, Parzóch, Dunajski 2002, Szymanowski 2004a, b, Migoń i in. 2006, Parzóch i in. 2007, Migoń, Parzóch 2008; ryc. 5.2). Występują one w trzech sytuacjach geomorfologicznych: na zboczach kotłów polodowcowych, okrytych cienką pokrywą zwietrzelinową i stokową (Kocioł Łomniczki, Małego Stawu,

[1] W dalszej części tekstu przywoływane są tylko publikacje zawierające kartograficzną dokumentację form osuwiskowych i dokładne określenie ich lokalizacji, pozwalające na weryfikację zawartych w nich stwierdzeń.




**Ryc. 5.2.** Wizualizacja górnego odcinka doliny Łomniczki w Karkonoszach. Strzałki wskazują na szlaki spływów gruzowych. Zwraca uwaga całkowity brak form tego typu na stokach Śnieżki i Czarnego Grzbietu (po lewej), co wynika z odmienności litologicznej podłoża i utworów pokrywowych (Źródło danych: GUGiK, geoportal.gov.pl)

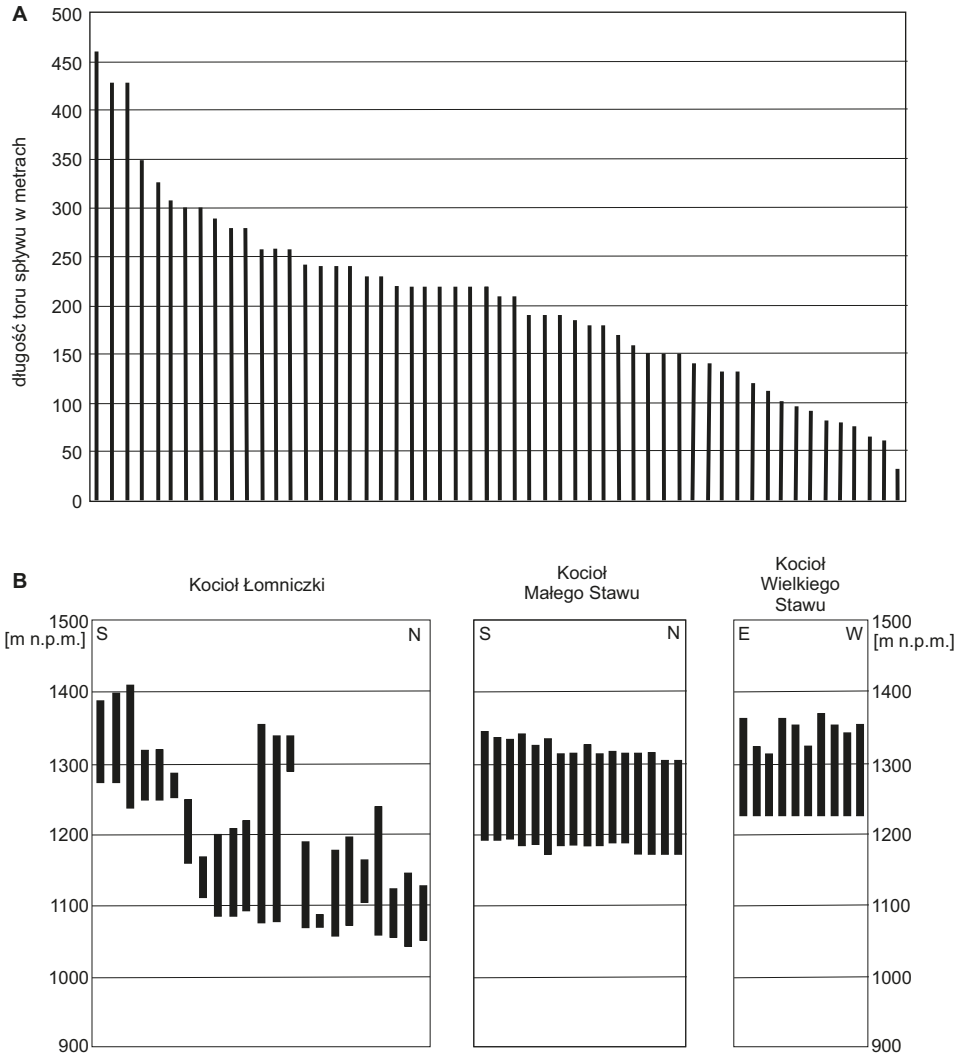
Wielkiego Stawu i Czarny Kocioł Jagniątkowski), na zboczach głęboko wciętych dolin rzecznych (dolina Łomniczki) oraz na stożkach usypiskowych w obrębie kotłów (Śnieżne Kotły). Dla części z nich znana jest dokładnie data zdarzenia (ryc. 5.3). Bezprecedensowe w historii ostatnich 100 lat było uruchomienie siedmiu spływów gruzowych w Kotle Łomniczki i na niżej położonym lewym zboczu doliny Łomniczki w efekcie ulewnego opadu w dniach 2–3 września 1994 r., kiedy na Śnieżce spadło w ciągu doby 62 mm deszczu, a w pobliskich Kowarach 105 mm. Największy z tych spływów osiągnął 430 m długości (Szymanowski 2004a). Znaczącym epizodem było uruchomienie spływu gruzowego w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r., który po osiągnięciu nasady stożka usypiskowego rozdzielił się na kilka osobnych szlaków, przy czym najdłuższy z nich dotarł do płaskiego dna kotła (Migoń i in. 2006). Natomiast nikłe skutki dla stabilności stoków karkonoskich miały katastrofalne opady z lipca 1997 r., kiedy uruchomionych zostało tylko kilka spływów gruzowych, mimo że natężenie opadu było porównywalne z natężeniem odnotowanym w latach 1897 i 1974, kiedy szybkie przemieszczenia zwietrzeliny były powszechne. Nie ulega jednak wątpliwości, że spływy gruzowe są typowym procesem dla współczesnych warunków środowiskowych. Zachodziły one także w okresie poprzedzającym pojawienie się bezpośrednich świadectw historycznych ich obecności, czyli przed końcem XIX w. Podczas szczegółowego inwentaryzowania form pozostawionych przez dawniejsze spływy gruzowe stwierdzono w polskiej części Karkonoszy obecność ponad 70 takich zespołów (Szymanowski 2004b, Gąsiorek 2006, Parzóch, Migoń 2010).




**Ryc. 5.3.** Występowanie spływów gruzowych i płytkich zsuwów zwietrzelinowych w Karkonoszach od połowy XIX w. (wg Migonia i in. 2002, zmodyfikowane)
Przy niektórych latach podano daty wystąpienia ruchów masowych. Formy o nieznanym wieku oznaczono znakiem „?”

Zdecydowana większość spływów inicjowana jest powyżej górnej granicy lasu, ale najdłuższe z nich docierają do piętra leśnego i przemieszczają się dalej w jego obrębie. Leśne odcinki najdłuższych spływów w dolinie Łomniczki z września 1994 r. miały do 200 m długości.

Karkonoskie spływy gruzowe są zróżnicowane pod względem wielkości, a największe formy osiągają ponad 400 m długości przy rozpiętości wysokościowej ponad 200 m (ryc. 5.4). Spływy na ogół inicjowane są jako płytkie zsuwy zwietrzelinowe na wyjątkowo stromych (>30°) odcinkach stoku i po kilkudziesięciu metrach ulegają transformacji w linijne spływy o szerokości do kilkunastu metrów, poruszające się wzdłuż wyraźnego toru w dół stoku. Typowym zespołem form związanym z odcinkiem tranzytowym jest prosta lub lekko kręta rynna o głębokości 2–3 m, otoczona przez wały boczne o wysokości do 2 m i szerokości 3–6 m (ryc. 5.5). Wielkość materiału gruzowego na wałach bocznych jest zróżnicowana. Dominuje frakcja głazowa w masie drobnoziarnistej, ale sporadycznie występują także bloki o długości do 3 m. Strefy akumulacyjne to na ogół płaskie




**Ryc. 5.4.** Długość (A) i rozpiętość wysokościowa (B) torów pozostawionych przez spływy gruzowe w polskiej części wschodnich Karkonoszy (wg Szymanowskiego 2004a). W Kotle Wielkiego Stawu wszystkie spływy gruzowe osiągały taflę jeziora, dlatego wysokości bezwzględne zakończenia toru są jednakowe

stożki lub jęzory o nieregularnym kształcie; pojawiają się też wyraźne czoła zbudowane z głazów i rumoszu drzewnego. Mniejsze formy nie wykształcają wyraźnych rynien tranzytowych i materiał gruzowy przemieszcza się jako lawina gruzowa o szerokości zbliżonej do szerokości strefy oderwania. Odmienne cechy mają spływy gruzowe na stożkach usypiskowych w Śnieżnych Kotłach. Część z nich jest inicjowana w rynnach korazyjnych (żlebach) rozcinających ściany skalne,

a uruchomieniu podlega głazowo-gruzowy materiał zarówno wypełniający rynny, jak i budujący stożki znajdujące się poniżej (ryc. 5.6). Przyczyną jest znaczny, skoncentrowany spływ wody pochodzącej z opadów rynnami korazyjnymi. Rozcięcie powierzchni stożków sięga 2 m, zaś strefa depozycji położona jest na przedpolu i przybiera postać głazowo-gruzowego jęzora lub jęzorów (Gąsiorek 2006). Nawiązując do typologii spływów gruzowych w Tatrach Zachodnich (Krzemień 1988), należy stwierdzić, że w Karkonoszach występują głównie formy typu B (nisza – rynna z wałami bocznymi – jęzor) i znacznie rzadziej typu C (rynna korazyjna w stoku skalnym – rynna z wałami bocznymi – jęzor). Dodatkowo częste są formy złożone z dwóch elementów: niszy i szerokiej strefy akumulacji, bez wyraźnej linijnej strefy tranzytowej, pozostawione przez płytkie zsuwy zwietrzelinowe.

**Ryc. 5.5.** Fragment rynny spływu gruzowego z 2 września 1994 r. na zboczu doliny Łomniczki (fot. P. Migoń)

Bezpośrednim impulsem inicjującym spływy gruzowe w Karkonoszach są opady o znacznej wysokości, przekraczającej 100 mm na dobę. Dane z okolicznych stacji opadowych wskazują, że wielkości godzinowe opadu wystarczające do uruchomienia spływów są rzędu 12–18 mm (Migoń i in. 2002, 2006), co jest wartością wyraźnie niższą od określonej dla Tatr Wysokich wartości progowej 40 mm na godzinę (Kotarba 1992). Jest możliwe, że rzeczywiste godzinowe wielkości opadu były jednak wyższe, ponadto istotną rolę mogły odgrywać warunki opadowe okresu poprzedzającego. V. Pilous (1977) opisał zespół spływów gruzowych w Obří důl pod Śnieżką, powstały 18 czerwca 1974 r. w konsekwencji opadu dobowego o wysokości 73 mm, zwracając jednak uwagę na wysokie wartości opadów w poprzednich dniach (12.06 – 30,6 mm; 13.06 – 61,1 mm; 14.06 – 20,2 mm; 15.06 – 19,6 mm; wszystkie dane ze Śnieżki) oraz generalnie deszczowy kwiecień i maj. Drábová (2018) przeanalizowała dane opadowe z rejonu Śnieżki, konkludując, że przekroczenie wartości dobowej 225 mm prowadzi do uruchomienia spływów gruzowych, niezależnie od warunków okresu poprzedzającego. Zwróciła równocześnie uwagę na liczne ekstremalne epizody opadowe (do 200 mm na dobę), które nie wywołały spływów. Podobny wydźwięk mają obserwacje zależności opad – spływy gruzowe z czeskich Gór Izerskich (Smolíková i in. 2016). Przyczyn braku jednoznacznej relacji należy

**Ryc. 5.6.** Tory świeżych spływów gruzowych rozcinających stożki usypiskowe w Wielkim Śnieżnym Kotle (fot. P. Migoń)

poszukiwać w złożoności uwarunkowań spływów gruzowych. Oprócz wielkości opadu istotną rolę musi odgrywać dostępność zwietrzelin podatnych na upłynnienie i przemieszczenie. Jest godne odnotowania, że wysokie opady z przełomu lipca i sierpnia 1977 r. oraz z 18–22 lipca 1997 r. (tzw. druga fala opadowa) nie spowodowały w Karkonoszach spływów gruzowych. Podobnie musiało upłynąć prawie 40 lat od roku 1897, kiedy odnotowano zejście kilkudziesięciu spływów w całych Karkonoszach, aby procesy te znów zaczęły częściej występować (Migoń i in. 2002).

Spływy gruzowe powszechnie występują też w czeskiej części masywu, gdzie były przedmiotem szczegółowych studiów i inwentaryzacji (Pilous 1973, 1975, 1977). Także i tam odnotowano wiele spływów inicjowanych przez pojedyncze epizody opadowe, m.in. 17 lipca 1882 r., 29–30 lipca 1897 r. oraz 18 czerwca 1974 r. Łączna liczba zinwentaryzowanych spływów przekracza 170. Niektóre z nich osiągają znaczne rozmiary, do 900 m długości i 100 m szerokości, a całkowita powierzchnia objęta przez spływy przekracza 60 ha, z czego połowa przypada na polodowcowy Obří důl u stóp Śnieżki.

We wschodnich Sudetach obecność spływów gruzowych odnotowano w północnej części Wysokiego Jesionika, głównie w masywie Keprnika (1423 m

n.p.m.). Ich łączna liczba sięga 100, a maksymalna długość – podobnie jak w Karkonoszach – 900 m (Sokol, Vavřík 1971, Gába 1992). Przy najdłuższych spływach jednak tylko początkowe odcinki znajdują się w obrębie powierzchni stokowej, podczas gdy dalszy transport odbywał się łożyskami głęboko wciętych strumieni. Przykładowo, spływ z 4 lipca 1991 r. na północnym stoku Keprníka miał całkowitą długość 900 m, z czego 550 m przypada na łożysko Keprnickiego Potoku. Także w Wysokim Jesioniku spływy gruzowe musiały powszechnie występować we wcześniejszych stuleciach, o czym świadczą sfosylizowane głazowe formy akumulacyjne w dnach dolin. Ich powstanie wiązane jest z silniejszym niż obecnie wylesieniem stromych stoków masywu (Klimek i in. 2003). Křížek i in. (2018) wyznaczyli 95 szlaków spływów gruzowych na stokach i zidentyfikowali blisko 50 miejsc akumulacji materiału skalnego w niższych częściach dolin.

Na szczególną uwagę zasługuje zdarzenie z czeskiej części Gór Izerskich, gdzie silne opady w pierwszych dniach sierpnia 2010 r. wywołały kilka spływów gruzowych na stokach Smědavskiej hory, kilka kilometrów od granicy polsko-czeskiej (Pilous 2011, Smolíková i in. 2016). Najdłuższy z nich miał 980 m długości, przy zmiennej szerokości szlaku od 12 do 45 m, obejmując w ten sposób około 60% całkowitej długości stoku. W wielu miejscach na szlakach spływowych pokrywa zwietrzelinowa została całkowicie zdarta, a w strefie akumulacji zostały złożone zarówno bloki granitu o długości do 2 m, jak i liczne powalone drzewa.

#### 5.4.1.2. Osuwiska

Osuwiska, czyli przemieszczenia wzdłuż wyraźnych powierzchni poślizgu, powstają w Sudetach znacznie rzadziej niż w Karpatach. Ich występowaniu nie sprzyja budowa geologiczna: dominacja skał krystalicznych i niewielkie kąty nachylenia powierzchni uławicenia w skałach osadowych, a także mała miąższość pokryw zwietrzelinowych. W XX i początkach XXI w. nasilenie procesów osuwiskowych odnotowano podczas epizodów intensywnych opadów i wywołanych nimi wezbrań w korytach, przy czym większość osuwisk powstała w miejscach podcięcia stoku przez procesy naturalne (erozja boczna wezbranych wód potoków) lub wskutek działalności człowieka (skarpy związane z budową dróg w poprzek stoku). Podczas katastrofalnego epizodu opadowego w zlewni górnej Bystrzycy Dusznickiej w lipcu 1998 r. powstało około 20 płytkich osuwisk translacyjnych, niemal wszystkie w obrębie zwietrzałych margli i piaskowców górnokredowych (Żurawek 1999). Opady z lipca 1997 r. nie wywołały natomiast powszechnych procesów osuwiskowych, zapewne w związku z ich wystąpieniem na obszarze zbudowanym głównie ze skał krystalicznych. Niemniej pojedyncze formy w Międzygórzu (długość 94 m) i w Janowcu nad Nysą Kłodzką poniżej Barda (szerokość niszy 130 m) osiągnęły spore rozmiary jak na sudeckie warunki. Uaktywnianie się płytkich osuwisk podczas silnych opadów znane jest też z czeskiej części Sudetów (Aichler, Pecina 1998, Pilous 2000). W ostatniej dekadzie powstawanie osuwisk miało charakter incydentalny, jednak poszczególne zdarzenia były na swój sposób spektakularne. Parzóch i in. (2012) opisali płytkie osuwisko zwietrzelinowe w dolinie Czarnej w Masywie Śnieżnika o długości

280 m i szerokości od 5 m w strefie oderwania do 30 m w strefie depozycji. Miało ono charakter konsekwentno-zwietrzelinowy, a powierzchnią poślizgu była ostra granica zwietrzeliny i nienaruszonej skały podłoża. Rozpoznanie budowy wewnętrznej koluwiów osuwiskowych przeprowadzili następnie Makoś i Sobczyk (2018). Kowalski (2017) opisał niewielkie osuwisko (50 × 20 m) na zboczu doliny Bobru koło Wlenia, powstałe w 2011 r., a reaktywowane w 2016 r. Jest ono o tyle interesujące, że bezpośrednią przyczyną było antropogeniczne podcięcie stoku podczas prac budowlanych. Zupełnie inną skalę miało największe współczesne osuwisko, jakie zaczęło się tworzyć 26 września 2016 r. na zwałowisku wewnętrznym Kopalni Węgla Brunatnego Turów (Bazarnik 2018). W centralnej części zwałowiska, na powierzchni około 6 km$^2$, doszło do przemieszczenia mas ziemnych obejmującego poziomy od +270 do +40 m n.p.m. (WUG 2016). Masy ziemne przemieszczały się w sposób ciągły z prędkością szacowaną na około 10 m·doba$^{-1}$, a czoło zwałowiska uległo przemieszczeniu o około 400 m. W grupie osuwisk indukowanych działalnością człowieka na uwagę zasługuje także niewielkie, ale czynne osuwisko uszkadzające nawierzchnię drogi łączącej Ciechanowice i Miedziankę w Rudawach Janowickich. Jego aktywność polega na ruchu przypowierzchniowej warstwy podłoża w kierunku zagłębienia po wyrobisku nieczynnej kopalni iłów.

Materiały historyczne wskazują, że traktowanie Sudetów jako obszaru pozbawionego większych form osuwiskowych jest nieuzasadnione. Na szczególną uwagę zasługuje duże, głęboko zakorzenione osuwisko skalne typu translacyjnego z 24 sierpnia 1598 r. w Bardzie. Wywołane ono zostało podcięciem zbocza po zewnętrznej części zakola przez wezbrane wody Nysy Kłodzkiej (Oberc 1957). Osuwisko w Bardzie ma 350 m długości i jest widoczne w postaci wyraźnego skalnego amfiteatru oraz szerokiego na 200 m jęzora o urozmaiconej rzeźbie, zakończonego wysokim na 10–15 m czołem (ryc. 5.7) (Migoń i in. 2002, Sikora, Piotrowski 2016). Generalnie jednak wiek osuwisk sudeckich pozostaje nieznany, niemniej przynajmniej w kilku przypadkach istnieją mocne przesłanki, by postulować ich późnoholoceński wiek czy nawet historyczną aktywność, a zatem w warunkach środowiskowych (klimatycznych) zbliżonych do współczesnych (Kacprzak i in. 2013, Malik i in. 2016, Jancewicz, Traczyk 2017).

Stopień udokumentowania form osuwiskowych w poszczególnych częściach Sudetów jest różny. Największe zagęszczenie stwierdzono w niecce śródsudeckiej, na obszarach zbudowanych ze skał wulkanicznych wieku karbońskiego i permskiego, zalegających na miękkich skałach osadowych. We wschodniej części Gór Kamiennych występuje ponad 50 osuwisk, przy równoczesnej ich największej różnorodności genetycznej (osuwiska rotacyjne, translacyjne, spływowe, przykłady rozciągania bocznego). Największe kompleksy osuwiskowe zajmują powyżej 40 ha (Synowiec 2003, Migoń i in. 2010, 2014, 2017, Kasprzak i in. 2016, 2019, Jancewicz, Migoń 2017). Kilkanaście osuwisk, z największym o powierzchni 10,5 ha, stwierdzono w przyległej części Gór Wałbrzyskich (Kotwicka i in. 2019), pojedyncze formy występują w Górach Kruczych (Synowiec 2003). Ze skałami

**Ryc. 5.7.** Widok osuwiska w Bardzie – najbardziej znanego historycznego osuwiska w Sudetach. Po prawej stronie u góry widoczna ściana skalna skarpy głównej (poniżej krzyża), nad rzeką fragment czoła osuwiska, podciętego przez wezbraną Nysę Kłodzką w lipcu 1997 r. (fot. P. Migoń)

wulkanicznymi są także związane osuwiska w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Kowalski, Wojewoda 2017).

Osuwiska przekształcały też rzeźbę obszarów zbudowanych ze skał osadowych wieku kredowego. Różnorodne przejawy przemieszczeń, od głęboko zakorzenionych osuwisk rotacyjnych po płytkie osuwiska obejmujące utwory pokrywowe, udokumentowano w Górach Stołowych dzięki kombinacji kartowania geomorfologicznego, analizy rzeźby na podstawie cyfrowego modelu wysokościowego i badań elektrooporowych (Migoń, Kasprzak 2012, 2016, Duszyński i in. 2017). Kilka dużych osuwisk znajduje się w obrębie progów tektonicznych w Górach Bystrzyckich (Różycka i in. 2015, 2017, Migoń i in. 2016), mniejsze formy stwierdzono w Zaworach (Kowalski 2018) i w okolicach Wlenia w Sudetach Zachodnich (Kowalski 2017). W innych pasmach polskich Sudetów występowanie osuwisk udokumentowano ponadto w Górach Bardzkich (Jancewicz, Traczyk 2017) i Górach Sowich (Kowalski 2018).

#### 5.4.1.3. Obrywy i odpadanie

Przejawy ruchów masowych o wymiarze katastrofalnym w obrębie form naturalnych – obrywów czy lawin kamiennych – są w Sudetach bardzo rzadkie, co wynika wprost z natury powierzchni stokowych. Ich nachylenie sporadycznie przekracza

45°, a rozleglejsze ściany skalne występują tylko w kotłach polodowcowych Karkonoszy, gdzie osiągają do 180 m wysokości. Zdarzeń tego typu można spodziewać się przede wszystkim w Górach Stołowych, gdzie pionowe ściany skalne zbudowane z piaskowców ciosowych dochodzą do 40 m wysokości. Miejscami sprzyjającymi wystąpieniu obrywów i odpadania są ponadto antropogeniczne formy rzeźby, w tym ściany kamieniołomów oraz głębokich przekopów drogowych i kolejowych (Huszcza 2014, Syc 2016).

Ocena intensywności ruchów masowych tego typu w Górach Stołowych jest jednak problematyczna. Analiza stref akumulacji blokowej wskazuje na obecność procesów przewracania kolumn skalnych, odpadania i obrywów ze ścian urwisk, ale w trakcie ostatnich 150 lat nie odnotowano żadnych spektakularnych przypadków tego typu (Pulinowa 1989), zaś wyniki badań pokryw blokowych i rzeźby progów skalnych wskazują, że rozpad ścian zachodzi przede wszystkim poprzez stopniową miejscową dezintegrację, a obrywy odgrywały niewielką rolę (Duszyński, Migoń 2015, Duszyński i in. 2016). W czasach historycznych odnotowano tylko jeden przykład zawalenia się wolnostojącej skałki i było to zdarzenie na lokalną skalę (Duszyński, Migoń 2019). Odpadanie mniejszych fragmentów skalnych notowane jest w czeskiej części Gór Stołowych – Broumovskiej vrchovinie. Prowadzone od lat 70. XX w. pomiary geodezyjne na Szczelińcu nie przyniosły jednoznacznych wyników, a przemieszczenia wzdłuż stref spękań mają raczej oscylacyjny niż postępowy charakter. Niemniej zarejestrowane deformacje, choć powolne ($<1$ mm·a$^{-1}$), wskazują na geodynamiczną niestabilność masywu (Cacoń, Košťák 1976, Cacoń i in. 2018).

Odpadanie zachodzi w obrębie odsłoniętych, spękanych ścian skalnych, rzadziej pojedynczych, skałek i prowadzi do rozrostu usypisk w formie regularnych stożków lub mniej nieregularnych hałd (Remisz i in. 2009, Remisz 2012, Remisz, Bijak 2012). Rozpad ścian skalnych zachodzi ze szczególną efektywnością w dwóch sytuacjach morfologicznych: w kotłach polodowcowych, zwłaszcza w Wielkim Śnieżnym Kotle, oraz w obrębie skalnych ścian nisz osuwiskowych. Potwierdzającymi przykładami są niestabilne, skąpo lub wcale nieporośnięte osypiska pod Kalwarią w Bardzie i pod Suchawą w Górach Kamiennych (ryc. 5.8).

W ścianach zarówno współczesnych, jak i dawnych kamieniołomów, które licznie występują w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim, powszechnie obserwuje się ruchy masowe, zwłaszcza odpadanie, i związane z nimi formy akumulacyjne – stożki usypiskowe lub chaotyczne nagromadzenia gruzu skalnego i zwietrzeliny, w zależności od litologii. Skały podłoża oraz orientacja spękań warunkują również intensywność procesów oraz rozmieszczenie i wielkość form. Najbardziej wydajne odpadanie, utrzymujące się nawet długo po zaniechaniu prac w kamieniołomie, obserwuje się w skałach wulkanicznych oraz niektórych piaskowcach ciosowych, natomiast w obrębie opuszczonych wyrobisk w wapieniach i łupkach krystalicznych, które szybko ulegają zarastaniu, współczesne procesy są mało wydajne lub nie występują (Huszcza 2014).

**Ryc. 5.8.** Aktywny stożek usypiskowy pod Suchawą w Górach Kamiennych (fot. P. Migoń)

#### 5.4.1.4. Lawiny

Lawiny śnieżne, podobnie jak spływy gruzowo-błotne, występują praktycznie wyłącznie w Karkonoszach i w Wysokim Jesioniku, na stokach położonych powyżej górnej granicy lasu (Kwiatkowski 1985, Spusta, Kociánová 1998, Kříž 1995, Krause, Křížek 2017). Mają one duże znaczenie ekologiczne, przede wszystkim dla kształtowania przebiegu górnej granicy lasu (Kociánová, Spusta 2000), ale ich bezpośrednie oddziaływanie morfogenetyczne jest nieznaczne. Lawiny śnieżno-gruntowe powodują zdarcie przypowierzchniowej warstwy zwietrzelinowej, ale związane z tym średnie obniżenie powierzchni szacowane jest na zaledwie 2 mm (Klementowski 1977). Istotniejsze są skutki długoterminowe. Zniszczenie roślinności i odsłonięcie zwietrzałego podłoża skalnego stwarza dobre warunki dla erozji linijnej i spłukiwania. Będący miejscem częstych lawin Biały Jar we wschodnich Karkonoszach jest równocześnie miejscem aktywnych procesów erozyjnych (ryc. 5.9). Lawiny śnieżne, szczególnie te powodowane przez narciarzy, są w zasadzie jedyną przyczyną śmierci ludzi wskutek ruchów masowych w polskich Sudetach, nie licząc skutków uderzenia odłamkiem skalnym na trasie turystycznej w Jarze Kamieńczyka 22 czerwca 1973 r. Wydarzenie z 20 marca 1968 r., kiedy to lawina śnieżna w Białym Jarze zaskoczyła grupę 24 osób, uśmiercając 19 z nich, pozostaje najtragiczniejszym zdarzeniem lawinowym w Polsce (Margas, Szymczak 1969).

**Ryc. 5.9.** Geomorfologiczne efekty współczesnych procesów erozyjnych w Białym Jarze (wschodnie Karkonosze) (fot. K. Parzóch)

### 5.4.2. Spłukiwanie i erozja linijna

W warunkach sudeckich i przedgórskich spłukiwanie jest najbardziej powszechnym procesem morfogenetycznym zachodzącym na stokach, jednak jego efektywność oraz częstotliwość występowania są bardzo zróżnicowane, w zależności od stopnia i rodzaju pokrycia terenu przez roślinność oraz użytkowania terenu.

Na zalesionych, przeważnie zadarnionych stokach górskich Sudetów spływ powierzchniowy odbywa się sporadycznie, co wynika także z dobrej przepuszczalności większości gruzowo-gliniastych pokryw zwietrzelinowych i stokowych. Współczynniki filtracji wynoszą w nich z reguły powyżej 1 m na dobę (Tomaszewski 1979, Tarka 1997). Jego efektywność geomorfologiczna jest znikoma. Pomiary prowadzone na poletkach eksperymentalnych w piętrze leśnym Karkonoszy i Masywu Śnieżnika (Bieroński i in. 1992, Klementowski 2002) wykazały, że średnie obniżanie powierzchni terenu w wyniku spłukiwania wynosi w przeliczeniu zaledwie 0,02–0,05 mm na 1000 lat. Niewiele większe wartości odnotowano na zrębach zupełnych i wiatrowałach (dużych obszarach, na których drzewa zostały wyrwane z korzeniami i przewrócone), które są szybko kolonizowane przez roślinność trawiastą. Nawet podczas katastrofalnych opadów w lipcu 1997 r. rzeźbotwórcze efekty spłukiwania na stokach Sudetów Wschodnich okazały się znikome (Czerwiński, Żurawek 1999, Klementowski 2002).

Znacznie większa jest efektywność spłukiwania na stokach użytkowanych rolniczo, szczególnie podczas intensywnych opadów. Obszarem, w którym proces

ten osiąga największe natężenie, są Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie, na których powszechnie występują pokrywy lessowe. Niestety skutki ulew dla rzeźby stoków zostały tylko fragmentarycznie udokumentowane w literaturze (Górecki, Klementowski 1989, Teisseyre 1994). Podczas pojedynczych epizodów opadowych obniżenie powierzchni stoków dotkniętych spłukiwaniem dochodziło do 10 mm, a grubość osadzonej u podnóża stoku warstwy namytej (deluwialnej) przekracza 20 cm.

Generalnie na terenie Sudetów i ich przedpola badania denudacji mechanicznej/erozji gleb nie były prowadzone na większą skalę, ani przestrzenną, ani czasową. Wartości denudacji znane dla tego obszaru opierają się na danych z czterech źródeł (tab. 5.3):

1) Szacowanie denudacji na postawie materiału zdeponowanego w zbiornikach wodnych zamykających zlewnie różnych wielkości. Większość obserwacji pochodzi z Sudetów Zachodnich, głównie z Karkonoszy (m.in. Bieroński i in. 1992, Katrycz 1998, Parzóch 2005a, b), a ponadto ze Zbiornika Otmuchowskiego na przedpolu Sudetów Wschodnich (Wiśniewski 1962, Bolesta 1966).
2) Wartości erozji gleby obliczane na podstawie pomiarów na poletkach eksperymentalnych zlokalizowanych w Masywie Śnieżnika (Klementowski 1996) oraz w Karkonoszach (Bieroński i in. 1991). Obserwacje te były jednak krótkoterminowe (1–2 lata), a większość poletek znajdowała się na obszarze zalesionym.

**Tabela 5.3.** Wartości erozji gleby (denudacji) w Sudetach i na ich przedpolu w oparciu o różne metody obliczeniowe i źródła (wg Latocha i in. 2016, zmodyfikowane)

| Metoda pomiaru | Źródło | Erozja gleby | |
|---|---|---|---|
| | | [mm·a$^{-1}$] | [t·ha$^{-1}$·a$^{-1}$] |
| Depozycja w zbiornikach wodnych | Wiśniewski 1962, Bolesta 1966, Jahn 1968, Chomiak i in. 1969, Jońca 1971, Bieroński i in. 1992, Traczyk 1991, Katrycz 1998, Parzóch, Sobczyk 2004 | 0,0002–0,1 | 0,003–1,5 |
| Poletka eksperymentalne | Bieroński i in. 1992, Klementowski 1996 | 0,000266–0,023<br>0,0001–6,6667 | 0,00399–0,345<br>0,0015–100,0005 |
| Terasy rolne | Latocha 2005, 2007a, 2009, 2012, Latocha, Urbanowicz 2010 | 0,15–2,67<br>0,28–1,35 | 2,25–40,05<br>4,2–20,25 |
| Modelowanie erozji gleby (model RUSLE) | Latocha i in. 2016 | 0,01–0,52* (historyczna/ średnia: 0,27)<br>0,01–0,21* (współczesna/ średnia: 0,06) | 0,15–7,8* (historyczna/ średnia: 4,05)<br>0,15–3,15* (współczesna/ średnia: 0,90) |

* zakres odnosi się do średnich wartości różnych klas użytkowania gruntów

3) Ocena wielkości erozji historycznej na dawnych gruntach ornych na podstawie badań terenowych – pomiarów morfometrycznych dawnych teras rolnych i szacowaniu objętości materiału stokowego zatrzymanego na ich zapleczu. Pomiary te były prowadzone na obszarze Masywu Śnieżnika, Gór Złotych i Gór Sowich (Latocha 2005, 2007a, Latocha, Urbanowicz 2010).
4) Szacowanie erozji gleby za pomocą modelu RUSLE. Modelowanie przeprowadzono dla testowego obszaru powiatu kłodzkiego, obejmującego część Sudetów Wschodnich i część Sudetów Środkowych, uwzględniając erozję historyczną (dane odnośnie do użytkowania terenu i klimatu z przełomu XIX i XX w.) i współczesną (Latocha i in. 2016).

Uzyskane wyniki wskazują, że zarówno litologia i topografia podłoża, jak i użytkowanie terenu są istotnymi czynnikami wpływającymi na intensywność spłukiwania materiału ze stoków. Jednocześnie należy traktować te dane wyłącznie jako szacunkowe, ze względu na krótki czas prowadzonych obserwacji procesów współczesnych (a tym samym ich dużą zależność od warunków pogodowych w okresie pomiarów) oraz – w odniesieniu do procesów historycznych – niewielki zasięg przestrzenny poszczególnych obszarów badawczych. Ponadto pomiary materiału akumulowanego w większych zbiornikach wodnych w Sudetach Zachodnich są prawdopodobnie niedoszacowane, co wynika z obecności licznych mniejszych zbiorników i zapór przeciwpowodziowych oraz przeciwrumowiskowych w wyższych partiach analizowanych zlewni (Jahn 1968). Wykazano jednocześnie, że terasy rolne mogą być traktowane jako pułapki sedymentacyjne, które efektywnie modyfikują procesy erozyjno-akumulacyjne w obrębie stoku, choć wyłącznie na skalę lokalną (Latocha 2007a, 2012).

Pomimo wykazanych ograniczeń warto podkreślić, że średnia współczesna erozja gleby obliczona na podstawie modelu RUSLE dla ziemi kłodzkiej (0,06 mm $a^{-1}$) odpowiada średniej denudacji obliczonej dla całych Sudetów: 0,05–0,01 mm $a^{-1}$ (Jahn 1968). Warto też zaznaczyć bardzo dużą zmianę w natężeniu erozji gleby, jaka nastąpiła w ostatnim stuleciu, do czego przyczyniły się przede wszystkim zmiany pokrycia i użytkowania terenu. Rozwój wtórnej sukcesji roślinnej na opuszczone grunty porolne, co związane było z silną depopulacją terenów górskich, przyczynił się do skutecznego zahamowania erozji. Jej średnia wielkość zmalała o 76,2% (z 4,03 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ w XIX w. do obecnych 0,96 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$), przy czym na najwyżej położonych i najbardziej stromych stokach, gdzie dawne grunty orne zostały zastąpione trwałymi użytkami zielonymi i lasami, spadek ten był jeszcze większy i wyniósł 92–99%, z 15–17 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ do mniej niż 1 $t \cdot ha^{-1} \cdot a^{-1}$ (Latocha i in. 2016).

Drugim, obok spłukiwania, procesem kształtującym rzeźbę stoków, a związanym ze spływem wody, jest erozja linijna. Obejmuje ona mniejsze powierzchnie, ale jej efekty są daleko bardziej spektakularne.

Na obszarze górskim erozja linijna, w tym wąwozowa, rozwinęła się przede wszystkim na terenach rolniczych, wzdłuż nieutwardzonych polnych dróg dojazdowych. Największe formy holwegów (wąwozów drogowych) występują zwykle w dolnych partiach stoków, przede wszystkim w mniej odpornych skałach

osadowych (głównie w piaskowcach), natomiast w skałach krystalicznych ich występowanie jest ograniczone do obszarów z grubą warstwą zwietrzeliny (gnejsy, łupki krystaliczne, granity) lub pokrywą deluwialną. Rozwój największych holwegów nawiązuje do stoków o najwyższym nachyleniu, gdzie drogi były prowadzone zgodnie ze spadkiem. Długość wąwozów drogowych występujących w Sudetach na ogół nie przekracza kilkuset metrów, natomiast ich głębokość może dochodzić do 4 m, przy średniej głębokości 1–2 m (Włosińska 2011, Migoń, Latocha 2018). Czudek (2005) wskazuje, że gęstości wąwozów przekraczające 2 $km \cdot km^{-2}$ są rejestrowane na skałach najbardziej podatnych na erozję, natomiast obserwacje w Górach Stołowych wykazały zagęszczenie holwegów na dawnych gruntach rolniczych od 0,2 do 1,9 $km \cdot km^{-2}$, w zależności od spadku stoku i podłoża skalnego (Latocha 2014). Większość wąwozów drogowych związanych z dawnymi terenami rolniczymi to obecnie formy nieaktywne, świadczące o dużo większej intensywności erozji linijnej w przeszłości niż obecnie. Wiąże się to ze znacznym przyrostem powierzchni zalesionych i zadarnionych kosztem gruntów ornych w XX w. oraz zaprzestaniem użytkowania wielu dróg polnych (Latocha, Migoń 2006, Latocha 2009, Latocha i in. 2016). Jednocześnie często w obrębie holwegów współcześnie nieużytkowanych obserwuje się aktywne procesy w obrębie ich skarp (spełzywanie, odpadanie, osuwanie), co prowadzi do akumulacji materii mineralno-organicznej w dnie wąwozu. Jednak nawet w takich przypadkach lokalnie wąwozy te nadal koncentrują część odpływu wody ze stoku, co zaobserwowano m.in. w głębokich holwegach na terenach rolniczych w okolicach Ratna w Sudetach Środkowych, utworzonych w podłożu klastycznych skał osadowych wieku permskiego (Włosińska 2011).

Drugim obszarem występowania form wąwozowych i współczesnych procesów erozji linijnej w Sudetach są tereny intensywnej gospodarki leśnej przy użyciu ciężkiego sprzętu. Erozji wybitnie sprzyja obecność gęstej sieci dróg leśnych, w tym nieutwardzonych lub o zniszczonej nawierzchni, ścieżek oraz szlaków (ryz) zrywkowych, które podczas intensywnych opadów zaczynają pełnić funkcję epizodycznych koryt (Parzóch 2001a, 2002, Klementowski 2002, Kasprzak 2005, Góra 2010, Parzóch, Migoń 2010). Odsłanianiu powierzchni stokowej i poddawaniu jej procesom erozyjnym sprzyja także wydeptywanie roślinności wzdłuż szlaków poddanych intensywnej presji turystów, co udokumentowano w Karkonoszach (Kasprzak 2006) i w Górach Stołowych (Migoń i in. 2011, Owczarek, Kassa 2011). Przeciętne pogłębienie rynien erozyjnych podczas pojedynczych epizodów skoncentrowanego spływu wód stokowych wynosi 0,01–0,3 m, ale podczas ulew o znacznym natężeniu może ono sięgać 2 m (Parzóch 2002), a wyjątkowo nawet ponad 4 m (Czerwiński, Żurawek 1999) (ryc. 5.10). Tak znacznej erozji towarzyszy depozycja materiału w formie stożków torencjalnych. Dalsze pogłębianie rynien jest utrudnione ze względu na cechy podłoża. Zwykle po rozcięciu piaszczysto-pylastych pokryw deluwialnych intensywność rozcinania słabnie, a rynny podlegają poszerzaniu. Na bardziej stromych stokach rozcinane są także zalegające niżej gruzowo-gliniaste pokrywy soliflukcyjne, a erozję hamuje dopiero strop dolnych, kamienistych horyzontów pokrywy zwietrzelinowej lub lita skała

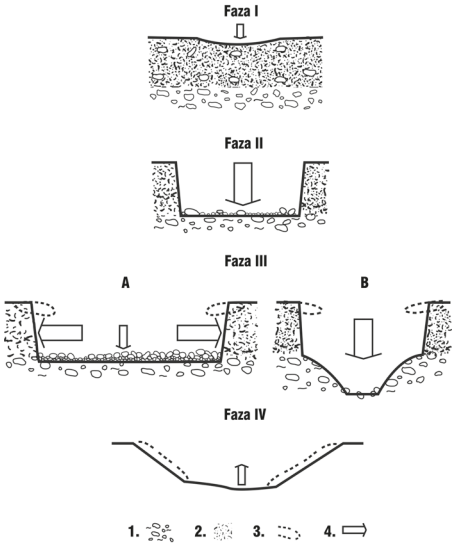
**Ryc. 5. 10.** Skutki erozji linijnej na drodze leśnej podczas silnych opadów w Górach Bardzkich w sierpniu 2006 r. (fot. P. Migoń)
A – w trakcie opadów, B – finalny efekt rozcinania powierzchni drogi

(Parzóch 2001a; ryc. 5.11). Cechy morfometryczne ryz zrywkowych, zwłaszcza ich głębokość, wykazują zależność od litologii podłoża i charakteru pokrywy zwietrzelinowej, nachylenia stoku, stopnia ich porośnięcia roślinnością, a także od ich lokalizacji w obrębie stoku (Góra 2010). W przypadku bardziej intensywnych prac leśnych przekształcaniu podlegają nie tylko drogi i szlaki zrywkowe, ale też całe powierzchnie stoków, których morfologia staje się bardzo chaotyczna (Borecka 2009, Borończyk 2009).

Erozję linijną współcześnie można obserwować w Sudetach również na stokach narciarskich. Są to jednak formy niewielkich rozmiarów i w większości efemeryczne. Pomiary żłobin erozyjnych na stokach narciarskich w Karkonoszach wykazały następujące wartości: szerokość 5–50 cm, głębokość 10–70 cm, długość od kilkunastu centymetrów do 20 m (Paszkiewicz 2008). Natomiast dla form erozyjnych w Masywie Śnieżnika, w rejonie Czarnej Góry, wartości te wynoszą: szerokość 25–60 cm, głębokość 3–14 cm (sporadycznie powyżej 20 cm), długość 3–9 m, maksymalnie do 20 m (Kierepka 2016). W obu przypadkach wykazano, że zdecydowanie większą rolę w inicjowaniu procesów erozyjnych odgrywa ciężki sprzęt stosowany na stokach do przygotowania tras niż bezpośrednie oddziaływanie narciarzy. Jednocześnie jednak formy erozyjne są niwelowane w trakcie prac renowacyjnych tras narciarskich, stąd ich znikoma trwałość w rzeźbie terenu. Również kilkuletni monitoring prowadzony na stokach narciarskich w Karkonoszach potwierdził, że oddziaływanie narciarstwa na morfologię stoków jest

minimalne ze względu na zwartą pokrywę darniową (Parzóch 2016). Procesy erozyjne są zauważalne przede wszystkim w pierwszej fazie budowy i przygotowania infrastruktury narciarskiej, jednak bardzo szybko ulegają spowolnieniu i zanikowi. Jednocześnie przy odpowiednio stosowanych zabezpieczeniach można praktycznie całkowicie uniknąć nasilenia procesów erozyjnych na tych obszarach.

W przeciwieństwie do Sudetów formy związane z erozją wąwozową są znacznie powszechniejsze na Przedgórzu Sudeckim, w pasie występowania lessu. W środkowej części Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich gęstość wąwozów wynosi średnio 0,13 km·km$^{-2}$, ale wartości maksymalne sięgają 3,2 km·km$^{-2}$ (Jary, Kida 2002). Na Płaskowyżu Głubczyckim odpowiednie wartości wynoszą 0,1 i 1,9 km·km$^{-2}$ (Jary 1991). Wartości te, wyraźnie niższe od stwierdzonych we wschodniej Polsce, wynikają ze specyficznej litologii lessów i wysokiego udziału procentowego minerałów ilastych, co czyni je mniej podatnymi na erozję liniową. Głębokość wąwozów w okolicach Niemczy i Strzelina dochodzi do 12 m, a o ich aktywnym rozwoju świadczą pionowe ściany zamknięć, progi erozyjne w dnach oraz przejawy sufozji na zboczach w postaci nisz i kotłów (Maziarz i in. 2012). Większość form znajduje się jednak w bardziej dojrzałym stadium parowu i jest zarośnięta bądź wręcz jest położona w lesie, co może wskazywać na powtórne wkroczenie lasu na dawne tereny użytkowane rolniczo.




**Ryc. 5.11**. Rozwój rynien erozyjnych indukowanych antropogenicznie w górskich masywach sudeckich (wg Parzócha 2001a)

1 – plejstoceńskie pokrywy stokowe gliniasto-gruzowe, 2 – późnoplejstoceńskie i holoceńskie pokrywy deluwialne, 3 – okapy mineralno-darniowe, 4 – kierunki i względna intensywność procesów pogłębiania i poszerzania rynny

### 5.4.3. Procesy biogeomorfologiczne

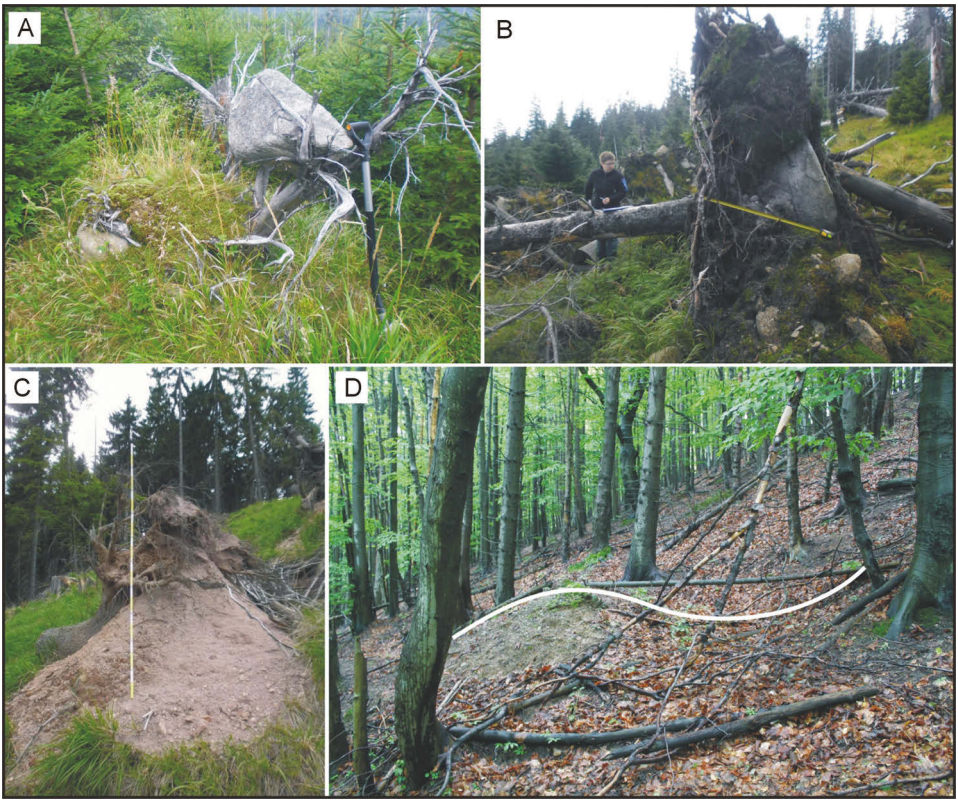
Biogeomorfologia jako subdyscyplina w obrębie geomorfologii narodziła się pod koniec lat 80. XX w., a procesy biogeomorfologiczne zdefiniowano jako te, które są inicjowane lub modyfikowane przez działalność organizmów żywych (Viles 1988). Zakres zainteresowania biogeomorfologii obejmuje także formy rzeźby, które w pewnych przypadkach mogą mieć w całości genezę organiczną, np. biohermy, kopce ziemne budowane przez mrówki i termity czy kopce typu *Mima mounds* budowane w Ameryce Północnej przez gryzonie z rodziny gofferowatych. Bezpośredni lub pośredni wpływ organizmów żywych w tych strefach klimatycznych,

w których komponenty biosfery mogą się swobodnie rozwijać, obejmuje w zasadzie wszystkie przejawy aktywności morfogenetycznej: wietrzenia, erozji, transportu i akumulacji. Ze względu na stosunkowo nieodległe w czasie zainicjowanie badań w tym kierunku, rozpoznanie form i procesów biogeomorfologicznych (lub biogenicznych) w Sudetach jest jak dotąd fragmentaryczne i obejmuje zaledwie pojedyncze gatunki flory i fauny. Tym samym ocena biomorfodynamiki domen morfogenetycznych Sudetów jest wciąż niewystarczająca, a w wielu miejscach nie podjęto jeszcze żadnych prób analizy w tak ujętym kierunku badawczym, zwłaszcza w podsystemie korytowym i dolinnym.

Pierwsze próby opisu i ujęcia ilościowego procesów biogeomorfologicznych w Sudetach należy przypisać Jońcy (1964, 1975), który oszacował wartości denudacji stoków w wyniku aktywności biologicznej różnych gatunków zwierząt (np. kretów). Książka Jońcy wydana w 1975 r., choć praktycznie niezauważona, była prawdopodobnie pierwszym tego typu opracowaniem na świecie. Kolejna taka pozycja, opisująca przejawy aktywności fauny ujęte następnie w ramach tzw. zoogeomorfologii, pojawiła się dopiero dwadzieścia lat później (Butler 1995).

Jak dotychczas w Sudetach najlepiej opracowane zostało zagadnienie biotransportu, pedoturbacji (zaburzeń gleb) i formowania mikrotopografii stoku (morfologii wykrotowej) w wyniku procesu saltacji wykrotowej drzew w następstwie naporu bardzo silnego wiatru (w leśnictwie zjawisko to jest określane jako wiatrowały lub wywroty). Pierwsze obserwacje zostały przeprowadzone przez Hasińskiego (1971) w Karkonoszach i odnosiły się do przebiegu denudacji na obszarach wiatrowałów. Na rzeźbotwórczą rolę wykrotów drzew zwrócił uwagę Parzóch (2001b), opisując mikrorelief stoku zalesionego złożonego z kopców i zagłębień posaltacyjnych. Ten sam proces został następnie ujęty w systemie denudacyjnym Karkonoszy (Parzóch i in. 2008). Zagłębienia są miejscami, gdzie rozwijały się bryły korzeniowe drzew przed ich powaleniem, natomiast sąsiadujące z nimi kopce uformowane zostały w efekcie degradacji materiału glebowo-zwietrzelinowego wyniesionego z karpą wyrwanego drzewa oraz w efekcie dekompozycji samego systemu korzeniowego podtrzymującego materiał skalny (Pawlik 2009, 2012a, Migoń i in. 2011).

W Sudetach badane były zarówno formy reliktowe w postaci morfologii wykrotowej, jak i formy współczesne, powstałe przede wszystkim po orkanie Cyryl 18–19 stycznia 2007 r. (Pawlik i in. 2012, 2013, 2016, 2017, Pawlik 2013a, b, 2014, 2015). Katastrofalny charakter zniszczeń w drzewostanach sudeckich w trakcie tego epizodu huraganowego wiatru (ponad 1 mln $m^3$ zniszczonych drzew), przede wszystkim w Górach Suchych będących częścią Gór Kamiennych (Pawlik 2012b), oraz duży odsetek drzew wyrwanych z korzeniami w stosunku do złamanych (wiatrowałów względem wiatrołomów), który wyniósł 80% i objął głównie świerki, uwidocznił dużą rolę procesu saltacji wykrotowej w biotransporcie mas skalnych, pedoturbacji, a nawet w biomechanicznym wietrzeniu spękanego podłoża skalnego. Fragmenty skalne odseparowane od podłoża w trakcie wykrotowania nierzadko osiągają 1 m długości, a w dnie zagłębień wykrotowych odsłania się lita skała (ryc. 5.12). Takie następstwa dotyczą w zasadzie każdej




**Ryc. 5.12.** Efekty geomorfologiczne procesu saltacji wykrotowej
A i B – karpy przewróconych drzew w różnym stopniu dezintegracji i rozkładu drewna z widocznymi dużymi fragmentami granitu w systemach korzeniowych drzew (Karkonosze Polskie, A – czas powalenia drzewa nieznany, B – efekt orkanu Cyryl z 2007 r., w obu przypadkach udokumentowano stan z 2011 r.), C – karpa powalonego drzewa w efekcie orkanu Cyryl, widoczny duży stożek poniżej karpy składający się z materiału glebowego wyniesionego wraz z systemem korzeniowym drzewa (Góry Suche, stan z 2010 r.), D – przykład reliktowej morfologii wykrotowej na stoku Rogowej Kopy w Górach Stołowych (biała linia wyznacza przebieg kopca i zagłębienia, wiek powstania wywrotu nieznany, stan z 2015 r.) (wszystkie fot. Ł. Pawlik)

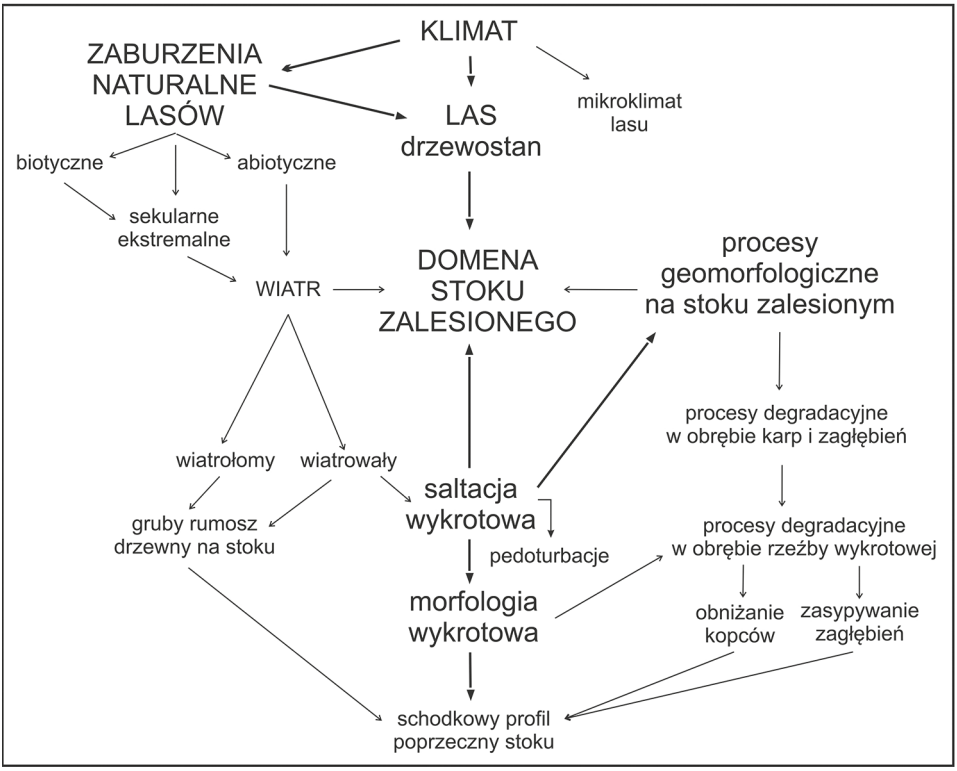
powierzchni pokrytej lasem, bez względu na rodzaj gleby, podłoża geologicznego, nachylenia stoku czy ekspozycji. Proces ten występuje zarówno w reglu górnym, jak i dolnym, podsystemie stokowym, jak i korytowo-dolinnym. Natomiast jednym z najważniejszych czynników, który decyduje o dużym natężeniu zniszczeń w lasach sudeckich, jest gospodarczy charakter drzewostanów. W miejscach, gdzie dominują monokultury świerkowe pochodzenia antropogenicznego (nasadzone), zniszczenia są szczególnie duże, a tym samym następstwa geomorfologiczne powalania drzew przez ich wyrwanie z korzeniami mogą być powszechne. Gospodarcza działalność człowieka w lasach ma swoje konsekwencje także w niewielkiej możliwości uformowania i przetrwania unikatowej obecnie w Sudetach

morfologii wykrotowej. Ponieważ karpy są odcinane od pnia, wykorzystywanego następnie jako drewno gospodarcze, często wracają do zagłębienia pod wpływem siły ciężkości.

W Sudetach pomierzono m.in. objętości karp powalonych drzew. Ich średnie objętości wyniosły w Karkonoszach 0,4–1,4 $m^3$, w Górach Suchych 2,4–4,2 $m^3$, natomiast w Górach Stołowych 0,6 $m^3$. W przeliczeniu na wartości transportu uzyskano następujące wyniki: od 41 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Karkonoszach do 81 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Górach Suchych (Pawlik 2013a, b, 2014, Pawlik i in. 2016). Dane te odnoszą się do pojedynczych zdarzeń wiatrowych. Pomiary reliktowej morfologii wykrotowej dały następujące wyniki: w Górach Stołowych – 1,6•1,7 $m^{-3}$ (odpowiednio podano średnią objętość zagłębień i kopców), w Górach Suchych – 1,5 $m^3$ (ta sama średnia wartość dla zagłębień i kopców), w obrębie Muchowskich Wzgórz na Pogórzu Kaczawskim – 1,5•2,6 $m^{-3}$ i 1,4•3,1 $m^{-3}$ na chronionym obszarze Broumovská Vrchovina w czeskiej części Sudetów Środkowych. Dane te odpowiadają średniemu transportowi od 15,3 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Górach Suchych do 61,5 $m^3 \cdot ha^{-1}$ w Górach Stołowych i dotyczą stoków o nachyleniu 15–25°, nie jest natomiast możliwe stwierdzenie, czy w tych przypadkach rzeźba kopców i zagłębień jest wynikiem jednego epizodu morfotwórczego czy większej ich liczby. Podkreślić jednak należy, że w przypadku saltacji wykrotowej transport na niewielkie odległości może zachodzić nawet na powierzchniach płaskich. Formą diagnostyczną w tej sytuacji, zarówno dla biotransportu, jak i zaburzeń glebowych, są kopce i zagłębienia posaltacyjne oraz karpy powalonych drzew. Często przy minimalnym transporcie dochodzi tylko do wymieszania materiału glebowego, który prawie w całości wraca do zagłębienia.

W Sudetach zaobserwowano szereg istotnych następstw geomorfologicznych i pedogenetycznych procesu saltacji wykrotowej (Pawlik i in. 2013, 2017, Pawlik, Kasprzak 2015):

- kopce i zagłębienia wykrotowe, których występowanie w większym nagromadzeniu nabiera funkcji diagnostycznej i biowskaźnikowej, potwierdzając obecność lasu; morfologia wykrotowa świadczy jednoznacznie o powaleniu drzew przez silny wiatr, który jest głównym czynnikiem kształtującym dynamikę lasu w strefie klimatu umiarkowanego, na stokach o nachyleniu niewielkim do umiarkowanego;
- odsłonięte bruki stokowe, również takie, które powstały po degradacji karp i osunięciu się wielu fragmentów skalnych w dół stoku;
- skorupy gruzowe powstałe z przemycia materiału glebowego na szczytach i zboczach kopców;
- formy akumulacji gruzu poniżej karp, w postaci niewielkich stożków powstałych w efekcie degradacji (erozji i odpadania) materiału glebowego wyniesionego w karpach powalonych drzew;
- naruszenie profili glebowych do głębokości 1 m, w niektórych przypadkach aż do głębokości zalegania spękanej skały podłoża; przemieszczanie fragmentów skalnych nawet we frakcji blokowej (w Karkonoszach o maksymalnej długości krawędzi bloków granitowych do 185 cm).




**Ryc. 5.13.** Schemat zależności i interakcji różnych czynników inicjujących saltację wykrotową i prowadzących do powstania morfologii wykrotowej

Morfologia wykrotowa jest dość trwała i w warunkach sudeckich może przetrwać nawet powyżej 100 lat. Ze względu na fakt, że huraganowy wiatr powodujący wiatrowały jest stałym elementem reżimu klimatu umiarkowanego, szczególnie w regionach górskich, takich jak Karkonosze z dużą liczbą dni z wiatrem fenowym, natomiast areał obszarów zalesionych systematycznie wzrasta, należy spodziewać się dalszych przejawów aktywności procesu saltacji wykrotowej (ryc. 5.13). Istotną kwestią oczekującą definitywnego rozstrzygnięcia lub przynajmniej pewnego przybliżenia jest oddziaływanie przebudowy (renaturalizacji) drzewostanów sudeckich na ich podatność na zniszczenia przez silny wiatr oraz wpływ zmian klimatycznych na cechy wiatru (prędkość, kierunek, porywistość), z dalszymi tego implikacjami dla dynamiki ekosystemów leśnych i domen geomorfologicznych w obrębie stoków i den dolin rzecznych.

Ze względnie dobrym rozpoznaniem morfogenetycznej roli wiatru i wywołanej nim saltacji wykrotowej kontrastuje bardzo skromny stopień rozpoznania roli zwierząt w kształtowaniu rzeźby stoków, zarówno zalesionych, jak i odsłoniętych, użytkowanych rolniczo. Rozproszone obserwacje wskazują, że zwłaszcza na obszarach zbudowanych z luźnych lub słabo skonsolidowanych utworów

powierzchniowych znaczącą rolę odgrywają zwierzęta ryjące, głównie lisy i borsuki. Kopce i stożki zbudowane z materiału mineralnego towarzyszące wejściom do niekiedy rozbudowanych systemów korytarzy osiągają do kilku metrów wysokości, natomiast same korytarze sprzyjają rozwojowi procesów sufozji mechanicznej, co stwierdzono na obszarach lessowych o rzeźbie wąwozowej.

## 5.5. Procesy kształtujące dna dolinne

### 5.5.1. Procesy sekularne

W Sudetach występuje gęsta sieć cieków różnego rzędu i o różnej morfologii koryta. W najwyższych partiach stoków występują tzw. strumienie stokowe (Bieroński 1994a), niewykształcające form dolinnych i płynące po podłożu luźnych utworów zwietrzelinowo-stokowych. Większość dolin wciosowych w obrębie górskich masywów Sudetów cechuje się obecnością koryt rozwiniętych w przemytych pokrywach głazowych, ze sporadycznie występującymi niskimi progami skalnymi i rumoszowymi. Grubofrakcyjny materiał mineralny występujący w dnach dolin jest rezydualnym brukiem, powstałym przez selektywną erozję plejstoceńskich stokowych pokryw soliflukcyjnych i krótki transport podczas większych wezbrań. Koryta skalne są stosunkowo nieliczne, podobnie jak wodospady, nawet przy dużych spadkach podłużnych. Towarzyszą one głównie makroformom pochodzenia tektonicznego (progom tektonicznym) we wszystkich piętrach wysokościowych gór – przykładami mogą być jar Wilczki w Międzygórzu przy zachodnim progu Masywu Śnieżnika, skalny odcinek koryta Kamiennej między Szklarską Porębą a Piechowicami w Karkonoszach, graniczny odcinek Izery powyżej ujścia Jizerki czy pojedyncze odcinki Kwisy powyżej Świeradowa-Zdroju. Występują jednak także w dnach kotlin, jak w przypadku koryta Kwisy w Kotlinie Mirskiej. Wskazuje to na istnienie śródgórskich stref erozyjnych. Z racji dużej odporności krystalicznych skał podłoża na erozję odcinki koryt skalnych pełnią funkcje korytarzy tranzytowych dla rumowiska rzecznego.

W obrębie szerokich den dolinnych kotlin śródgórskich i pogórzy występują przeważnie systemy jednokorytowe, wcięte do głębokości 1–5 m w holoceńskie utwory aluwialne. Koryta są głównie kręte, rzadziej meandrujące, żwirodenne (Kasprzak 2010a). W odcinkach cechujących się wyraźnym zmniejszeniem spadku podłużnego powstały wielokorytowe systemy anastomozujące, z kilkoma równorzędnymi ramionami wciętymi w równinę zalewową zbudowaną z utworów kohezyjnych (Teisseyre 1991). Opisane one zostały m.in. w Kotlinie Kamiennogórskiej, Kotlinie Krzeszowskiej i dolinie Oławy na Przedgórzu Sudeckim. Zaskakujący jest brak w Sudetach dobrze rozwiniętych, trwałych systemów wielonurtowych koryt roztokowych, obecnych dość powszechnie w Karpatach. Trudno też mówić o naturalnym układzie koryt rzecznych w niższych położeniach wysokościowych. Wszystkie koryta większych rzek sudeckich są przynajmniej częściowo uregulowane, także wiele koryt potoków

w wyższych partiach stoków jest przekształconych przez wprowadzenie korekcji progowych, zapór przeciwrumowiskowych i kamiennych opasek wzdłuż brzegów (Witek 2012a, b, Latocha, Witek 2013, Witek-Kasprzak 2018). Rumosz drzewny w korytach występuje sporadycznie, a jeśli pojawia się po wezbraniach, to jest szybko usuwany za pomocą ciężkiego sprzętu.

Przebieg współczesnej morfogenezy den dolinnych w Sudetach i na Przedgórzu jest generalnie słabo poznany, szczególnie pod względem ilościowym, co kontrastuje z ogólnie dobrym stanem rozpoznania współczesnej morfogenezy fluwialnej Karpat. Niewiele wiadomo także o dynamice transportu fluwialnego w zakresie materiału zawieszonego i rozpuszczonego i jego sezonowej zmienności, zwłaszcza w odniesieniu do większych rzek. Prowadzony w ostatnich latach monitoring przemieszczania największych elementów skalnych w korycie Łomniczki w Karpaczu Wilczej Porębie wykazał, że w latach 2011–2016 dochodziło do przemieszczania się żwirów i głazów o średnicy dłuższej osi dochodzącej do 0,8 m (Walicka i in. 2019). Ich przemieszczenia poziome dochodziły do 2–3 m. Mniejsze elementy rumowiska, wyniesione poza monitorowany odcinek koryta, przemieściły się w tym czasie, głównie wskutek wezbrania w lipcu 2013 r., nawet o 15 m. W pobliskiej małej zlewni Wilczego Potoku transport substancji rozpuszczonych wynosi około 50 $t \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$, co odpowiada średniemu rocznemu obniżeniu powierzchni zlewni o 0,02 mm (Bieroński i in. 1992). Całkowita denudacja chemiczna jest jednak bliska zeru, o czym decyduje znaczna mineralizacja opadów i osadów atmosferycznych.

Można przyjąć, że koryta rzek zachodniosudeckich są stabilne pod względem przebiegu procesów erozyjno-akumulacyjnych i w warunkach naturalnych dopasowane do przepływów wezbraniowych. System fluwialny cechuje się mniejszą dynamiką od systemu fluwialnego Karpat. Katastrofalne w skutkach zmiany rzeźby dolinnej znane są jedynie ze źródeł historycznych, opisujących największe regionalne powodzie XVIII i XIX w., o prawdopodobieństwie wystąpienia $p \leq 1\%$.

W trakcie stosunkowo krótkich (maksymalnie kilkunastoletnich) serii obserwacyjnych w korytach górskich potoków stokowych i dolinnych odnotowano zarówno efekty erozji dennej, jak i akumulacji bez jednoznacznych tendencji (Bieroński, Tomaszewski 1979). Procesy erozji i akumulacji rzecznej mogą współwystępować i dotyczyć tych samych miejsc. Dzieje się tak w dnie koryt i na powierzchni równiny zalewowej, kiedy czoło fali odpowiada za erozję danej strefy, a w jej ogonie dochodzi do depozycji rumowiska. Miejsc takich nie można zakwalifikować według dominującej roli jednego procesu. Współwystępowanie erozji i akumulacji dotyczy też zapór z rumoszu drzewnego (depozycja rumowiska od strony doprądowej i rozwój kotłów eworsyjnych w części zaprądowej) i koron zapór (akumulacja nad ponurem, erozja poniżej poszuru). W tej sytuacji efekty morfologiczne procesów fluwialnych prowadzą do powiększania lokalnych różnic wysokościowych w obrębie dna doliny. Odcinki poniżej zapór są najwyraźniejszą strefą erozji dennej i wgłębnej.

Także powierzchnie stożków napływowych rozwiniętych w Sudetach poniżej krawędzi morfologicznych nie wykazują współcześnie dużej aktywności.

Zmiany korytowe mają miejsce jedynie w części proksymalnej stożków albo poniżej ich dolnej krawędzi. Co więcej, główne przełomy rzeczne również nie są typowymi odcinkami erozyjnymi. Za takowe uznać należałoby jedynie odcinki jarowe dolin, zwłaszcza gardziele skalne. Nawet jednak w tych strefach zachodzi specyficzna akumulacja największych elementów rumowiska. Dostawie rumowiska do koryta na odcinkach gardzieli sprzyjają procesy stokowe (odpadanie), związane z cechami litologicznymi i spękaniem ścian skalnych.

Ważną rolę morfogenetyczną odgrywają rezydualne bruki korytowe, powstrzymujące postęp erozji dennej i powodujące jej zastępowanie erozją boczną. Istotne są też progi, powstające wskutek zatorów rumowiskowych i organicznych. Przy ogólnie niewielkim transporcie dennym w korytach potoków górskich pełnią one rolę pułapek sedymentacyjnych i decydują o naprzemiennym występowaniu odcinków o przewadze erozji i akumulacji (Bieroński 1994b). Główne pułapki sedymentacyjne dla rumowiska rzecznego w Sudetach tworzą jednak sztuczne progi, zapory przeciwrumowiskowe oraz suche i mokre zbiorniki licznie budowane na początku XX w. dzięki finansowaniu zapewnionemu przez ustawę przeciwpowodziową parlamentu niemieckiego oraz z funduszy prowincji śląskiej (Kasprzak 2010b). Występują one nie tylko na głównych rzekach, ale i na mniejszych ciekach, w górnych odcinkach dolin, i efektywnie przyczyniają się do wzrostu zróżnicowania procesów erozyjno-akumulacyjnych w korycie, nawet w zlewniach o obecnie osłabionej antropopresji (Latocha 2014).

Morfogeneza koryt aluwialnych w typowych dla Sudetów kotlinach śródgórskich była przedmiotem licznych studiów A.K. Teisseyre'a (1977, 1979b, 1990), a także A. Kostrzewskiego (1970). Obserwacje prowadzone były głównie w Kotlinie Kamiennogórskiej i jej otoczeniu: na górnym Bobrze i jego dopływach – Zadrnej i Lesku oraz na Strzegomce i środkowym Bobrze. Badane rzeki wykazują wyraźną tendencję do rozwijania meandrowego wzoru koryta, czemu towarzyszy podcinanie zewnętrznych brzegów zakoli i rozwój łach po stronie wewnętrznej. Transformacja koryta prostego w kręte może dokonać się w ciągu kilkudziesięciu lat, o czym świadczą przykłady z doliny Leska. Równocześnie obserwuje się szybkie zarastanie łach meandrowych, w tym znajdujących się na nich naturalnych koryt przelewowych, co prowadzi do intensyfikacji podcinania zakola zewnętrznego. W okresie zimowym koryta rzek sudeckich poszerzają się na drodze termoerozji w drobnoziarnistych pokrywach aluwialnych. Podcięcia brzegu podczas pojedynczych epizodów odwilżowych mogą dochodzić do 1 m głębokości, a ogólnie termoerozja, aktywna przez 3–4 miesiące w roku, powoduje 60–98% rocznych ubytków brzegu (Teisseyre 1979b, 1990). Istotne znaczenie dla przebiegu procesów korytowych w krętych korytach żwirodennych ma obecność miejsc dostawy grubofrakcyjnego rumoszu ze stoku wprost do koryta. Poniżej takich miejsc w odcinkach o długości kilkudziesięciu metrów rozwija się wielonurtowy układ roztokowy (Owczarek 2004).

### 5.5.2. Zdarzenia ekstremalne

Zasadnicze zmiany w rzeźbie den dolinnych dokonują się podczas wezbrań, a ich skala znacznie przekracza wielkość przekształceń odnotowanych dla okresów międzywezbraniowych. Jak w przypadku innych obszarów górskich, wezbrania sudeckich rzek niejednokrotnie mają lokalny zasięg, niekiedy ograniczający się do doliny pojedynczego potoku będącej pod wpływem opadu z komórki burzowej. Nawet w przypadku powodzi w skali regionalnej nie notuje się jednakowo wysokiej aktywności systemu fluwialnego wszystkich masywów sudeckich. Opóźnienie w formowaniu fali wezbraniowych w stosunku do maksimum opadowego jest niewielkie. Ściśle nawiązuje ono do kształtu zlewni i jej cech retencyjnych. W razie wystąpienia spływu przedinfiltracyjnego może wynosić zaledwie kilka minut, co obserwowano podczas wezbrania rzeki Małej Kamiennej w Górach Izerskich w sierpniu 2006 r. (Kasprzak 2007).

W ostatnich 150 latach wezbraniami, które w największym stopniu przyczyniły się do modyfikacji koryt, były te z lat 1882, 1897, 1926, 1977, 2006 i 2010 w Sudetach Zachodnich (Teisseyre 1979a, Czerwiński 1991 – tu liczne odniesienia do starszej literatury niemieckiej, Kasprzak, Migoń 2015) oraz z lat 1997, 1998 i 2009 w Sudetach Wschodnich (Czerwiński, Żurawek 1999, Hrádek 1999, Żurawek 1999, Łach 2001, Zieliński 2001, 2003, Latocha, Parzóch 2010). Zestawienie opisanych w literaturze przedmiotu zdarzeń wraz z charakterystyką wybranych powodzi znajduje się w pracy Kasprzaka (2010b). Wzdłuż potoków i rzek sudeckich wyróżnić można trzy odcinki, cechujące się specyficznymi geomorfologicznymi efektami wezbrań.

W głębokich dolinach wciosowych rozcinających masywy górskie efekty wezbrań są niewielkie w porównaniu z dwoma pozostałymi odcinkami. Przejście fali wezbraniowej powoduje zwykle likwidację zatorów rumowiskowo-drzewnych i uruchomienie rezydualnego bruku korytowego, który w zależności od frakcji jest transportowany na różną odległość. W korycie Wilczki podczas wezbrania w lipcu 1997 r. transportowane były nawet bloki o długości ponad 4 m (Żurawek 1999). Pogłębianie dna jest jednak hamowane wzmożoną dostawą materiału ze stoku i podcinanych brzegów koryta, tak że nawet w wysoko położonych odcinkach koryt może zachodzić na dużą skalę tworzenie odsypów głazowych (Klimek i in. 2003).

Największe przekształcenia mają miejsce u podnóża rozcinanych progów morfologicznych i u wylotów odcinków przełomowych, w miejscach nagłego zmniejszenia spadku i siły nośnej rzeki, przy równoczesnym rozszerzeniu aluwialnego dna. W warunkach naturalnych odcinki te znajdowały się w obrębie stożków napływowych, których rzeźba została jednak znacznie zatarta przez rozwój osadnictwa i infrastruktury, a naturalny układ koryt został zmieniony przez regulację. Podczas wezbrań rzeki zaczynają roztokować i tworzą formy typowe dla środowiska aktywnych stożków napływowych: liczne równoległe do siebie koryta na przemian ze strefami pozakorytowej akumulacji głazowo-żwirowej (ryc. 5.14).

**Ryc. 5.14.** Zmiany w rzeźbie dna doliny Wilczki w Międzygórzu, w strefie nasady stożka napływowego, spowodowane wezbraniem w lipcu 1997 r. Powstanie kilku równoległych do siebie traktów przepływowych i depozycja grubego materiału wskazują na tendencję do rozwoju roztokowego wzoru koryta (fot. P. Migoń)

W dolinie Wilczki taka strefa znacznych zmian miała około 2 km długości i szerokość 300 m (Żurawek 1999), w sąsiednich mniejszych dolinach długość tych stref była odpowiednio mniejsza. Aktywnie działała erozja boczna, powodując znaczne straty materialne, powstały też liczne koryta przelewowe ścinające zakola. Grubość utworów głazowo-żwirowych zdeponowanych na terasie zalewowej sięgała 1,5 m, przy maksymalnej wielkości głazów do 50 cm. Podobne rozległe strefy akumulacji pozakorytowej powstały w lipcu 1998 r. wzdłuż Bystrzycy Dusznickiej w Polanicy-Zdroju, nieobjętej wcześniejszym wezbraniem z 1997 r. Jeszcze większe rozmiary osiągnęły formy erozyjne i akumulacyjne na przedgórskim stożku Nysy Kłodzkiej poniżej Barda, koło nieistniejącej już wsi Pilce. Łączna długość trzech nowych koryt wyciętych w równinie zalewowej wyniosła 4,5 km na odcinku o długości około 2 km (Migoń i in. 2002). Źródła historyczne wskazują, że efekty katastrofalnych wezbrań potoków karkonoskich pod koniec XIX w. w Kotlinie Jeleniogórskiej były podobne (Czerwiński 1991).

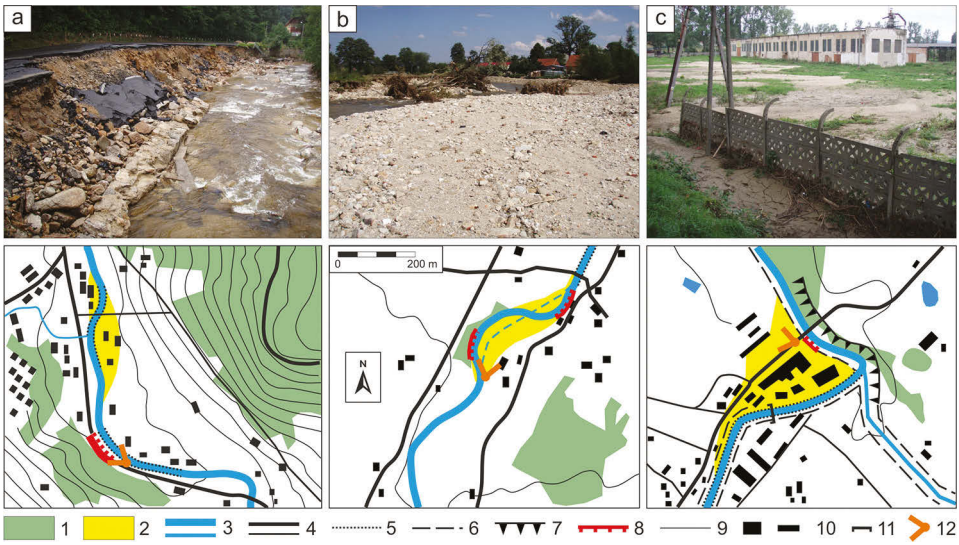
Do trzeciej grupy należą koryta w obrębie kotlin śródgórskich, w oddaleniu od progów morfologicznych. Przekształcenia rzeźby ograniczone tu były do raczej wąskich stref przykorytowych, niemniej efekty miejscami były także spektakularne. Wzdłuż Białej Lądeckiej powstały liczne nowe koryta równoległe do koryta pierwotnego (Żelazno) oraz ścinające zakola (Radochów), o długości do 450 m (Łach 2001, Migoń i in. 2002). Nadbudowa równiny zalewowej grubą warstwą

**Ryc. 5.15.** Efekty depozycji grubofrakcyjnych aluwiów na równinie zalewowej Białej Lądeckiej podczas wezbrania w lipcu 1997 r. Poniżej aluwia drobnoziarniste tzw. mady rolniczej (fot. P. Migoń)

żwirową, zdeponowaną na starszych piaszczysto-pylastych aluwiach, wynosiła do 0,8 m (ryc. 5.15). Na odcinkach tych powszechnie tworzą się nowe formy łach korytowych i rozwija się roztokowy wzór koryta (Teisseyre 1979a, Zieliński 2003). W czasie powodzi w 2009 r. Biała Lądecka częściowo odtworzyła wzór erozyjno-akumulacyjny obserwowany w trakcie poprzedniego katastrofalnego wezbrania, pojawiły się natomiast również nowe miejsca podcięć brzegów oraz akumulacji śród- i pozakorytowej (Latocha, Parzóch 2010).

Formy rzeźby i procesy morfologiczne związane z obiektami inżynierii wodnej i antropogenicznymi przekształceniami koryta są punktowe lub liniowe, o charakterze lokalnym, niemniej w istotny sposób decydują o współczesnych kierunkach rozwoju koryt i den dolinnych, zwłaszcza podczas wezbrań (Zurawek 1999, Parzóch 2005a, b, Latocha, Parzóch 2010, Latocha 2014, Witek-Kasprzak 2018). Przegrodzenie den dolin nawet niewielkimi groblami wymuszało w odcinkach o małym spadku powstanie układów anastomozujących, sięgających do 1 km w górę od grobli (Teisseyre 1991). Najbardziej intensywne procesy zachodzą na ogół w bezpośrednim sąsiedztwie obiektów hydrotechnicznych oraz na styku brzegu umocnionego i naturalnego (Witek 2012a, b, Latocha, Witek 2013, Witek-Kasprzak 2018).

W ostatnich dwóch dekadach za największe zdarzenia powodziowe w Sudetach można uznać powodzie na rzekach Sudetów Zachodnich w 2006 oraz 2010 r. Ich efektem były dotkliwe zniszczenia brzegów i występującej nad nimi




**Ryc. 5.16.** Erozyjne i akumulacyjne efekty wezbrania na Kwisie w Górach i na Pogórzu Izerskim w dniach 6–8 sierpnia 2006 r.
1 – lasy, 2 – osady pozakorytowe z sierpnia 2006 r., 3 – rzeki, 4 – drogi, 5 – mury oporowe, 6 – obwałowania, 7 – skarpy morfologiczne, 8 – odcinki erozji bocznej, 9 – poziomice, 10 – zabudowania, 11 – jazy, 12 – miejsca wykonania fotografii (wszystkie fot. M. Kasprzak, za: Kasprzak, Migoń 2015, zmienione)

infrastruktury: w sierpniu 2006 r. głównie wzdłuż Kwisy (Świeradów-Zdrój–Mirsk) (ryc. 5.16), w sierpniu 2010 r. wzdłuż Miedzianki i Witki – dopływów Nysy Łużyckiej. 7 sierpnia 2010 r. rzeka Miedzianka zniszczyła umocnione nabrzeża i uszkodziła, niekiedy doprowadzając do całkowitej ruiny, ponad 300 domów w Bogatyni. Obserwowane skutki morfologiczne i poniesione straty były bardzo podobne do zdarzeń, jakie rozegrały się w tym mieście w 1916 r.

Z punktu widzenia współczesnych tendencji morfogenezy zasadnicze znaczenie ma kwestia trwałości form powstałych podczas katastrofalnych wezbrań. Zagadnienie to zostanie omówione w dalszej części rozdziału.

## 5.6. Inne procesy morfogenetyczne

Stoki i dna dolin rzecznych są współcześnie najintensywniej przekształcanymi elementami rzeźby. Na powierzchniach płaskich (zrównania wododziałowe w górach, dna kotlin poza dolinami rzecznymi, wysoczyzny Przedgórza Sudeckiego) efekty współczesnych procesów rzeźbotwórczych są praktycznie niezauważalne, chyba że zostały one znacznie przekształcone antropogenicznie i pozbawione naturalnej roślinności. Wówczas zaczynają działać procesy erozyjne, ale i one ograniczone są czasowo do stosunkowo rzadkich epizodów opadowych o wyjątkowo dużym natężeniu.

Także rola rzeźbotwórcza procesów innych niż fluwialne i stokowe jest znacznie mniejsza. Na ogół nie pozostawiają one trwałych, zauważalnych śladów w postaci nowych form. Dotyczy to m.in. procesów eolicznych, których efektywne działanie jest ograniczone do nielicznych miejsc i powierzchni. W wyniku badań skutków procesów niweo-eolicznych (Jahn 1969, Kida, Jary 2002) na Pogórzu Zachodniosudeckim i na Przedgórzu Sudeckim stwierdzono, że transport przesuszonego gruntu odbywa się na niewielkie odległości, a średnie obniżenie powierzchni jest szacowane na mniej niż 0,1 $mm \cdot a^{-1}$. Skutki deflacji w postaci bruków eolicznych i ostańców deflacyjnych obserwowano też w najwyższych partiach Karkonoszy, głównie wzdłuż dróg pozbawionych trwałej pokrywy roślinnej (Jahn 1979, Parzóch 1994). Podobnie efekty rzeźbotwórcze procesów mrozowych, zachodzących z niewielką intensywnością (Klementowski 1997), są znikome.

Procesy krasowe odgrywają we współczesnej morfogenezie Sudetów skromną rolę, co częściowo wynika z niewielkiej powierzchni zajmowanej przez skały węglanowe, szacowanej na niecałe 15 $km^2$ (Pulina 1977). Dodatkowym czynnikiem jest obserwowany w ostatnich latach zmniejszony dopływ wody do obszarów krasowych, co potwierdzają ustne relacje grotołazów penetrujących system krasowy Jaskini Niedźwiedziej w Masywie Śnieżnika. Pomiary denudacji chemicznej na obszarach krasowych pozwoliły na stwierdzenie, że w ciągu 100 lat usuwana jest powierzchniowa warstwa skały o grubości 2–3 mm, ale wartości te trudno powiązać z powstawaniem lub rozwojem konkretnych form. Tempo rozwoju próżni podziemnych pod wpływem oddziaływania wód allochtonicznych jest większe o rząd wielkości i wynosi 11–14 mm na 100 lat (w przeliczeniu na objętość usuniętej skały do 139 $m^3 \cdot km^{-2} \cdot a^{-1}$). O epizodycznej dynamice systemów krasowych w Sudetach i jej związku z wyjątkowymi zdarzeniami hydrometeorologicznymi świadczy m.in. usunięcie dużych objętości namuliska z dolnych korytarzy Jaskini Niedźwiedziej podczas wielkiego wezbrania Kleśnicy w lipcu 1997 r. (Piasecki, inf. ustna). W ostatnim stuleciu nie odnotowano natomiast powstania nowych form zapadliskowych.

Większe wartości denudacji chemicznej stwierdzono w zlewni potoku Jaskiniec w Górach Złotych (Rzonca, Buczyński 2013). Określono, że na obszarze występowania soczewy marmuru, w której wykształcona jest Jaskinia Radochowska, rocznie ubywa 19 617,47 kg $CaCO_3$, co przy zakładanej gęstości marmuru 2670 kg $m^{-3}$ przekładałoby się na 7,35 $m^3$ tej skały. Odnosząc tę wartość do powierzchni odsłonięć marmuru (ok. 0,0362 $km^2$), tempo denudacji powierzchni terenu oszacowano na około 20 mm na 100 lat, a więc o rząd wielkości większe, niż wynika z danych przedstawianych przez Pulinę (1977).

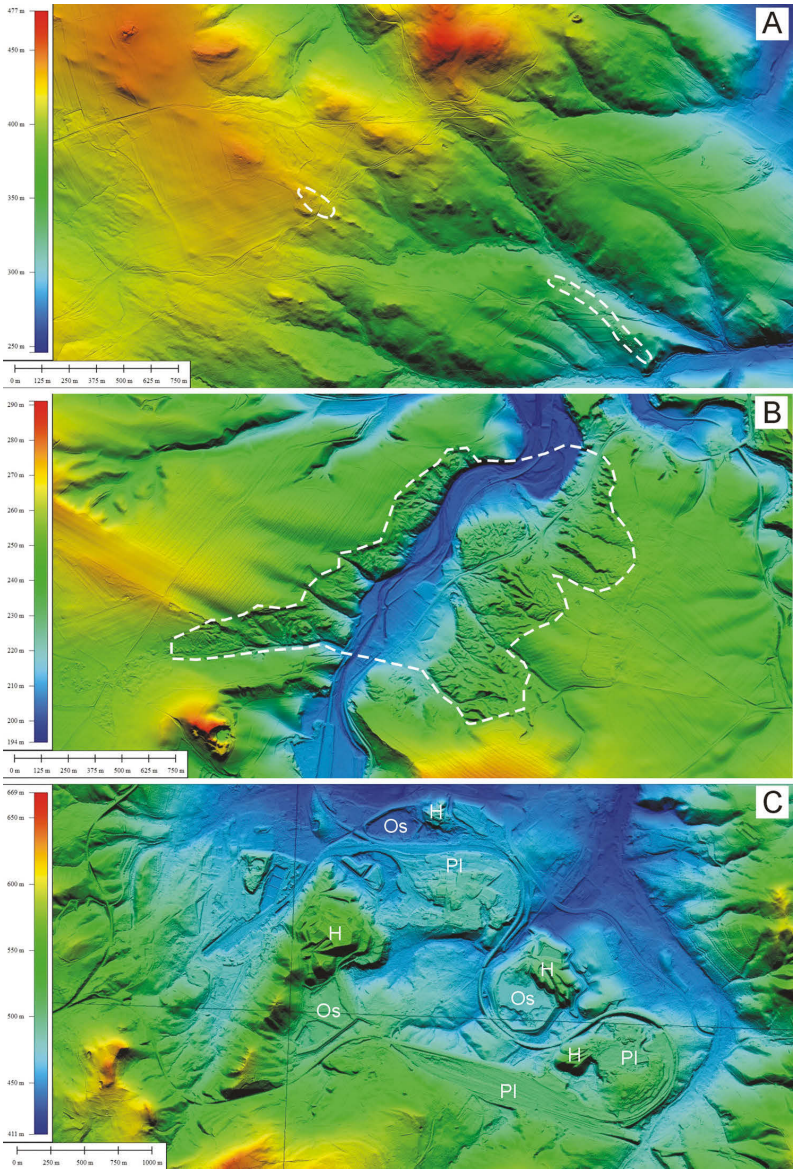
## 5.7. Formy antropogeniczne

Wielowiekowa obecność człowieka w Sudetach i na ich Przedgórzu, na lessowych obszarach Płaskowyżu Głubczyckiego trwająca już od neolitu, spowodowała powstanie licznych i różnorodnych antropogenicznych form rzeźby. Są

one nie tylko nowym elementem w krajobrazie regionu, ale także przez samą swoją obecność modyfikują, niekiedy w stopniu znaczącym, przebieg naturalnych procesów stokowych i fluwialnych, i to nawet po zaprzestaniu działalności gospodarczej, która doprowadziła do ich powstania (Latocha 2012, 2014). Formy rzeźby antropogenicznej związane są z różnymi działaniami człowieka (tab. 5.4), osiągają różne wymiary i zagęszczenie. Z punktu widzenia funkcjonowania współczesnego systemu morfogenetycznego ta ostatnia cecha ma, jak się wydaje, kluczowe znaczenie. Przykładowo w Karkonoszach duże formy antropogeniczne są nieliczne, natomiast gęsta sieć wąwozów drogowych, rynien zrywkowych i antropogenicznych spłaszczeń stokowych w istotny sposób decyduje o drogach krążenia wody i materiału mineralnego w zlewniach (Parzóch 2001a, 2003). Podobnie występujące w dużym nagromadzeniu na obszarze wyludnionych zlewni w Górach Stołowych formy i obiekty antropogeniczne w obrębie stoków (skarpy drogowe, terasy rolne i osadnicze) i koryt potoków (różnorodne obiekty hydrotechniczne), choć niewielkich rozmiarów, przyczyniają się do większego zróżnicowania stref erozji i akumulacji, niż miałoby to miejsce w warunkach naturalnych (Latocha 2014).

**Tabela 5.4.** Formy antropogeniczne powszechnie spotykane w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim

| Rodzaj działalności | Formy antropogeniczne |
|---|---|
| górnictwo i eksploatacja surowców skalnych | – wyrobiska powierzchniowe<br>– kamieniołomy, żwirownie<br>– szyby i rowy poszukiwawcze<br>– zapadliska górnicze<br>– niecki z osiadania<br>– odsypy, hałdy i zwałowiska |
| rolnictwo | – terasy rolne (w tym umocnione murami oporowymi)<br>– hałdy i kopce materiału kamienistego |
| gospodarka leśna | – rynny zrywkowe |
| przemysł | – hałdy<br>– zbiorniki osadnikowe i ich obwałowania |
| transport | – nasypy drogowe i kolejowe<br>– przekopy drogowe i kolejowe<br>– półki stokowe<br>– tunele |
| gospodarka wodna | – zapory ziemne i kamienne<br>– wały przykorytowe<br>– sztuczne koryta<br>– korekcje progowe w korytach<br>– niecki stawów |
| osadnictwo | – terasy osadnicze |
| turystyka | – ścieżki turystyczne<br>– rynny torów saneczkowych |




**Ryc. 5.17.** Przykłady przekształceń rzeźby wywołanej działalnością górniczą, widoczne na cyfrowym modelu wysokościowym, powstałym na podstawie danych LiDAR

A – ośrodek górnictwa rudnego w dolinie Staruchy na Pogórzu Kaczawskim, linią przerywaną zaznaczono linijne ciągi zapadlisk po szybikach poszukiwawczych (pingach), uwagę zwraca także gęsta sieć wąwozów drogowych, B – wielkopowierzchniowe przekształcenia powierzchni ziemi związane z eksploatacją piasków złotonośnych na terasach Kaczawy na południe do Złotoryi (obwiedzione linią przerywaną), C – wielkoskalowe formy antropogeniczne związane z górnictwem węgla kamiennego w Kotlinie Wałbrzyskiej: H – hałdy materiału płonnego, Os – zagłębienia osadników wraz z obwałowaniami, Pl – tereny splantowane

### 5.7.1. Efekty działalności górniczej

Największe rozmiary osiągają formy związane z dawnym i współczesnym górnictwem. Są to jednocześnie w większości formy bardzo trwałe w rzeźbie terenu – nawet jeśli ich powstanie datowane jest na okres średniowiecza, to nadal mogą być czytelne, co potwierdzają zarówno obserwacje terenowe, jak i dane LiDAR (ryc. 5.17). Przykładem takich starych form są pola górnicze związane z eksploatacją złota (Pilous 1986, Večeřová, Večeřa 2002), po polskiej stronie Sudetów zachowane najlepiej na Pogórzu Kaczawskim (Migoń, Latocha 2018).

Szczególnie silnie przekształconym przez działalność górniczą obszarem w Sudetach jest Kotlina Wałbrzyska w Górach Wałbrzyskich (ryc. 5.17C). W efekcie trwającej od XVI w. eksploatacji węgla kamiennego powstało tu łącznie 38 dużych zwałów o łącznej powierzchni 276 ha, kubaturze ponad 58 mln $m^3$ – całość antropogenicznego przekształcenia terenu objęła aż 42% powierzchni terenu górniczego (Wójcik 1993, 1996, 2013). Na szczególną uwagę zasługuje wysokość zwałów, dochodząca do 105 m, co jest wartością porównywalną z naturalnymi wzniesieniami ostańcowymi w Kotlinie Wałbrzyskiej, zbudowanymi ze skał osadowych. Z kolei wartość osiadania wskutek prac górniczych sięgnęła 18 m i objęła aż 37% całego obszaru. Po zaprzestaniu aktywności górniczej w latach 90. XX w. krajobraz Kotliny Wałbrzyskiej uległ dalszym znaczącym przekształceniom. Dawne tereny górnicze zmieniły swoje przeznaczenie lub są rekultywowane, odradzający się przemysł lokowany jest w nowo wyznaczonej strefie. Na obszary niegdyś silnie zindustrializowane wkroczyła roślinność. Aktualnie górujące nad okolicą zwałowiska odpadów pokopalnianych zaczynają znikać, eksploatowane jako źródło kruszywa. Prowadzona w przeszłości działalność górnicza powoduje deformacje (osiadanie) powierzchni terenu (Blachowski, Milczarek 2014, Blachowski i in. 2015). Do niedawna w miejscach płytkiego zalegania osadów karbonu pod powierzchnią terenu na masową skalę powstawały też biedaszyby (Lorenz 2016, Wójcik 2018). Są to głębokie na kilka metrów i długie na kilkanaście metrów wykopy w gruncie i krótkie sztolnie oraz występujące w pobliżu nich usypiska odpadów o wysokości do kilku metrów.

Wielkie rozmiary osiągają formy powstałe wskutek odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego w Turoszowie. Łączna powierzchnia wyrobiska kopalni, wraz ze zwałowiskiem wewnętrznym wypełniającym część zagłębienia eksploatacyjnego, zajmuje ponad 23 $km^2$, a zwałowisko zewnętrzne około 21 $km^2$.

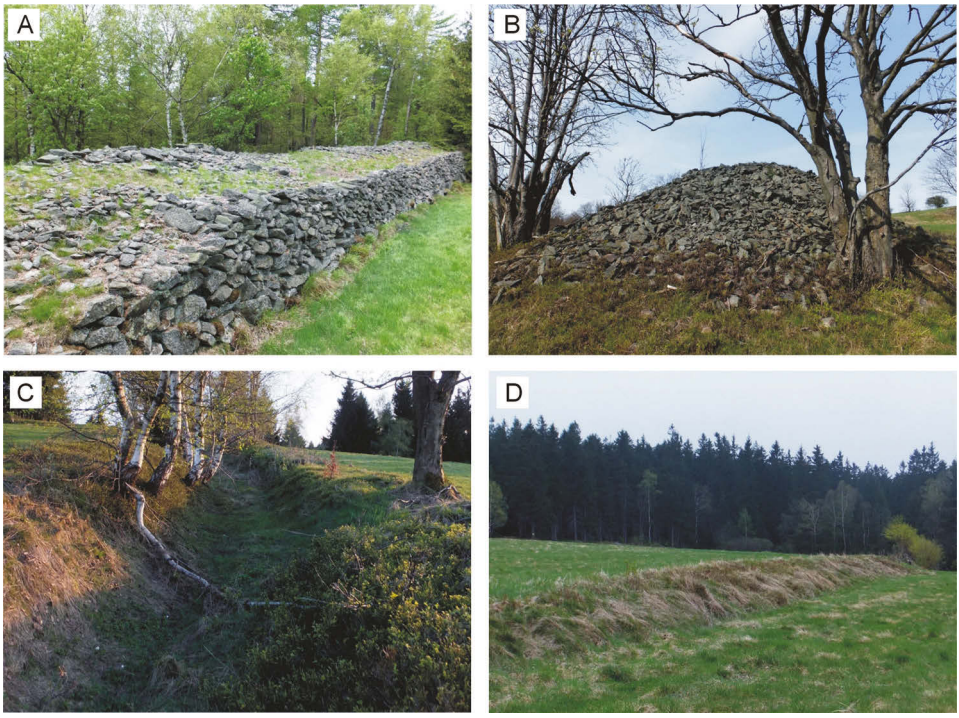
Bardzo liczne w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim są kamieniołomy oraz związane z nimi zarówno formy wklęsłe (wyrobiska), jak i wypukłe (hałdy skały płonnej). Największe kamieniołomy – np. wapienia krystalicznego na Połomie w Wojcieszowie, granitu w okolicach Strzegomia i Strzelina, bazaltów koło Lubania i Złotoryi – osiągają znaczne rozmiary, do kilkuset metrów długości i kilkudziesięciu metrów wysokości ścian. Część kamieniołomów jest nadal użytkowana, a obszar przekształceń rzeźby rozrasta się, jednak zdecydowana większość wyrobisk nie podlega już eksploatacji. Niemniej są one nadal bardzo wyraźnymi elementami rzeźby, pozwalającymi ocenić stopień wielowiekowej antropogenicznej

ingerencji w powierzchnię terenu. Przykładowo wielkie kamieniołomy piaskowca w Górach Stołowych, działające na przełomie XIX i XX w., doprowadziły do cofnięcia ścian skalnych nawet o 150 m na długości blisko 500 m (Migoń i in. 2011). Na niektórych obszarach nie tyle wielkość, ile liczba miejsc eksploatacji decyduje o znacznym stopniu antropogenicznego przekształcenia terenu. Ilustruje to m.in. sytuacja w powiecie kłodzkim, gdzie na mapach topograficznych z początku X ww. zidentyfikowano ponad 700 kamieniołomów, w tym jednak 85% miało powierzchnię poniżej 0,4 ha (Migoń, Latocha 2018).

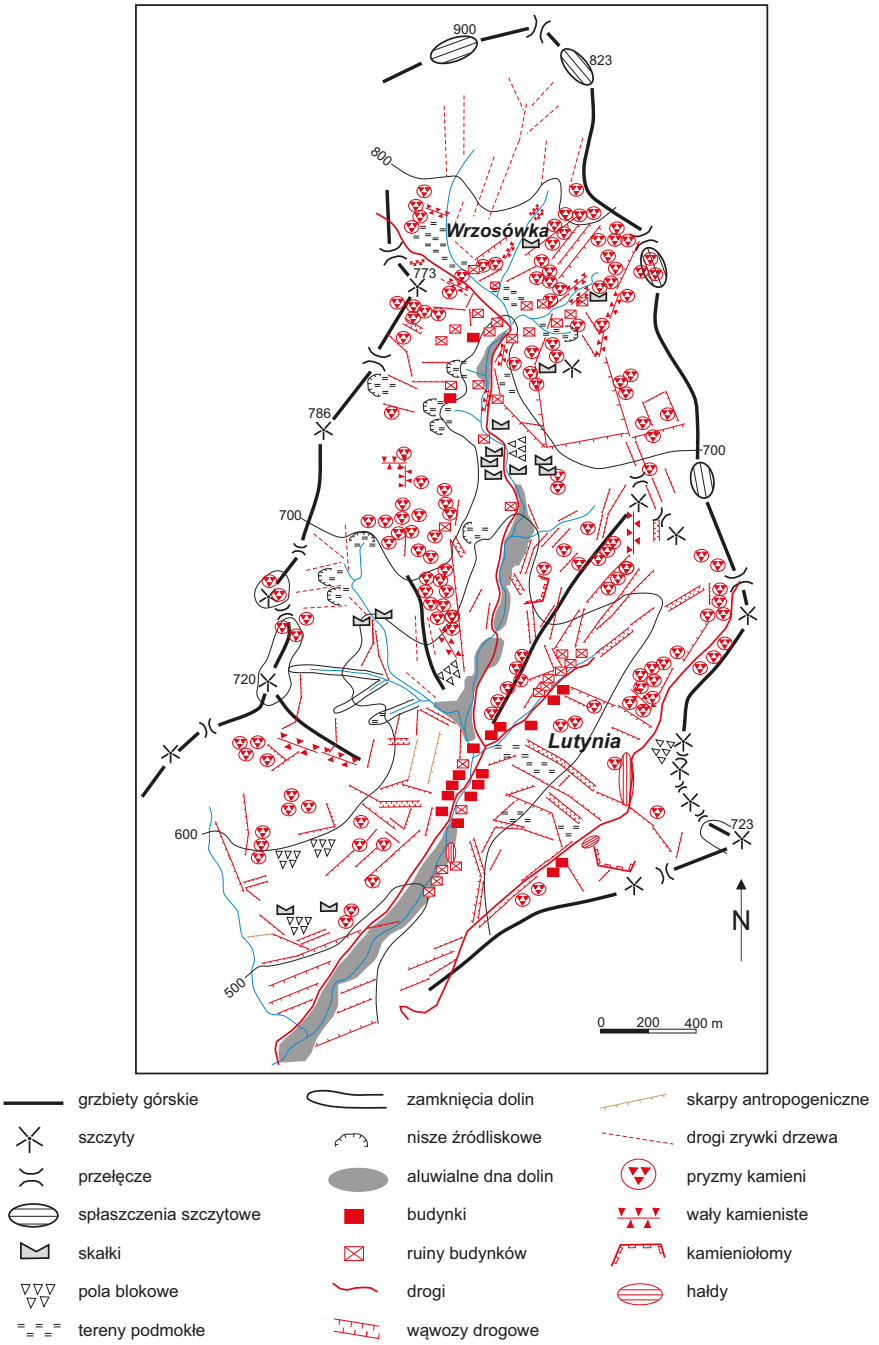
Mniejsze przekształcenia powierzchni pociągnęło za sobą górnictwo rudne, które z racji mało zasobnych złóż zwykle funkcjonowało przez krótki czas, niemniej zagęszczenie małych form na stoku bywa znaczne. Przykładowo górnictwo rud polimetalicznych we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego trwające z przerwami od XVI do XIX w. spowodowało powstanie kilkuset nowych form w obrębie jednej tylko niewielkiej doliny potoku Starucha o powierzchni około 3,5 km$^2$ (Migoń, Latocha 2018). Warto przy tym podkreślić bardzo duże zróżnicowanie form, jakie związane są z działalnością poszukiwawczą i wydobywczą rud – oprócz sztolni podziemnych na powierzchni terenu znajdują się odkrywki, wloty sztolni, wały, rowy poszukiwawcze i eksploatacyjne, hałdy, wykopy liniowe, wyrobiska próbne na terenach górniczych i poszukiwawczych, leje po szybach, niewielkie łomy. Do pośrednich form z kolei należą mało- i wielkoskalowe wtórne deformacje, takie jak pingi, niecki z osiadania i zapadliska, które szczegółowo analizowane były na terenach tzw. Starego Zagłębia Miedziowego w obrębie niecki północnosudeckiej (Kowalski, Maciejak 2016, Kowalski i in. 2017). Nawet w ostatnich latach odnotowano pojawianie się nowych zapadlisk na terenach pogórniczych, np. w 2001 i 2006 r. w Konradowie w Górach Opawskich czy w okolicach Miedzianki i Ciechanowic w Rudawach Janowickich. W 2013 r. powstało zapadlisko przy drodze łączącej Sichów–Chroślice w powiecie jaworskim nad chodnikiem kopalni węgla, której działalność ustała na początku XX w. (Maciejak, Maciejak 2015). Szczegółowe badania odnośnie do liczby oraz morfometrii form związanych z dawną eksploatacją rud żelaza, srebra, a w późniejszym okresie również rud polimetalicznych i uranu przeprowadzono w Masywie Śnieżnika w Sudetach Wschodnich. Zidentyfikowano 40 sztolni, 1270 zagłębień eksploatacyjnych i 8 szybów, a w czasie ostatniej fazy prac górniczych na tym obszarze w latach 1948–1953 wydrążono łącznie ponad 47 km podziemnych korytarzy (Ciężkowski i in. 1996). Głębokości zagłębień w miejscu dawnych szybów i wlotów sztolni sięgają 15 m, a ich średnice – 20 m, mniejsze zagłębienia poeksploatacyjne (pingi) mają postać jam o głębokości do 2 m i średnicy do 5 m (Migoń, Latocha 2018). Nawet jeśli rozmiary poszczególnych form nie są imponujące, to ich duże nagromadzenie powoduje, że skalę przekształceń antropogenicznych należy uznać za bardzo dużą. Przykładowo w obrębie trzech dawnych obszarów górniczych w Masywie Śnieżnika, o łącznej powierzchni 0,7 km$^2$, zidentyfikowano na podstawie badań terenowych i danych LiDAR blisko 210 hałd oraz 190 zagłębień poszukiwawczych. Podobną inwentaryzację przeprowadzono dla rejonu złoża Miedzianka–Ciechanowice (Siuda, Borzęcki 2014).

### 5.7.2. Efekty działalności rolniczej

Nie tak spektakularne, ale znaczące z punktu widzenia współczesnej morfogenezy są formy związane z rolnictwem w terenach górskich (ryc. 5.18, 5.19). W Sudetach w XIX w. powszechne stało się terasowanie stoków w celu ograniczenia erozji gleb (Inglot 1979). Terasy rolne występują zwykle grupowo i równolegle do siebie, w odległościach od 20 do 100 m. Cechy morfometryczne teras rolnych w Sudetach są bardzo zróżnicowane w zależności od lokalizacji. Ich długości wynoszą od 50 do ponad 1000 m, a wysokości czół od 0,5 do 5,5 m, przy nachyleniu od 25° do nawet 60°. Obserwuje się prawidłowość, niezależną od litologii podłoża, że im bardziej stromy i dłuższy jest stok, tym wyższe i bardziej strome jest czoło terasy (Latocha, Urbanowicz 2010). Wiele systemów terasowych położonych jest powyżej terenów obecnie użytkowanych rolniczo, a część występuje na obszarze zalesionym lub zadarnionym, co dowodzi znacznie większego zasięgu dawnych gruntów ornych. Świadczy to o reliktowym charakterze większości teras rolnych w Sudetach, choć jednocześnie należy uznać je za formy bardzo dobrze zachowane w rzeźbie terenu, o stosunkowo dużej trwałości (Migoń, Latocha




**Ryc. 5.18.** Przykładowe formy rzeźby związane z dawną działalnością rolniczą w Sudetach (wszystkie fot. A. Latocha)
A – odsyp kamienny w postaci muru, B – nieregularna hałda materiału kamienistego zebranego z pola ornego, C – wąwóz drogowy, D – terasa rolna z naorania




**Ryc. 5.19.** Rozmieszczenie teras rolniczych, hałd kamienistych i innych form antropogenicznych w zlewni Lutego Potoku w Górach Złotych (wg Latochy 2007a)

2018). Terasy nadal użytkowane ograniczone są do użytków rolnych położonych na niższych wysokościach i mniejszych nachyleniach, np. w obrębie Pogórza Kaczawskiego.

Przykładowe wartości gęstości skarp antropogenicznych, w tym głównie teras rolnych, wynoszą: 13,2 km·km$^{-2}$ w Górach Sowich, 13,1 km·km$^{-2}$ w Masywie Śnieżnika (Migoń, Latocha 2018) i zaledwie 2 km·km$^{-2}$ w Górach Stołowych (Latocha 2014). O tak dużym zróżnicowaniu przestrzennym gęstości skarp decyduje głównie litologia podłoża i nachylenia stoków oraz odmienna historia gospodarcza poszczególnych obszarów. Terasowanie stoków doprowadziło do zmian topografii i profili podłużnych stoków, co z kolei wpłynęło na dynamikę procesów morfologicznych na skutek powstania pułapek sedymentacyjnych, co zostało przedstawione w części 5.4.2.

Terasom rolnym często towarzyszą hałdy materiału kamienistego zbieranego z pól. Pojedyncze formy są na ogół niewielkie, do 10 m długości i 2 m wysokości, ale miejscami występują one w znacznym zagęszczeniu. Przykładowo w górnej części zlewni Konradowskiego Potoku w Masywie Śnieżnika (pow. 6,6 km$^2$) stwierdzono obecność ponad 180 hałd i kopców (Latocha 2007a), w jednej tylko wiosce (Karpno) w Górach Złotych odnotowano 140 hałd na 1 km$^2$ (Latocha i in. 2019).

Wały i pryzmy kamieni wybieranych z dawnych gruntów ornych stanowią bardzo charakterystyczny rys antropogenicznej rzeźby terenu w Sudetach. Natomiast rozmieszczenie tych form oraz ich cechy morfometryczne są przestrzennie mocno zróżnicowane i wykazują zależność od: (1) litologii podłoża i wynikającego z niej stopnia nasycenia uprawianej gleby materiałem skalnym oraz wielkości odłamków skalnych, (2) nachylenia stoków, (3) lokalizacji w obrębie większych form, (4) odległości od struktur osadniczych. Najbardziej spektakularne formy kamiennych murów i wałów związanych z dawną działalnością rolniczą występują w Górach Izerskich (Duma i in. 2020). Średnia gęstość kamiennych wałów dla tego obszaru wynosi 2,2 km·km$^{-2}$, przy czym jest przestrzennie zróżnicowana i osiąga maksymalne wartości w rejonie Chromca–Kopańca (6,8 km·km$^{-2}$) i Górzyńca (5,7 km·km$^{-2}$). Kamienne wały występują tu głównie w obrębie stoków, na wysokości od 395 do 805 m n.p.m., w większości na nachyleniach 10–15°, maksymalnie do 20°. Mniej liczne są one na spłaszczeniach śródstokowych oraz grzbietowych – w tych przypadkach spadki nie przekraczają 3–6°. Długości poszczególnych segmentów kamiennych wałów w Górach Izerskich są bardzo zróżnicowane i wynoszą od 8 do 876 m, przy czym najwięcej wałów osiąga długość w granicach od kilkudziesięciu do 100–120 m (średnia długość segmentu wynosi 114 m, a maksymalna powyżej 400 m). Wysokości wałów wynoszą od 0,3 do 4,5 m, a ich szerokości od 0,5 do 7 m. Formy te zbudowane są w całości z występujących w podłożu skał gnejsowych. Wyjątkowość kamiennych wałów w Górach Izerskich w skali Sudetów wynika również z tego, że są to jedyne obszary, gdzie kamienne wały zamykają dawne grunty orne w wielokątne działki – w przeciwieństwie do pozostałych rejonów Sudetów, gdzie formują one struktury otwarte, pasowe, zlokalizowane zgodnie ze spadkiem stoku wzdłuż dawnych

miedz i dróg lub poprzecznie do stoku, tworząc umocnienia skarp teras rolnych i drogowych.

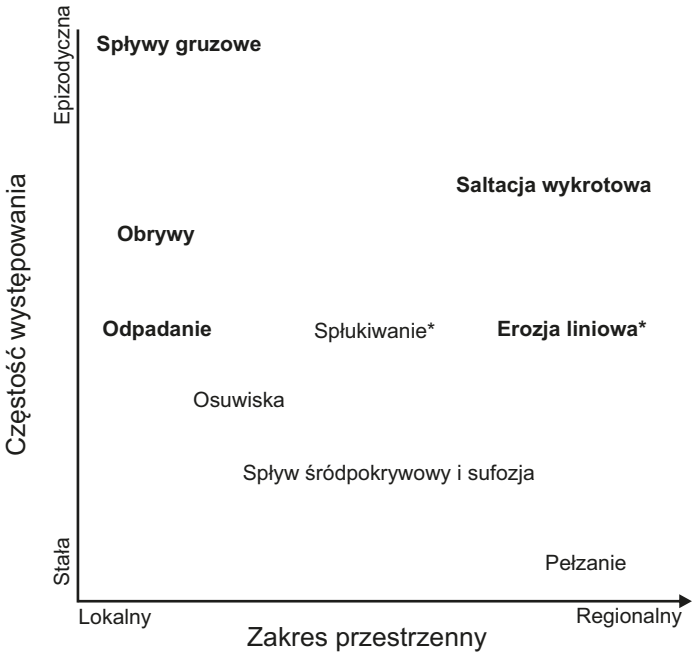
Analizy morfometryczne wałów i hałd kamiennych przeprowadzone na różnych obszarach Sudetów, na zróżnicowanym podłożu (gnejsy, granity, piaskowce, łupki łyszczykowe) wskazują, że największe kamienne formy związane są z występowaniem w podłożu gnejsów. Poza Górami Izerskimi, największe formy kamiennych wałów zidentyfikowano w Górach Bystrzyckich w Sudetach Środkowych, również na podłożu skał gnejsowych. Wały osiągają tam długości kilkuset metrów, wysokości do 1,4 m, a szerokości 5–6 m, natomiast hałdy – długości do 30 m, szerokości do 20 m i wysokości do 2–3 m.

Terasy antropogeniczne na stokach związane są nie tylko z działalnością rolniczą, ale i z osadnictwem. W Sudetach występuje bardzo wiele reliktowych form teras osadniczych, które okazują się bardzo trwałymi elementami rzeźby terenu. Na niektórych wyludnionych obszarach są to jedyne ślady lokalizacji dawnej zabudowy i mimo że większość tych reliktowych form znajduje się obecnie w lasach, można je łatwo zidentyfikować w terenie jako nienaturalne spłaszczenia stoków. Formy te są również bardzo dobrze czytelne na cyfrowym modelu wysokościowym utworzonym na podstawie danych LiDAR. Terasy osadnicze powszechnie powstają współcześnie, co jest związane z intensywnym rozwojem nowej zabudowy na obszarach górskich, zarówno jednorodzinnej, jak i wielkoskalowej na potrzeby usług turystycznych.

## 5.8. Kierunki przekształceń rzeźby

### 5.8.1. Stoki

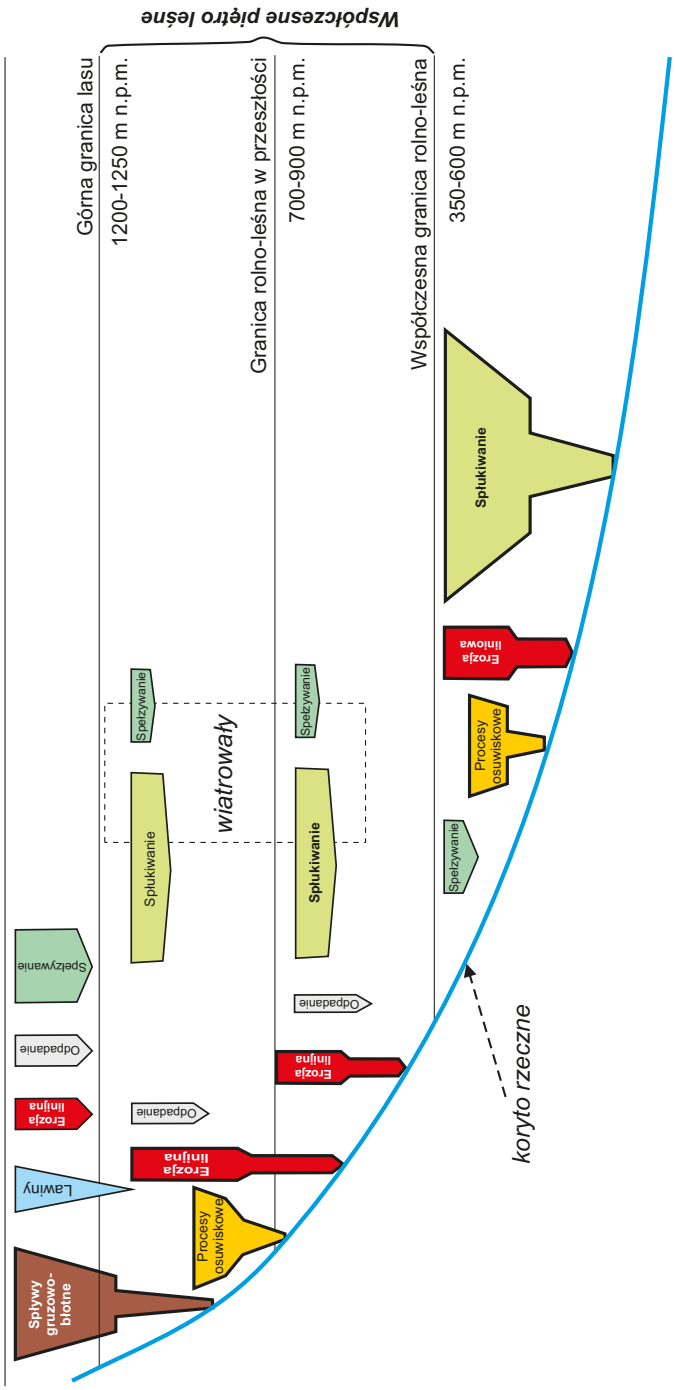
Znaczne zróżnicowanie stoków sudeckich pod względem długości, nachylenia, a przede wszystkim sposobu użytkowania i rodzaju pokrywy roślinnej powoduje, że trudno mówić o jednym uniwersalnym kierunku ich przekształceń. Są wśród nich stoki o bardzo dużej jak na sudeckie warunki dynamice – przykładem są modelowane przez spływy gruzowe stoki Kotła Łomniczki w Karkonoszach, ale w niższych partiach Sudetów znaczne obszary zajmują stoki generalnie stabilne, w obrębie których nie odnotowuje się ewidentnych przejawów grawitacyjnych procesów współczesnych, a obecność głazowo-blokowych pokryw peryglacjalnych wskazuje na odziedziczony charakter powierzchni stokowej. Stabilność ta może być jednak łatwo naruszona, zarówno przez czynniki naturalne, jak i antropogeniczne. Wśród czynników naturalnych kluczowe znaczenie mają wiatrowały, powodujące znaczne przekształcenia mikrorzeźby stoków, zmianę struktury pokryw zwietrzelinowo-stokowych oraz kierunków transportu zwietrzeliny (Pawlik i in. 2013, 2016, Pawlik 2014). Zmiany te mają jednak na ogół lokalny charakter, bez implikacji dla całego systemu stokowego i łączności z systemem korytowym. Najważniejszym czynnikiem antropogenicznym są prace leśne, często skutkujące przyspieszoną erozją wskutek zdarcia runa i podszytu oraz tworzenia linijnych dróg transportu materiału (ryzy zrywkowe, koleiny) (Klementowski 1996,




**Ryc. 5.20.** Procesy geomorfologiczne w piętrze leśnym Sudetów w aspekcie przestrzennym i czasowym (wg Migonia 2017)
Gwiazdka oznacza procesy, których występowanie jest ściśle powiązane z antropogenicznym zmianami pokrycia terenu

Parzóch, 2001a, b, 2002, 2003, Latocha 2007a, Borończyk 2009, Góra 2010). Transfer zwietrzelin, nawet w warunkach pełnego zalesienia, odbywa się zatem z różną intensywnością, co nawiązuje do czasowo-przestrzennego zróżnicowania procesów działających na stoku (ryc. 5.20) (Migoń 2017).

Niemniej można wskazać na pewne ogólne prawidłowości o zasadniczym znaczeniu (ryc. 5.21). Pierwszą z nich jest liniowy charakter oddziaływania procesów stokowych o dużej wydajności, powszechnych zwłaszcza w Karkonoszach. Znaczące przekształcenia rzeźby stoków stwierdzano w przypadku linijnych spływów gruzowych i gruzowo-błotnych, erozji żłobinowej i rynnowej, miejscami – na obszarach poddanych silnej antropopresji związanej z działalnością rolniczą, górniczą i turystyką – osiągającej rozmiary erozji wąwozowej, natomiast procesy działające na większych powierzchniach występują sporadycznie (osuwiska) albo cechują się bardzo małą efektywnością (spłukiwanie). Trwałość erozyjnych form linijnych jest różna. Strefy oderwania i rynny spływów gruzowych, mimo że podlegają szybkiemu zarastaniu i wypełnianiu (Parzóch, Dunajski 2002), są



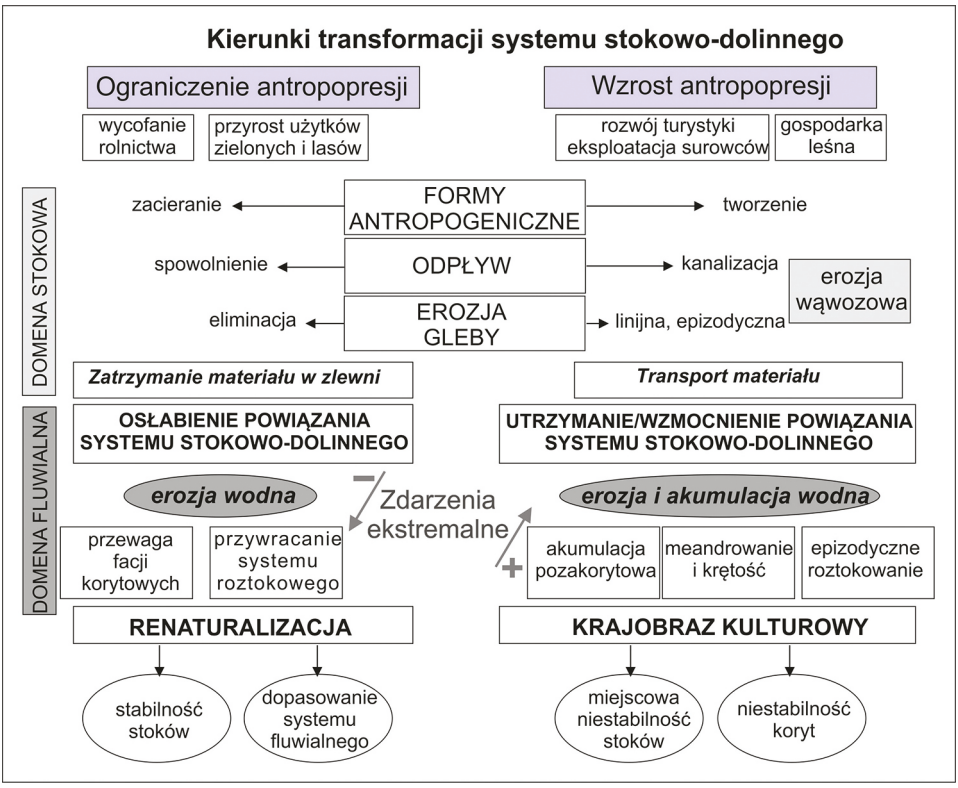

**Ryc. 5.21.** Schemat ilustrujący rodzaj i natężenie współczesnych procesów morfogenetycznych na stokach sudeckich i ich relacje przestrzenne do procesów korytowych

Schemat ukazuje piętrowość procesów, ale nawiązuje przede wszystkim do użytkowania terenu. Procesy o większej wydajności i trwalszych efektach są zaznaczone pogrubionym konturem

widoczne w rzeźbie stoków przez co najmniej 100 lat, a prawdopodobnie przez okres znacznie dłuższy. Także czas funkcjonowania seminaturalnych erozyjnych rozcięć na stokach, w tym ryz zrywkowych, można oszacować na przynajmniej 100–200 lat (Parzóch 2001a). Brak niestety precyzyjnych danych o wieku wąwozów na obszarach lessowych Przedgórza Sudeckiego, ale większość została odnotowana już na mapach topograficznych z końca XIX w. Nietrwałe są natomiast drobne formy erozji żłobinowej na polach uprawnych, szybko likwidowane przez zaoranie. Generalnie można więc mówić o tendencji do rozcinania powierzchni stoków, aczkolwiek jest ona raczej lokalna niż regionalna, a w znacznie mniejszym stopniu do ich równomiernego spłaszczania bądź cofania.

Drugą istotną cechą jest swoista autonomia stoku w warunkach naturalnych bądź słabej antropopresji. Szerokie powierzchnie podstokowe o cechach pedymentów (Czudek 1997), nadbudowane plejstoceńskimi pokrywami stokowymi, są buforem rozdzielającym podsystem stokowy od podsystemu den dolinnych. W Karkonoszach materiał transportowany przez spływy gruzowe zatrzymuje się w dolnych częściach stoku, w dnach kotłów, bądź jest deponowany w jeziorach karowych, nie zasila więc bezpośrednio rumowiska korytowego. Także formy akumulacyjne odpowiadające stokowym rynnom erozyjnym znajdują się przeważnie na stoku, na spłaszczeniach w jego obrębie (Parzóch 2001a, 2002). W Masywie Śnieżnika obserwowano liczne drogi zrywki drzew podlegające szybkiemu pogłębianiu, ale tylko w nielicznych przypadkach materiał mineralny osiągał koryta potoków (Klementowski 1996, 2002, Latocha 2007a). Łączność stoku z korytami ma miejsce tylko podczas nielicznych, wyjątkowo ulewnych opadów. Jednocześnie jednak w Górach Stołowych zaobserwowano znacznie częstsze przypadki powiązania systemu stokowego z korytowym w postaci stałych i okresowych potoków rozcinających stare, nieużytkowane drogi leśne. Sytuacja ta wynika głównie z braku utrzymywania drożności przepustów drogowych, co powoduje odpływ wody po powierzchni drogi, jej rozcinanie, a tym samym odprowadzanie materiału przez wodę (Latocha 2014).

Po trzecie, funkcjonowanie stokowego systemu morfogenetycznego jest w znaczącym stopniu uwarunkowane przeszłą i obecną działalnością człowieka (ryc. 5.22). W warunkach dzisiejszych dowodzi tego rola wszelkich form linijnych pochodzenia antropogenicznego (dróg, ścieżek, ryz zrywkowych, rowów) w koncentrowaniu spływu powierzchniowego i erozji. W trakcie ekstremalnych zdarzeń opadowych odnotowywano pogłębienia tych form do 2–4 m (Czerwiński, Żurawek 1999, Parzóch 2001a, 2002), podczas gdy sąsiednie powierzchnie zadarnione pozostawały praktycznie nietknięte. Na rolniczych obszarach Przedgórza Sudeckiego krótkotrwałe ulewy powodują znaczną erozję gleby na polach ornych, której wielkość jest dodatkowo uzależniona od rodzaju upraw (Teisseyre 1994). Sedymentologicznym zapisem wzmożonej denudacji na stokach rolniczych są podstokowe pokrywy deluwialne. Na Przedgórzu Sudeckim sięgają one 3 m miąższości (Raczkowski 1958), natomiast w wielu miejscach w Sudetach (m.in. Kotlina Jeleniogórska, Kotlina Kłodzka) dochodzą do 1,5 m grubości. W wyższych partiach zlewni osiągają one mniejsze miąższości (od kilkunastu centymetrów




**Ryc. 5.22.** Złożoność procesów kształtujących system stokowo-dolinny w warunkach antropopresji w górskich zlewniach Sudetów, w świetle dwóch scenariuszy przyszłych zmian (wg Latochy, Migonia 2006, zmienione)

do poniżej 1 m), niemniej już samo ich występowanie na tych obszarach należy interpretować w kontekście słabego powiązania systemu stokowo-dolinnego oraz deponowania części materiału stokowego w obrębie różnorodnych stokowych pułapek sedymentacyjnych, zarówno naturalnych (np. spłaszczenia i podnóża stoków), jak i antropogenicznych (np. terasy rolne, skarpy drogowe). Jednocześnie datowania radiowęglowe osadów stokowych w Masywie Śnieżnika pozwalają na powiązanie warstwy deluwialnej w górnej części pokrywy stokowej z nasiloną antropopresją polegającą na wycinaniu pierwotnej puszczy sudeckiej na potrzeby działalności górniczej, rolniczej i osadnictwa (Latocha 2007a, b).

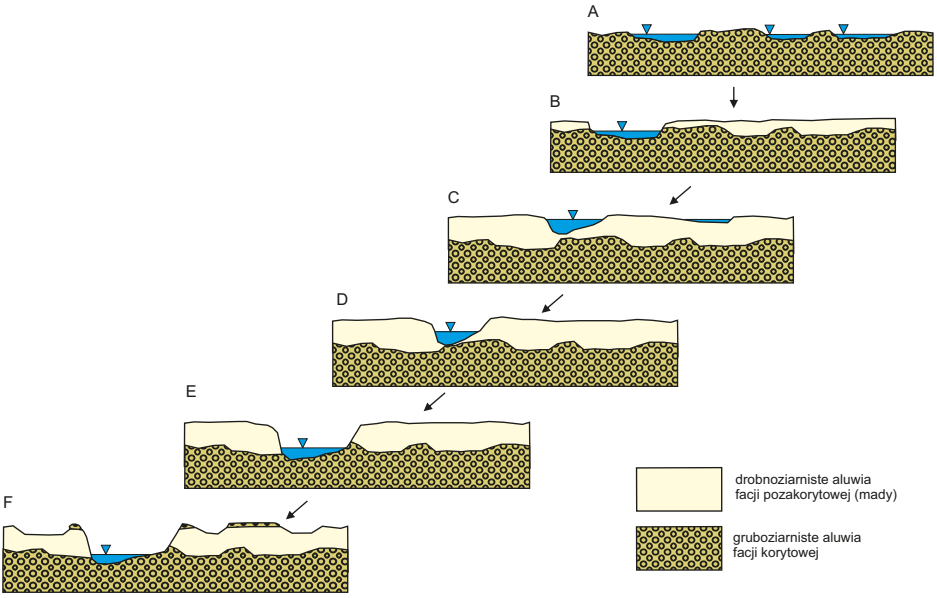
Powyższe okoliczności rzutują na sposób całościowego ujęcia współczesnego systemu morfogenetycznego Sudetów. Pierwszą próbą w tym zakresie był model systemu denudacyjnego Karkonoszy, nawiązujący do piętrowości stref klimatyczno-roślinnych, przy uwzględnieniu specyficznego podsystemu skalnych ścian kotłów polodowcowych o szczególnie dużej dynamice (Bieroński i in. 1992). Bardziej adekwatna była jednak propozycja K. Parzócha (2001b), wypracowana

również na podstawie badań w Karkonoszach, według której system ten składa się raczej z mozaikowo rozmieszczonych domen morfogenetycznych, niezależnych od wysokości bezwzględnej. Każda z nich cechuje się występowaniem specyficznych grup procesów, uwarunkowanych głównie skalą antropopresji. Tak wyznaczane domeny morfogenetyczne okazały się jednak elementami bardzo zmiennymi w czasie. Szybko postępujące odnawianie zbiorowisk leśnych w Karkonoszach w XXI w. sprawiło, że zaproponowany 20 lat temu obraz przestrzenny jest już praktycznie nieaktualny, a ważnym aspektem zmian czasowo-przestrzennych są nieuwzględniane wcześniej w rozważaniach morfogenetycznych wiatrowały. Niemniej znaczne zmiany systemu morfogenetycznego pod wpływem działań człowieka, zarówno zwiększających antropopresję, jak i powodujących naturalną sukcesję roślinności po wycofaniu gospodarki rolnej, stwierdzono także w niższych masywach górskich w Sudetach Wschodnich i Środkowych (ryc. 5.22) (Latocha 2007a, 2009, 2014, Latocha i in. 2016). Pozwala to przypuszczać, że zasada uwarunkowanych antropopresją domen morfogenetycznych jest mimo pewnych ograniczeń najwłaściwsza dla budowy ogólnego modelu systemu denudacyjnego stoków sudeckich.

### 5.8.2. Dna dolin

Podobnie jak stoki, także dna dolinne są zróżnicowane pod względem kierunków przekształceń rzeźby. Ich rozwój też wykazuje silną zależność od czynnika antropogenicznego (Latocha 2007a, 2014, Klimek 2010, Witek 2012a, b, Witek-Kasprzak 2018), a uregulowanie zdecydowanej większości koryt rzek i potoków, w Karkonoszach nawet do wysokości 900 m n.p.m., sprawia, że trudno w ogóle mówić o naturalnych tendencjach rozwojowych. Ujawniają się one dopiero podczas zdarzeń ekstremalnych, a stają się w pełni zrozumiałe w szerszej perspektywie czasowej, obejmującej cały holocen (Szczepankiewicz 1970, Teisseyre 1985; ryc. 5.23).

Litologia i stratygrafia pokryw aluwialnych wskazuje na ewolucję koryt rzek sudeckich. W okresie poprzedzającym okres gospodarki rolnej, co w części Przedgórza Sudeckiego nastąpiło już w neolicie, ale dopiero w XVI–XVIII w. w wyżej położonych partiach Sudetów, przeważały koryta żwirodenne, o typie zbliżonym do roztokowego, i przeważał w nich transport denny (Teisseyre 1985, 1991). W rozszerzeniach dolin i kotlinach śródgórskich dominowały szerokie łożyska żwirowe, przekształcane podczas stanów wezbraniowych. Początki sedymentacji drobnoziarnistych aluwiów związane są z wkroczeniem na większą skalę rolnictwa, wylesieniem stoków, wzmożeniem spłukiwania z pól uprawnych i transportem zawiesinowym. Datowanie radiowęglowe osadów aluwialnych w Masywie Śnieżnika koreluje się z historycznie potwierdzonym początkiem osadnictwa na sąsiadujących terenach (Latocha 2007a, b). Spowodowało to stopniową transformację wielonurtowych układów roztokowych w jednokorytowe systemy kręte i meandrujące, typowe dla ostatnich kilkuset lat (Teisseyre 1977). Podczas przepływów pozakorytowych, których częstotliwość zapewne wzrosła w związku




**Ryc. 5.23**. Tendencje rozwojowe rzek sudeckich w okresie historycznym (opracowanie własne na podstawie publikacji głównie A.K. Teisseyre'a, cytowanych w tekście)
A – okres przed wkroczeniem rolnictwa: wielonurtowe koryto roztokowe, B – wkroczenie rolnictwa i wzrost dostawy materiału drobnego: transformacja w koryta kręte i meandrowe, C – powszechność rolnictwa w górach, znaczna dostawa materiału: ustabilizowane systemy jednokorytowe i jednonurtowe, depozycja grubych pokryw aluwialnych na równinie zalewowej, D – wprowadzenie teras rolnych, ograniczenie dostawy materiału: początek intensywnego rozcinania równin aluwialnych, E – zanik rolnictwa i dostawy materiału drobnego ze stoków, rozcięcie aluwiów drobnoziarnistych do stropu starszych aluwiów: żwirodenne rzeki jednokorytowe, F – sporadyczne zdarzenia ekstremalne: odnowienie tendencji do roztokowania

z wylesieniem stoków sudeckich, żwirowe łożyska rzek zaczęły być nadbudowywane utworami facji pozakorytowej. Pokrywy te, nazwane przez S. Szczepankiewicza (1970) madami rolniczymi w celu podkreślenia genetycznego związku z gospodarką rolną, osiągają na Przedgórzu Sudeckim i w kotlinach śródgórskich 4–6 m grubości (Teisseyre 1985, 1994, Klimek 2010), a w postaci warstwy o grubości kilkudziesięciu centymetrów obecne są w dnach górskich potoków nawet do wysokości 750 m n.p.m. (Latocha 2007a, b).

Nadbudowa den dolinnych została jednak zahamowana mniej więcej 70–140 lat temu, a agradacja zastąpiona rozcinaniem pokryw aluwialnych. W wielu miejscach sięgnęła ona do stropu serii żwirowych, a wcięcie współczesnych koryt w równinę zalewową sięga nawet 3 m (Chmal 2002). To odwrócenie tendencji jest wiązane ze stopniowym ograniczaniem dostawy drobnego materiału ze stoków do koryt rzek sudeckich, początkowo wskutek terasowania stoków, a następnie zmniejszania areału gruntów ornych i stopniowej sukcesji roślinności na nieużytkowane grunty porolne towarzyszące spadkowi zaludnienia Sudetów.

W niektórych wyżej położonych zlewniach sudeckich, zwłaszcza na ziemi kłodzkiej, grunty orne zanikły całkowicie (Plewniak 1978, Latocha 2007a). W warunkach niedociążenia rzeki sudeckie wykazują tendencję do wcinania i rozwoju meandrowego wzoru koryta. Wcinanie się rzek ma też swoje bezpośrednie antropogeniczne uwarunkowania. Jest ono indukowane nadmiernym prostowaniem koryt przy równoczesnym braku zabezpieczeń brzegów i dna, budową mostów o zbyt wąskim prześwicie oraz tam i zastawek (Witek-Kasprzak 2018).

Odmienny przebieg procesów fluwialnych stwierdzono podczas zdarzeń ekstremalnych, gdy znaczny udział w całkowitym transporcie ma materiał denny. Obserwacje poczynione w trakcie wezbrania w 1997 r. (Hrádek 1999, Żurawek 1999, Zieliński 2001, Migoń i in. 2002) wskazują, że układ erozyjnych i akumulacyjnych form powodziowych jest typowy dla górskich i przedgórskich rzek roztokowych. Według T. Zielińskiego (2001, s. 1100) *rzeka (Nysa Kłodzka) znajduje się w pobliżu progu przejścia do wzoru roztokowego, tj. kilkukorytowego, rozproszonego systemu fluwialnego o małej krętości* (...) *Najprawdopodobniej w warunkach długotrwałego wzrostu wydatku przepływu Nysa łatwo stałaby się rzeką roztokową*. Trwała transformacja Nysy i innych rzek sudeckich w tym kierunku jest jednak mało prawdopodobna przy obecnym, znacznym stopniu zagospodarowania den dolin sudeckich, a także w obliczu rosnącego deficytu opadów atmosferycznych zasilających koryta. Działania podjęte bezpośrednio po wezbraniach z 1997 r. polegały

**Ryc. 5.24**. Koryto Wilczki w Międzygórzu w lipcu 2005 r., w miejscu przedstawionym na ryc. 14

Wszystkie formy rzeźby fluwialnej powstałe podczas wezbrania zostały usunięte w trakcie prac porządkowych (fot. P. Migoń)

przede wszystkim na zablokowaniu wlotów do przelewowych koryt powodziowych, a następnie ich zasypaniu, umocnieniu podcinanych brzegów, a więc generalnie zmierzały do odtworzenia stanu sprzed wezbrania, ze stabilnym jednym krętym korytem. Po upływie niecałych 10 lat od wezbrania większość powstałych wówczas form już nie istniała (ryc. 5.24), a taki sam los spotkał efektowne formy powodziowe powstałe podczas wielkich wezbrań w Sudetach Zachodnich w 1882 i 1897 r. Po powodzi w Białej Lądeckiej już po tygodniu największe formy erozyjne brzegów oraz akumulacji pozakorytowej, które zlokalizowane były w obrębie obszarów zabudowy wsi, zostały naprawione i usunięte.

## 5.9. Przekształcenia rzeźby Sudetów – prognoza na przyszłość

### 5.9.1. Kierunki przekształceń

Sudety są obszarem, na którym charakter i tempo współczesnych przemian rzeźby są głównie odzwierciedleniem rodzaju i zakresu antropopresji. Wyjątkiem pozostają najwyższe partie Karkonoszy i nieliczne stoki skalne w innych pasmach, które nie noszą piętna przekształceń antropogenicznych. Są one modelowane przez rzadkie obrywy, odpadanie, epizodyczne spływy gruzowo-błotne i lawiny śnieżno-gruntowe, będące naturalnymi składnikami systemu denudacyjnego piętra subalpejskiego i izolowanych enklaw stoków skalnych w piętrze leśnym. W piętrze leśnym grupą procesów ściśle naturalnych mogą wydawać się te inicjowane przez wiatrowały, ale masowe powalanie drzew jest szczególnie powszechne w drzewostanach niedostosowanych do siedliska (monokulturach świerkowych), zatem i w tym wypadku zaznacza się element antropopresji (Pawlik 2015, Pawlik i in. 2016, 2017). Dlatego zasadne jest spojrzenie w przyszłość przez pryzmat działalności człowieka, która jest bardzo zróżnicowana w czasie, a przede wszystkim w przestrzeni (ryc. 5.22) (m.in. Latocha, Migoń 2006, Klimek, Latocha 2007, Migoń, Latocha 2018).

System morfogenetyczny Sudetów jest silnie zależny od aktualnych uwarunkowań społeczno-gospodarczych. W okresie powojennym nastąpiło spowolnienie procesów denudacyjnych na stokach i powiązana z tym intensyfikacja erozji w korytach rzek, co nawiązywało do stopniowego wyłączania z użytkowania rolniczego gruntów ornych i ich zarastania, zwłaszcza tych położonych powyżej granicy opłacalności produkcji rolniczej. Wynikało to z intensywnej depopulacji tego obszaru, związanej z wysiedleniem ludności niemieckiej po II wojnie światowej i mniejszym zasiedleniem przez nowych osadników, a następnie stopniowym odpływem ludności, zwłaszcza w latach 50–60. XX w. oraz kryzysem gospodarczym w rolnictwie w latach 90. XX w. Trend ten został jednak w ostatnich latach zahamowany, a lokalnie nawet odwrócony, głównie w wyniku wprowadzenia w 2004 r. programów rolnośrodowiskowych, zwłaszcza dopłat za koszenie łąk, z których korzysta wiele gospodarstw rolnych na obszarach górskich (Latocha 2016). Również intensywny rozwój nowej zabudowy, w tym letniskowej i rekreacyjnej, oraz infrastruktury turystycznej przyczynia się lokalnie do ponownego

ożywienia procesów erozyjnych. Silne przekształcenia powoduje także nasilona w ostatnich latach eksploatacja surowców i gospodarka leśna. Nie należy więc oczekiwać dalszego spowolnienia procesów denudacyjnych, a raczej utrzymania go na obecnym poziomie lub wręcz ponownego lokalnego nasilenia.

Oprócz terenów nowych inwestycji budowlanych, większych zmian można się spodziewać jedynie na obszarach intensywnej gospodarki leśnej, często prowadzonej przy wykorzystaniu ciężkiego sprzętu poruszającego się nieutwardzonymi lub zniszczonymi drogami leśnymi. W takich miejscach opady o dużej intensywności będą generować spływ linijny, powodujący pogłębianie dróg i ryz zrywkowych, rozcinanie pokryw, depozycję rumoszu na spłaszczeniach śródstokowych, a w sprzyjających warunkach topograficznych jego dostawę bezpośrednio do koryt.

Prognoza zmian w rzeźbie den dolinnych bezpośrednio nawiązuje do prognoz ewolucji stoków. Dominujący w ostatnich dekadach trend nasilonej erozji wgłębnej w korytach będzie słabnąć lub ulegnie zahamowaniu w nawiązaniu do aktualnych zmian użytkowania stoków. Ograniczanie dostawy materiału stokowego zaowocuje dalszą erozją wgłębną i rozcinaniem pokryw glin aluwialnych, powszechnych w dolinach sudeckich. Można się także spodziewać, że niżej zalegające serie żwirowe zaczną pełnić funkcję bruku, a erozja wgłębna zostanie zastąpiona poszerzaniem koryt wskutek erozji bocznej. Inaczej będzie przebiegać ewolucja koryt w warunkach wzmożonej dostawy ze stoku, zwłaszcza grubego materiału z dróg leśnych. Wówczas oczekiwaną tendencją będzie lokalna agradacja w korytach. Należy wreszcie zaznaczyć, że znaczący wpływ na zachowanie systemu fluwialnego będą miały urządzenia hydrotechniczne, z których wiele jest aktualnie remontowanych, a kolejne są przewidziane do budowy. Ocena skutków ich funkcjonowania dla procesów erozji, transportu i depozycji w korytach rzek sudeckich powinna się stać jednym z priorytetów badawczych w najbliższych latach.

Można także prognozować, że będzie rosła liczba form antropogenicznych. W ostatnich latach podjęto na nowo eksploatację wielu kamieniołomów, zakładane są nowe łomy i wytyczane są nowe drogi. Na znaczną skalę rozwija się budownictwo zarówno domów prywatnych, jak i ośrodków wczasowych, czego konsekwencją są liczne lokalne zmiany konfiguracji stoku i powszechne powstawanie teras osadniczych.

### 5.9.2. Zagrożenia geomorfologiczne w przyszłości

Prognoza zagrożeń geomorfologicznych powinna uwzględniać zarówno cechy organizacji współczesnego systemu morfogenetycznego, w znacznym stopniu pozostającego pod wpływem różnorodnych oddziaływań człowieka, jak i przewidywane zmiany klimatu. O ile wiedza o tym systemie wynika bezpośrednio z obserwacji faktów i dokumentowania przeobrażeń, które miały miejsce w ostatnich kilkudziesięciu latach, to prognoza zmian klimatu opiera się na przyjęciu pewnych założeń i modeli, które są przedmiotem ożywionej dyskusji, wykraczającej poza aspekty czysto naukowe. W szczególności ilościowe ujęcie przewidywanych trendów jest mocno problematyczne (Kundzewicz 2011, Zwoliński 2011).

W konsekwencji także prognozowanie zagrożeń geomorfologicznych jest trudne, a podejście konserwatywne ściera się z alarmistycznym.

Niemniej, jeśli przyjąć, że współczesne trendy zmian klimatu dla Europy Środkowej obejmują wzrost temperatury powietrza, zwłaszcza zimą, wzrost nieregularności opadów oraz większą częstotliwość zdarzeń ekstremalnych różnego typu, głównie opadowych i wiatrowych, niektóre procesy mogą przybierać charakter katastrofalny, z implikacjami dla ludzi zamieszkujących tereny górskie i pogórskie oraz dla elementów infrastruktury. Prognozować można:

– wzrost częstotliwości wezbrań w rzekach górskich, zwłaszcza tzw. powodzi błyskawicznych, wywoływanych przez krótkotrwałe i przestrzennie ograniczone opady o bardzo dużej wydajności (>50 $mm \cdot h^{-1}$). W warunkach powszechnej zabudowy hydrotechnicznej zwężonych koryt można się spodziewać większej częstotliwości pojawiania się przepływów pozakorytowych i epizodów transportu rumowiska grubofrakcyjnego. Transport grubego materiału powoduje dotkliwe uszkodzenia i zniszczenia elementów infrastruktury.
– wzrost częstotliwości występowania wiatrowałów, zwłaszcza w osłabionych przez suszę drzewostanach świerkowych. Przy dużym zasięgu przestrzennym takich zdarzeń na lokalne przekształcenia morfologii stoku będą nakładać się zmiany stokowego systemu denudacyjnego w szerszej skali.
– wzrost częstotliwości występowania spływów gruzowych w górnych częściach zlewni położonych powyżej górnej granicy lasu oraz w piętrze leśnym na stokach o dużym nachyleniu (>30°).
– uaktywnianie osuwisk do niedawna uważane za niemal nieistotne dla współczesnej morfogenezy Sudetów. Zdarzenia takie, jak osuwisko pod Średniakiem w Masywie Śnieżnika z 2011 r., dowodzi, że także stoki zalesione są podatne na przemieszczenia tego typu.

## 5.10. Podsumowanie i wnioski

Obserwacje kierunków zmian w rzeźbie Sudetów w ostatnich 100–200 latach, oceniane na tle dłuższej skali czasowej holocenu, pozwalają na następujące uogólnienia:

Współczesny system morfogenetyczny cechuje się generalnie niską dynamiką, a znaczniejsze zmiany rzeźby mają – w skali regionu – zasięg lokalny. Naturalnymi procesami rzeźbotwórczymi wywołującymi największe przekształcenia rzeźby są spływy gruzowo-błotne w najwyższych partiach gór oraz powiązane ze sobą procesy erozji i akumulacji fluwialnej w dnach dolin, związane z wezbraniami. Na nisko położonych stokach użytkowanych rolniczo (poniżej 500 m n.p.m.) istotną rolę odgrywają spłukiwanie i erozja liniowa. W zajmującym położenie pośrednie piętrze leśnym (500–1200 m n.p.m.) współczesne przekształcenia rzeźby są najmniejsze i ograniczone do powierzchni wiatrowałów i częściowo z nimi stowarzyszonych form antropogenicznych: dróg leśnych, szlaków zrywkowych, a także obszarów objętych wycinką lasu.

Najważniejszą rolę we współczesnej morfogenezie odgrywają opady o znacznym natężeniu, wywołujące różnorodne procesy stokowe i wezbrania w korytach rzecznych. Trwałość form powstających podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych jest różna i zależna od ich wielkości, przy czym część z nich jest w krótkim czasie świadomie likwidowana przez człowieka. Drugim typem zdarzeń pogodowych wywołujących istotne skutki we współczesnym systemie morfogenetycznym są epizody bardzo silnego wiatru, zdolnego do powalania drzew na dużych powierzchniach, z implikacjami dla rzeźby stoku, cech utworów pokrywowych i dróg krążenia wody na stoku.

Współczesna morfogeneza Sudetów i ich przedpola dokonuje się w warunkach dużej antropopresji. Sposób użytkowania ziemi ma kluczowe znaczenie dla przebiegu i wielkości erozji i akumulacji, zarówno na stokach, jak i w dnach dolin. Denudacja stoków użytkowanych rolniczo jest wielokrotnie większa niż stoków zalesionych i zadarnionych. Liniowe formy antropogeniczne zapewniają połączenie podsystemu stokowego z korytowym, które jest bardzo słabe w warunkach naturalnego środowiska.

Obserwowana w ostatnich dekadach słabnąca antropopresja (depopulacja i zaniechanie rolnictwa w wyższych partiach stoków) przyczyniła się do wyraźnej stabilizacji stoków, przy jednoczesnym wzroście tendencji erozyjnej w korytach w związku ze zmniejszeniem obciążenia zawiesinowego. Biorąc jednak pod uwagę aktualne procesy społeczno-gospodarcze w Sudetach i na ich przedpolu, można przyjąć, że lokalnie antropopresja będzie ponownie się nasilać, zwłaszcza w związku z nową zabudową, infrastrukturą turystyczną, eksploatacją surowców i gospodarką leśną. Może to miejscowo ponownie zwiększyć intensywność procesów erozyjno-denudacyjnych.

## Literatura

Aichler J., Pecina V., 1998, *Dokumentace sesuvů spojených z povodněmi v roce 1997 v Jesenické oblasti*, Geol. Výzk. na Moravě a ve Slezsku w roce 1997, Český geologický Ústav, Brno, s. 94–96.

Badora K., 2007, *Regionalizacja fizycznogeograficzna Płaskowyżu Głubczyckiego*, [w:] J.A. Lis, M.A. Mazur (red.), *Przyrodnicze wartości polsko-czeskiego pogranicza jako wspólne dziedzictwo Unii Europejskiej*, Uniwersytet Opolski, s. 177–189.

Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., 2003, *Morfometria strefy sudeckiego uskoku brzeżnego między Złotym Stokiem a Dobromierzem*, Przegl. Geol., 51, 1048–1057.

Bazarnik M., 2018, *Slope stability monitoring in open pit mines using 3D terrestrial laser scanning*, AG 2018 – 4th International Conference on Applied Geophysics, E3S Web of Conferences 66, 01020, 1–10.

Bieroński J., 1994a, *Rola strumieni stokowych w systemie zlewni górskich Sudetów*, [w:] J. Tomaszewski (red.), *Problemy hydrologii regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej*, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 163–167.

Bieroński J., 1994b, *Warunki formowania i transportu rumowiska wleczonego w zlewniach karkonoskich*, [w:] J. Tomaszewski (red.), *Problemy hydrologii regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej*, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 168–175.

Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A., 1992, *Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 151–169.
Bieroński J., Tomaszewski J., 1979, *Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie)*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 20, 163–184.
Blachowski J., Milczarek W., 2014, *Analysis of surface changes in the Walbrzych hard coal mining grounds (SW Poland) between 1886 and 2009*, Geol. Quart., 58, 353–368.
Blachowski J., Milczarek W., Grzempowski P., 2015, *Historical and present-day vertical movements on old mining terrains – Case study of the Walbrzych coal basin (SW Poland)*, Acta Geodyn. Geomater., 12(3), 1–10.
Błaś M., Sobik M., 1998, *Wybrane cechy klimatu Ślęży na tle klimatu Sudetów i Niziny Śląskiej w świetle dostępnych materiałów*, Acta Univ. Wratisl., 2022, Prace Inst. Geogr., C5, 55–68.
Błaś M., Sobik M., 2000, *Mgła w Karkonoszach i innych wybranych masywach górskich Europy*, Opera Corcontica, 38, 35–46.
Bolesta W., 1966, *Zamulanie zbiorników wodnych i sposoby przeciwdziałania*, Gosp. Wodna, 7, 262–269.
Borecka M., 2009, *Zapis działalności człowieka w rzeźbie i w osadach na obszarze zlewni Chłopiny*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Borończyk M., 2009, *Geomorfologiczne skutki gospodarki leśnej na obszarze Masywu Snieżnika*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Butler D.R., 1995, *Zoogeomorphology: animals as geomorphic agents*, Cambridge University Press, Cambridge.
Cacoń S., Košťák B., 1976, *Displacement registration of sandstone blocks in the Stolowe Gory Mountains, Poland*, Bull. Intern. Assoc. Eng. Geol., 13, 117–122.
Cacoń S., Mąkolski K., Jamroz O., Kaczałek M., 2018, *Ruchy masowe i współczesna geodynamika na obszarze Gór Stołowych*, [w:] C. Kabała (red.), *Góry Stołowe – przyroda i ludzie*, Park Narodowy Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój, s. 63–80.
Chmal H., 2002, *Stanowisko mady w Kamieńcu Ząbkowickim*, [w:] A. Traczyk, A. Latocha (red.), *VI Zjazd Geomorfologów Polskich. Środowiska górskie – ewolucja rzeźby, Jelenia Góra, 11–14 września 2002. Streszczenia referatów i posterów*, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, s. 25–26.
Chomiak T., Cyberski J., Mikulski Z., 1969, *Akumulacja rumowiska w zbiornikach retencyjnych*, Prace Państw. Inst. Hydrol.-Meteorol., 96, 3–19.
Ciężkowski W., Irmiński W., Kozłowski S., Mikulski S., Przeniosło S., Sylwestrzak H., 1996, *Zmiany w litosferze wywołane eksploatacją surowców mineralnych*, [w:] A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, s. 85–119.
Czerwiński J., 1967, *Osuwisko w dolinie Łomniczki w Karkonoszach*, Opera Corcontica, 4, 169–175.
Czerwiński J., 1991, *Powodzie w rejonie Karkonoszy od XV w. do czasów współczesnych*, Acta Univ.. Wratisl., 1237, Prace Inst. Geogr., A6, 85–104.
Czerwiński J., Żurawek R., 1999, *The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the Polish Sudetes in July 1997*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 27–43.
Czudek T., 1997, *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*, Sursum, Tišnov.
Czudek T., 2005, *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru*, Moravské zemské muzeum, Brno.
Dore A.J., Sobik M., Migała K., 1999, *Patterns of precipitation and pollutant deposition by rain and snow in the western Sudetes Mountains, Poland*, Atm. Env., 33, 3301–3312.

Drábová Z., 2018, *Rainfall analysis of debris flows in the Obří důl Valley in the Krkonoše Mts., Czechia*, Geographica, Acta Univ. Carolinae, 53(2), 220–237.
Dubicki A., 1990, *Stan obecny oraz prognoza antropogenicznych zmian reżimu hydrologicznego w Sudetach*, Ochrona Środowiska, 1/2, 23–26.
Dubicki A., Malinowska-Małek J., 1999, *Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych*, [w:] A. Dubicki, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Odry. Monografia powodzi. Lipiec 1997*, IMGW, Seria Atlasy i Monografie, Warszawa, s. 23–43.
Duma P., Latocha A., Łuczak A. Piekalski J., 2020, *Stone walls as a characteristic feature of the cultural landscape of the Izera Mountains, southwestern Poland*, Intern. Journ. Historical Archaeology, 24, 22–43.
Duszyński F., Migoń P., 2015, *Boulder aprons indicate long-term gradual and non-catastrophic evolution of cliffed escarpments, Stołowe Mts, Poland*, Geomorphology, 250, 63–77.
Duszyński F., Migoń P., 2019, *Historyczne przypadki epizodycznych ruchów masowych w Górach Stołowych*, Przyroda Sudetów, 22, 143–160.
Duszyński F., Migoń P., Kasprzak M., 2016, *Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland*, Catena, 147, 1–15.
Duszyński F., Jancewicz K., Kasprzak M., Migoń P., 2017, *The role of landslides in downslope transport of caprock-derived boulders in sedimentary tablelands, Stołowe Mts, SW Poland*, Geomorphology, 295, 84–101.
Gába Z., 1992, *Mury pod Keprníkem v červenci 1991*, Severní Morava, 64, 43–50.
Gąsiorek M., 2006, *Stoki murowe w polskiej części Karkonoszy zachodnich*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Gilewska S., 1999, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 243–288.
Góra K., 2010, *Geomorfologiczne skutki gospodarki leśnej w rejonie góry Trojak*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Górecki A., Klementowski J., 1989, *Skutki geomorfologiczne nawalnego deszczu w Księgienicach Wielkich*, Czas. Geogr., 60, 299–313.
Hasiński W., 1971, *Wpływ wiatrowałów karkonoskich na przebieg denudacji*, Czas. Geogr., 41, 301–303.
Hess M., Niedźwiedź T., Obrębska-Starklowa B., 1980, *O prawidłowościach piętrowego zróżnicowania stosunków klimatycznych w Sudetach*, Rocznik Nauk.-Dydakt. WSP w Krakowie, 71, Prace Geogr., 8, 167–201.
Hrádek M., 1999, *Geomorphological aspects of the flood of July 1997 in the Morava and Oder basins in Moravia, Czech Republic*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 33, 45–66.
Huszcza B., 2014, *Współczesne przemiany dawnych antropogenicznych form rzeźby w rejonie Nowej Rudy*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Inglot S. (red.), 1979, *Historia chłopów śląskich*, Ludowa Spółdzielnia Wydawnicza, Warszawa.
Jahn A., 1968, *Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego*, Czas. Geogr., 39, 117–123.
Jahn A., 1969, *Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 5, 53–92.
Jahn A., 1979, *Procesy erozyjne na grzbiecie Karkonoszy. Eksperyment polowy*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 20, 127–139.
Jahn A., 1980, *Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów*, Czas. Geogr., 51, 129–154.
Jahn A., 1989, *The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountains*, Geogr. Ann., 71A, 161–170.

Jancewicz K., Migoń P., 2017, *Osuwiska w masywie Granicznika w Górach Kamiennych*, Przyroda Sudetów, 20, 239–254.
Jancewicz K., Traczyk A., 2017, *Mało znane formy ruchów masowych w dolinie Węglówki w Górach Bardzkich (Sudety Środkowe)*, Przyroda Sudetów, 20, 289–314.
Jary Z., 1991, *Erozja wąwozowa na Wysoczyźnie Głubczyckiej*, Acta Univ. Wratisl., 1237, Prace Inst. Geogr., A6, 131–151.
Jary Z., 1996, *Chronostratygrafia oraz warunki sedymentacji lessów południowo-zachodniej Polski na przykładzie Płaskowyżu Głubczyckiego*, Acta Univ. Wratisl., 1766, Studia Geogr., 53.
Jary Z., Ciszek D., 2013, *Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland and western Ukraine*, Quat. Intern., 296, 37–50.
Jary Z., Kida J., 2002, *Erozja wąwozowa na obszarach lessowych południowo-zachodniej Polski*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 79–86.
Jary Z., Kida J., Śnihur M., 2003, *Less i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce*, Czas. Geogr., 73, 63–100.
Jońca E., 1964, *Wpływ gryzoni i kretów na erozję gleb na Pogórzu Wałbrzyskim (Sudety Środkowe)*, Czas. Geogr., 35, 61–72.
Jońca E., 1971, *Zróżnicowanie denudacji mechanicznej w Sudetach Środkowych*, Czas. Geogr., 42, 299–301.
Jońca E., 1975, *Wpływ zwierząt na rzeźbę powierzchni Ziemi*, Acta Univ. Wratisl., 263, Studia Geogr., 23, Wrocław.
Kacprzak A., Migoń P., Musielok Ł., 2013, *Using soils as indicators of past slope instability in forested terrain, Kamienne Mts, SW Poland*, Geomorphology, 194, 65–75.
Kasprzak M., 2005, *Tempo degradacji powierzchni dróg i ścieżek turystycznych w Karkonoszach*, Opera Corcontica, 42, 17–30.
Kasprzak M., 2006, *Erozja wodna na drogach i ścieżkach turystycznych w Karkonoszach*, Przyroda Sudetów, 9, 179–190.
Kasprzak M., 2007, *Povodeň po suchém létu*, Časopis Krkonoše – Jizerské hory, 8, 31.
Kasprzak M., 2010a, *Geomorfologiczne i ekologiczne skutki wezbrań*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 141–203.
Kasprzak M., 2010b, *Wezbrania i powodzie na rzekach Dolnego Śląska*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 81–140.
Kasprzak M., Duszyński F., Jancewicz K., Michniewicz A., Różycka M., Migoń P., 2016, *The Rogowiec Landslide Complex (Central Sudetes, SW Poland) – a case of a collapsed mountain*, Geol. Quart., 60, 695–713.
Kasprzak M., Migoń P., 2015, *Historical and recent floods in the West Sudetes – geomorphological dimension*, Z. Geomorph. N.F., 59, SI 3, 73–97.
Kasprzak M., Traczyk A., 2019, *Ukształtowanie powierzchni Karkonoszy*, [w:] R. Knapik, P. Migoń, A. Raj (red.), *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*, Jelenia Góra, s. 47–90.
Katrycz M., 1998, *Transport rumowiska wleczonego w zlewni Wilczego Potoku – Karkonosze Wschodnie*, Acta Univ. Wratisl., 2061, Prace Inst. Geogr., A9, 37–58.
Kida J., Jary Z., 2002, *Procesy niveo-eoliczne na przedpolu Gór Bardzkich w grudniu 2001 r.*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 87–95.
Kierepka P., 2016, *Zmiany rzeźby terenu i procesów rzeźbotwórczych na obszarach intetnsywnie użytkowanych turystycznie na przykładzie kompleksu narciarskiego „Czarna Góra"*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Klementowski J., 1977, *Morfologiczne skutki lawiny śnieżnej w Karkonoszach w zimie 1976 r.*, Czas. Geogr., 48, 307–312.

Klementowski J., 1996, *Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. Procesy kriogeniczne, spłukiwanie i erozja żłobinowa*, [w:] A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*, PAE, Warszawa, s. 121–142.

Klementowski J., 2002, *Spłukiwanie i erozja żłobinowa na stokach Śnieżnika Kłodzkiego (Sudety Wschodnie)*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 97–108.

Klimek K., 2010, *Past and present interaction between the catchment and the valley floor: Upper Osoblaha basin, NE Sudetes slope and foreland*, Quat. Intern., 220, 112–121.

Klimek K., Latocha A., 2007, *Response of small mid-mountain rivers to human impact with special attention to the last 200 years, Eastern Sudetes, Central Europe*, Geomorphology, 92, 147–165.

Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E., 2003, *Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, the Sudetes*, Geogr. Polonica, 76(2), 55–64.

Kociánová M., Spusta V., 2000, *Vliv lavinové áktivity na kolísání horní hranice lesa v Krkonoších*, Opera Corcontica, 37, 473–480.

Kondracki J., 1994, *Geografia Polski. Mezoregiony fizycznogeograficzne*, PWN, Warszawa.

Kostrzewski A., 1970, *Uziarnienie i obróbka współczesnych aluwiów Bobru jako wyraz dynamiki rzecznego środowiska sedymentacyjnego*, PTPN, Poznań.

Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 155, 191–208.

Kotarba A., Migoń P., 2010, *Góry wysokie a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa*, Czas. Geogr., 81, 3–19.

Kotwicka W., Jancewicz K., Migoń P., 2019, *Rzeźba osuwiskowa południowo-wschodniej części Gór Wałbrzyskich, Sudety Środkowe*, Przegl. Geol., 67, 10, 828–836.

Kowalski A., 2017, *Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie)*, Przegl. Geol., 66, 629–641.

Kowalski A., 2018, *Osuwiska jako przyczyna błędnych interpretacji budowy geologicznej – przykłady z Sudetów*, Biul. Państw. Inst. Geol., 473, 27–48.

Kowalski A., Maciejak K., 2016, *Zastosowanie metod geomorfometrycznych w analizie deformacji powierzchni terenu spowodowanych działalnością górniczą na przykładzie kopalni „Nowy Kościół" („Stare Zagłębie Miedziowe", synklinorium północnosudeckie)*, Biul. Państw. Inst. Geol., 466, 137–146.

Kowalski A., Wojewoda J., 2017, *Nowo rozpoznane formy osuwiskowe w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Sudety Zachodnie)*, Landf. Anal., 34, 15–27.

Kowalski A., Maciejak K., Wojewoda J., Kozłowski A., Raczyński P., 2017, *Antropogeniczne zmiany rzeźby na terenach górniczych Starego Zagłębia Miedziowego (synklinorium północnosudeckie) w świetle analiz geomorfometrycznych NMT LiDAR i danych archiwalnych*, Biul. Państw. Inst. Geol., 469, 177–200.

Krause D., Křížek M., 2017, *Dating of recent avalanche events in the Eastern High Sudetes, Czech Republic*, Quat. Intern., 470(A), 166–175.

Kříž V., 1995, *Laviny Hrubého Jeseníku, Králického Sněžníku a Moravoslezských Beskyd*, Univ. Ostraviensis Acta Facult. Rer. Nat., Geographia – Geologia, 3, 69–86.

Křížek M., Krause D., Raschová T., 2018, *Debris flows in the Hrubý Jeseník Mountains, Bohemian Massif, Czech Republic*, Journ. Maps, 14, 428–434.

Krzemień K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 123–144.

Krzyszkowski D., Migoń P., Sroka W., 1995, *Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault*, Folia Quat., 66, 73–98.

Kundzewicz Z., 2011, *Zmiany klimatu, ich przyczyny i skutki – obserwacje i projekcje*, Landf. Anal., 15, 39–49.

Kwiatkowski J., 1979, *Zjawiska fenowe w Sudetach i na przedpolu Sudetów*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 20, 243–280.
Kwiatkowski J., 1984, *Związki opadów atmosferycznych w polskich Sudetach i na ich przedpolu z czynnikami cyrkulacyjnymi*, Ossolineum, Wrocław.
Kwiatkowski J., 1985, *Szata śnieżna, szadź i lawiny*, [w:] A. Jahn (red.), *Karkonosze polskie*, Ossolineum, Wrocław, s. 117–144.
Latocha A., 2005, *Geomorphic evolution of mid-mountain drainage basins under changing human impacts, East Sudetes, SW Poland*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 39, 71–93.
Latocha A., 2007a, *Przemiany środowiska przyrodniczego w Sudetach Wschodnich w warunkach antropopresji*, Acta Univ. Wratisl., 3008, Studia Geogr., 80.
Latocha A., 2007b, *Zróżnicowanie pokryw deluwialnych i aluwialnych w Sudetach Wschodnich w świetle analiz sedymentologicznych i datowań radiowęglowych*, Przegl. Geol., 55, 38–45.
Latocha A., 2009, *Land use changes and longer-term human-environment interactions in a mountain region (Sudetes Mountains, Poland)*, Geomorphology, 108, 48–57.
Latocha A., 2012, *Small catchments as sediment archives of past human activities, the example of Sudetes Mountains (SW Poland)*, Z. Geomorph. N.F. 56, Suppl. 3, 115–130.
Latocha A., 2014, *Geomorphic connectivity within abandoned small catchments (Stołowe Mts, SW Poland)*, Geomorphology, 212, 4–15.
Latocha A., 2016, *Programy rolnośrodowiskowe a zmiany krajobrazu w Sudetach (na przykładzie powiatu kłodzkiego)*, Problemy Ekologii Krajobrazu, 43, 43–52.
Latocha A., Migoń P., 2006, *Geomorphology of medium-high mountains under changing human impact, from managed slopes to nature restoration: a study from the Sudetes, SW Poland*, Earth Surf. Proc. Landf., 31, 1657–1673.
Latocha A., Parzóch K., 2010, *Efekty geomorfologiczne powodzi w dolinie Białej Lądeckiej w czerwcu 2009 r.*, Przyroda Sudetów, 13, 251–262.
Latocha A., Urbanowicz M., 2010, *Terasy rolne w Górach Sowich*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, Prace i Studia Geogr., 45, 307–321.
Latocha A., Witek M., 2013, *Dawne obiekty hydrotechniczne na ziemi kłodzkiej: stan zachowania i rola w przebiegu procesów fluwialnych, w tym wezbrań ekstremalnych*, [w:] E. Kościk (red.), *Gdy nadciągała wielka woda: klęski powodzi na ziemiach polskich na przestrzeni wieków*, Wydawnictwo GAJT, Wrocław, s. 105–125.
Latocha A., Reczyńska K., Gradowski T, Świerkosz K., 2019, *Landscape memory in abandoned areas – physical and ecological perspectives (Central European mountains case study)*, Landscape Res., 44, 600–613.
Latocha A., Szymanowski M., Jeziorska J., Stec M., Roszczewska M., 2016, *Effects of land abandonment and climate change on soil erosion. An example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland*, Catena, 145, 128–141.
Lorenz D., 2016, *Uwarunkowania i skala zjawiska biedaszybów w Wałbrzychu i powiecie wałbrzyskim*, Probl. Rozwoju Miast, 2, 31–38.
Łach J., 2001, *Geomorphic results of flood in July 1997 in the Biała Lądecka Valley (Eastern Sudeten, Poland)*, Moravian Geogr. Rep., 9(2), 24–28.
Maciejak K., Maciejak M., 2015, *Kopalnia Schwarze Minna*, Hereditas Minariorum, 2, 85–98.
Makoś M., Sobczyk A., 2018, *Przydatność pomiarów georadarowych i analiz geomorfometrycznych do rozpoznania wewnętrznej struktury płytkich osuwisk – na przykładzie góry Średniak w Masywie Śnieżnika, Sudety Wschodnie*, Przegl. Geol., 66, 636–647.
Malik I., Wistuba M., Migoń P., Fajer M., 2016, *Activity of slow-moving landslides recorded in eccentric tree rings of Norway spruce trees (Picea abies Karst.) – an example from the Kamienne Mts. (Sudetes Mts., Central Europe)*, Geochronometria, 43, 24–37.

Margas C., Szymczak H., 1969, *Klęski żywiołowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1253–1968)*, Wierchy, 38, 55–115.

Maziarz M., Owczarek P., Jary Z., 2012, *Rozwój erozji wąwozowej w masywie Gromnika – Wzgórza Strzelińskie (Przedgórze Sudeckie)*, [w:] I. Malik (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 77, 279–288.

Migała K., 2005, *Piętra klimatyczne w górach Europy a problem zmian globalnych*, Acta Univ. Wratisl., 2718, Studia Geogr., 78.

Migoń P., 2008, *Main features of geomorphology of the Sudetes re-assessed in the light of digital elevation model*, Geografie. Sborn. České Geogr. Spol., 113, 400–416.

Migoń P., 2017, *Stoki sudeckie piętra leśnego w holocenie*, Acta Geogr. Lodz., 106, 37–52.

Migoń P., Hrádek M., Parzóch K., 2002, *Extreme events in the Sudetes Mountains. Their long-term geomorphic impact and possible controlling factors*, Studia Geomorphol. Carpatho-Balcan., 36, 29–49.

Migoń P., Jancewicz K., Kasprzak M., 2014, *Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR*, Przegl. Geol., 62, 463–471.

Migoń P., Jancewicz K., Różycka M., Duszyński F., Kasprzak M., 2017, *Large-scale slope remodelling by landslides – geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts, Central Europe*, Geomorphology, 289, 134–151.

Migoń P., Kacprzak A., 2014, *Lateral variability of hillslope regolith and soils and implications for the interpretation of Pleistocene environments*, Geomorphology, 221, 69–82.

Migoń P., Kasprzak M., 2012, *Rzeźba północnego progu Gór Stołowych w rejonie Białej Skały*, Przyroda Sudetów, 15, 155–168.

Migoń P., Kasprzak M., 2015, *Rozwój rzeźby terenu*, [w:] A. Żelaźniewicz (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, wyd. II, Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu, s. 101–144.

Migoń P., Kasprzak M., 2016, *Pathways of geomorphic evolution of sandstone escarpments in the Góry Stołowe tableland (SW Poland) – insights from LiDAR-based high-resolution DEM*, Geomorphology, 260, 51–63.

Migoń P., Kasprzak M., Knapik R., 2006, *Spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r.*, Przyroda Sudetów, 9, 157–168.

Migoń P., Latocha A., 2018, *Human impact and geomorphic change through time in the Sudetes, Central Europe*, Quat. Intern., 470A, 194–206.

Migoń P., Latocha A., Parzóch K., Kasprzak M., Owczarek P., Witek M., Pawlik Ł., 2011, *Współczesny system morfogenetyczny Gór Stołowych*, [w:] T. Chodak, C. Kabała, J. Kaszubkiewicz, P. Migoń, J. Wojewoda (red.), *Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*, WIND, Wrocław, s. 1–52.

Migoń P., Pánek T., Malik I., Hradecký J., Owczarek P., Šilhán K., 2010, *Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland*, Geomorphology, 124, 200–214.

Migoń P., Parzóch K., 2008, *Spływy gruzowe w Sudetach*, Przegl. Geogr., 80, 385–401.

Migoń P., Różycka M., Jancewicz K., 2016, *Zespół osuwisk na Toczku (Góry Bystrzyckie) w świetle analizy geomorfometrycznej*, Przyroda Sudetów, 19, 167–188.

Oberc J., 1957, *Rejon Gór Bardzkich*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Otop I., 2004, *Maksymalne dobowe opady atmosferyczne w Karkonoszach w drugiej połowie XX wieku*, Opera Corcontica, 41, 25–29.

Owczarek P., 2004, Evolution of alluvial channel forms under the influence of hillslope sediment delivery (S Poland), [w:] M. Mikoš, D. Gutknecht (red.), *INTERPRAEVENT*

*2004 – Changes within Natural and Cultural Habitats and Consequences*, Tagungspublikation, 4, Riva/Trient, 225–232.

Owczarek P., Kassa A., 2011, *Ocena tempa degradacji wybranych odcinków szlaków turystycznych Parku Narodowego Gór Stołowych w świetle badań dendrochronologicznych*, Przyroda Sudetów, 14, 155–166.

Parzóch K., 1994, *Efekty erozyjne i tempo sukcesji roślinnej na pasie granicznym w Karkonoszach*, Acta Univ. Wratisl., 1702, Prace Inst. Geogr., A7, 27–36.

Parzóch K., 2001a, *Erozja rynnowa na stokach wylesionych w Karkonoszach*, Przyroda Sudetów Zachodnich, 4, 171–180.

Parzóch K., 2001b, *Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji*, niepubl. rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.

Parzóch K., 2002, *Procesy erozyjne na stokach wylesionych w Karkonoszach*, Zesz. Probl. Postępów Nauk Roln., 487, 239–247.

Parzóch K., 2003, *Skutki antropogenicznej transformacji rzeźby stoków górskich w Karkonoszach*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Polskie Towarzystwo Geograficzne – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 161–164.

Parzóch K., 2005a, *Sztuczne zbiorniki wodne w Sudetach jako źródło informacji o denudacji mechanicznej*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – procesy przyrodnicze oraz znaczenie społeczno-gospodarcze*, Uniwersytet Śląski, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, PTG Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 183–188.

Parzóch K., 2005b, *Wpływ zapór przeciwrumowiskowych na przebieg procesów fluwialnych w potoku górskim na przykładzie Karkonoszy*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne, na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej*, Human Impact on Mid Mountain Ecosystems, 2, 105–108.

Parzóch K., 2016, *Wytyczne w zakresie przeprowadzania badań wpływu stacji narciarskich na rzeźbę terenu*, [w:] K. Okrasiński (red.), *Poradnik ochrony ekosystemów górskich. Oddziaływanie ośrodków narciarskich na środowisko*, Stowarzyszenie Pracownia na rzecz Wszystkich Istot, Bystra, s. 168–181.

Parzóch K., Dunajski A., 2002, *Katastrofalne ruchy masowe w Karkonoskim Parku Narodowym związane z nadmiernymi opadami*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 155–165.

Parzóch K., Migoń P., 2010, *Zdarzenia ekstremalne w systemie stokowym – grawitacyjne ruchy masowe i erozja gleb*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 205–239.

Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R., 2008, *Współczesne procesy geomorfologiczne w ekotonie górnej granicy lasu w Karkonoszach Polskich*, [w:] A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.), *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*, Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra, s. 39–55.

Parzóch K., Migoń P., Szymanowski M., Gąsiorek M., 2007, *Spływy gruzowe w północnej części Karkonoszy*, Opera Corcontica, 44/1, 81–88.

Parzóch K., Pawlik Ł., Solarska A., Witek M., 2012, *Osuwisko na stokach Średniaka w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 2011 roku*, Przyroda Sudetów, 15, 197–208.

Parzóch K., Sobczyk A., 2004, *Denudacja w małej zlewni górskiej strumienia stokowego w Karkonoszach*, [w:] A.T. Jankowski, M. Rzętała (red.), *Jeziora i sztuczne zbiorniki wodne – funkcjonowanie, rewitalizacja i ochrona*, Uniwersytet Śląski, Polskie Towarzystwo Limnologiczne, PTG – Oddział Katowicki, Sosnowiec, s. 181–184.

Paszkiewicz O., 2008, *Antropogeniczne przekształcenia stoków w rejonie nartostrad w polskiej części Karkonoszy*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.

Pawlik Ł., 2009, *Znaczenie saltacji wykrotowej w kształtowaniu rzeźby stoku*, Czas. Geogr., 80, 130–146.

Pawlik Ł., 2012a, *Przekształcenia powierzchni stokowych w Sudetach w wyniku procesu saltacji wykrotowej*, Landf. Anal., 20, 75–90.

Pawlik Ł., 2012b, *Zniszczenia w lasach sudeckich pod wpływem orkanu Cyryl (18–19.01.2007 r.) – implikacje historyczne i regionalne*, Przegl. Geogr., 84, 53–75.

Pawlik Ł., 2013a, *Remodelling of slope surface in the Suche Mts., SW Poland, as an effect of catastrophic windthrow caused by the Kyrill storm in 2007*, [w:] A. Decaulne (red.), *Arbres & dynamiques*, Presses Universitaires Blaise Pascal, University of Clermont-Ferrand 2, France, s. 49–69.

Pawlik Ł., 2013b, *Implikacje procesu saltacji wykrotowej w biomechanicznym przekształcaniu pokryw stokowych i mikrorzeźby stoku w piętrze regla górnego Karkonoszy polskich*, Prace Geogr. UJ, 135, 41–56.

Pawlik Ł., 2014, *Biogenic imprint on hillslopes in the Sudety Mts. – origin and consequences of the tree uprooting process*, Studia Geomorphol. Carpatho-Balcan., 48, 17–34.

Pawlik Ł., 2015, *Wiatrowały i wiatrołomy w lasach Nadleśnictwa Wałbrzych w świetle analizy danych z SILP w środowisku GIS oraz ocena efektów powierzchniowych procesu saltacji wykrotowej w Górach Suchych, Sudety Środkowe*, Landf. Anal., 28, 61–72.

Pawlik Ł., Kacprzak A., Musielok Ł., Bebak J., 2012, *Distinct form of microrelief on steep slopes of the Rogowa Kopa, Stołowe Mts. – in the light of geomorphological and pedological evidence*, [w:] P. Migoń, M. Kasprzak (red.), *Sandstone Landscapes. Diversity, Ecology and Conservation. Proceedings of the 3rd International Conference on Sandstone Landscapes, Kudowa-Zdrój (Poland), 25–28 April 2012*, Uniwersytet Wrocławski, s. 132–138.

Pawlik Ł., Kasprzak M., 2015, *Electrical resistivity tomography (ERT) of pit-and-mound microrelief, Mt Rogowa Kopa case study, the Stołowe Mountains, SW Poland*, Landf. Anal., 29, 41–47.

Pawlik Ł., Migoń P., Owczarek P., Kacprzak A., 2013, *Surface processes and interactions with forest vegetation on a steep mudstone slope, Stołowe Mountains, SW Poland*, Catena, 109, 203–216.

Pawlik Ł., Migoń P., Szymanowski M., 2016, *Local- and regional-scale biomorphodynamics due to tree uprooting in semi-natural and managed montane forests of the Sudetes Mountains, Central Europe*, Earth Surf. Proc. Landf., 41, 1250–1265.

Pawlik Ł., Musielok Ł., Migoń P., Wrońska-Wałach D., Duszyński F., Kasprzak M., 2017, *Deciphering the history of forest disturbance and its effects on landforms and soils – lessons from a pit-and-mound locality at Rogowa Kopa, Sudetes, SW Poland*, Bull. Geogr. Phys. Geogr. Series, 12, 59–80.

Pilous V., 1973, *Strukturní mury v Krkonoších – I. část*, Opera Corcontica, 10, 15–69.

Pilous V., 1975, *Strukturní mury v Krkonoších – II. část*, Opera Corcontica, 12, 7–50.

Pilous V., 1977, *Strukturní mury v Krkonoších – III. část*, Opera Corcontica, 14, 7–94.

Pilous V., 1986, *Antropogenní montánní tvary reliéfu v Krkonošském národním parku – III. Část*, Opera Corcontica, 23, 5–52.

Pilous V., 2000, *Povodňové sesuvy*, Krkonoše, 33(6), 4–5.

Pilous V., 2011, *Povodňové mury v povodí horní Smědé v Jizerských horách*, Sborník Severočeského Muzea, Přírodni Vědy, 29, 3–40.

Placek A., 2011, *Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle wyników pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 16.

Plewniak W., 1978, *Zmiany w środowisku geograficznym doliny Dzikiej Orlicy w Górach Bystrzyckich wywołane wyludnianiem wsi*, Acta Univ. Wratisl., 324, Prace Inst. Geogr., B2, 97–109.
Pulina M., 1977, *Zjawiska krasowe w Sudetach polskich*, Dokument. Geogr., 2–3, IGiPZ PAN, Warszawa.
Pulinowa M.Z., 1989, *Rzeźba Gór Stołowych*, Prace Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 1008.
Raczkowski W., 1958, *Zagadnienie denudacji na obszarze pól uprawnych*, Czas. Geogr., 29, 355–371.
Remisz J., 2012, *Morfodynamika stoków usypiskowych w Sudetach,* niepubl. rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Remisz J., Bijak S., 2012, *Dendrochronologiczny zapis aktywności stoków usypiskowych Suchawy i Kruczej Skały (Sudety Środkowe)*, Przyroda Sudetów, 15, 209–218.
Remisz J., Migoń P., Malik I., Owczarek P., 2009, *Stoki usypiskowe w polskiej części Sudetów – rozmieszczenie i wiek*, [w:] A. Kostrzewski, R. Paluszkiewicz (red.), *Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych*, t. V., UAM, Seria Geografia, 88, 447–465.
Różycka M., Michniewicz A., Migoń P., Kasprzak M., 2015, *Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR*, [w:] J. Jasiewicz, Z. Zwoliński, H. Mitasova, T. Hengl (red.), *Geomorphometry for Geosciences*, Adam Mickiewicz University in Poznań – Institute of Geoecology and Geoinformation, International Society for Geomorphometry, Poznań, s. 247–250.
Różycka M., Migoń P., 2017, *Tectonic geomorphology of the Sudetes – review and re-appraisal*, Ann. Soc. Geol. Polon., 87, 275–300.
Różycka M., Migoń P., Michniewicz A., 2017, *Topographic Wetness Index and Terrain Ruggedness Index in landslide studies, on examples from the Sudetes, SW Poland*, Z. Geomorph. N.F., 61, SI 2, 61–80.
Rydval M., Wilson R., 2012, *The impact of industrial $SO_2$ pollution on North Bohemia conifers*, Water Air Soil Poll., 223, 5727–5744.
Rzońca B., Buczyński S., 2013, *Intense karst denudation in a crystalline basin with a small share of carbonate rocks (Sudety Mountains, SW Poland)*, Catena, 107, 154–164.
Schmuck A., 1969, *Klimat Sudetów*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 5, 93–153.
Sikora R., Piotrowski A., 2016, *Stanowisko nr 2 „Obryw Bardzki"*, [w:] J. Wojewoda, A. Kowalski (red.), *Wyzwania polskiej geologii*, 3, *Polski Kongres Geologiczny. Przewodnik do wycieczek kongresowych*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, s. 48–52.
Sobik M., 2005, *Klimat*, [w:] J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu, Wrocław, s. 39–57.
Sobik M., Błaś M., 2010, *Wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne*, [w:] P. Migoń (red.), *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*, Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, 14, 35–80.
Siuda R., Borzęcki R., 2014, *Relikty górnictwa i hutnictwa rejonu złoża Miedzianka–Ciechanowice jako obiekty geoturystyczne*, Przegl. Geol., 62, 397–402.
Smolíková J., Blahůt J., Vilímek V., 2016, *Analysis of rainfall preceding debris flows on the Směda-vská hora Mt., Jizerské hory Mts., Czech Republic*, Landslides, 13, 683–696.
Sokol F., Vavřík K., 1971, *Vznik a asanace svahových sesuvů v Hrubém Jeseníku*, Ochrana Přírody, 26(4), 84–86.
Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorczyk I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018, *Physi-*

*co-geographical mesoregions of Poland. Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*, Geogr. Polonica, 91, 143–171.
Spusta V., Kociánová M., 1998, *Lavinový katastr české části Krkonoš v období 1961/62–1997/98*, Opera Corcontica, 35, 3–205.
Syc P., 2016, *Wpływ działalności gospodarczej na krajobraz i procesy geomorfologiczne na terenie gminy Lewin Kłodzki*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Synowiec G., 2003, *Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych*, Przegl. Geol., 51, 59–65.
Szczepankiewicz S., 1970, *Cechy niektórych pokryw późnoczwartorzędowych*, Acta Univ. Wratisl., 124, Studia Geogr., 13, 3–15.
Szymanowski R., 2004a, *Spływy gruzowo-błotne w Kotle Łomniczki*, Przyroda Sudetów, 7, 223–232.
Szymanowski R., 2004b, *Stoki murowe w polskiej części Karkonoszy wschodnich*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Tarka R., 1997, *Zasilanie wód podziemnych w górskich masywach krystalicznych na przykładzie Masywu Śnieżnika w Sudetach*, Acta Univ. Wratisl., 1964, Prace Geol.-Miner., 56.
Teisseyre A.K., 1977, *Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe)*, Geol. Sudetica, 12(2), 93–109.
Teisseyre A.K., 1979a, *Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji w środowisku małych rzek górskich*, [w:] A. Jahn (red.), *Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku*, PAN Wrocław, Komisja Nauk o Ziemi, Wrocław, s. 59–67.
Teisseyre A.K., 1979b, *Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich*, Geol. Sudetica, 14(1), 125–158.
Teisseyre A.K., 1985, *Mady rzek sudeckich*, cz. I, *Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru)*, Geol. Sudetica, 20(1), 113–195.
Teisseyre A.K., 1990, *Dynamika sudeckich rzek żwirodennych w zimnej połowie roku*, Acta Univ. Wratisl., 1808, Prace Inst. Geogr., A4, 119–144.
Teisseyre A.K., 1991, *Bank crevassing and channel anastomosis in the upper River Bóbr valley (Central Sudetes, SW Poland)*, Acta Univ. Wratisl., 1286, Prace Geol.-Miner., 21.
Teisseyre A.K., 1994, *Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku*, Acta Univ. Wratisl., 1399, Prace Geol.-Miner., 43.
Tomaszewski J.T., 1967, *O niektórych podstawowych problemach dotyczących potoków błotno-kamienistych*, Czas. Geogr., 38, 431–439.
Tomaszewski J.T., 1979, *Przepuszczalność wodna karkonoskich gruntów*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 20, 103–126.
Traczyk A., 1991, *Osady zbiornika przeciwrumowiskowego w Karpaczu i ich znaczenie dla oceny degradacji stoków w zlewni Łomnicy*, Czas. Geogr., 62, 77–84.
Traczyk A., 1996, *Geneza i znaczenie stratygraficzne rytmicznie warstwowanych osadów stokowych w Sudetach*, Acta Univ. Wratisl., 1808, Prace Inst. Geogr., A8, 93–104.
Traczyk A., Migoń P., 2003, *Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history*, Acta Univ. Carolinae, Geographica, 35, Suppl. 2000, 185–210.
Treml V., Migoń P., 2015, *Controlling factors limiting timberline position and shifts in the Sudetes: a review*, Geogr. Polonica, 88, 55–70.
Urbański K., Różański P., 2016, *Stanowisko nr 3. Osuwisko w Janowcu*, [w:] J. Wojewoda, A. Kowalski (red.), *Wyzwania polskiej geologii*, 3, *Polski Kongres Geologiczny. Przewodnik do wycieczek kongresowych*, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Wrocław, s. 53–55.
Večeřová V., Večeřa J., 2002, *Jesenické zlaté stezky*, Pinka, Jeseník.
Viles H.A., 1988, *Introduction*, [w:] H.A. Viles (red.), *Biogeomorphology*, Basil Blackwell, Oxford, s. 1–8.

Walczak W., 1968, *Sudety*, PWN, Warszawa.
Walicka A., Jóźków G., Kasprzak M., Borkowski A., 2019, *Terrestrial Laser Scanning for the detection of coarse grain size movement in a mountain riverbed*, Water, 11(11), 2199, 1–20.
Waroszewski J., Egli M., Brandova D., Christl M., Kabała C., Malkiewicz M., Kierczak J., Glina B., Jezierski P., 2018, *Identifying slope processes over time and their imprint in soils of medium-high mountains of Central Europe (the Karkonosze Mountains, Poland)*, Earth Surf. Proc. Landf., 43, 1195–1212.
Waroszewski J., Kaliński K., Malkiewicz M., Mazurek R., Kozłowski G., Kabała C., 2013, *Pleistocene – Holocene cover-beds on granite regolith as parent material for Podzols – An example from the Sudeten Mountains*, Catena, 104, 161–173.
Wiśniewski B., 1962, *Pomiar zamulania zbiornika wodnego w Otmuchowie*, Gosp. Wodna, 9, 475–476.
Witek M., 2012a, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na współczesne kształtowanie rzeźby koryt rzek ziemi kłodzkiej*, Landf. Anal., 19, 91–102.
Witek M., 2012b, *Wpływ zabudowy hydrotechnicznej na procesy w korycie Bystrzycy Dusznickiej*, [w:] I. Malik (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*, Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, 77, 427–440.
Witek-Kasprzak M., 2018, *Przekształcenia koryt rzek górskich na terenie ziemi kłodzkiej w warunkach antropopresji*, niepubl. rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Włosińska M., 2011, *Wąwozy drogowe w Górach Stołowych – wybrane przykłady*, niepubl. praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
Wójcik J., 1993, *Przeobrażenia ukształtowania powierzchni ziemi pod wpływem górnictwa w rejonie Wałbrzycha*, Acta Univ. Wratisl., 1557, Studia Geogr., 59.
Wójcik J., 1996, *Przekształcenia rzeźby powstałej pod wpływem górnictwa węglowego w Wałbrzychu i okolicy, 1865–1990*, Przegl. Geogr. 68, 181–191.
Wójcik J., 2008, *Górnicze zmiany rzeźby terenu rejonu wałbrzyskiego*, Landf. Anal., 9, 339–342.
Wójcik J., 2013, *Mining changes on the example of the Wałbrzych Basin relief (The Sudetes, Poland)*, Z. Geomorph. N.F., 57, 187–205.
Wójcik J., 2018, *Tereny pokopalniane Zagłębia Wałbrzyskiego 20 lat po zamknięciu kopalń węgla*, Przegląd Geograficzny, 90, 267–290.
Wyższy Urząd Górniczy, 2016, *Informacja nr 46/2016/EW o zdarzeniu niebezpiecznym, polegającym na utracie stateczności skarp zwałowiska wewnętrznego (osuwisku), zaistniałym w dniu 26.09.2016 r. ok. godz. 2100, w zakładzie górniczym PGE GiEK S.A. Oddział KWB „Turów"*, Wyższy Urząd Górniczy Departament Górnictwa Otworowego i Wiertnictwa Katowice, 5 października 2016 r. (http://www.wug.gov.pl/bhp/26_09_2016/printpage; dostęp: 20.12.2020).
Zieliński T., 2001, *Erozyjne efekty katastrofalnych wezbrań w dorzeczu górnej Nysy Kłodzkiej podczas powodzi 1997 i 1998 r.*, Przegl. Geol., 49, 1096–1100.
Zieliński T., 2003, *Catastrophic flood effects in alpine/foothill fluvial system (a case study from the Sudetes Mts, SW Poland)*, Geomorphology, 54, 293–306.
Zwoliński Z., 2011, *Globalne zmiany klimatu i ich implikacje dla rzeźby Polski*, Landf. Anal., 15, 5–15.
Żelaźniewicz A., 2015, *Przeszłość geologiczna*, [w:] A. Żelaźniewicz (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, wyd. 2, Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu, Wrocław, s. 39–99.
Żurawek R., 1999, *Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodziami w lipcu 1997 r. oraz w lipcu 1998 r.*, Problemy Zagosp. Ziem Górskich, 45, 43–61.