Rozdział 4

Współczesna ewolucja rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala

Rozdział 4

Współczesna ewolucja rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala

*Jolanta Święchowicz, Włodzimierz Margielewski, Leszek Starkel,
Adam Łajczak, Małgorzata Pietrzak, Kazimierz Krzemień, Elżbieta Gorczyca,
Anna Bucała-Hrabia*

4.1. Charakterystyka obszaru

4.1.1. Budowa geologiczna i rzeźba Karpat Zewnętrznych i Podhala

Karpaty są łańcuchem górskim o łukowym przebiegu i łącznej długości 1300 km. Polski fragment Karpat geologicznie dzieli się na Karpaty Wewnętrzne (centralne) obejmujące Tatry i Podhale oraz na Karpaty Zewnętrzne (fliszowe) oddzielone pienińskim pasem skałkowym (ryc. 4.1) (Książkiewicz 1972, Birkenmajer 1986, Żytko i in. 1989, Golonka i in. 2000, Lexa i in. 2000, Oszczytko i in. red. 2006).

Tatry są utworzone z trzonu krystalicznego (wraz z jego permsko-mezozoiczną pokrywą osadową) oraz płaszczowin: wierchowej i regłowych, sfałdowanych i nasuniętych ku północy w górnej kredzie (Książkiewicz 1972, Oszczytko 1995, Jurewicz 2005). Trzon krystaliczny tworzą intruzywne granitoidy Tatr Wysokich wieku karbońskiego oraz skały metamorficzne (paleozoiczne: gnejsy, amfibolity, łupki metamorficzne) występujące głównie w Tatrach Zachodnich. Na trzonie krystalicznym niezgodnie zalegają epikontynentalne osady autochtonicznej serii wierchowej: kwarcyty, dolomity, wapienie, margle, łupki, zlepieńce i piaskowce, formowane od triasu po środkową kredę. Na serię wierchową od południa nasunięta jest płaszczowina wierchowa utworzona z analogicznego zespołu skał jak seria wierchowa. Ponad płaszczowiną wierchową nasunęły się płaszczowiny regłowe: kriżniańska (dolna), choczańska (środkowa) i strażowska (górna), zbudowane z utworów wieku trias–dolna kreda. Utwory triasowe są tu podobnie rozwinięte jak w serii wierchowej, zaś młodsze (jura–dolna kreda) reprezentują osady

Ryc. 4.1. Budowa geologiczna Karpat (wg Jankowskiego 2007)

głębokomorskie (radiolaryty, wapienie bulaste) (Książkiewicz 1972, Oszczypko 1995, Jurewicz 2012).

Niecka podhalańska jest wypełniona osadami o miąższości 2500 m. Najstarszymi osadami są tu zlepieńce (środkowy eocen), na których zalegają wapienie numulitowe, a dominują osady łupkowo-piaskowcowe tzw. fliszu podhalańskiego (górny eocen–oligocen). Osady niecki podhalańskiej są słabo zdeformowane, tworząc rozległą synklinę; nieco silniejsze deformacje występują jedynie na kontakcie z pienińskim pasem skałkowym (Książkiewicz 1972, Oszczypko 1995). Według dotychczasowych poglądów, pieniński pas skałkowy oddzielający Karpaty Wewnętrzne od Zewnętrznych miał się charakteryzować bardzo złożoną tektoniką. Wydzielane tu formacje litostratygraficzne i jednostki tektoniczne o skomplikowanych relacjach przestrzennych miały, wskutek ewolucji tektonicznej utworzyć bardzo wąski górotwór o szerokości zaledwie 3–6 km (Birkenmajer 1976, 1985, 2017, Jurewicz 2005, Oszczypko i in. 2006, Oszczypko, Oszczypko-Clowes 2014). Według nowszych koncepcji, górotwór Pienin jest strukturą kwiatową o charakterze regionalnym, uformowaną na granicy Karpat Wewnętrznych i Zewnętrznych (Plaśienka, Mikus 2010, Plaśienka 2011, Jankowski i in. 2012, Golonka i in. 2015, 2018, Jankowski 2015). Ważną rolę w formowaniu Pienin, odegrał melanż tektoniczny powstały w efekcie rotacji Karpat Wewnętrznych w stosunku do Zewnętrznych (Plaśienka, Mikus 2010, Marton i in. 2013, Jankowski 2015, Golonka i in. 2018). W obrębie melanżu tektonicznego powstałego w trakcie formowania tej struktury tkwią ogromne bloki skał węglanowych i krzemionkowych wieku mezozoicznego oraz skał fliszowych, grawitacyjnie zrzucone z przedpola (na etapie basenowym) do basenu sedymentacyjnego Karpat (jarmuckiego), wciągnięte później (wraz z utworami fliszowymi basenu jarmuckiego, fliszu podhalańskiego i tzw. sukcesji malcowskiej) w strukturę kwiatową Pienin (Jankowski 2015, Jankowski, Margielewski 2015, Golonka i in. 2015, 2018).

Karpaty Zewnętrzne (fliszowe) na obszarze Polski zbudowane są głównie z utworów fliszowych (silikoklastycznych turbidytów) wieku od późnojurajskiego

do wczesnomiocenckiego, jedynie lokalnie występują utwory węglanowe czy krzemionkowe (ryc. 4.1; Książkiewicz 1972, Golonka i in. 2000, Oszczypko 2006). Serie osadów fliszowych uformowały wielkie jednostki tektoniczne (zwane tradycyjnie płaszczowinami), ponasuwane na siebie i na przedpole. Są to jednostki: magurska, dukielska (i jej odpowiedniki), śląska, podśląska, skolska oraz (odslaniające się lokalnie na wschodzie) jednostka borysławsko-pokucka, stebnicka i zgłobicka (dwie ostatnie utworzone z osadów allochtonicznych miocenu) (ryc. 4.1; Książkiewicz 1972, Oszczypko 1996, Golonka i in., 2000, Oszczypko i in. (red.) 2006, Jankowski 2015). Jednostka podśląska występuje w różnych pozycjach tektonicznych w obrębie górotworu Karpat Zewnętrznych. W zachodniej części Karpat odslania się ona w strefach okien tektonicznych (okna Wiśniowej i Żywca), lub tworzy pas melanży tektonicznych i struktur kwiatowych występujących na kontakcie jednostek magurskiej i śląskiej oraz w obrębie jednostki śląskiej, skośnie dochodząc do brzegu Karpat (ryc. 4.1; Jankowski 2015). Na wschodzie stanowi wydzielaną odrębnie jednostkę węglowiecką będącą pozostałością wyniesienia wewnątrzbase nowego i występuje pomiędzy jednostką śląską i skolską (ryc. 4.1; Jankowski, Probulski 2011, Jankowski 2015). Na północnym przedpolu Karpat występują utwory miocenские zapadliska przedkarpackiego (ryc. 4.1; Oszczypko 1996).

Według dotychczasowych poglądów, rzeźba Karpat Zewnętrznych miała bezpośrednio odzwierciedlać zróżnicowanie litologiczne i tektoniczne masywów skalnych, z istotnym udziałem neotektoniki w formowaniu i przekształcaniu elementów rzeźby (Starkel 1965, 1969, 1972, Klimaszewski, Starkel 1972, Baumgart-Kotarba 1974, Henkiel 1977–1978, Zuchiewicz 2010). Ostatnie badania wykazały jednak, że rozwój rzeźby Karpat jest bardziej złożony (Jankowski, Margielewski 2012, 2014, 2017, 2021, Jankowski 2015). Piętrowy układ rzeźby Karpat (zob. Starkel 2005), w których beskidzkie piętro rzeźby z górami średnimi jest wyniesione o około 200 m w stosunku do pasa pogórzy występującego na ich północnym przedpolu (zob. ryc. 4.2A–C), jest efektem specyficznej geometrii górotworu, związanej z etapem nasuwczym (kompresyjnym) (Jankowski, Margielewski 2014, 2021). Elementy tektoniczne włączane najwcześniej w strukturę górotworu Karpat nasuwającego się ku północy zajmują aktualnie wyższą pozycję hipsometryczną niż elementy dołączane do niego w późniejszych etapach rozwoju tektonicznego Karpat, co w efekcie spowodowało piętrowość rzeźby Beskidów (Jankowski, Margielewski 2012, 2014, 2017, 2019, 2021, Jankowski 2015).

Występowanie w Karpatach powierzchni planacji (tzw. powierzchni częściowego zrównania) jest w świetle ostatnich badań słusznie kwestionowane (Tokarski 1975, Starkel 2003b, Zuchiewicz 2011, Jankowski, Margielewski 2014). Powierzchnie denudacyjne w Karpatach, traktowane dotychczas jako powierzchnie zrównania, są bowiem powierzchniami strukturalnymi (Tokarski 1975, Starkel 2003b, Zuchiewicz 2011). Rozległe spłaszczenia widoczne w rzeźbie grzbietów górskich Karpat, zostały założone wyłącznie na odpornych i w dodatku położej zalegających formacjach skalnych (Zuchiewicz 2011, Jankowski, Margielewski 2014), a nie – jak to wcześniej sugerowano (m.in. Demek 1976, Henkiel 1977–1978, Zuchiewicz 1984, Klimaszewski 1987) – ścinają skały o różnej odporności.

Ryc. 4.2. Rzeźba Karpat

A – cyfrowy model wysokościowy Karpat, B – typy rzeźby Karpat polskich (wg Starkla 1972), C – fizycznogeograficzny podział Karpat (wg Starkla 1991c), zasięg łądolodów (wg Marksa i in. 2016)

W Karpatkach Zewnętrznych występują cztery zasadnicze typy rzeźby: wysokogórski, średnio- i niskogórski, pogórski oraz den dolin i kotlin (ryc. 4.2A–B; Klimaszewski, Starkel 1972, Starkel 1972, 1991c). Wysokogórski typ rzeźby ma

jedynie kulminacja Babiej Góry (1275 m n.p.m.). Góry średnie (800–1300 m n.p.m.) o stromych stokach ($>30\%$ nachylenia) obejmują w Karpatach zarówno zwarte grupy górskie (Beskid Śląski i Żywiecki, Beskid Sądecki, Bieszczady), jak i odizolowane grzbiety Beskidu Wyspowego czy NW części Beskidu Niskiego, o deniwelacjach sięgających 400–800 m. Góry niskie występują zazwyczaj na obrzeżeniu gór średnich lub są odizolowanymi grzbiętami o stromych stokach i wysokości względnej 200–400 m, wznoszącymi się ponad obniżeniami wyciętymi zazwyczaj w mniej odpornych skałach (np. Beskid Niski). Cechą wspólną rzeźby pogórzy na północnym przedpołu Beskidów jest obecność szerokich garbów o zróżnicowanym nachyleniu (10–40%), zazwyczaj wypukło-wklęsłych stokach i płaskich dnach dolin (ryc. 4.2A–B; Starkel 1972). W Karpatach fliszowych wyróżnia się pogórza wysokie o wierzchołkach wznoszących się 200–300 m ponad dnami dolin, pogórza średnie o deniwelacjach 120–200 m oraz pogórza niskie o wysokościach względnych 40–100 m (ryc. 4.2; Starkel 1972, 1991c). W rzeźbie Karpat fliszowych istotną rolę odgrywają progi morfologiczne zwykle formowane na czołach nasunięć jednostek tektonicznych (próg Pogórza, próg Beskidów: Śląskiego, Małego, Średniego; Starkel 1991). Płaskodenne kotliny śródgórskie występują zarówno w obrębie piętra Beskidów (Kotlina Żywiecka, Kotlina Orawsko-Nowotarska), jak również w strefie pogórzy (Doły Jasielsko-Sanockie) i generalnie mają charakter śródgórskich zapadlisk tektonicznych. Na przedpołu otaczających je gór średnich powstały pogórza (zob. Solon i in. 2015), uformowane na etapie kolapsu grawitacyjnego (Jankowski, Margielewski 2014, 2021). W rzeźbie den dolin i kotlin o założeniach tektonicznych (m.in. w obrębie okien tektonicznych) i erozyjnych dominują płaskie obszary równin (w przypadku den dolin rzecznych – równin terasowych) (Starkel 1972, 1979). Geomorfologicznie Karpaty polskie dzieli się na 3 wielkie jednostki strukturalne o randze podprovincji: Centralne Karpaty Zachodnie (ryc. 4.2C–1), Zewnętrzne Karpaty Zachodnie (zachodnia część polskich Karpat fliszowych) (ryc. 4.2C–2) i Zewnętrzne Karpaty Wschodnie (wschodnia część polskich Karpat fliszowych) (ryc. 4.2C–3; Starkel 1972, 1991c, Gilewska 1986, Kondracki 2001, Solon i in. 2015). Należy zaznaczyć, że fizycznogeograficzna granica Karpat nie zawsze pokrywa się z ich granicą geologiczną (zob. ryc. 4.1, 4.2A, C). W Zewnętrznych Karpatach Zachodnich pas gór jest reprezentowany przez Beskidy Zachodnie i Beskid Niski, z przyległymi do nich pasami pogórzy. Wschodnie Karpaty Zewnętrzne podzielone są na Bieszczady Wysokie i Niskie (piętro gór średnich i gór niskich) oraz Wyżynę Wańkowej (piętro pogórzy) (ryc. 4.2C) (Starkel 1972, Gilewska 1986, 1991).

Na stokach Karpat oraz w obrębie zboczy dolin występują utwory pokrywowe ukształtowane w czwartorzędzie. Generalnie są one utworzone z glin pylasto-gruzowych (głównie są to pyły piaszczysto-ilaste – zob. Kacprzak 2002–2003, Margielewski 2006). Powstały one w efekcie wietrzenia skał podłoża w warunkach peryglacialnych i przemieszczeń grawitacyjnych (głównie soliflukcji) na stokach, a także akumulacji w pasie pogórzy (Łoziński 1925, Klimaszewski 1948, Stupnicka 1960, Cegła 1963, Henkiel 1972, Starkel 1965, 1984). Zróżnicowanie ich typu i miąższości było zależne od składu skał fliszowych, na których pokrywę te

powstawały (Cegła 1963, Starkel 1965, Gerlach 1966, Baumgart-Kotarba 1974). W obrębie gór średnich miąższość pokryw zwietrzelinowych na stokach utworzonych na piaskowcach jest niewielka (70–80 cm), nieznacznie wzrasta w obrębie spłaszczeń podstokowych. W spągu są one silnie szkieletowe (Kacprzak 2002–2003). Lokalnie na stokach występują także rumowiska będące efektem wietrzenia fizycznego skał podłoża w warunkach peryglacjalnych lub przemieszczeń grawitacyjnych (Starkel 1960, Pękała 1969, Baumgart-Kotarba 1974). W strefie pogórzy miąższość utworów stokowych rozwiniętych na łupkowych ogniwach fliszowych jest większa (od kilku do niekiedy 20 m), szczególnie w dolnych częściach stoków (Dziewański, Starkel 1967, Starkel 1969, Henkiel 1972). Miejscami na pogórzach (m.in. Dynowskim i Wielickim) występują grube (od kilku do kilkunastu metrów) płyty pokryw utworów lessowych (eolicznych), powstałe w plenivistulianie (Cegła 1963, Starkel 1984, Gerlach i in. 1991, Gerlach 1994). W obniżeniach i kotlinach karpackich, w efekcie splukiwania, przemieszczeń grawitacyjnych i transportu fluwialnego materiału stokowego, występują mięzsze pokrywy soliflukcyjno-deluwialne (Stupnicka 1960, Cegła 1963, Henkiel 1972).

4.1.2. Klimat i stosunki wodne Karpat

Cechą klimatu Karpat jest duża zmienność parametrów klimatycznych uwarunkowana wzrostem wysokości pasm górskich i progów morfologicznych (od 350 do 2500 m n.p.m.) z północy na południe oraz dużą rozciągłością równoleżnikową łańcucha górskiego (ponad 250 km).

Klimat Karpat kształtują głównie masy powietrza polarnomorskiego i polarnokontynentalnego o częstości występowania w ciągu roku odpowiednio 65% i 20%. Wpływy klimatu oceanicznego maleją ku wschodowi. Czynniki cyrkulacyjne kształtują zachmurzenie, które ogranicza dopływ bezpośredniego promieniowania słonecznego do powierzchni ziemi, przez co oddziałuje na rozkład temperatury, wilgotności powietrza i opadów (Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1991). Z zachodu na wschód obniża się średnia temperatura stycznia i wzrasta liczba dni z pokrywą śnieżną, wyraźnie obniżają się roczne sumy opadów.

Do dużych różnic wysokości nawiązuje piętrowe zróżnicowanie warunków klimatycznych (ryc. 4.3). Pogórze oraz dolne partie Beskidów do wysokości około 700 m n.p.m. zaliczane są przez M. Hessa (1965) do piętra umiarkowanie ciepłego. Cechy klimatu Pogórza nie wykazują dużego zróżnicowania. Z zachodu na wschód maleje udział mas powietrza oceanicznego, dlatego wysokość piętra umiarkowanie ciepłego ulega obniżeniu o około 60 m n.p.m. w kierunku wschodnim. W większości grup górskich Beskidów występują tylko dwa piętra klimatyczne: umiarkowanie ciepłe i umiarkowanie chłodne. Jedynie najwyższe wzniesienia Bieszczadów, Beskidu Sądeckiego i Gorców, Beskidu Śląskiego i Żywieckiego należą do piętra chłodnego (ryc. 4.3). Piętro bardzo chłodne, obejmuje jedynie szczyt Babiej Góry i Pilska ponad górną granicą lasu. Na stokach eksponowanych na południe granice pięter klimatycznych leżą około 100–200 m wyżej niż na eksponowanych na północ.

Nad Karpaty Zachodnie najczęściej (46% dni w roku) napływa powietrze z kierunku północno-zachodniego i zachodniego (Niedźwiedź i in. 1985). W górach wiatr przeważnie dostosowuje się do przebiegu dolin, dlatego w Beskidach najczęściej wiatry wieją z kierunku południowego i południowo-zachodniego. Jedyne na Pogórzu widoczna jest zdecydowana przewaga wiatrów zachodnich. Równoleżnikowy przebieg głównych pasm górskich sprzyja powstawaniu wiatrów fenowych (halny), a w wielu kotlinach i dolinach karpackich występują różne wiatry lokalne: np. orawskie, ryterskie czy rymanowskie (Niedźwiedź i in. 1985, Obrębska-Starkłowa i in. 1995, Paszyński, Niedźwiedź 1999). Prędkość wiatru zwiększa się w miarę wzrostu wysokości nad poziom morza (Hess 1965). Na Pogórzu Karpackim średnia prędkość wiatru wynosi $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, na szczytach Beskidów do $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Wraz ze wzrostem wysokości nad poziom morza zwiększa się częstość występowania wiatru silnego ($>10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) i bardzo silnego ($>15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Maksymalne prędkości wiatru, zwłaszcza w sytuacjach synoptycznych sprzyjających powstawaniu wiatru fenowego, dochodzą na Pogórzu Karpackim i w dolinach beskidzkich do $25 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Maksymalne prędkości wiatru notowane są w miesiącach zimowych, a minimalne w miesiącach letnich, ich roczna amplituda zwiększa się z wysokością nad poziom morza (Niedźwiedź i in. 1985, Obrębska-Starkłowa i in. 1995).

Wysokość opadów w Karpatach zależy od ekspozycji stoków i wysokości nad poziom morza, a przeciętna wartość gradientu wynosi 60 mm na 100 m wysokości. Z przebiegiem progu Pogórza Karpackiego pokrywa się izohieta 700 mm, a wzdłuż progu Beskidów biegnie izohieta 900 mm (Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa 1991, Obrębska-Starkłowa i in. 1995). Wyraźne cienie opadowe występują w Kotlinie Żywieckiej ($>900 \text{ mm}$ opadu), w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej ($>800 \text{ mm}$), Sądeckiej ($>700 \text{ mm}$) i Dołach Jasielsko-Sanockich ($>750 \text{ mm}$) oraz w dolinach o południkowym przebiegu (Niedźwiedź, Obrębska-Starkłowa

Ryc. 4.3. Piętra klimatyczne w Karpatach (wg Hessa 1965)

1991). Opady atmosferyczne maleją ku wschodowi. W Beskidzie Śląskim suma rocznych opadów wynosi średnio ponad 1400 mm, a w Bieszczadach 1000–1300 mm (Niedźwiedz, Obrębska-Starkłowa 1991).

O rocznych sumach opadów decyduje pora letnia. Maksymalne dobowe sumy opadów pochodzą głównie z intensywnych deszczów rozlewnych, zdarzają się głównie w lipcu i czerwcu, i przekraczają 200 mm (Obrębska-Starkłowa i in. 1995, Cebulak 1998–1999).

Krótkotrwałe deszcze o dużej wydajności i natężeniu występują od maja do października (głównie w maju), mają charakter lokalny i mogą osiągać maksymalne wartości rzędu 150 mm w ciągu dwóch godzin (9.07.1997, Beskid Wyspowy). Według E. Cebulak (1992) w strefie dolin Dunajca i Białej Dunajcowej zaznacza się wyraźna granica pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią Karpat. Na tej linii kończy się zachodnia strefa przewagi maksymalnych opadów dobowych z deszczów rozlewnych oraz dużych kontrastów związanych z ekspozycją. Jest to region o największej zmienności opadów w dorzeczu górnej Wisły. Na wschód od linii Dunajca maksymalne opady dobowe pochodzą zarówno z deszczów rozlewnych, jak i krótkich lokalnych ulew, a średnie maksymalne opady dobowe mieszczą się w przedziale 30–50 mm.

L. Starkel (1986, 1996) wyróżnia trzy typy opadów, decydujące o rodzaju i natężeniu procesów stokowych i fluwialnych:

- krótkotrwałe lokalne ulewy (o natężeniach $1\text{--}3\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$), które uruchamiają intensywne spłukiwanie i spływy glebowe,
- opady rozlewne (150–400 mm w ciągu 2–5 dni), które prowadzą do tworzenia się osuwisk ziemnych, powodzi i przekształceń koryt rzecznych i akumulacji na równinach zalewowych,
- pory deszczowe o opadach miesięcznych 100–500 mm, które powodują głęboką infiltrację podłoża i powstawanie osuwisk skalnych.

Efektywność konkretnego opadu uzależniona jest od rzeźby terenu, stopnia pokrycia i utrwalenia stoków przez roślinność, od typu gleby i jej wilgotności w okresie bezpośrednio poprzedzającym wystąpienie procesu (Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1986, 1999, Słupik 1978, 1981, 1986, Świąchowicz 2002a, c).

O zasobach wodnych Karpat decyduje urozmaicona rzeźba terenu, niska przepuszczalność skał podłoża oraz stosunkowo wysokie opady (Dynowska 1972, 1995, Ziemońska 1973, Chowaniec 1998–1999). Rzeki karpackie zasilane z opadów, topnienia pokrywy śnieżnej i drenażu wód podziemnych charakteryzują się dużą zmiennością odpływu. Średni odpływ całkowity jest zróżnicowany od poniżej $40\text{ dm}^3\cdot\text{s}\cdot\text{km}^{-2}$ w Beskidzie Śląskim, do $30\text{ dm}^3\cdot\text{s}\cdot\text{km}^{-2}$ w Bieszczadach i $8\text{--}10\text{ dm}^3\cdot\text{s}\cdot\text{km}^{-2}$ na Pogórzu (Dynowska 1995). Odpływ podziemny, ze względu na niską wodonośność skał, jest niewielki i wynosi w Beskidach $>10\text{ dm}^3\cdot\text{s}\cdot\text{km}^{-2}$, a na Pogórzu $<2\text{ dm}^3\cdot\text{s}\cdot\text{km}^{-2}$ (Dynowska 1995, Chowaniec 1998–1999).

W Karpatach wyróżnia się dwa makroregiony różniące się całokształtem stosunków wodnych: zachodni i wschodni (Ziemońska 1973, Dobija 1981, Dynowska 1995). Makroregion zachodni obejmuje dorzecza na zachód od Dunajca i charakteryzuje się typem zasilania deszczowo-śnieżnego. Makroregion wschodni,

obejmuje dorzecza na wschód od Białej Tarnowskiej i charakteryzuje się typem zasilania śnieżno-deszczowego.

Reżim hydrologiczny rzek karpackich cechuje duża sezonowa oraz niewielka wieloletnia zmienność przepływów. Przepływy niskie występują w miesiącach jesienno-zimowych (IX–II), a przepływy wysokie w miesiącach wiosenno-letnich (III–VIII) (Chełmicki i in. 1998–1999). W zależności od rodzaju zasilania, zaznacza się regionalne zróżnicowanie wezbrań. W zachodniej części Karpat (w Beskidzie Śląskim i Żywieckim) w okresie wiosenno-letnim występują dwie kulminacje przepływu: wiosenna – z topnienia pokrywy śnieżnej i letnia – z deszczów (reżim pluwialno-niwalny). Pierwsza wyższa kulminacja przepływu (roztopowa) występuje z reguły w kwietniu, a druga niższa (opadowa) w czerwcu. Tylko Dunajec i Poprad charakteryzują się jednym wydłużonym okresem wezbraniowym, który jest wynikiem połączenia opóźnionych i długotrwałych roztopów w Tatrach oraz deszczowych wezbrań letnich. Ku wschodowi coraz słabiej zaznacza się letnia kulminacja opadowa. Rzeki położone na wschód od Białej Tarnowskiej charakteryzują się wysokim wiosennym wezbraniem roztopowym i drugorzędnym letnim wezbraniem opadowym (Dynowska 1972, 1995, Ziemońska 1973, Chełmicki i in. 1998–1999).

Wezbrania odznaczają się dużą różnorodnością wzrostu fali wezbrania i jej objętości, wysokości kulminacji oraz prędkości przemieszczania z biegiem rzeki. Wezbrania, pochodzące z topnienia pokrywy śnieżnej, zwykle nie przebiegają gwałtownie. Pokrywa śnieżna topnieje stopniowo, w stosunkowo długim okresie. Najpierw w kotlinach, następnie na pogórzach, a najpóźniej w szczytowych partiach gór. Wezbrania opadowe w drugiej połowie czerwca i w lipcu, spowodowane deszczami nawalnymi, mają niewielki zasięg. Wielkie wezbrania letnie z deszczów rozlewnych (trwających 3–5 dni) narastają powoli, ale obejmują zazwyczaj duże obszary. Sumy opadów mogą przekraczać 200 mm (zlewnie Soły, Skawy, Raby, Dunajca), >150 mm w zlewni Wisłoki i >100 mm w zlewni Sanu (Osuch 1991, Dynowska 1995, Punzet 1998–1999). Mimo że rozkład opadów podczas poszczególnych wezbrań jest zróżnicowany, to zazwyczaj sumy opadów w części zachodniej (łącznie ze zlewnią Dunajca) są większe niż we wschodniej części Karpat (Cebulak 1998–1999, Punzet 1998–1999). Dlatego rzeki zachodniej części Karpat (Soła, Skawa, Raba, Dunajec) mają znacznie większy wpływ na formowanie się fali wezbraniowej Wisły niż dopływy wschodniej części Karpat (Wisłoka, San). Wielkie katastrofalne wezbrania nie obejmują nigdy wszystkich karpackich dopływów Wisły (Punzet 1998–1999).

4.1.3. Szata roślinna i zmiany użytkowania ziemi w Karpatach

Karpaty należą do Prowincji Górskiej, Środkowoeuropejskiej, Podprowincji Karpackiej, tworząc dwa działy geobotaniczne: Karpaty Zachodnie po Przełęczy Łupkowską i Karpaty Wschodnie (Szafer 1977). Z uwagi na przejściowe cechy Beskidu Niskiego niektórzy wyznaczają granicę na Przełęczy Dukielskiej (Matuszkiewicz 1994).

W Karpatach wyróżnia się sześć pięter roślinnych (trzy najwyżej położone występują tylko lokalnie), których granice są zróżnicowane i leżą tym wyżej, im większa jest bezwzględna wysokość danego pasma oraz im większa jego masywność (tab. 4.1). W najniżej położonym piętrze pogórza, do 550 m n.p.m., dominującym zbiorowiskiem jest wielogatunkowy las liściasty – grąd.

Ponadto występuje tu bór mieszany oraz łągi wierzbowo-topolowe, łągi wiązowe i łągi olchowo-jesionowe. Bardzo rozpowszechnione są na wpół naturalne zbiorowiska łąkowe związane z wypasem i koszeniem. W reglu dolnym do 1150 m n.p.m. dominującym zbiorowiskiem jest buczyna karpacka. Występuje tu również las jaworowy, bory świerkowe, świerkowo-jodłowe i jodłowe oraz torfowiska (Towpasz, Zemanek 1995). W ostatnim stuleciu wskutek ingerencji człowieka nastąpiły zmiany składu gatunkowego lasów odzwierciedlające się we wzroście udziału świerka i malejącym udziale jodły i buka. Ten ostatni ma 20-procentowy udział w lasach Karpat Zachodnich i 40-procentowy Karpat Wschodnich (Grodzińska, Szarek-Łukaszewska 1997). Znaczącą rolę pełnią łąki należące do zbiorowisk wtórnych. W reglu górnym dominującym zbiorowiskiem jest karpacki bór świerkowy. W obrębie tego piętra występują zbiorowiska z udziałem jawora, a także ziołorośla, zespoły źródliskowe, murawy naskalne oraz zbiorowiska antropogeniczne. W piętrze kosodrzewiny rosną i inne krzewy (porzeczka skalna, jarzębina zwyczajna), a także ziołorośla, borówczyska, murawy naskalne. W Bieszczadach zamiast kosodrzewiny występuje olsza zielona. Dla piętra alpejskiego (Babia Góra) najbardziej charakterystyczne są zespoły roślinne: murawowy, piargowy i wyleżyskowy.

Antropogeniczne przemiany roślinności są złożone co powoduje zmiany funkcjonowania całych układów ekologicznych, w tym przepływu energii, obiegu wody, wytwarzania i gromadzenia materii organicznej, krążenia substancji pokarmowych (Kornaś, Medwecka-Kornaś 2002).

Polskie Karpaty cechuje różnorodność zagospodarowania ziemi wynikająca ze zróżnicowania rzeźby oraz historii osadnictwa. Wyraża się to znacznym zróżnicowaniem warunków morfodynamicznych na obszarach położonych nawet blisko siebie (Bogacki, Starkel 1991). Wpływ człowieka na rzeźbę terenu, a w konsekwencji na zmiany warunków morfodynamicznych, wiąże się z zasiedlaniem polskich Karpat w neolicie, a potem w epoce brązu, żelaza i w średniowieczu. Wiele prehistorycznych form antropogenicznych, takich jak np.: kurhany, kamienne fortyfikacje czy wały ziemne, nadal pozostaje widocznych w krajobrazie. Trwałość tych form świadczy o małym natężeniu procesów morfogenetycznych w strefach spłaszczeń wierzchowinowych i stokowych (Pietrzak 2005).

Okres średniowieczny (XIII–XV w.), w którym powstało przetrwałe do dnia dzisiejszego osadnictwo, a gospodarka na trwałe przemieniła krajobraz naturalny w krajobraz rolniczy, cechuje wytyczanie i oznaczanie granic widocznych do dnia dzisiejszego w krajobrazie (Pietrzak 2006). Są to granice antropogeniczne związane z różnym sposobem użytkowania ziemi. Dziedzictwem tego okresu jest zachowana do dziś sieć głównych skupisk osadniczych, przebieg dróg, układ gruntów, fragmentacja stoków i występowanie większych (reliktowych) kompleksów leśnych.

Tabela 4.1. Piętra roślinności w zestawieniu z piętrami gospodarczymi w różnych częściach Karpat; czcionka pogrubiona – główny obszar występowania, nazwa w nawiasach – oznacza rzadsze występowanie (wg Pawłowskiego 1977, Zarzyckiego, Głowacińskiego 1986, Guzika 1995)

Nazwa piętra roślinności		Nazwa piętra gospodarczego	Występowanie ważniejszych drzew i krzewów	Tatry	Babia Góra	Beskid Sądecki	Beskid Niski	Bieszczady
Piętro subniwne (turniowe)	Piętro gospodarki pasterskiej			powyżej 2300				
Piętro alpejskie (halne)			sosna górska (kosodrzewina) (świerk pospolity, wierzba śląska)	2300–1800	powyżej 1650			
Piętro kosówki			sosna górska (kosodrzewina), brzoza karpacka, wierzba śląska limba, wawrzynek wilczyko dzięki bez koralowy, dzięki bez czarny (świerk pospolity, jawor)	1800–1550	1650–1350			powyżej 1100 piętro wrotnych polonin
Piętro górno-głowe		Piętro łąk kosynych [powyżej 1000 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi poniżej 0,5%, w tym pastwiska stanowią 100%]	świerk pospolity modrzew europejski, limba, jawor, sosna górska, brzoza karpacka, wierzba iwa, wierzba śląska, wawrzynek wilczyko, wiciokrzew czarny, dzięki bez koralowy	1550–1250	1350–1150	powyżej 1100		
Piętro dolno-głowe		Piętro uprawy owsa i ziemniaków [w strefie 1000–800 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 1,7%, w tym grunty orne i sady stanowią 62%, łąki 16%, pastwiska 22%, w strefie 800–600 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 7,3%, w tym grunty orne i sady stanowią 59%, łąki 18%, pastwiska 23%]	jodla pospolita, buk zwyczajny, jawor dąb szypułkowy, świerk pospolity, modrzew europejski, brzoza brodawkowata, olsza czarna, olsza szara, wiąz górski, jawor, jesion wyniosły, leszczyna, wierzba iwa, wierzba śląska, wierzba szara-łozą, wierzba purpurowa-wiklina, wrzesnia pbrzeżna, wawrzynek wilczyko, dzięki bez koralowy, wiciokrzew czarny	1250–700	1150–550	1100–550	powyżej 600	1150–550
Piętro pogorza		Piętro uprawy żyta i pszenicy [w strefie 600–500 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 11%, w tym grunty orne i sady stanowią 60%, łąki 13%, pastwiska 27%, w strefie 500–400 m n.p.m. udział użytków rolnych w ogólnej powierzchni Karpat wynosi 16%, w tym grunty orne i sady stanowią 70%, łąki 8%, pastwiska 22%]	sosna zwyczajna, brzoza brodawkowata, olsza czarna, grab pospolity, lipa szerokolistna, jawor świerk pospolity, jodla pospolita, modrzew europejski, olsza szara, buk zwyczajny, dąb bezszypułkowy, wiąz górski, lipa drobnolistna, klon zwyczajny, klon polny, jesion wyniosły, leszczyna, wierzba iwa, wierzba szara-łozą, wierzba purpurowa-wiklina, wrzesnia polna, brzoza, śliwa tarnina, wawrzynek wilczyko, trzmielina zwyczajna, dereń świda, dzięki bez koralowy, dzięki bez czarny, wiciokrzew suchodrzew	poniżej 700	poniżej 550	poniżej 550	poniżej 600	poniżej 550

Napływ ludności wołoskiej w XV–XVII w. spowodował zakładanie wsi pasterkich i zagospodarowanie Bieszczadów i Beskidu Niskiego (Krygowski 1975). Konsekwencją przeludnienia ($102 \text{ osoby} \cdot \text{km}^2$) i pańszczyzny trwającej do 1848 r. było zwiększenie liczby małorolnych, bezrolnych, komorników i podział ziemi na drobne działki (Orłowicz 1919, Krygowski 1975). Podział gruntów spowodował fragmentację stoków na terenach wiejskich, przykładowo na Pogórzu Wiśnickim, od 100 do $110 \text{ działek} \cdot \text{km}^2$ na przełomie XVIII i XIX w. (Pietrzak 2002). Na stopień degradacji gruntów rolnych wpłynął nadmierny wypas, a także liczne klęski elementarne, jak: gradobicia, deszczowo-powodziowe lata i mroźne zimy (Bujak 1908, Grodziski, Partyka 1980, Zdrada 1980). Wskutek niepewnej sytuacji politycznej nieliczni ziemianie zmienili system trójpolowy na cztero- i wielopolówkę, wprowadzając rośliny okopowe (Fras 2004). Przeludnienie wsi na przełomie XIX i XX w. spowodowało, że ludność wykorzystywała do uprawy wszystkie dostępne ziemie, na Podhalu nawet powyżej 1000 m n.p.m. Największe odlesienia w Karpatach miały miejsce w XVIII i XIX w. (Sokołowski 1923, Adamczyk 1978, Plit 2004, Pietrzak 2005). W Beskidach w 1787 r. udział powierzchni gruntów ornych był o 18% większy niż w 1980 r., natomiast o 20% zmniejszył się udział terenów leśnych (Soja 1988). Na obszarze Pogórza Wiśnickiego największy udział gruntów ornych przy najmniejszej lesistości miał miejsce w XIX w. (64% grunty orne, 15% lasy w 1820 r.) (Pietrzak 2002). J. Kukulak (2003) pisze o wylesieniu bieszczackiej zlewni Sanu, sięgającym aż 53% w 1868 r., podając dla porównania 22-procentowe wylesienie w końcu XVI w. Skupione osadnictwo typu feudalnego zreformowano w XIX w. (uwłaszczenie chłopów, rozwój kapitalistycznego folwarku, zmianę stosunków społeczno-własnościowych) wskutek czego nastąpił wzrost rozproszenia osadnictwa, powstanie nowych układów pól oraz zabudowy nowych parceli (Kiełczewska-Zaleska 1964). W XIX w. obszary zabudowane (zabudową wielkomiejską, zwartą i rozproszoną), tereny przemysłowe, komunikacyjne i nieużytki, zajmowały zaledwie ułamek procenta. Intensywna eksploatacja lasów oraz zwiększenie powierzchni gruntów ornych, dokonujące się w XVIII i XIX w., stworzyły dobre warunki dla wzrostu natężenia spłukiwania, erozji żłobinowej i wąwozowej, a w konsekwencji do agradacji rzek karpackich, której towarzyszyło wypływanie się i wzrost szerokości koryt oraz często także dzielenie się nurtu na wiele odnóg (Klimek, Trafas 1972, Wyżga 1993a). Bezpośrednim impulsem do przyspieszenia procesów rzeźbotwórczych stały się prawdopodobnie zmiany klimatyczne małej epoki lodowej, wyrażające się zmiennością reżimu pluwialnego i większą częstotliwością występowania ekstremalnych opadów (Twardosz 1999, 2000, Pietrzak 2000).

Po odzyskaniu przez Polskę niepodległości po I wojnie światowej głównym problemem terenów wiejskich było ogromne rozdrobnienie gruntów. Po II wojnie światowej postępował proces podziału gospodarstw, prowadząc do 10–30-procentowego przyrostu liczby działek (Stelmach i in. 1990). W końcu XX w. na Pogórzu Wiśnickim gospodarstwo indywidualne składało się z 5 działek o wielkości 0,68 ha, co dawało średnio wielkość $167 \text{ działek} \cdot \text{km}^2$ (Pietrzak 2002). Na obszarach górskich rozdrobnienie gospodarstw, sterasowanie stoków oraz utworzenie

gęstej sieci dróg, miedz i zadrzewionych skarp spowodowało rozczłonkowanie stoków oraz powstanie lokalnych baz denudacyjnych na stokach o profilu schodkowym. Natomiast na pogórzach, gdzie poprzez całą długość stoku ciągnęły się pola uprawne (bez poprzecznych miedz granicznych), morfogenetycznym efektem długotrwałego gospodarowania są stoki o profilu prostym z podstokowymi równinami proluwalnymi. Liczne terasy rolne i miedze, powstałe na granicy historycznie przetrwałych działek rolnych, tworzą lokalne bazy denudacyjne, co sprzyja ciągłemu utrwalaniu form antropogenicznych i prowadzi do lokalnego różnicowania powierzchni podatnej na procesy erozyjno-denudacyjne.

Od połowy XX w. nastąpił stały wzrost powierzchni leśnej i ubytek gruntów ornych. Wysiedlenie po II wojnie światowej ludności łemkowskiej i bojkowskiej z Beskidu Niskiego i Bieszczadów spowodowało, że znaczna część pól uprawnych została zamieniona w łąki i pastwiska lub zalesiona (Soja 1977, Lach 1993, Lach, Wyźga 2002). J. Kukulak (2003) podaje, że współcześnie zalesienie zlewni górnego Sanu sięga 80%. Dla Pogórza Wielickiego M. Drużkowski (1998) podaje, że charakterystyczną cechą ostatnich dekad XX w. jest pozostawianie pól odłogiem. Również w typowo rolniczym obszarze Pogórza Wielickiego odnotowano wzrost zalesienia do 27% i spadek areалу gruntów ornych do 39% (Pietrzak 2002). A. Łajczak (2003), charakteryzując gospodarkę leśną Żywiecczyny, pisze, że po trzebieży lasów zapoczątkowanej w 1840 r., już na początku XX w. nastąpiła systematyczna akcja zalesiania gór (w rejonie Pilska zalesienie wynosi obecnie 90%). J. Plit (2004) wskazuje jednak na konieczność ograniczania monokulturowych zalesień oraz pozostawianie zadrzewień i zakrzewień na pastwiskach, łąkach oraz miedzach, w celu optymalnego funkcjonowania środowiska przyrodniczego i zachowania bioróżnorodności. Zalesianie, wtórna sukcesja lasów i zarośli trawiasto-krzaczastych na dawne pola uprawne (ryc. 4.4) oraz zarastanie dróg polnych wskutek zaniechania użytkowania, ogranicza przemieszczanie materiału mineralnego na stokach oraz dostawę rumowiska do rzek.

Miasta w Karpatach zajmują powierzchnię 1447 km², czyli 7,4% powierzchni ogólnej (wg danych GUS 2018). W 2018 r. prawa miejskie posiadało 55 jednostek osadniczych, największe miasto – Bielsko-Biała – ma 171 tys. ludności (2018 r.), najmniejsze – Kołaczyce, Zakliczyn, Iwonicz – poniżej 2000 mieszkańców. Poziom urbanizacji Karpat jest znacznie niższy niż średnia w Polsce, gdyż miasta skupiają około 34% ludności (przy średniej dla Polski 62%). W Karpatach jest 1769 wsi, w tym 1039 na Pogórzu i 730 w Beskidach (Soja 2002). Karpaty zamieszkuje 7% ludności Polski, przy średniej gęstości zaludnienia 115 osób·km². Wielkość ta jest bardzo zróżnicowana, wynosząc od 200–400 osób·km² w strefach podmiejskich do kilku osób·km² na południowym wschodzie pasma (Górka 1995, Pietrzak 2002). W Karpatach obserwowane jest zajmowanie terenów pod różnego rodzaju inwestycje przemysłowe i urbanistyczne. Wzrost powierzchni tak zagospodarowanych gruntów w latach 2000–2005 wyniósł 1,7% i zlokalizowany był w kotlinach śródgórskich (rejon Żywca, Nowego Targu, Nowego Sącza, Gorlic, Jasła, Krosna, Leska) oraz na Pogórzu (rejon Bielska-Białej, Wieliczki, Bochni, Brzeska, Tarnowa). Atrakcyjność krajobrazowa i turystyczna terenu wpłynęła na

Ryc. 4.4. Wtórna sukcesja zarośli krzaczastych i lasów na pola uprawne w dolinie rzeki Tabor koło Rymanowa; linie drzew wyznaczają przebieg dawnych dróg polnych (fot. M. Pietrzak)

lokalizację budownictwa mieszkalnego, w tym rezydencjalnego, a także rozbudowę infrastruktury pod przedsięwzięcia biznesowe. Rozproszenie i zagęszczenie osadnictwa oraz ekspansja infrastruktury technicznej spowodowała zanik harmonijnie wpasowanego w środowisko geograficzne wiejskiego krajobrazu kulturowego i powstawanie obszarów znacząco przekształconych przez człowieka, w tym wielu narzuconych granic wpływających na obieg energii i materii (wały, nasypy, skarpy, płoty, estakady).

Struktura użytkowania ziemi w poszczególnych regionach fizycznogeograficznych jest bardzo zróżnicowana, co wynika z warunków klimatycznych, orografii, przemian historycznych i przede wszystkim zmian społeczno-ekonomicznych. Polityka regionalna i rolna odgrywają znaczącą rolę w kształtowaniu struktury agrarnej, wspierając rozwój nowych funkcji gospodarczych na wsi, wprowadzając programy rolno-środowiskowe, przyczyniając się do mobilności ludności oraz aktywności zawodowej (Bański 2013). Wielu mieszkańców regionu podejmuje pracę w usługach (turystyka, handel) czy lokalnie rozwijającym się przemyśle (drzewny), decydując się też na dojazdy do pracy do ośrodków miejskich położonych poza Karpatami (np. Kraków, Tarnów) lub na emigrację (Kozak, Kaim 2016).

W polskich Karpatach połowę obszaru zajmują użytki rolne (50,2%), na lasy przypada 36,8%, a udział pozostałych gruntów sięga 13% (Bank Danych... 2005). W strukturze użytków rolnych dominują grunty orne, które zajmują 31,5% ogółu powierzchni, udział łąk wynosi 11,7%, pastwisk 6,1%, sadów i ogrodów 0,8%. W latach 2000–2005 stwierdzono spadek udziału użytków rolnych o 2,1% (w tym gruntów ornyc o 2,1%, sadów 0,3%, pastwisk 1,1%) pomimo wzrostu o 1,5% obszarów łąkowych. Badania zmian powierzchni lasów terenów górskich wykonywane w ramach projektu FORECOM wykazały następujące wartości lesistości w Karpatach: Pogórze Karpackie, część zachodnia 23%; Pogórze Karpackie, część wschodnia 35%; Beskidy, część zachodnia 55%; Beskidy, część wschodnia i Bieszczady do 72%; E – Tatry i Podhale 32% (Kozak, Kaim 2016). W przedziale czasowym 1860–2013 powierzchnia lasów wzrosła w największym stopniu w południowo-wschodniej części Karpat Polskich (z 35% do 72%), a w najmniejszym w zachodniej części Pogórza Karpackiego (z 15% do 23%) (Kozak, Kaim 2016). Współcześnie lasy karpackie, poza obszarami parków narodowych i rezerwatów, podlegają intensywnej eksploatacji (średnie pozyskanie drewna równe $4,62 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ jest znacząco wyższe w porównaniu do średniej Unii Europejskiej $3,3 \text{ m}^3 \cdot \text{ha}^{-1}$ w 2010 r.) (Affek i in. 2019). W pozyskiwaniu drewna w Lasach Państwowych duże zastosowanie ma ciężki sprzęt leśny (głównie skidery i ciągniki rolnicze), co implikuje powstanie wielu szlaków zrywkowych, w tym dróg biegnących równolegle, co wynika z trudności poruszania się ciężkim sprzętem po pierwotnie wyznaczonym szlaku. Drogi charakteryzują się nadmierną szerokością i niewłaściwym przebiegiem, gdyż część szlaków prowadzi bezpośrednio korytem potoku, co powoduje intensyfikację procesów erozji.

Z punktu widzenia przebiegu i efektów procesów rzeźbotwórczych istotne są programy rolno-środowiskowe (PROW 2014–2020). Programy te, będące jednym z instrumentów finansowych Wspólnej Polityki Rolnej Wspólnoty Europejskiej, są jako jedyne obowiązkowe dla wszystkich krajów członkowskich i pełnią kluczową rolę w realizacji planów ochrony przyrody oraz maksymalizowania pozytywnych efektów działalności rolniczej. W marcu 2019 r. przestał obowiązywać program rolno-środowiskowy, a jego realizacja kontynuowana jest w ramach działania rolno-środowiskowo-klimatycznego. Racjonalizacja programu jest ważna z punktu widzenia przekształceń rzeźby i krajobrazu, gdyż nastąpiły zmiany procentowego udziału upraw na gruntach ornyc oraz zasadniczo ograniczono tworzenie i rozbudowę istniejących urządzeń melioracji wodnych. Przykładowo stosowanie międzyplonów skutkuje podniesieniem zawartości próchnicy w glebie, poprawę jej właściwości, ograniczenie procesów splukiwania, natomiast właściwe zabiegi melioracyjne wpływają na dostosowanie poziomu wód do wymogów siedliskowych chronionych gatunków. System produkcji rolniczej przyjaznej dla środowiska obejmuje między innymi zachowanie bioróżnorodności wskutek zapewnienia ciągłości rolniczego użytkowania ziemi, kontynuacji tradycyjnych form użytkowania rolniczego (w tym dopłat za miedze i poszatkowane pola), promowania niskonakładowego rolnictwa, ochrony przez rolników walorów środowiska przyrodniczego i zasobów kultury lokalnej. Do ważnych działań należą: zamiany

gruntów ornych na użytki zielone, utrzymanie użytków zielonych w dolinach i na zboczach podatnych na erozję, zagospodarowanie ziem porzuconych tam, gdzie jest to potrzebne z przyczyn ekologicznych, ekstensyfikacja użytkowania łąk kośnych (umiarkowany wypas, rotacyjne odłogowanie). Polityka rolna wprowadzająca programy rolno-środowiskowe ma na celu wspieranie wielofunkcyjności rolnictwa i zróżnicowanie produkcji (Bański 2013). Mimo to rolnictwo staje się coraz mniej istotną gałęzią lokalnej gospodarki w Karpatach. Nastąpiło zmniejszenie zainteresowania rolników produkcją rolną i rolniczym zagospodarowaniem ziemi.

W Karpatach w województwie małopolskim i podkarpackim obserwuje się deproduktywizację i narastanie tendencji recesywnych w rolnictwie. Do cech tego zjawiska należy porzucanie części ziemi rolniczej lub całkowite porzucenie produkcji rolniczej, a także zaniechanie utrzymywania w gospodarstwach tzw. dużych zwierząt gospodarskich. W związku z likwidacją chowu inwentarza trawożernego bezużyteczne stały się (dla tych gospodarstw) użytki zielone, które po porzuceniu ulegają zakrzaczeniu, z czasem samoistnemu zalesianiu, w konsekwencji powodując zmniejszanie się bioróżnorodności i zmiany w krajobrazie kulturowym (Musiał 2018). Obszary porzucone stanowią średnio 14% użytków rolnych w Karpatach, jednakże wartości wyliczone dla poszczególnych obszarów badawczych wynoszą od 2% do 39% (Kozak, Kaim 2016). Znacznym udziałem ugorów cechują się tereny województwa podkarpackiego, gdzie na 194 jednostki terytorialne aż w 40 ich udział w powierzchni gruntów ornych przekraczał 30%, a w skrajnych przypadkach nawet 50% (Głębocki 2014).

4.2. Procesy geomorfologiczne współcześnie kształtujące rzeźbę stoków Karpat

W Karpatach można wyróżnić dwa zasadnicze piętra morfogenetyczne oddzielone górną granicą lasu: fluwialno-denudacyjne – leśne i ponad nim krioniwalne – bezleśne (Kotarba, Starkel 1972, Izmańłow i in. 1995). Piętra te charakteryzują się odmiennymi zespołami procesów geomorfologicznych i ich zróżnicowanym natężeniem. W piętrze leśnym w jego wyższej części przeważa wietrzenie chemiczne, denudacja chemiczna związana ze spływem śródpokrywowym, sufozja, erozja liniowa, a na obszarach fliszowych również ruchy osuwiskowe. W niższej części piętra leśnego wyraźnie zaznaczają się skutki działalności człowieka oraz wzrost natężenia spłukiwania, erozji liniowej i wzrost transportu fluwialnego w rzekach. Powyżej górnej granicy lasu ma miejsce intensywne wietrzenie mrozowe, procesy niwacyjne, deflacja, spęływanie i działalność lodu włóknistego. W piętrze tym mogą zachodzić też spływy gruzowe i lawiny, które modyfikują przebieg granicy lasu, zwłaszcza na stromych stokach (Łajczak, Migoń 2007, Czajka i in. 2015, Łajczak, Czajka 2016). W omawianej części Karpat piętro krioniwalne położone powyżej górnej granicy lasu obejmuje niewielkie obszary, przede wszystkim masyw Babiej Góry (1725 m n.p.m.), kopułę Pilska (1557 m n.p.m.) oraz najwyższe partie połonin w Bieszczadach (Tarnica – 1346 m n.p.m.). Obszary położone

wyżej, w tym powyżej górnej granicy lasu cechują się wyższą georóżnorodnością w porównaniu do obszarów niżej leżących (Zwoliński 2009, 2010). Piętra morfogenetyczne nie są stabilne, ulegały bowiem wahaniom u schyłku glacjału i w holocenie (Kotarba, Starkel 1972).

Głównym czynnikiem morfogenetycznym w istotny sposób wpływającym na tempo i przebieg procesów kształtujących rzeźbę Karpat fliszowych, odróżniającym okres współczesny od poprzednich faz holocenijskiego cyklu rozwoju rzeźby, jest zwiększona antropopresja. Wylesianie, intensyfikacja rolnictwa, eksploatacja surowców skalnych i zabudowa stoków wraz z rozbudową infrastruktury komunikacyjnej oraz regulacja koryt cieków i budowa zbiorników retencyjnych spowodowały, że w stosunku do wcześniejszych etapów rozwoju rzeźby Beskidów, w ciągu ostatnich 200 lat nastąpiła istotna zmiana udziału poszczególnych procesów geomorfologicznych w kształtowaniu rzeźby. Zwiększenie w tym okresie powierzchni użytków rolnych wywołało niewystępujący wcześniej znaczny wzrost natężenia procesów spłukiwania oraz deflacji. Spowodowało to intensywną dostawę materiału ze stoków i silną agradację w dolinach rzecznych. Z kolei rozwijana współcześnie nadmierna eksploatacja żwirowisk do celów gospodarczych powoduje wcinanie się rzek w podłoże (Wyźga, Lach 2002, Wyźga i in. 2013). Obciążanie stoków wadliwie posadowioną infrastrukturą komunikacyjną czy mieszkalną może być też przyczyną powstawania powierzchniowych ruchów masowych (Ziętara 1969, Chowaniec, Wójcik 2012, Graniczny i in. 2012, Wójcik, Wojciechowski 2016, Laskowicz, Mrozek, 2019). Ruchy masowe są inicjowane także w strefie abrazyjnej zbiorników zaporowych (Ziętara 1992, 1994, Bajgier 1992, Perski i in. 2019).

Największą siłą sprawczą we współczesnym przekształcaniu rzeźby Karpat, mają zdarzenia ekstremalne, jakimi są ulewne lub rozlewne opady, gwałtowne roztopy, w czasie których następuje przekroczenie wartości progowych i zapoczątkowanie procesów o dużej zdolności morfotwórczej (4.5A). Częste przekraczanie wartości progowych w krótkich odcinkach czasu prowadzi do zmiany kierunku ewolucji rzeźby (Starkel 1996, 2008). Jednakże antropogeniczne przekształcenie Karpat powoduje, że różne procesy geomorfologiczne mogą odgrywać główną rolę we współczesnej transformacji rzeźby gór, gdyż ich natężenie i skutki działania są często stymulowane działalnością człowieka.

4.2.1. Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat Zewnętrznych i Podhala

4.2.1.1. Wprowadzenie

Powierzchniowe ruchy masowe w Karpatach Zewnętrznych i na Podhalu zbudowanych z utworów fliszowych są procesem powszechnym. Przemieszczeniom grawitacyjnym ulegają tu zarówno skały podłoża, jak i utwory pokrywowe na stokach (ryc. 4.5–4.7; Łoziński 1909, Śliwa, Wilk 1954, Kleczkowski 1955, Starkel 1960, Gerlach 1966, Ziętara 1968, 1988, Bober 1984, Kotarba 1986, Bajgier

1993, Wójcik 1997, Zabuski i in. 1999, Rączkowska i in. 2012, Chowaniec, Wójcik 2012, Wojciechowski 2019).

Analiza form rzeźby wskazuje, że ruchy masowe w istotny sposób wpływają na przekształcanie stoków Karpat fliszowych. W niektórych rejonach górskich są one wręcz procesem dominującym w transformacji rzeźby, zajmując niekiedy 30–40% powierzchni stoków (Starkel 1960, Alexandrowicz 1978, Kotarba 1986, Ziętara 1988). Znacząca liczba ponad 50 000 form osuwiskowych zarejestrowanych dotychczas w polskich Karpatach (szczególnie w ramach realizacji programu SOPO – System Osłony Przeciwosuwiskowej – zob. Wójcik, Wojciechowski 2017, Wojciechowski 2019) wskazuje, że w wielu partiach gór ruchy masowe odgrywają dominującą rolę wśród procesów geomorfologicznych (Bober 1984, Poprawa, Rączkowski 2003, Rączkowska i in. 2012, Wojciechowski 2019). Widoczne w krajobrazie Karpat fliszowych charakterystyczne kształty stoków (stoki wklęsłe, wypukłe, rowy rozpadlinowe na grzbietach) oraz elementy rzeźby związane z ruchami masowymi (ściany skalne, formy skałkowe, rumowiska) wskazują na istotną rolę ruchów masowych w transformacji rzeźby gór (ryc. 4.5–4.7) (Starkel 1960, 1979, Ziętara 1968, Alexandrowicz 1978, Kotarba 1986, Margielewski, Alexandrowicz 2004, Alexandrowicz, Margielewski 2010). Jednakże tak wyraziste formy rzeźby osuwiskowej są zazwyczaj związane ze starszymi etapami morfogenezy. Wykonane dotychczas datowania radiowęglowe osuwisk karpackich wskazują bowiem, że rozległe osuwiska tworzyły się głównie w trakcie

Ryc. 4.5. Przykład wielkoskalowego przemodelowania stoku przez ruchy masowe w czasach współczesnych (Nowalnicki 1976, Łajczak i in. 2014; fot. W. Margielewski) Osuwisko na Kicarzu (Beskid Sądecki), którego koluwia spowodowały w 1813 r. spiętrzenie wód Popradu i powstanie rozległego jeziora zaporowego

wilgotnych faz późnego glaciału i holocenu (Starkel 1966, 1995, 1997, Gil i in. 1974, Alexandrowicz 1996, 1997, Margielewski 1998, 2000, 2006, 2018, Wójcik, 2019).

4.2.1.2. Typy przemieszczeń grawitacyjnych

Podstawowymi typami ruchów masowych występujących w Karpatach są: osuwanie translacyjne, rotacyjne i złożone (będące kombinacją dwóch poprzednich typów zsuwów) oraz obrywanie, przechylanie, rozsuwanie boczne, spływ (Dikau i in. red. 1996, Zabuski i in. 1999, Margielewski 2009). Różne typy ruchów masowych mogą zachodzić w materiale skalnym, ziemnym (w tym w zwietrzelinie, osadach aluwialnych, glebach, materiale nasypowym) oraz gruzowym (rumoszowym), jak też mieszanym, np. skalno-zwietrzelinowym (Dikau i in. 1996). Rzadziej występują spływy gruzowe i gruzowo-błotne (ryc. 4.6; Poprawa, Rączkowski 1998, Gorczyca 2004, Gębica i in. 2019).

Ruchy masowe w Karpatach są zróżnicowane typologicznie (Starkel 1960, Ziętara 1969, Bober 1984, Zabuski i in. 1999, Margielewski 2004, 2009). Badania nad współczesnymi osuwiskami tworzącymi się wskutek oddziaływania ekstremalnych opadów wskazują, że najczęściej przemieszczenia grawitacyjne występują w obrębie pokryw stokowych, a więc w materiale jednorodnym (ryc. 4.6 – fot. 1–2; Stecki 1934, Jakubowski 1964, Ziętara 1968, 1972, Poprawa, Rączkowski 1998, 1999, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004). Są one zazwyczaj płytkimi osuwiskami ścięciowymi, rotacyjnymi, o wklęsłocylindrycznej powierzchni poślizgu. Mogą powstawać jako formy pojedyncze, wielokrotne lub sukcesyjne. Jakkolwiek ze względu na rodzaj przemieszczanego materiału są one często nazywane osuwiskami zwietrzelinowymi (Jakubowski 1964, 1965, 1968, Ziętara 1968, 2005, Gorczyca 2004), mogą powstawać również w innych utworach nieskonsolidowanych, np. w aluwjach (ryc. 4.6 – fot. 3), utworach soliflukcyjnych, lessowych, w obrębie teras rolnych (Starkel 1960, Gerlach 1966). Przemieszczeniom rotacyjnym ulegają także detrytyczne koluwia osuwisk, których materiał również jest jednorodny. Przemieszczenie pokryw stokowych następujące po powierzchni poślizgu utworzonej na granicy zwietrzelina–skały podłoża może mieć już charakter translacyjny i zachodzić po płaskiej powierzchni poślizgu (Bober 1984). Podczas szczególnie ulewnych opadów powodujących przesycenie wodą pokryw stokowych, w efekcie częściowego upłynnienia osadów, obserwowane były spływy błotne lub gruzowo-błotne (ryc. 4.6 – fot. 4; German 1998, Poprawa, Rączkowski 1998, Gorczyca 2004, Gębica i in. 2019). Analogiczne spływy przekształcają też dolne partie rumoszowych koluwiów starszych osuwisk (Ziętara 1999).

Innym typem współcześnie występujących przemieszczeń grawitacyjnych są osuwiska skalne, obejmujące zasięgiem skały podłoża. Najczęściej występujące w Karpatach płytkie ruchy masowe w obrębie materiału skalnego lub skalno-zwietrzelinowego są przemieszczeniami translacyjnymi po powierzchniach ławic (osuwiska konsekwentno-ześlizgowe) lub spękań bądź uskoków (osuwiska konsekwentno-szczelinowe). Tego typu osuwiska przemieszczane wzdłuż naturalnych powierzchni geologicznych zwane są strukturalnymi (fot. 5, 6c na ryc.

4.6, ryc. 4.7; Kleczkowski 1955, Ziętara 1968, Bober 1984, Zabuski i in. 1999, Grabowski i in. 2008), aczkolwiek nomenklatura zarezerwowana dla charakterystyki osuwisk strukturalnych często była dotychczas nadużywana w odniesieniu do Karpat (zob. Margielewski 2009).

Głębokie, skalne osuwiska, w których głębokość posadowienia płaszczyzny poślizgu przekracza 30 m (Hutchinson 1995), były w ciągu ostatnich 200 lat rejestrowane bardzo sporadycznie (ryc. 4.5; Zuber, Blauth 1907, Sawicki 1917, Nowalnicki 1976). Zazwyczaj były one złożone z kilku typów przemieszczeń grawitacyjnych, często z dominacją przemieszczeń rotacyjnych.

Proces spełzania w Karpatach występuje głównie w obrębie utworów pokrywowych, zwłaszcza zwietrzliny zalegającej na nieprzepuszczalnym podłożu i pokrytej roślinnością trawiastą (Starkel 1960, 1972, Gerlach 1966, Jakubowski 1966, Lach, Ziętara 1989). Są to powolne przemieszczenia, aczkolwiek rejestrowano wzrost zasięgu powierzchniowego i tempa spełzania w trakcie wystąpienia ekstremalnych opadów. Niekiedy, podczas ostrych zim, występowało także soliflukcyjne przemieszczanie cienkich warstw materiału pokrywowego po przemrzniętym podłożu, opisywane z terenu Pogórza (Starkel 1960, 1972).

Powszechnym zjawiskiem rejestrowanym w trakcie intensywnych opadów jest odmładzanie osuwisk kolejnymi generacjami ruchów masowych (Starkel 1960, Ziętara 1964, 1968, Jakubowski 1974, Bober i in. 1977, Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002, Rączkowski, Mrozek 2002, Chowaniec, Wójcik 2012). Wskutek odprężenia spowodowanego ubytkiem masy skalnej, wzdłuż kierunków anizotropii strukturalnej powstają systemy szczelin, zmienia się charakter krążenia wód w skałach, następuje wgłębny rozwój procesów wietrzennych. Tak osłabione fragmenty masywów skalnych są więc z natury bardziej podatne na przemieszczenia grawitacyjne. W tych strefach, wcześniej przekształcanych przez ruchy masowe, powstają kolejne, młodsze generacje przemieszczeń grawitacyjnych, prowadzące do sukcesyjnego rozwoju stref osuwiskowych. Młodsze ruchy masowe powodują niekiedy całkowite niszczenie starych osuwisk lub znaczną transformację ich powierzchni (ryc. 4.14A, 4.15A–B; Starkel 1960, Ziętara 1964, Margielewski 1994, 2004, 2008). Tak następująca propagacja (sukcesja) ruchów masowych w obrębie

Ryc. 4.6. A – występowanie i zasięg rozlewnych (i wybranych nawalnych) opadów, powodujących wezbrania powodziowe i aktywizację ruchów masowych w Karpatach, w okresie 1997–2018 (Poprawa, Rączkowski 2003, uzupełnione: Lach 2002, Margielewski 2002, Cebulak i in. 2011, Bryndal i in. 2017; Gębica i in. 2019), wraz z przykładami płytkich osuwisk z określeniem czasu ich powstania i odmładzania

1–2 – osuwiska rotacyjne powstałe w utworach stokowych (zwietrzelinowych) wskutek przeciążania wodą opadową, 3 – osuwisko rotacyjne powstałe w utworach aluwialnych, 4 – spływ gruzowo-błotny powstały po gwałtownych opadach w 2018 r., 5–6 – osuwiska skalne, translacyjne („strukturalne”) o przemieszczeniach zachodzących po powierzchniach uławicenia: 5 – katastrofalne w skutkach nie wielkie osuwiska w Kamionce Małej w Beskidzie Wyspowym powstałe na zboczach doliny Łososiny w 1997 r. – wskutek uszkodzenia domu śmierć poniosła 1 osoba (stan na rok 2000), 6 – osuwisko w Kłodnem powstałe w 2010 r., które zniszczyło liczne zabudowania i spowodowało istotne przekształcenia rzeźby terenu (stan na rok powstania osuwiska); fot. a i b prezentuje rozległy wał osuwiskowy, na fot. c widoczna jest powierzchnia uławicenia będąca powierzchnią poślizgu osuwiska (fot. 1–3 i 5–6 – W. Margielewski, fot. 4 – P. Franczak)

Ryc. 4.7. Osuwisko skalne, translacyjne w Lachowicach, powstałe w 2001 r. (Oszczytko i in. 2002, Rączkowski 2007, Margielewski 2009)

Na zdjęciach u góry: 1 – 2 – stan osuwiska w roku 2009, z charakterystycznym wysokim nabrzmieniem koluwalnym (d) wyraźnie zaznaczającym się w rzeźbie, 3 – powierzchnia poślizgu i płat osuwiskowy odsłaniające się w górnych partiach osuwiska, 4 – wysoka skarpa boczna osuwiska powstała wzdłuż uskoku prawoprzesuwczego, z wyraźnymi lustrami tektonicznymi (5). Objaśnienia sygnatur: 1 – skarpy (a – skaliste, b – zapełnione), 2 – rowy rozpadlinowe, 3 – wały koluwalne, 4 – złaziska i jezory koluwalne, 5 – rumowiska (a), blokowiska (b), pakiety skalne (c), 6 – materiał koluwalny (na przekrojach), 7 – piaskowce (a) i łupki (b) na przekrojach, 8 – pokrywy zwietrzelinowe. Spękania na diagramach konturowych (projekcja biegunów na dolną półkulę, interwały izolacji i ilość pomiarów obok każdego z diagramów) i kierunkowym, położenie warstw i płaszczyzna poślizgu na diagramie punktowym i kołowym (projekcja na dolną półkulę). Plan osuwiska za W. Margielewskim (2009) (fot. W. Margielewski)

stref osuwiskowych może powodować stopniowe poszerzanie dolin rzecznych lub formowanie dolinek bocznych dopływów głównych cieków (ryc. 4.14B; Kortała 1986).

Odmładzanie osuwisk przez ruchy masowe zachodzi również w obrębie ich detrytycznych koluwiów. Mogą tu bowiem uaktywniać się wtórne ruchy masowe

Ryc. 4.8. Stożek torrencjalny utworzony po ulewie w lipcu 1997 r. k. Laskowej w dolinie Łososiny (fot. P. Gębica)

Ryc. 4.9. Efekt przejścia kolejnej fali powodziowej w lipcu 1998 r. pogłębiającej i poszerzającej koryto potoku Iwkowskiego (fot. L. Starkel)

Ryc. 4.10. Przekształcenie koryta roztokowego potoku Budzowskiego (dopływu Skawy) po powodzi w lipcu 2001 r. (fot. L. Starkel)

o typie przemieszczeń rotacyjnych lub spływów gruzowo-błotnych. Szczegółowe badania niektórych form osuwiskowych wskazują na chroniczność ich rozwoju, przy czym wielkość przemieszczeń grawitacyjnych w ich obrębie wzrasta w trakcie opadów (Dauksza, Kotarba 1973, Gil, Kotarba 1977, Krąpiec, Margielewski 2000, Zabuski 2004).

4.2.1.3. Wpływ budowy geologicznej i czynników zewnętrznych na przebieg ruchów masowych

Istotna dla rozwoju osuwisk karpackich jest budowa geologiczna, która determinuje nierównomierność występowania ruchów masowych w Karpatach. Rozwój osuwisk powstających w utworach pokrywowych związany jest z miąższością i charakterem wykształcenia pokryw stokowych, zaś form skalnych – głównie z wykształceniem litologiczno-facjalnym skał, z których są zbudowane masywy skalne, ich anizotropią tektoniczną. Zazwyczaj uważa się, że najbardziej podatne na osuwanie są wychodnie ogni w łupkowych i piaskowcowo-łupkowych, jak również ogniwa o dużym udziale piaskowców, szczególnie zaś, gdy spękanie lub pocięte dyslokacjami piaskowce podścielone są skałami podatnymi (Ziętara 1968, Ziętara, Jakubská 1983, Bober 1984, Margielewski 1997, Wójcik 1997, Długosz 2011). Istotną rolę w rozwoju ruchów masowych odgrywają także tzw. kompleksy chaotyczne (sensu Jankowski 2007): powstałe bądź to na etapie basenowym (olistostromy), bądź w trakcie tektogenezy Karpat (melanże tektoniczne) (Jankowski 2015). Kompleksy chaotyczne podścielające utwory piaskowcowo-łupkowe w istotny sposób sprzyjają uruchamianiu

Ryc. 4.11. Powódź na równinie zalewowej Uszwicy w Lipnicy Murowanej w lipcu 1997 r. (fot. archiw. UG)

wyższych partii zboczy i przemieszczeniom grawitacyjnym (Jankowski, Margielewski 2014).

Intensyfikacja ruchów masowych obserwowana jest też w obrębie stoków krawędziowych, o rozwoju uwarunkowanym tektonicznie (czoła nasunięć) bądź litologicznie (zróżnicowanie odporności skał – Starkel 1960, Bober 1984, Bajgier 1994, niejednokrotnie także związane z kontaktem o charakterze tektonicznym – Jankowski, Margielewski 2014). Podejmowane dotychczas próby regionalizacji ruchów masowych w Karpatach wskazują na znaczne zróżnicowanie podatności na osuwanie obserwowane nawet w obrębie poszczególnych jednostek geologicznych (Oszczypko 1971, Jakubowski 1974, Bober 1984, Ziętara 1988, Zabuski i in. 1999, Długosz 2011). Jednakże należy zwrócić uwagę, że dotychczas niejednokrotnie związek ruchów masowych z budową geologiczną charakteryzowany był zbyt schematycznie i zazwyczaj powierzchownie, bez uwzględnienia rzeczywistego związku ruchów masowych z tektoniką masywów skalnych (Zabuski i in. 1999, Długosz 2011).

Intensyfikacja powierzchniowych ruchów masowych modelujących rzeźbę Karpat fliszowych związana jest z oddziaływaniem czynników zewnętrznych, jakimi są ekstremalne opady, wstrząsy sejsmiczne oraz działalność człowieka.

Krótkotrwałe opady o dużym natężeniu, wysokie opady rozlewne czy gwałtowne roztopy, mogą powodować przekroczenie wartości progowych procesów grawitacyjnych, prowadząc do uaktywniania ruchów masowych (Ziętara 1968, 2002, Gil, Starkel 1979, Starkel 1986, 1996, 2002, 2003b, Gil 1997). Zazwyczaj

Ryc. 4.12. Eksploatacja piaskowca magurskiego (fakcja mikowa) w części zachodniej Osielca (wrzesień 2019) (fot. M. Pietrzak)
Wielkość terenu górniczego to 143,56 ha, a obszaru górniczego 31,41 ha. Pozostałość z wydobycia składowana jest na hałdach zlokalizowanych na terenie kamieniołomu

Ryc. 4.13. Eksploatacja złóż piasków i żwirów w Trzcianie koło Dukli (wrzesień 2019) (fot. M. Pietrzak)
W dolinie Jasiołki na obszarze długości 2,14 km, na lewym brzegu rzeki, kruszywa wydobywane są metodą przemysłową. Po eksploatacji piasku i żwiru powstają wyrobiska zalane wodami powierzchniowymi i wypchnięte wodami podziemnymi

Ryc. 4.14. Osuwiska związane z systemami leńów źródłowych (A) i dolin rzecznych (B)

A – osuwiska w obrębie leja źródłowego Żabnicy (Beskid Żywiecki), odnowione po ulewach w 1958 i 1960 r. (Ziętara 1968), B – czynne (permanentne) osuwiska strefy Pogorza okolic Szymbarku (Beskid Niski), zaciskające z dwóch stron dolinę potoku Białanka (osuwiska a–b: Pm – piaskowce magurskie, Lp – łupki pstre, Wi – warstwy inoceramowe; Gil, Kotarba 1977, Kotarba 1986). Objaśnienia sygnatur: 1 – skarpki osuwisk (a – mające wyraźną rzeźbę, b – wypełnione), 2 – stopnie osuwiskowe (a), zagłębienia bezodpływowe (b), 3 – koluwia osuwisk (bez rozróżniania poszczególnych elementów), 4 – osuwiska powstałe lub odmłodzone w trakcie ulew 1958–1960 (lej źródłowy Żabnicy), 5 – doliny przełomowe (Białanka), 6 – rumowiska skalne na stokach, 7 – a – rumowiska depozytowane w obrębie den dolin w trakcie powodzi, b – stożki napływowe, 8 – płaskodenne parowy

trudno jest jednak wyznaczyć uniwersalne wartości progowe opadu inicjującego powstawanie ruchów masowych na stokach, gdyż jest on limitowany podatnością systemu stokowego na oddziaływanie bodźca opadowego. Badania na doświadczalnych stokach osuwiskowych w Stacji IGiPZ PAN w Symbarku w Beskidzie Niskim wskazują, że na stokach powstałych w łupkach i kompleksach piaskowcowo-łupkowych tworzenie osuwisk obserwuje się w trakcie opadów o wysokości ponad 250–300 mm i czasie trwania 20–45 dni poprzedzających ruch i średnim natężeniu nieprzekraczającym $0,025 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$ (Gil 1997). W przypadku fliszu piaskowcowego opady te wynoszą 400–550 mm w czasie 20–40 dni, ale jednocześnie wraz z wystąpieniem opadu o wysokości około 250 mm w ostatniej fazie opadu (5–6 dni). Według L. Starkla (1996) opady rozlewne o wysokości 150–400 mm w ciągu 2–5 dni prowadzą do powstania osuwisk ziemnych i zwietrzelinowych, zaś długotrwałe okresy opadowe o sumach miesięcznych 100–500 mm uruchamiają głębokie osuwiska.

Takie warunki pluwialne były rejestrowane w okresach poprzedzających powstanie największych w polskich Karpatach fliszowych skalnych form osuwiskowych, utworzonych na początku XX w. w Duszatynie (Schramm 1925) i w Symbarku (Sawicki 1917). Powstanie głębokiego, skalnego osuwiska w Duszatynie (Bieszczady Zachodnie) w kwietniu 1907 r. poprzedziły zarówno wysokie opady w roku poprzednim (ich suma w 1906 r. wyniosła na tym obszarze 1474 mm), jak intensywne opady w ciągu 4 miesięcy bezpośrednio poprzedzających powstanie osuwiska (łącznie 371 mm; Starkel 1997). Z kolei ulewne deszcze rejestrowane na obszarze Beskidu Sądeckiego, Niskiego i w strefie pogórzy w miesiącach letnich (czerwiec–sierpień) 1913 r., o sumach wynoszących 450–900 mm i dużej intensywności dochodzącej nawet do 50–100 mm w ciągu kilku dni (Starkel 1997, Gil 2014), spowodowały utworzenie się kilku osuwisk w tych regionach Karpat (Sawicki 1917). Jednym z nich było rozległe osuwisko (42,8 ha) powstałe na przełomie sierpnia i września 1913 r. w Symbarku (w dolinie Szklarki) w Beskidzie Niskim.

Krótkotrwałe, intensywne opady o sumach dobowych przekraczających 100 mm i niewielkim zasięgu, mogą powodować katastrofalne wezbrania powodziowe, jak też inicjować powstawanie ruchów masowych. Jeden z najbardziej znanych epizodów opadowych tego typu wystąpił w lipcu 2014 r. w Beskidzie Wyspowym, powodując katastrofalne w skutkach wezbranie powodziowe (ryc. 4.6A; Bryndał i in. 2017). Największy efekt geomorfologiczny występuje jednak, gdy serie zdarzeń hydrometeorologicznych następują po sobie w stosunkowo krótkich okresach, zwłaszcza gdy na opady rozlewne nałoży się gwałtowny i wysoki opad jednostkowy (Starkel 2008). Takie warunki zaistniały np. w lipcu 1997 r., gdy krótkotrwały opad nawałny nałożył się na wcześniejsze opady rozlewne, co spowodowało masowe uruchamianie osuwisk w środkowej i zachodniej części Karpat polskich (ryc. 4.6A; Poprawa, Rączkowski 1998, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004, Starkel 2006). Podobne zjawiska wystąpiły wiosną 2010 r. wskutek nakładania się krótkotrwałych opadów nawałnych na opady rozlewne (suma opadów miesięcznych przekroczyła wówczas na znacznym obszarze Karpat Zachodnich

250 mm – zob. ryc. 4.6A) (Cebulak i in. 2011, Chowaniec, Wójcik 2012, Graniczny i in. 2012, Gębica i in. 2019). W dłuższej skali czasu podobny efekt spowodowały powtarzalne ulewne deszcze wywołujące duże wezbrania, rejestrowane rocznie, np. w latach 1958–1960 (Ziętara 1968) i 1997–2002 (ryc. 4.6A; Mrozek i in. 2000, Lach 2002, Ziętara 2002, Poprawa, Rączkowski 2003). Obok opadów atmosferycznych istotną rolę w inicjacji osuwisk odgrywała również woda pochodząca z gwałtownych roztopów, powodujących wezbrania roztopowe. Tego typu procesy przyczyniły się do powstawania ruchów masowych w latach 2000 i 2002 (Margielewski 2002, Rączkowski, Mrozek 2002, Rączkowski 2007).

Obok przeciążania mas skalnych i utworów pokrywowych wodą opadową, istotnym czynnikiem inicjującym ruchy masowe jest także erozja boczna cieków, szczególnie intensyfikowana w trakcie wezbrań powodziowych (ryc. 4.6 – fot. 3; Ziętara 1968, Starkel 1998, Gorczyca 2004). Stoki podcinane przez rzeki charakteryzują się metastabilną równowagą dynamiczną, co często powoduje inicjację następujących po sobie generacji ruchów masowych w ich obrębie, zmierzających do osiągnięcia nowego stanu równowagi dynamicznej (Dauksza, Kotarba 1973, Kotarba 1986). Ważną rolę w powstawaniu osuwisk w trakcie intensyfikacji opadów odgrywa także erozja wsteczna potoków (erozja źródłana), rozwijana zarówno w obrębie niewielkich, bocznych dopływów głównych cieków na obszarze Pogórzy (Bober i in. 1977, Kotarba 1986), jak i, w mniejszym stopniu, w rozległych systemach lejów źródłowych rzek Beskidów (ryc. 4.14A, B; Starkel 1960, Ziętara 1968).

Intensywność modelowania rzeźby w czasie ulew i powodzi zależy od regionalnego rozmieszczenia gwałtownych opadów (ryc. 4.6A). Z analizy wezbrań z wielolecia wynika, że duże i katastrofalne powodzie nigdy nie obejmują całego karpackiego dorzecza Wisły, lecz tylko pewne dopływy (Mikulski 1954, Cebulak 1992, 1998, Izmailów i in. 2006, Cebulak i in. 2011, Bryndał 2014, 2015, Gębica i in. 2019). Charakterystyczne dla Karpat jest również częste powtarzanie się kolejno po sobie lat obfitujących w gwałtowne opady powodujące wezbrania powodziowe (Mikulski 1962, Ziętara 1968, Malarz 1997, Starkel 2001a, Rączkowski, Mrozek 2002, Gębica i in. 2019). Czasowy i przestrzenny rozkład ekstremalnych opadów i wezbrań powoduje więc, że współczesna transformacja rzeźby Karpat przez ruchy masowe może zachodzić skokowo i nierównomiernie.

Inicjowanie ruchów masowych następuje niekiedy wskutek wstrząsów sejsmicznych występujących na obszarze Karpat (Pagaczewski 1972, Schenk i in. 2001, Poprawa, Rączkowski 2003). Dotychczas w polskich Karpatach Zewnętrznych, bezpośrednio ze wstrząsami sejsmicznymi wiązano jedynie powstanie w 1957 r. osuwiska w Lipowicy koło Dukli (Gerlach i in. 1958), aczkolwiek najstarsze przemieszczenia w obrębie tej formy datowano na późny glacjał (Margielewski, Urban 2017). Wtórne przemieszczenia grawitacyjne były także rejestrowane w obrębie osuwisk Beskidu Śląskiego wskutek trzęsień ziemi w latach 90. ubiegłego stulecia (Bajgier 1993) oraz w pojedynczych osuwiskach Podhala i Beskidu Niskiego (Wistuba i in. 2018).

Obok czynników naturalnych, inicjacja i intensyfikacja ruchów masowych w Karpatach jest powodowana gospodarczą działalnością człowieka.

Charakterystyczna dla czasów współczesnych (od XIX w.) zmiana użytkowania ziemi wymuszała zmiany sposobu krążenia wód z głębokiego na powierzchniowe i podpowierzchniowe, jak też ograniczenie ich głębokiej retencji na korzyść szybkiego odpływu. W efekcie w trakcie ekstremalnych opadów często następowało masowe uruchamianie płytkich osuwisk w obrębie pokryw stokowych (Jakubowski 1965, Słupik 1973, Gil 1986, Poprawa, Rączkowski 1998, Gorczyca 2004). Nadmierne obciążanie stoków wadliwie posadowioną zabudową mieszkalną czy infrastrukturą komunikacyjną oraz podcinanie stoków podczas budowy ciągów komunikacyjnych, powodowało uruchamianie osuwisk o katastrofalnych skutkach ekonomicznych (ryc. 4.6 – fot. 5, ryc. 4.7; Ziętara 1968, 2000, Poprawa, Rączkowski 1999, 2003, Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002, Bajgier-Kowalska 2003, Chowaniec, Wójcik 2012). Intensywna eksploatacja kruszyw w kamieniołomach oraz żwirów w obrębie dolin rzecznych również powoduje zaburzenie równowagi stoków i zboczy dolin i uruchamianie w ich obrębie ruchów masowych (Pietrzyk-Sokulska 2005). Sztuczne zbiorniki zaporowe utworzone na rzekach karpackich przyczyniają się z kolei do intensyfikacji ruchów masowych w strefie abrazji brzegowej (Ziętara 1974, 1992, 1994, Bajgier 1992, Perski i in. 2019).

4.2.1.4. Współczesne modelowanie rzeźby Karpat fliszowych przez ruchy masowe

Sposób i tempo przekształcania rzeźby Karpat przez powierzchniowe ruchy masowe oraz wyrazistość powstałych wówczas form rzeźby są zależne od wielu czynników. Obok wielkości i przestrzennego rozkładu czynnika inicjalnego, jakim dla rozwoju osuwisk są wysokie opady atmosferyczne (ryc. 4.6A), intensywność kształtowania rzeźby przez ruchy masowe jest także związana z podatnością stoków na osuwanie, w tym z ich budową geologiczną (następstwo litologiczne i tektonika), miąższością pokryw stokowych oraz pokryciem roślinnością. Zróżnicowana jest ponadto intensyfikacja ruchów masowych na stokach i zboczach dolin rzecznych oraz lejów źródłowych w obrębie Beskidów i na Pogórzach.

Podczas ekstremalnych opadów największą rolę w inicjacji ruchów masowych odgrywa erozja boczna wezbranych cieków, powodująca gwałtowne uruchamianie materiału występującego na zboczach dolin: zarówno pokrywowego (fot. 3 na ryc. 4.6), jak i skalnego (Ziętara 1968, Kotarba 1986, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004). Ruchy masowe zachodzące na zboczach wskutek ich podcinania przez wody powodziowe często powodują odmłodzenie starych osuwisk. Powstałe wówczas formy składają się z różnowiekowych osunięć, tworząc rozległe zespoły osuwisk, odmładzane podczas kolejnych wezbrań, co było obserwowane na zboczach dolin w Beskidzie Śląskim i Żywieckim po wezbraniach w okresie 1958–1960 (ryc. 4.14A; Ziętara 1968). Procesy te prowadzą do cofania i zestrąmiania fragmentów zboczy dolin (fot. 3 na ryc. 4.6). W obrębie zboczy najczęściej powstają osuwiska rotacyjne, obejmujące materiał pokrywowy (fot. 1–2 na ryc. 4.6), jak też skalne i skalno-zwierzelinowe osuwiska translacyjne o typie zsuwu strukturalnego, konsekwentno-ześlizgowego (fot. 5 na ryc. 4.6, ryc. 4.7; Ziętara 1968, Bober 1984, Gorczyca 2004, Chowaniec, Wójcik 2012). Materiał koluwalny przemieszczany grawitacyjnie do koryt zwykle był szybko usuwany przez wody

wezbraniowe. Jednakże w dolinach mniejszych rzek masy koluwalne skalnych osuwisk mogły powodować trwałe przesunięcia koryt rzecznych czy powstawanie zbiorników zaporowych (Zuber, Blauth 1907, Margielewski 1991, 2008).

Erozja rzeczna odgrywa istotną rolę w intensyfikacji ruchów masowych także na Pogórzu. Małe osuwiska dolinne są tu liczne, a ich uruchamianie permanentne, co jest związane ze szczególną podatnością na osuwanie zarówno skał podłoża o znacznym udziale łupków, jak i grubych pokryw stokowych (Starkel 1960, Kotarba 1986). Część osuwisk występujących na zboczach dolin charakteryzuje się chronicznością rozwoju. Jedną z takich form „wiecznie żywych”, szczegółowo opracowanych, jest osuwisko Zapadle w dolinie Bielanki koło Szymbarku, rozwinięte w obrębie pstrych łupków (ryc. 4.14B – forma: a; Gil, Kotarba 1977). Ciągłe barykadowanie fragmentu doliny rzecznej przez jezor koluwalny tego osuwiska spowodowało uformowanie przełomowego odcinka koryta Bielanki, rozwijanego także współcześnie (ryc. 4.14B – formy: a–b; Kotarba 1986).

Istotnym czynnikiem inicjującym ruchy masowe jest erozja wsteczna w obrębie lejów źródłowych (Starkel 1960, 2008, Ziętara 1968, Kotarba 1986). W trakcie długotrwałych opadów w lejach źródłowych rozwiniętych amfiteatralnie na granicy kolektora (spękane piaskowce) i ośrodka uszczelniającego (łupki) powierzchnie osuwisk znacząco rosły wskutek nowych generacji ruchów masowych powodujących powstawanie form o zbieżnym układzie (Ziętara 1968). Takie procesy obserwowano m.in. w rozległych lejach źródłowych potoków Beskidu Żywieckiego w trakcie ulewnych deszczów powodujących wezbrania powodziowe w latach 1958–1960 (m.in. w strefie źródłowej potoku Żabnica – ryc. 4.14A). W górach średnich współczesne osuwiska rozwijane sukcesyjnie w lejach źródłowych charakteryzują się więc zmiennością form i zwykle znacznymi rozmiarami. W efekcie działalności ruchów masowych następuje stopniowe cofanie lejów źródłowych, powstawanie schodowego profilu stoku, zaś w dłuższym cyklu rozwoju rzeźby (tysiące lat) – wydłużanie dolin rzecznych lub formowanie inicjalnych dolinek bocznych (Starkel 1960, 2008, Ziętara 1968, Kotarba 1986). Na obszarach pogórskich osuwiska związane z erozją wsteczną, głównie bocznych dopływów, są mniejszych rozmiarów. Osuwiska powstałe w efekcie ruchów masowych kształtujących górne, przywierzchowinowe odcinki stoków, często przyjmują wydłużony, rynnowy kształt. W dłuższym cyklu rozwoju rzeźby, przyczyniają się one do rozczłonkowywania i zwężania wierzchowin (ryc. 4.14B – Kotarba 1986).

Rozległe osuwiska stokowo-zboczowe inicjowane wskutek erozji bocznej rzek oraz przeciążania mas skalnych lub skalno-zwietrzelinowych wodą opadową, występują rzadziej. W stosunku do osuwisk zboczowych charakteryzują się one jednak znacznie większym zasięgiem zarówno w górę stoku, jak i w głąb skalnego podłoża. Zwykle są to zsuwy skalne lub skalno-zwietrzelinowe, przemieszczane translacyjnie po powierzchniach ławic. Często ich krawędzie boczne nawiązują do kierunków nieciągłości tektonicznej. Taki typ form stokowo-zboczowych reprezentuje osuwisko na Połomie w Bieszczadach powstałe po ulewnych deszczach w lipcu 1980 r. (Dziuban 1983, Margielewski 1991), jak też rozległe osuwisko w Lachowicach w Beskidzie Średnim, utworzone po katastrofalnych opadach

w lipcu 2001 r. (ryc. 4.7; Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002, Oszczypko i in. 2002, Rączkowski 2007). Krawędzie boczne obydwu osuwisk powstały wzdłuż uskoków przesuwczych (Margielewski 2008, 2009). Formy te powstały w obrębie stoku wcześniej przemodelowanego przez ruchy masowe. Jakkolwiek osuwisko Połoma słabo zaznacza się współcześnie w rzeźbie terenu (stosunkowo płytka rynna osuwiskowa jest porośnięta roślinnością) (Margielewski 2008), nabrzmienie koluwalne powstałe w dolnych partiach osuwiska Lachowice stanowi wyrazisty element morfologiczny (fot. 1, 2 na ryc. 4.7) (Margielewski 2009).

Osuwiska stokowe są rzadziej rejestrowanymi formami przekształcającymi stoki Karpat podczas intensywnych opadów (Ziętara 1968, 1972, 1974). Najczęściej następuje sukcesyjne przekształcanie starszych form przez młodsze ruchy masowe, rejestrowane po intensywnych deszczach. W efekcie katastrofalnych opadów w latach 1958–1960 procesy takie obserwowano m.in. w obrębie starych osuwisk modelujących północny skłon Skrzycznego w Beskidzie Śląskim (Ziętara 1968). Wskutek katastrofalnych opadów w maju 2010 r. przemodelowaniu ruchami masowymi uległ południowy stok wzgórza Chełm w Beskidzie Wyspowym: zniszczone zostały wówczas liczne zabudowania wsi Kłodne koło Męciny (fot. 6a na ryc. 4.6; Chowaniec, Wójcik 2012, Łajczak i in. 2014, Cwiąkała i in. 2016). Masy skalno-zwietrzelinowe odspojone w górnych partiach osuwiska wskutek opadów (czemu sprzyjało posadowienie tam nowego budynku mieszkalnego i wybudowanie szamba przyspieszającego infiltrację wód w strefę poślizgu osuwiska) zostały przemieszczone w dół stoku po powierzchni uławicenia (fot. 6c na ryc. 4.6) i spiętrzone, tworząc charakterystyczny wał morfologiczny o wysokości 25–30 m (fot. 6a–b na ryc. 4.6). Tak więc nawet stosunkowo płytke osuwisko (powierzchnia poślizgu jest eksponowana na powierzchni), aczkolwiek rozległe, może odgrywać istotną rolę morfotwórczą.

Badania nad powstającymi współcześnie osuwiskami wskazują, że w Karpatach fliszowych w obecnych warunkach klimatycznych i po wylesieniu przeważają płytke osuwiska powstałe w utworach pokrywowych lub skalno-zwietrzelinowych. Występują one zarówno w Beskidach, jak i na Pogórzu i są typowe dla obszarów wylesionych (fot. 1–3 na ryc. 4.6). Większość współczesnych ruchów masowych jest rozwijana w obrębie starszych form osuwiskowych. Generalnie rola, jaką odgrywają płytke procesy osuwiskowe w modelowaniu stoków, jest niewielka, zaś ślad powstałych form w rzeźbie krótkotrwały (fot. 1–2 na ryc. 4.6; Ziętara 1968, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004, Margielewski 2008, Rączkowska i in. 2012). Ich rola najczęściej sprowadza się do usuwania części pokryw stokowych, aczkolwiek lokalnie rejestrowane były przypadki zdzierania utworów pokrywowych aż do litej skały (Poprawa, Rączkowski 1998). Zwykle osuwiska te nie powodowały wyrazistych zmian w rzeźbie (fot. 1–2 na ryc. 4.6). Lokalnie jednak, ze względu na dużą liczbę i zagęszczenie, płytke przemieszczenia grawitacyjne przyczyniały się niekiedy do przeobrażeń form rzeźby, transformując zbocza dolin, powierzchnie starych osuwisk, podcięcia drogowe czy krawędzie teras rolnych (Ziętara 1968, Mrozek i in. 2000, Gorczyca 2004, Chowaniec, Wójcik 2012). W zależności od wielkości przemieszczeń płytke ruchy masowe mogą

lokalnie zestramiać zbocza dolin (fot. 3 na ryc. 4.6, ryc. 4.7), jak również łagodzić ich profil (fot. 1 na ryc. 4.6, ryc. 4.7). Mogą one też powodować zatarcie lub łagodzenie różnych załamów morfologicznych na stokach, w tym krawędzi skarp starych osuwisk, krawędzi podcięć drogowych czy teras rolnych. Zespoły osuwisk masowo występujące na zboczach niewielkich dolin rzecznych mogą lokalnie powodować poszerzanie i zmianę ich kształtu (ryc. 4.14). W obrębie stoku sukcesyjna rozbudowa osuwisk rotacyjnych (osuwiska wielokrotne) prowadzi do powstania falistego profilu z licznymi zagłębieniami w formie stopni (fot. 1–2 na ryc. 4.6, ryc. 4.15). W efekcie stoki górskie przekształcane przez procesy masowe charakteryzują się nieregularnym kształtem w profilu podłużnym i poprzecznym (Starkel 1960, 1996, Ziętara 1968, Kotarba 1986, Górczyca 2004). Niewątpliwie istotną cechą osuwisk w utworach pokrywowych (głównie zwietrzelinowych) jest tendencja do szybkiego zablizniania ich form rzeźby, nawet jeżeli osuwiska te były odmładzane (fot. 1–2 na ryc. 4.6).

Ruchy masowe w obrębie podłoża skalnego i charakteryzujące się większym zasięgiem w podłożu trwalej przekształcają rzeźbę. Powodują one powstanie charakterystycznych elementów morfologicznych różnicujących krajobraz gór, takich jak ściany skalne, rowy rozpadlinowe, wały koluwalne, zagłębienia, jeziora zaporowe (fot. 5, 6b na ryc. 4.6, fot. 4–5 na ryc. 4.7; Sawicki 1917, Baumgart-Kotarba 1974, Alexandrowicz i in. 2003, Alexandrowicz, Margielewski 2010, Rączkowska i in. 2012). Odnawianie (sukcesja) ruchów masowych uwarunkowane strukturalnie (wzdłuż spękań, uskoków – zob. ryc. 4.7) ma istotny wpływ na rozwój form rzeźby osuwiskowej. Powtarzalne przekształcanie określonych partii stoków przez ruchy masowe prowadzi do stopniowego rozczłonkowania stoków prostych i formowania bocznych dolinek (Kotarba 1986). Zwykle bowiem osuwiska przecinają warstwy wodonośne i są miejscem wypływu wód. Następuje wówczas formowanie cieków, który powoduje linijne erozyjne rozcinanie osuwiska, zaś w strefie źródłiskowej zachodzi erozja wsteczna, prowadząca do powstawania nowych ruchów masowych, przekształcających strefę źródłiskową i cofających ją w górę stoku.

W skali lokalnej, wskutek oddziaływania gwałtownych opadów, w obrębie skalistych, rozległych nisz osuwisk, obserwowano odpadanie materiału skalnego (Ziętara 1968, Bajgier-Kowalska 2002). W następstwie odpadania na ścianach powstawały żleby, zaś u ich podnóży – hałdy usypiskowe, które się powiększały. Tą drogą dochodzi do cofania ścian skarp osuwisk zarówno starych, jak i powstających współcześnie (Jakubowski 1967, 1974).

Skalne osuwiska bardzo długo zachowują świeżość rzeźby. Dotyczy to szczególnie form powstałych w odpornych piaskowcach, których wyrazista rzeźba jest współcześnie maskowana jedynie przez sukcesję roślinną (ryc. 4.5). Rzeźba osuwisk rozwiniętych w skałach podatnych na denudację (tępki, drobnorytmiczny flisz) jest nieco szybciej zablizniana, często z istotnym udziałem procesów erozyjnych. Najbardziej „trwałe” morfologicznie są wysokie i rozległe skarpy osuwisk, powstałe w lejach źródłowych (Starkel 1960, Ziętara 1968, Bajgier-Kowalska, Ziętara 2002), szczególnie zaś wielkoskalowe formy osuwiskowe utworzone

w odpornych skałach. Jednakże tego typu głębokie osuwiska były w ostatnich 200 latach rejestrowane sporadycznie. Spektakularnym przykładem takiej formy jest osuwisko na Kicarzu (707 m n.p.m.) nad Piwniczną w Beskidzie Sądeckim (ryc. 4.5; Nowalnicki 1971, 1976, Pulinowa 1972, Łajczak i in. 2014). Powstało ono w 1813 r. w czasie katastrofalnej powodzi będącej skutkiem trzydniowej ulewy (26–28 sierpnia). Osunięte do doliny Popradu masy skalne zatamowały okresowo przepływ rzeki, co przyczyniło się do powstania rozległego jeziora zaporowego, które sięgnęło aż do Mniszka, powodując zniszczenie w tej miejscowości części kościoła wraz z wieżą (Nowalnicki 1971, 1976). Kolejną rozległą formą jest znane powszechnie osuwisko na NW stokach Chryszczatej w Duszatynie w Bieszczadach, powstałe w kwietniu 1907 r. (Zuber, Blauth 1907, Schramm 1925, Kardaśzewska 1968). Jest to wąskie (280–150 m) i długie osuwisko (ok. 1400 m – Bober i in. 1997), którego koluwia spowodowały zatamowanie Potoku Olchowatego i powstanie Jeziorek Duszatyńskich. Jak już wspomniano, także stosunkowo płytkie osuwiska będące skutkiem katastrofalnych opadów w roku 2001 (Lachowice) i 2010 (Kłodne) wykształciły wysokie i rozległe formy morfologiczne (wały i nabrzmienia) wyraźnie zaznaczające się w rzeźbie (fot. 6 na ryc. 4.6, ryc. 4.7).

Odrębną kwestią związaną z wpływem osuwisk na rozwój dolin rzecznych jest dostawa, dzięki ruchom masowym, znacznej niekiedy ilości materiału zwietrzelinowego lub skalnego do koryt rzek. Mogą wówczas powstać jeziora zaporowe, stanowiące zarówno malownicze elementy krajobrazowe, jak i kształtujące lokalny reżim przepływu rzeki. Przegradzanie dolin rzecznych materiałem koluwalnym w trakcie wezbrań i spiętrzanie ich wód przyczynia się do intensyfikacji erozji bocznej. Szczególnie na obszarze pogórzy w efekcie tak zainicjowanej erozji bocznej obserwowano pogłębianie i poszerzanie den dolin oraz zestramianie ich zboczy (German 1998).

4.2.2. Wpływ spłukiwania, sufozji i procesów eolicznych na współczesną ewolucję stoków Karpat fliszowych

4.2.2.1. Spłukiwanie

Wylesienie i długotrwała gospodarka rolna w Karpatach znacząco zmieniły warunki odprowadzania zwietrzliny ze stoków. Istotną rolę w przekształcaniu stoków zaczęło odgrywać spłukiwanie, w wyniku którego następuje przemieszczanie materiału mineralnego na stokach oraz jego depozycja w obrębie stoków i u ich podnóży, w dnach dolin. Spłukiwanie jest również jednym z ważnych procesów dostarczających zawiesinę do koryt potoków i rzek (Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1999, Froehlich, Słupik 1980, 1986, Froehlich 1982, Lach 1984, Święchowicz 2002c).

Spłukiwanie jest procesem epizodycznym. Ma miejsce wówczas, gdy natężenie deszczu lub szybkość topnienia pokrywy śnieżnej przewyższa możliwość wsiąkania wody w podłoże (Słupik 1973, 1978, Gil 1999, Święchowicz 2008b, 2012a,b). Wystąpienie spływu i w konsekwencji spłukiwania na stokach uwarunkowane

Ryc. 4.15. Wpływ powierzchniowych ruchów masowych na przekształcanie rzeźby (wg Starkla 1960, 1979, 1996, Ziętarek 1968, Kotarby 1986, Margielewskiego 1991, 2008, Górczyca 2004)

1–2 – osuwiska skalne: cofanie stoków, z równoczesnym zwiększaniem zasięgu osuwisk w głąb masywu, 3 – cofanie skarp skalnych osuwisk poprzez obrywy lub formy typu przechoły, 4 – sukcesja skalnych osuwisk zachodząca wzdłuż nieciągłości tektonicznych, związana z liniowym rozwojem form, powodująca ich cofanie czy transformację liniową, 5 – „wyostrzanie” załomów morfologicznych przez osuwanie, 6 – łagodzenie załomów morfologicznych przez procesy osuwiskowe: zarówno te w górnych partiach załomów, jak i poniżej, w obrębie teras rzecznych, nadbudowywanych koluwiami, 7 – modyfikowanie stromego V-kształtnego zarysu zboczy dolin rzecznych przez osuwanie, 8 – falisty kształt stoku jako efekt rozwoju cyklicznych, wielokrotnych zsuwów rotacyjnych w utworach stokowych. Objaśnienia sygnatur na ryc. 4.6.

jest zarówno czynnikami meteorologicznymi (wydajnością i intensywnością opadu atmosferycznego i termiką powietrza), jak warunkami terenowymi (spadkiem, przepuszczalnością gleb, pokrywą roślinną, a także użytkowaniem ziemi i agrotechniką).

W Karpatach fliszowych rola spłukiwania jest inna na obszarach o typie rzeźby górskiej (beskidzkiej) i pogórskiej, gdyż charakteryzują się one odmiennymi cechami obiegu wody i zwietrzeliny (tab. 4.2, ryc. 4.16; Starkel 1972, Gil 1979).

Typ rzeźby górskiej charakteryzują strome ($>20^\circ$) stoki na seriach fliszowych o przewadze piaskowców, okryte glebami gliniastymi z dużym udziałem frakcji szkieletowej. Taka budowa sprzyja infiltracyjno-ewapotranspiracyjnemu typowi krążenia wody, z przewagą spływu śródpokrywowego (Słupik 1978, Gil 1979). W górach fliszowych na stokach prostych i wypukłych okrytych rumowiskiem od grzbietów do koryt potoków woda opadowa głównie wsiąka i ługuje pokrywę zwietrzelinową oraz złobi kanały sufozyjne. Na stokach złożonych (w górnej części stromych, piaskowcowych, w dolnej części o mniejszych nachyleniach i zbudowanych z łupków) wody przepływające przez uszczelinione piaskowce powodują osuwanie i rozcinanie podnóży stoków (ryc. 4.16; Gil 1979, Starkel 1991b). W zlewniach górskich, szczególnie w odcinkach źródłowych, stoki kontaktują się bezpośrednio z korytami, a woda i materiał transportowany na stokach jest bezpośrednio dostarczany do koryta potoku (Starkel 1972, Froehlich, Słupik 1977).

Rzeźba pogórzy charakteryzuje się występowaniem szerokich wyrównanych garbów wierzchowinowych oraz wypukło-wklęsłych stoków o przeważających nachyleniach $5\text{--}20^\circ$ (tab. 4.2; Starkel 1972, 1991b). Na stokach pogórskich zbudowanych z warstw piaskowcowo-łupkowych i łupkowych okrytych pokrywami gliniastymi występuje infiltracyjno-ewapotranspiracyjny typ krążenia wody ze znacznym udziałem spływu powierzchniowego (ryc. 4.16; Słupik 1973, 1978, Starkel 1991b, Gil 1999). Podobnie w brzeżnej części Karpat, gdzie stoki zbudowane są z miększych pokryw pyłowych utworów lessopodobnych, występowanie w glebach słabo przepuszczalnego poziomu iluwialnego Bt, który ogranicza głębszą infiltrację wody opadowej, sprzyja procesom spływu powierzchniowego i spłukiwania gleby (Świąchowicz 2002c, 2011). Charakterystyczną cechą rzeźby pogórskiej jest występowanie szerokich den dolin, które oddzielają stoki od koryt potoków. Uniemożliwia to bezpośrednią dostawę materiału zwietrzelinowego i większość materiału deponowana jest w obrębie podstokowych części dna doliny.

Kolejnym istotnym czynnikiem różnicującym efektywność spłukiwania jest szata roślinna. Na zalesionych stokach Beskidów i Pogórza spłukiwanie nie odgrywa większej roli (Gerlach 1976, Gil 1976, Świąchowicz 2002c). Ze względu na dużą intercepcję koron drzew grunt pod pokrywą leśną otrzymuje znacznie mniej wody niż grunt na terenach odkrytych. Ponadto zarówno na Pogórzu, jak i w Beskidach las pozostał na obszarach mało przydatnych dla rolnictwa, a więc na stromych stokach okrytych glebami gliniastymi z dużym udziałem frakcji szkieletowej, co ułatwia infiltrację (Słupik 1973, 1978).

Spłukiwanie na stokach zalesionych jest bardzo małe, jednak zróżnicowane w poszczególnych latach (tab. 4.3; Gerlach 1976). Proces występuje głównie

w półroczu letnim, a o jego intensywności decydują zwykle opady o dużej wydajności. W półroczach letnich ilość spłukiwanego materiału mineralnego może stanowić około 85% całkowitej ilości materiału odprowadzanego w ciągu roku. Spływ wody i transport materiału mineralnego utrudniony jest przez proces saltacji wykrotowej. Powstała w jej wyniku mikrorzeźba zwiększa retencję powierzchniową i utrudnia spływ wody oraz jest miejscem depozycji przemieszczanego materiału mineralnego. Obszary leśne pocięte są siecią dróg, które często biegną dnami dolin lub grzbietami wododzielnymi. Drogi te połączone są siecią poprzecznych dróg i ścieżek. Na stromych beskidzkich stokach, w miejscach intensywniej eksploatacji lasu, tworzone są ponadto rynny zrywkowe ułatwiające transport drewna, które pełnią podobną funkcję jak drogi (Froehlich, Słupik 1986). Mimo że gęstość sieci dróg na zalesionych stokach beskidzkich jest wyraźnie mniejsza niż na obszarach rolniczych, to ich rola w obiegu wody i materiału jest dominująca, bo okresowo wywołują spływ i spłukiwanie linijne oraz stanowią główne źródło dostawy zawiesziny do koryt potoków (Froehlich, Słupik 1980, 1986, Froehlich 1982).

Na gruntach ornych, zarówno w Beskidach, jak i na Pogórzu, użytkowanie ziemi zmienia się sezonowo wraz ze stosowanym płodozmianem. Zmienia się też stan upraw związany z roślinnością i pracami agrotechnicznymi. Równocześnie zmieniają się warunki pogodowe, a w zależności od nich stan powierzchni gruntu (Słupik 1973, 1978). Tak duża różnorodność warunków, w jakich potencjalnie może wystąpić spływ wody i spłukiwanie gleby, wpływa na zróżnicowanie natężenia tych procesów w Karpatach fliszowych (tab. 4.3; Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1979, 1986, 1998, Świąchłowicz 2002a,c, 2012a,b, 2017, 2018, Gil, Bochenek 2010).

Najpełniejszy obraz przebiegu i intensywności spłukiwania na fliszowych stokach, o różnym użytkowaniu, dały wyniki pomiarów spływu powierzchniowego

Ryc. 4.16. Typy stoków i pokryw stokowych w Karpatach (wg Starkla 1991a)

A – stok górski podcięty o przyspieszonym drenażu śródpokrywowym, B – stok górski dwuczłonowy z ograniczonym drenażem śródpokrywowym, C – stok pogórski (wyżynny); 1 – serie piaskowcowe, 2 – serie łupkowe, 3 – pokrywy stokowe rumowiskowe (przepuszczalne), 4 – pokrywy soliflukcyjne gliniasto-szkieletowe, 5 – gliny aluwialne (mady), 6 – piaski i żwiry rzeczne, 7 – główne kierunki spływu podziemnego

Tabela 4.2. Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania wystąpienia spłukiwania w Karpatach (wg Starkla 1972, Soi 2002)

Region	Użytkowanie ziemi [%]	Charakterystyka rzeźby					
		Typ rzeźby		Wysokości względne [m]	Przeważające kształty stoków nachylenia stoków [stopnie]		
		nazwa	powierzchnia [%]				
Karpaty Za- chodnie Zewnętrzne	Lasy	25,4	pogórza niskie	31,8	60–120	wypukło-wklęsłe	5–10
	Grunty orne	45,5	pogórza średnie	50,6	120–200 120–250	wypukło-wklęsłe wypukło-wklęsłe, wypukłe	5–15 5–15
	Łąki	12,7	pogórza wysokie dna dolin i kotlin	2,8 14,8	200–300 0–40	wypukłe –	10–20 –
Karpaty Zachodnie Zewnętrzne Beskidy	Lasy	49,9	góry średnie	29,5	400–600 300–700 500–800	krawędziowe proste, wypukłe proste, wypukłe	20–35, 5–10 15–30 15–30
	Grunty orne	27,6	góry niskie i wyso- kie pogórza	27,3	300–400 300–500 200–300	wypukłe, krawędziowe wypukło-wklęsłe wypukłe	5–10, 15–30 5–10, 15–30 10–20
	Łąki	13,5	pogórza średnie pogórza niskie dna dolin i kotlin	26,9 9,8 6,6	120–200 120–250 60–120 0–40	wypukło-wklęsłe wypukło-wklęsłe, wypukłe wypukło-wklęsłe –	5–15 5–15 5–10 –
Karpaty Wschodnie Zewnętrzne	Lasy	67,3	góry średnie	14,0	400–600 300–700 500–800	krawędziowe proste, wypukłe proste, wypukłe	20–35, 5–10 15–30 15–30
	Grunty orne	10,9	góry niskie pogórza średnie	22,5 30,8	300–400 300–500 120–200 120–250	wypukłe, krawędziowe wypukło-wklęsłe wypukło-wklęsłe wypukło-wklęsłe, wypukłe	5–10, 15–30 5–10, 15–30 5–15 5–15
	Łąki	12,9	pogórza niskie dna dolin i kotlin	30,7 2,1	60–120 0–40	wypukło-wklęsłe –	5–10 –

i spłukiwania prowadzone nieprzerwanie od 1968 r. w Stacji Naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku, położonej na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Ciężkowickiego (Gil, Słupik 1972, Słupik 1973, Gil 1976, 1986, 1994, 1999, Gil, Bochenek 2010). Badania wykazały, że spłukiwanie gleby nawiązuje do rodzaju szaty roślinnej i użytkowania ziemi. Na poletkach pozbawionych roślinności lub o jej małej zawartości spłukiwanie jest zdecydowanie większe niż na powierzchni o zwartej szacie roślinnej (tab. 4.4). Przykładowo średnie roczne spłukiwanie gleby w latach 1980–1990 na poletkach w Szymbarku było zróżnicowane i wynosiło na łące $64,3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, na polach z uprawami zbożowymi – $1094 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, a na polach ziemniaczanych – $34\,274 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$. Proporcje w wielkości spłukiwania gleby wynosiły odpowiednio 1:7:533 (Gil 1999).

W półroczu zimowym na rolniczo użytkowanych stokach około 30–40% powierzchni może być pozbawione roślinności lub porośnięte słabo ukorzenionymi oziminami (Gil 1999). Główną rolę w zróżnicowaniu spływu powierzchniowego na stokach odgrywają warunki podłoża i związana z termiką zimy głębokość przemarznięcia gruntu, która maleje przy dużej miąższości i trwałości pokrywy śnieżnej (Gil 1999). Intensywny spływ wody występuje głównie podczas roztopów typu adwekcyjnego, połączonego często z opadami deszczu (Słupik 1978). Na stokach z uprawami zbożowymi głównym okresem występowania spłukiwania jest zimowe półrocze hydrologiczne, gdyż powierzchnia pól obsianych zbożem ozimym jest wyrównana przez zabiegi agrotechniczne i jeszcze w niewielkim stopniu pokryta przez roślinność. Ułatwia to wystąpienie spływu liniowego, a rozmarzająca gleba łatwo podlega spłukiwaniu bruzdowemu. Na polach ze zbożem ozimym oraz na gruntach zaoranych spłukiwanie jest podobne. Na trwałych i nietrwałych użytkach zielonych (łąka i koniczyna) spłukiwanie jest minimalne, gdyż dzięki zwartemu systemowi korzeniowemu i dość gęstej roślinności, uprawy te dobrze chronią glebę przed erozją (Gil 1994, 1999).

Średnie roczne spłukiwanie gleby w półroczu zimowym w latach 1980–1990 było zróżnicowane i wynosiło na łące $13,3 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, na polach z uprawami zbożowymi – $877,7 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, a na polach ziemniaczanych – $948,1 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (Gil 1999). Proporcje w wielkości spłukiwania gleby wynosiły odpowiednio 1:66:71.

Największą dynamiką spływu wody i spłukiwania na stokach oraz najsilniejszym jej zróżnicowaniem w zależności od użytkowania ziemi oraz wysokości i natężenia opadów cechuje się letnie półrocze hydrologiczne (Słupik 1973, 1978, Gil, Starkel 1979, Gil 1994, 1999, Starkel 1996). Intensywne spłukiwanie ma miejsce na polach, na których uprawiana roślinność nie jest dostatecznie zwarta, przez co nie chroni powierzchni gleby przed bezpośrednim działaniem ani kropel deszczu, ani energii spływającej wody. W latach hydrologicznych 1980–1990 średnie roczne spłukiwanie gleby w półroczu letnim było zróżnicowane i wynosiło na łące $51 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, na polach z uprawami zbożowymi – $216,6 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$, a na polach ziemniaczanych – $33\,054 \text{ kg} \cdot \text{ha}^{-1}$ (Gil 1999). Proporcje w wielkości spłukiwania gleby wynosiły odpowiednio 1:4:648.

Wśród opadów występujących w letnim półroczu hydrologicznym największe przeobrażenia stoków i koryt powodują krótkotrwałe lokalne ulewę i deszcze

Tabela 4.3. Sptukiwanie [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$] w różnych regionach Karpat (wg Gerlacha 1966, 1976, Gila 1994, 1999, Drużkowskiego 1998)

Region	Autor	Okres Badań	Sptukiwanie [$\text{kg}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$]			
			Lasy	Łąki	Oranina	Okopowe (ziemniaki)
Jaworki (Beskid Sądecki)	Gerlach, 1966, 1976	1956–1958		3,1–6,1		
		1968–1971		5,9–7,1 3,5–11,8 2,7–10,1		63 195
Jaszcze Jamne (Beskid Sądecki)	Gerlach, 1966, 1976	1969–1971	2,1–5,5 4,6–12,9	2,7–3,5		
Szymbark k. Gorlic (Beskid Niski/Pogórze)	Gil, 1994, 1998, 1999	1969–1990		8,1–466	2,5–3835	561–95771
Pogórze Wielickie	Drużkowski, 1998	–	25	50		75000
						1250

rozlewne (Starkel 1986, 1996, 1998). Krótkotrwałe lokalne ulewy mają zwykle gwałtowny przebieg, duże natężenie i krótki czas trwania (opad do 100 mm przy natężeniu 1–3 mm, a nawet więcej). W skali K. Chomicza (1951) należą one do kategorii silnych deszczów ulewnych lub deszczów nawalnych. Tego typu opady występują od maja do sierpnia, najczęściej w czerwcu i lipcu. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego i spłukiwania na poszczególnych użytkach rolnych zależy od natężenia opadów. Podczas krótkotrwałych ulew duże natężenie opadu przekracza zdolności infiltracyjne podłoża i jednocześnie jest przyczyną silnego rozbryzgu. Krótki czas trwania spływu powierzchniowego sprawia, że materiał glebowy przemieszczany jest na niewielkie odległości i akumulowany na powierzchniach o gęstej roślinności jeszcze w obrębie stoków lub w dnie doliny w postaci różnej wielkości stożków deluwialnych (Gil, Słupik 1972, Gerlach 1976, Święchowski 2002b, 2004, 2006, 2012a,b). Do koryta potoków dociera jedynie materiał wynoszony z dróg polnych lub pól położonych bezpośrednio w ich sąsiedztwie (Froehlich, Słupik 1980, 1986, Gil 1994, 1999). W latach 1969–1990, na uprawach okopowych w Szymbarku, natężenie spływu powierzchniowego osiągało maksymalnie od $3660\text{--}5900\text{ dm}^3\cdot\text{min}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}$, a spłukiwanie od $30\text{--}40\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. Na uprawach zbóż ozimych, trwałych i nietrwałych użytkach zielonych erozja gleby była minimalna (Gil 1994, 1999).

Przy maksymalnym natężeniu przekraczającym $3\text{ mm}\cdot\text{min}^{-1}$ spływ powierzchniowy po przekroczeniu pojemności wodnej gleby, na wszystkich użytkach ma podobne rozmiary, stanowiące 60–70% opadów (Gil 1999).

Tabela 4.4. Spływ powierzchniowy, śródglebowy i spłukiwanie na stokach użytkowanych rolniczo w rejonie Szymbarku w latach hydrologicznych 1980–1990 (Stacja IGiPZ PAN w Szymbarku; wg Gila 1994, 1999)

	Lata hydrologiczne 1980–1990									
	Półrocze zimowe (XI–IV)					Półrocze letnie (V–X)				
	Maks.	Min.	Średnia	Maks.	Min.	Średnia	Maks.	Min.	Średnia	Rok
Opad [mm]	311	122,0	263,6	857	287,0	539,1	1148	530,3	802,7	
opad efektywny [mm]	192	83,0	146,2	694	95,4	366,6	848	266,3	515,6	
spływ powierzchniowy [mm]	55	2,7	28,6	2711	2,1	93,9	309	43,1	119,5	
spłukiwanie [kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹]	3851	5,0	948,1	91920	2070,0	33054,4	95771	4191,7	34274,2	
Zboża	opad efektywny [mm]	218	29,9	139,2	627	107,4	328,9	803	216,0	468,1
	spływ powierzchniowy [mm]	58	2,6	24,1	229	0,2	50,8	248	12,5	74,9
	spłukiwanie [kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹]	7600	10,0	877,7	656	1,8	216,6	8155	25,9	1094,3
	opad efektywny [mm]	198	29,9	133,5	591	65,4	273,7	671	192,8	407,2
Łąka	spływ powierzchniowy [mm]	112	0,97	26,5	260	0,15	51,5	287	1,97	78,0
	spłukiwanie [kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹]	42	2,0	13,3	211	0,4	51,0	232	8,2	64,3
Koniczyna	opad efektywny [mm]	173	29,9	125,9	657	95,8	343,6	830	236,9	472,5
	spływ powierzchniowy [mm]	65	1,3	18,6	141	1,7	43,4	157	5,24	61,9
	spłukiwanie [kg·ha ⁻¹ ·a ⁻¹]	20	2,0	7,6	193	67,1	56,2	197	17,6	63,7
Spływ śródglebowy [mm]	53	1,6	28,4	74	0,2	26,6	1019	8,0	54,9	

Natężenie spływu powierzchniowego podczas pojedynczego opadu osiągało na poletkach w Szymbarku od $100 \text{ dm}^3 \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ (las) do $9000\text{--}10\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ (łąki i zboża) i $15\,000 \text{ dm}^3 \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ (uprawy ziemniaków) (Gil 1999). Podczas tego typu opadów spłukiwanie obejmuje nawet całą warstwę orną i często ma katastrofalny przebieg (Gerlach 1976, Gil 1998, 1999). Mimo dużego natężenia zarówno opadów, jak i spływu powierzchniowego, na poletkach z dobrze rozkrzewionym zbożem, na użytkach zielonych spłukiwanie jest niewielkie. Rejestrowane spłukiwanie osiągało od $23\text{--}56 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ (ziemniaki) do $1,3 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ (łąka) i kilku kilogramów z hektara w lesie (Gil 1994, 1999). podczas takich opadów wyerodowana na stokach gleba, akumulowana jest zarówno u podnóża stoków, jak i w dużej części dociera do koryt potoków (Gerlach 1976, Gil 1999).

W czasie deszczów rozlewnych, o wysokości $>100 \text{ mm}$ i natężeniu do $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, następuje nasycenie podłoża, a spływ powierzchniowy rozpoczyna się po przekroczeniu pojemności infiltracyjnej gleby lub podczas chwilowego wzrostu natężenia opadów. W takich warunkach wielkość spływu powierzchniowego jest podobna na wszystkich użytkach rolnych. O wielkości spływu powierzchniowego decydują cechy litologiczne podłoża i pojemność wodna pokryw glebowych, a zmniejsza się rola użytkowania ziemi i szaty roślinnej (Słupik 1973, 1978). Maksymalne rejestrowane natężenie spływu powierzchniowego przekraczało $4000 \text{ dm}^3 \cdot \text{min}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ (ziemniaki i łąka), a na uprawach zbożowych było tylko nieznacznie niższe (Gil 1999). Jeśli podłoże jest w pełni nasycone wodą dochodzi do spływu powierzchniowego powrotnego, a wtedy, w dolnych częściach stoku, ma miejsce wypływ wód gruntowych z powrotem na powierzchnię. Spływ taki trwa zdecydowanie dłużej niż opad. Spłukiwanie, rejestrowane podczas rozlewnych opadów, było znacznie mniejsze aniżeli podczas ulew i wynosiło od $1,3 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ na uprawach ziemniaczanych i $0,013 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ na uprawach zbożowych i łące (Gil 1986, 1998, 1999).

Wyniki uzyskane ze stacjonarnych pomiarów na poletkach eksperymentalnych wskazują na dużą dynamikę spłukiwania na stokach użytkowanych rolniczo. Jednak wysokie wskaźniki spłukiwania nie znajdują odzwierciedlenia w dostawie i transporcie materiału do koryt rzecznych. Mechanizm procesu spłukiwania jest złożony. Wzrost ilości transportowanego materiału z długością stoku nie jest równomierny. Materiał przemieszczany jest skokowo. Transport materiału na stoku odbywa się zwykle na krótkie odległości, a akumulacja następuje w obrębie pól z gęstą roślinnością, na częściach stoków o mniejszym nachyleniu lub u ich podnóża (Gerlach 1966, 1976, Gil 1976, 1986, Świąchowicz 2002b, c, 2004, 2010). Do den dolin rzecznych lub koryt dociera materiał tylko podczas gwałtownych ulew i deszczów rozlewnych, w czym główną rolę odgrywa transport linijny (ryc. 4.8; Froehlich, Słupik 1986).

Kształty stoków oraz ich położenie w stosunku do lokalnych baz denudacyjnych wpływają na dostawę materiału do koryt potoków. W przypadku stoków prostych i wypukłych bezpośrednio opadających do koryt dostawa zwykle jest duża, natomiast w przypadku wypukło-wklęsłych – znacznie ograniczona. Im dłuższy jest odcinek wklęsły, tym mniejsza jest dostawa do koryt. W przypadku

większej dostawy materiału ze stoków do den dolin niż możliwości jego odprowadzania rozwój stoków będzie przebiegał poprzez spłaszczanie – rozwój zstępujący, natomiast gdy odprowadzanie materiału jest większe niż dostawa – ma miejsce wstępujący rozwój stoków (Gerlach 1976).

Charakterystyczny – zarówno dla Beskidów, jak i dla Pogórza – mozaikowy układ pól sprawia, że natężenie spłukiwania w obrębie stoków, uwarunkowane zróżnicowaniem i zmianowaniem upraw, jest różne w obrębie poszczególnych działek (Gil, Słupik 1972, Gerlach 1976, Gil 1979, Święchowicz 2002b,c, 2004, 2016, 2017, 2018). Transport materiału, a zwłaszcza dostawa do koryt potoków uzależniona jest od następstwa działek w profilu podłużnym stoków. W Beskidach – ze względu na większą przepuszczalność pokryw zwietrzelinowych oraz duże zróżnicowanie długości i nachyleń stoków – częściej występuje poprzeczny układ pól, ustabilizowany występowaniem teras rolnych (Gerlach 1976, Gil 1979). Na Pogórzu Karpacim – ze względu na mniejszą przepuszczalność pokryw oraz małe zróżnicowanie długości i nachyleń stoków – częściej występuje podłużny układ działek bez ustabilizowanych poprzecznych miedz na ich granicach (Święchowicz 2001).

Trwały układ działek i uprawa pól poprzeczna do spadku stoku wielokrotnie zmniejszają erozję gleby i prowadzą do powstania teras rolnych. Terasy rolne składają się z łagodnie nachylonej powierzchni (ławy terasy) zajętej przez grunty orne oraz stromej skarpy porośniętej darnią lub krzewami. Ława terasy, dzięki przemieszczaniu gleby przez pług oraz spłukiwaniu, ulega w górnej części obniżaniu (degradacji), natomiast w dolnej części agrodacji, co prowadzi do nadbudowywania skarpy (ryc. 4.17). W obrębie stoków z układem działek i uprawą pól poprzeczną do spadku stoku – spływ wody i spłukiwanie gleby odbywa się w obrębie poszczególnych działek, które stanowią przeważnie odizolowane od siebie i funkcjonujące niezależnie systemy (Gerlach 1966, Słupik 1973, Gil 1976, 1979). W ich obrębie ma miejsce transport i akumulacja materiału na krótkich odcinkach. Odprowadzanie materiału z całego stoku następuje systemem bruzd i dróg polnych, biegnących wzdłuż działek w dół stoków. Szacuje się, że rozmiary denudacji na stokach rolnych sterasowanych są około 40% mniejsze od spłukiwania na stokach pozbawionych teras (Gerlach 1966).

W. Froehlich i D.E. Walling (1995) nazywają te dwa systemy transferu cząstek liniowym ciągłym (zachodzącym na całej długości stoku podczas roztopów i wielkości opadów oraz związanym z rozcięciami erozyjnymi i drogami) i kaskadowym odcinkowym (zachodzącym w obrębie działek ograniczonych terasami rolnymi).

Orka zgodna z nachyleniem stoku wielokrotnie zwiększa natężenie procesów. Jeśli stoki są użytkowane jednolicie na całej długości, to natężenie spłukiwania rośnie wraz z długością stoku, a akumulacja deluwii występuje u ich podnóży (ryc. 4.17II; Gil 1979, Święchowicz 2012a, 2016, 2017, 2018).

Spłukiwanie powierzchniowe i liniowe występuje szczególnie intensywnie podczas silnych ulew i deszczów nawalnych, jeśli małe zlewnie niemal w całości są użytkowane jako grunty orne i wykorzystywane pod jednolite uprawy, np. buraków cukrowych. Brak tradycyjnego układu pól oraz miedz i skarp na ich granicach intensyfikuje spłukiwanie. Na powierzchni stoków tworzą się głębokie

(miejscami do 2 m) żłobiny, którymi transportowana jest woda i materiał odprowadzany ze stoków.

Zdarza się, że niektóre małe zlewnie pogórskie są niemal w całości użytkowane jako grunty orne i wykorzystywane pod uprawy głównie buraków cukrowych. W takich warunkach proces spłukiwania powierzchniowego i linijnego przebiega szczególnie intensywnie zwłaszcza podczas krótkotrwałych ulew (ryc. 4.18). Na powierzchni stoków tworzą się żłobiny, którymi transportowana jest woda i wyerodowana gleba. Rozcięcia erozyjne na gruntach ornym są w większości formami nietrwałymi, najczęściej usuwanymi podczas zabiegów agrotechnicznych (Świąchowicz 2004, 2009, 2017).

W zlewniach pogórskich dostawa materiału ze stoków do koryt potoków ma miejsce lokalnie i tylko podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych. Jednak i wówczas większość materiału deponowana jest w obrębie stoków, podstokowych równin deluwialnych lub zatrzymuje się dopiero w obrębie den dolin, zajętych przez trwałe użytki zielone. Wynikiem rozwoju rzeźby są – typowe dla Pogórza – wypukło-wklęsłe lub wielosegmentowe, schodowe stoki rolnicze oraz nieckowate i płaskodenne doliny, z systematycznie nadbudowywanymi deluwialnymi podnóżami. Te równiny i płaskie dna dolin stanowią strefę oddzielającą słabo ze sobą powiązane stoki i koryta. Jest to równocześnie strefa, w której w większości następuje deponowanie materiału odprowadzanego ze stoków (Świąchowicz 2012a, 2017).

W Karpatach fliszowych tempo rozwoju stoków zależy od szaty roślinnej i użytkowania ziemi. Na gruntach ornym poprzeczna uprawa i stosowany płodozmian oraz różne zabiegi agrotechniczne zmniejszają spłukiwanie gleby i prowadzą do powstania teras rolnych i nieregularnego profilu stoku. Natomiast na stokach uprawianych zgodnie ze spadkiem terenu depozycja u podnóża stoków lub w dnie doliny powoduje wydłużanie się wklęsłej części stoków i w rezultacie zacieranie wyraźnych granic morfologicznych pomiędzy stokami a dnem doliny (ryc. 4.17; Świąchowicz 2012a, 2017, 2018).

4.2.2.2. Sufozja

W Karpatach podziemnemu wymywaniu i odprowadzaniu cząstek mineralnych sprzyja występowanie pokryw głównie gruzowych, gruzowo-gliniastych i pylastych, zalegających na nieprzepuszczalnym podłożu (ryc. 4.16; Czeppe 1960, Starkel 1960, 1965, 1972, Galarowski 1976). Woda opadowa, prześlizgując się w głąb i płynąca systemem spęknięć, szczelin czy korytarzy zwierzęcych w pokrywie glebowej, zwietrzelinie lub na kontakcie litej skały i zwietrzeliny, wypłukuje materiał mineralny i prowadzi do powstania form sufozyjnych zarówno podziemnych, jak i powierzchniowych (Czeppe 1960, Starkel 1960, Galarowski 1976). Pokrywy zwietrzelinowe tworzą zwykle poziomy wyklinowujące się u podnóża stoków, dlatego spływająca w nich woda tworzy najczęściej okresowe zbiorniki wodne i wypływa na powierzchnię, tworząc młaki. Jeśli stoki zostaną podcięte np. przez rzekę, na ogół dochodzi do zdrenowania pokryw, a spływająca woda, wymywając części ziemiste, żłobi podziemne kanały, których strop zwykle się

Ryc. 4.17. (A) Profil stoku o terasowym układzie pól (wg Gerlacha 1966, zmienione), O – stok niesterasowany, A–G – terasy rolne, ł – ława terasy (łagodnie nachylona powierzchnia terasy), s – stroma skarpa terasy (porośnięta darnią lub krzewami), d – powierzchnia degradacyjna, a – powierzchnia agradacyjna, WSOS – wielkość średniego obniżenia stoku [cm]; (B) profil stoku wypukło-wklęsłego: d – powierzchnia degradacyjna, a – powierzchnia agradacyjna (wg Świąchowicz 2006)

Ryc. 4.18. Zlewnia Dworskiego Potoku (Pogórze Wiśnickie) – skutki spłukiwania na polu uprawy buraków (profile poprzeczne 7–12) po opadach w lipcu 2002 r. (fot. J. Świąchówicz)

zapada, co prowadzi do powstania na powierzchni studni sufozyjnych (ryc. 4.19; Czeppe 1960, Starkel 1960).

Sufozja przebiega wzdłuż szczelin lub kanałów ułatwiających przepływ wody w glebie (Starkel 1960). Najczęściej są nimi w warstwach przypowierzchniowych (30–60 cm) nory kretów i małych gryzoni, a w warstwach głębszych – korzenie drzew żyjących lub obumarłych oraz powierzchnie kontaktu gliny zboczowej z warstwą ilasto-gruzową lub podłożem skalnym. Wody opadowe i roztopowe wnikają pod zwieszłą warstwę darniową, spływają kanałami i wymywają drobny materiał. Rozszerzanie średnicy kanałów sufozyjnych może doprowadzić do osłabienia, a następnie zapadania stropu (Czeppe 1960, Paleczna 1995, Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018). Ostatnie badania w Bieszczadach wykazały, że główne kanały sufozyjne tworzą się na powierzchni kontaktowej pomiędzy glebą a podłożem macierzystym, zaś ich średnica wynosi około 30–40 cm (Bernatek-Jakiel i in. 2016).

Woda w kanałach sufozyjnych pochodzi zarówno z opadów, jak i wód gruntowych (Vannoppen i in. 2017). Erozyjna działalność wody płynącej w kanałach sufozyjnych jest epizodyczna, zachodzi głównie podczas ulew i roztopów. Spływ śródpokrywowy trwa znacznie dłużej niż powierzchniowy i odbywa się głównie systemem kanałów i korytarzy zwierzęcych (Starkel 1960, Bernatek-Jakiel i in. 2016, 2017). Większy wpływ na powstanie form sufozyjnych mają wody roztopowe niż opadowe. Zwarta pokrywa roślinna utrudnia bowiem wnikanie wody w system podpowierzchniowych kanałów. Topnienie śniegu przebiega zwykle stopniowo i może powtarzać się kilkakrotnie. Przy braku gęstej pokrywy roślinnej wody roztopowe z łatwością dostają się w niekapilarne przestwory glebowe (Czeppe 1960, Galarowski 1976, Bernatek-Jakiel i in. 2015).

Sufozja występuje zarówno na obszarach zalesionych, jak i użytkowanych rolniczo (Czeppe 1960, Starkel 1960, Bernatek 2015). Większość rejestrowanych form sufozyjnych występuje na stokach zajętych przez trwałe użytki zielone i pastwiska. Na terenach użytkowanych rolniczo, zwłaszcza na gruntach ornych, zabiegi agrotechniczne niszczą istniejące kanały i uniemożliwiają rozwój typowych form sufozyjnych (Czeppe 1960, Galarowski 1976, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018).

Wysiedlenie po II wojnie światowej ludności łemkowskiej z Beskidu Niskiego i Bieszczadów spowodowało zmiany użytkowania ziemi w tych regionach. Większość pól uprawnych została zajęta pod łąki i pastwiska albo zalesiona. Zaniechanie uprawy roli przyspieszyło sufozję, bo zwiększyła się i zagęściła sieć podziemnych kanałów zwierzęcych, które w przeszłości były systematycznie niszczone przez orkę. W obrębie stoków powstało wiele zagłębień sufozyjnych oraz następowało obrywanie się i osuwanie krawędzi teras rolnych, które z upływem czasu zostały utrwalone przez roślinność (Czeppe 1960). Szczegółowe badania właściwości gleb wykazały na znaczącą rolę aktywności biologicznej organizmów roślinnych i zwierzęcych w tworzeniu kanałów sufozyjnych (Bernatek-Jakiel i in. 2016).

Procesy i formy sufozyjne występują częściej w Karpatach Wschodnich (Czeppe 1960, Starkel 1965, Galarowski 1976) niż w górach i na pogórzach

Ryc. 4.19. System sufozyjny (wg Czeppego 1960)

1 – zagłębienie sufozyjne, 2 – studnia, 3 – przypuszczalny przebieg kanału, 4 – krawędź skarpy rolnej, 5 – kierunek największego nachylenia stoku, 6 – nisza i jęzor osuwiska

Karpat Zachodnich (Starkel 1960). Najbardziej typowe formy sufozyjne powstają na obszarach zbudowanych z warstw krośnieńskich, pokrytych miększą (>1 m) warstwą zwietrzeli-ny pylasto-piaszczystej (Czeppe 1960, Starkel 1960, Galarowski 1976). W wyniku sufozji powstają kanały sufozyjne. Najczęściej o istnieniu kanałów sufozyjnych wnioskuje się na podstawie zapadniętego terenu nad kanałem. Powstają wówczas powierzchniowe formy sufozyjne, wśród których wyróżnia się zagłębienia, studnie oraz ślepe dolinki sufozyjne (Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018). Formy te występują najczęściej w zespołach (tzw. systemy sufozyjne; ryc. 4.19; Czeppe 1960). Zagłębienia sufozyjne powstają w wyniku osiadania terenu nad kanałem sufozyjnym, ale w których nie doszło jeszcze do przerwania ciągłości pokrywy roślinnej i glebowej. Z czasem zagłębienia mogą przekształcić się w studnie sufozyjne. Studnie to formy o pionowych lub prawie pionowych ścianach, które powstały w wyniku zapadnięcia terenu nad kanałem sufozyjnym, a dno tych form stanowi jednocześnie dno kanału sufozyjnego. W formach tych niekiedy materiał, który uległ zapadnięciu, zalega jeszcze na dnie studni, a ściany tych form modelowane są przez niewielkie ruchy masowe. W wyniku zapadnięcia terenu pomiędzy kolejnymi studniami lub powiększania się jednej studni mogą rozwinąć się tzw. ślepe dolinki sufozyjne, czyli formy o wydłużonym kształcie zakończone wlotem do kanału sufozyjnego (Czeppe 1960, Starkel 1960, Galarowski 1976, Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Poesen 2018).

Sufozja prowadzi do powstania nie tylko form erozyjnych, ale także form akumulacyjnych z materiału wyniesionego z kanałów sufozyjnych, wśród których wyróżnia się stożki i kopczyki sufozyjne. Stożki sufozyjne kształtem i mechanizmem powstania przypominają stożki napływowe. Woda wraz z transportowanym materiałem wydostaje się ze stosunkowo wąskiego kanału na powierzchnię, nie jest już ograniczona ścianami kanału, spada zatem prędkość płynięcia wody, a transportowany materiał zostaje zdeponowany. Natomiast kopczyki sufozyjne (o kształcie kopców, pagórków) powstają w wyniku zablokowania kanału sufozyjnego i wydostania się wody wraz z transportowanym materiałem pod ciśnieniem na powierzchnię terenu. Materiał jest zrzućany wokół wylotu kanału, a woda odprowadzana po powierzchni terenu zgodnie z nachyleniem (Bernatek-Jakiel, Poesen 2018).

Na stokach karpackich, gdzie następuje sufozja, w wyniku odprowadzania materiału oraz zapadania kanałów sufozyjnych dochodzi do kombinacji spłaszczania z równoczesnym cofaniem odcinków wypukłych oraz do rozczłonkowania stoków i zmiany ich kształtu. Zmiana kształtu stoku i powstawanie lokalnych zagłębień (zapadniętych kanałów) powoduje lokalne zmiany w obiegu wody na stoku (Bernatek-Jakiel 2017).

Na wielu obszarach Karpat młode dolinki rozcinające stoki rozwinęły się na drodze sufozji (Starkel 1960, Bernatek 2015, Bernatek-Jakiel, Wrońska-Wałach 2018). Kanały sufozyjne powstają często powyżej zamknięć istniejących dolin, ukierunkowując ich rozwój i prowadząc do ich wydłużenia w górę stoku. Kiedy wymywanie materiału glebowego przebiega intensywnie, studnie sufozyjne powiększają swoją powierzchnię i łączą się, co na ogół prowadzi do powstania na stoku ślepej dolinki. Zbocza takich dolin są zwykle urwiste, a dna niewyrównane. Jeśli w kolejnym etapie dojdzie do podcięcia stoku, może wówczas następować dalszy rozwój doliny. Początkowo może być ona wąwozem lub debrzą. Zmiana użytkowania (wylesienie obszaru) zwykle prowadzi do przekształcenia doliny w parów, a na terenach zalesionych dolinka zapadliskowa zmienia się we wćios. Na polach ornych zaorywanie zapadlisk prowadzi do powstania dolinek nieckowatych. W przypadku zaprzestania uprawy w dnach dolin rozwijają się nowe formy sufozyjne (ryc. 4.20; Starkel 1960). Kanały sufozyjne mogą też powstać w obrębie stoków niezależnie od istniejącej sieci dolinnej, wówczas po całkowitym zapadnięciu mogą doprowadzić do zainicjowania kształtowania się nowej doliny (Bernatek 2015).

4.2.2.3. Procesy eoliczne

Karpaty są zaliczane do regionów o dużej intensywności współczesnych procesów eolicznych (Wojtanowicz 1990, 1999). Procesy mają głównie zasięg lokalny i regionalny. Obejmują: deflację (wywiewanie), transport i akumulację. Intensywność procesów eolicznych i ich morfologiczne skutki są uzależnione od warunków klimatycznych, użytkowania ziemi oraz od ukształtowania terenu (Gerlach, Koszarski 1969, Janiga 1975, Gerlach 1976, 1977, Welc 1977, Izmailów 1995b, Drużkowski 1998).

Ryc. 4.20. Kierunki rozwoju dolinek holocenijskich w Karpatach (wg Starkla 1960)

1 – naturalne kierunki rozwoju dolin, 2 – kierunek rozwoju uwarunkowany zmianami użytkowania ziemi

Procesy eoliczne zachodzą już przy wiatrach umiarkowanych ($>5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), choć najbardziej efektywne są podczas wiatrów silnych ($>10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) i bardzo silnych ($>15 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). W Karpatach fliszowych liczba dni z wiatrem silnym i bardzo silnym ogranicza się do kilku procent dni w roku (Welc 1977, Niedźwiedź i in. 1985). Na grzbiętach Pogórza Karpackiego wiatry silne mogą stanowić od 1,1% (w czerwcu) do 11,3% (w grudniu), a wiatry bardzo silne nie przekraczają 1% w roku. Na szczytach beskidzkich wiatry silne zdarzają się z częstością 15,4%, a udział wiatrów bardzo silnych w ciągu roku dochodzi do 4% (Niedźwiedź i in. 1985).

W warunkach naturalnych działalność wiatru ogranicza się do koryt dużych rzek, obszarów położonych powyżej górnej granicy lasu, a w większych kompleksach leśnych porastających stoki górskie i pogórskie polega głównie na saltacji wykrotowej. W dnach dolin i kotlin deflacja jest ograniczona do powierzchni bez szaty roślinnej: brzegów koryt, łąch, wałów przykorytowych czy świeżych podcięć erozyjnych. Powyżej górnej granicy lasu procesy eoliczne stwierdzono w Bieszczadach, na wąskich grzbiętach połonin, pozbawionych zwartej pokrywy darniowej (powierzchnie skałkowe, przełęcze). Korazji i deflacji podlegają głównie przełęcze i stoki o ekspozycji południowej i południowo-zachodniej, przeważnie podczas wiatru fenowego. Akumulacja ma miejsce na stokach zawietrznych. Na podstawie pomiarów w okresie trzech zim 1965–1967 wielkość akumulacji eolicznej wynosiła od 1,0 do $1,9 \text{ t}\cdot\text{ha}\cdot\text{km}^{-1}$ (tab. 4.5; Pękała 1969).

Na zalesionych grzbiętach podczas porywistego wiatru występuje saltacja wykrotowa (Gerlach 1960, 1966, 1976). Proces ten polega na wyrzucaniu – wraz z korzeniami drzew – znacznych ilości gleby, przemieszczaniu jej przeważnie

w dół stoku oraz depozycji w niewielkiej odległości od miejsca wyrwania. Saltacja wykrotowa powoduje powstanie płytkich obniżeń, ułatwia rozmywanie odsłoniętej gleby i w efekcie prowadzi do lokalnego obniżania powierzchni stoków.

Procesy eoliczne odgrywają zdecydowanie większą rolę w przeobrażaniu rzeźby w środowisku przekształconym antropogenicznie (Gerlach, Koszarski 1968, Gerlach 1976, 1986, Wojtanowicz 1990, 1999).

Najbardziej sprzyjające warunki działania procesów eolicznych występują na gruntach ornych. Deflacja działa głównie w półroczu zimowym (XI–III), kiedy grunty orne, spulchnione przez orkę, pozbawione są pokrywy roślinnej, jest mała wilgotność gruntu, a procesy mrozowe rozbijają spoiłość agregatów glebowych (Gerlach, Koszarski 1969, Janiga 1975, Welc 1977, Izmailow 1995a, b). W czasie zimy dogodne warunki do działania procesów eolicznych panują tylko wtedy, kiedy pokrywa śnieżna nie jest zbyt gruba i zwarta. Są to najczęściej krótkie epizody niewystępujące corocznie.

W Dołach Jasielsko-Sanockich zimą i wczesną wiosną, podczas silnych wiatrów południowych (tzw. wiatrów dukielskich lub rymanowskich), stwierdzono intensywną deflację na stokach dowietrznych oraz akumulację glebowego materiału eolicznego na stokach zawietrznych (ryc. 4.21; Gerlach, Koszarski 1968, 1969).

Ze stoków dowietrznych i kulminacji wzniesień następuje wywiewanie pokrywy śnieżnej, a potem gleby, często aż do odsłonięcia systemu korzeniowego roślin. Maksymalna deflacja występuje głównie w środkowej i miejscami w górnej części stoku. W obrębie spłaszczeń wierzchowinowych intensywność procesu jest zdecydowanie mniejsza. W okresie zimy 1964/1965 na stoku zawietrznym depozycja materiału glebowego zmieszanego ze śniegiem i na śniegu wynosiła do 125 w górnej części stoku, w środkowej – do 875, a w dolnej – do 250 t·ha⁻¹ (tab. 4.5; Gerlach, Koszarski 1968). Zdecydowanie mniejsze wywiewanie gleby na stokach dowietrznych i akumulację na stokach zawietrznych stwierdzono na pograniczu Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego koło Szymbarku, na bardziej związłych glebach. Na stoku zawietrznym za okres zimy 1968/69 depozycja gleby wynosiła w górnej części stoku do 7,46, w środkowej – 1,9, a w dolnej – 10,7 t·km⁻²·a⁻¹ (tab. 4.5; Welc 1977).

Sedymentacja materiału glebowego na większą skalę ma miejsce na zaspach śnieżnych za i (lub) przed przeszkodami sztucznymi i naturalnymi występującymi zarówno na równinach, jak i stokach (ryc. 4.21). Pomiary w Dołach Jasielsko-Sanockich (Gerlach, Koszarski 1969) wykazały, że maksymalna miąższość osadu (głównie frakcji pyłowej) w zaspie może dochodzić do 2 cm, natomiast całkowita ilość materiału glebowego w warstwach śniegu budującego pojedynczą zaspę (powierzchnia 750 m²) może osiągnąć 1575 kg.

Po stopieniu lub wyparowaniu śniegu zdeponowana na nim gleba osiada na powierzchni terenu. Podczas roztopów może być również splukana w dół stoków i osadzona u ich podnóży lub w dnach dolin, a nawet dostarczona do koryt potoków. Na stromo nachylonych stokach przemieszczanie ma miejsce na całej powierzchni, natomiast na słabo nachylonych materiał transportowany jest głównie żłobinami erozyjnymi (Gerlach, Koszarski 1968).

Tabela 4.5. Depozycja eolicznego materiału glebowego w różnych regionach Karpat (wg różnych autorów)

Region	Autor	Okres badań	Depozycja eoliczna [$\text{t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$]
Karpaty	Wojtanowicz, 1999	–	5,0–10,0
Doły Jasielsko-Sanockie	Gerlach, Koszarski, 1969	zima 1964/1965	125,0–875,0
Bieszczady	Pękala, 1969	zimy 1964/1965–1966/1967	1,0–1,9
Beskid Niski	Janiga, 1971	zimy 1965/1966–1969/1970	70,0–241,0
Pogórze Ciężkowickie	Welc, 1977	zima 1968/1969	1,9–10,7
Pogórze Wielickie	Izmańłow, 1995b, c	zima 1994/1995	0,06–1,76

Z badań S. Janigi (1971, 1975) wynika, że intensywność deflacji wzrasta wraz z wysokością nad poziom morza, jednak równocześnie obszar objęty deflacją, ograniczony głównie do gruntów ornych, maleje wraz z wysokością, a powierzchnia pól alimentacyjnych stanowi 2–12% obszaru deflacji.

Na przedpolu gór, w Dołach Jasielsko-Sanockich (320–350 m n.p.m.), w obniżeniach pooddzielanych niewysokimi wzniesieniami, średnia wielkość depozycji materiału glebowego sięgała do $70 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. W niższych częściach Beskidu Niskiego (350–500 m n.p.m.) o rzeźbie pogórskiej średnia wielkość depozycji materiału glebowego wynosiła nieco ponad $128 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. W wyższych zalesionych częściach Beskidu Niskiego (550–600 m n.p.m.) średnia wielkość depozycji materiału glebowego wynosiła nieco ponad $241 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (tab. 4.5; Janiga 1975).

Duże zróżnicowanie procesów eolicznych występuje również w brzeżnej części Pogórza Karpackiego (Izmańłow 1995a, c). Mimo że do uruchomienia powszechnie występujących tu utworów pyłowych wystarczą już umiarkowane prędkości wiatru ($>5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), mała liczba dni z wiatrem silnym i bardzo silnym oraz długo utrzymująca się wilgotność gruntu nie sprzyjają intensywnej deflacji. Długi okres oddziaływania wiatrów o umiarkowanych prędkościach i zmiennych kierunkach na suche podłoże wiosną, latem i jesienią jest morfologicznie mniej skuteczny od krótszego okresu zimowego, cechującego się silniejszymi wiatrami wiejącymi z jednego – W–SW sektora (Izmańłow 1995b). Przemieszczanie odbywa się na niewielkie odległości, większość materiału zostaje deponowana w pobliżu miejsca deflacji, głównie na granicach zbiorowisk roślinnych i barierach morfologicznych. W okresie zimy 1994/1995 wielkość depozycji materiału glebowego w strefie progów Pogórza Karpackiego wynosiła $0,06\text{--}1,7 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ (tab. 4.5; Izmańłow 1995c).

W Karpatach fliszowych częstość występowania oraz intensywność procesów eolicznych zmienia się z roku na rok, jest zróżnicowana wraz z wysokością nad poziom morza oraz w obrębie pojedynczych form terenu. Deflacja ma miejsce w obrębie form wypukłych, płaskich oraz na stokach dowietrznych. Na powierzchniach o zwartej pokrywie roślinnej, o dużej wilgotności gleby lub silnym

Ryc. 4.21. Morfologiczne skutki erozyjnej i akumulacyjnej działalności wiatru na stokach karpackich (wg Gerlacha, Koszarskiego 1968, Gerlacha 1986)

I. Bilans ruchu gleby na stoku dowietrznym i zawietrznym wzgórza Wapniska w okresie gospodarki człowieka (ok. 600 lat): 1 – cienka powłoka świeżej zwietrzliny w strefie deflacji, 2 – glina eoliczno-deluwialna, 3 – glina deluwialna, 4 – kopalny poziom próchniczny, 5 – torf, 6 – zwietrzlina o zaawansowanym stadium rozwoju, 7 – podłoże skalne, flisz oligoceński, 8 – charakterystyczne części stoków i kubatura przemieszczanej w ich obrębie gleby (A–E), 9 – agradacja (a) [m³], degradacja (d) [m³]. II. Przykłady akumulacji eolicznej związanej z przeszkodami: a–c – przeszkody na równinie lub stoku, d–e – załomy strukturalne, f–h – załomy wypukłe młodych dolinek, i – załomy wypukłe teras

jej przemarznięciu, działalność nawet silnego wiatru nie odgrywa dużej roli. Dotychczasowe badania (Gerlach, Koszarski 1968, Janiga 1975, Gerlach 1976, 1986, Welc 1977, Izmailow 1995c) wskazują, że niszczącej działalności wiatru podlegają głównie górne części stoków dowietrznych i wierzchowiny, natomiast stoki zawietrzne są nadbudowywane. Powoduje to obniżenie wyniosłości, zmniejszenie nachylenia i wydłużenie podnóży stoków i akumulację w obniżeniach (ryc. 4.21; Gerlach 1986). W obrębie progu Pogórza Karpackiego najdalsze przemieszczenia zachodzą pod wpływem wiatrów wiejących z sektora zachodniego i południowego, wzdłuż dolin rzecznych. Przy formach usytuowanych poprzecznie w stosunku do kierunku głównych wiatrów transport jest znacznie krótszy. Jedynie podczas

najaktywniejszych wiatrów z sektora zachodniego i południowego, gdy dowietrzne do nich stoki są krótkie i o niewielkim nachyleniu, możliwe jest przenoszenie materiału przez garby wododzielne (Izmailow 1995c).

W niektórych regionach Karpat procesy eoliczne odgrywają istotną rolę w kształtowaniu rzeźby stoków, nawet większą niż spłukiwanie (Gerlach, Koszarski 1968). W Dołach Jasielsko-Sanockich na stoku dowietrznym udział deflacji w usuwaniu warstwy glebowej za okres około 600 lat wynosił 60%, a spłukiwania – około 40%. Natomiast na stoku zawietrznym nad spłukiwaniem przeważała depozycja glebowego materiału (Gerlach, Koszarski 1968, 1969, Gerlach 1976). Zaokrąglone wierzchołki wzgórz oraz środkowe i górne części stoków dowietrznych uległy obniżeniu, a dolne nadbudowywaniu i wydłużeniu. Wielkość obniżenia w okresie gospodarki człowieka wyniosła około 60 cm, nadbudowywania – do 105 cm, a wydłużenia – około 50 m. Stoki zawietrzne, z wyjątkiem górnych części, w tym samym czasie uległy wydłużeniu i nadbudowaniu. Wielkość wydłużenia wynosi około 33 m, a nadbudowywania – 15–115 cm. W miejscach maksymalnej akumulacji eolicznej autorzy podają wartość średnią 3,5 m miąższości osadów tylko w ciągu ostatnich 100 lat (Gerlach, Koszarski 1968, 1969, Gerlach 1976, 1986).

W związku z nasilającą się w ostatnich latach tendencją do zmniejszania powierzchni gruntów ornych, w Karpatach następuje wyraźne zmniejszanie się powierzchni potencjalnie narażonych na deflację.

4.2.3. Wpływ zmian użytkowania ziemi na funkcjonowanie procesów przyrodniczych w polskich Karpatach fliszowych

Obszary górskie mają długą historię zmian pokrycia i użytkowania ziemi, łączącą oddziaływanie naturalnych procesów zachodzących w środowisku przyrodniczym z działalnością człowieka. Literatura przedmiotu pokazuje wiele bezpośrednich (ekspansja rolnictwa, eksploatacja zasobów naturalnych, rozwój infrastruktury) i pośrednich (zaludnienie, zaawansowanie technologiczne, czynniki ekonomiczne, polityczne, kulturowe) przyczyn zmian pokrycia i użytkowania ziemi, które na ogół działają w powiązaniu ze sobą (Mather, Needle 2000, Geist, Lambin 2002).

Polskie Karpaty fliszowe obejmują tereny średnich i niskich gór (Beskidy, Bieszczady) oraz, zajmujące ponad połowę obszaru, pogórza i kotliny śródgórskie (Starkel 1972). Jeszcze na przełomie lat 80. i 90. XX w. był to obszar typowo rolniczy, zwłaszcza szeroka strefa pogórzy, utrzymujący się głównie z rolnictwa z niewielką liczbą rozproszonych miast (Soja 2008, Bucala-Hrabia 2017, 2018). W zachodniej części polskich Karpat drobne gospodarstwa rolne i prywatna własność ziemi dominowały po II wojnie światowej w systemie własnościowym w przeciwieństwie do wielu krajów Europy Środkowo-Wschodniej, zorientowanych na kolektywizację rolnictwa (Soja 2008). W tym czasie zaznaczyły się dwa kierunki zmian użytkowania ziemi, wyraźnie zróżnicowane regionalnie. Pierwszy kierunek objął południowo-wschodnią część polskich Karpat (Beskid Niski i Bieszczady), gdzie wysiedlenie Łemków i Bojków w 1947 r. doprowadziło do

nagłego załamania działalności rolniczej i wtórnej sukcesji lasu (Lach 1975, Wolski 2016). Wkraczanie roślinności na dawne pola orne spowodowało ograniczenie spłukiwania pokrywy glebowej, procesów mrozowych oraz erozji wietrznej, ze względu na utworzenie gęstego systemu korzeniowego traw i zwartego glebowego poziomu darniowego (Bucala, Starkel 2013). Na glebach pylasto-piaszczystych Bieszczadów Niskich istotną rolę zaczął odgrywać spływ śródpokrywowy, który doprowadził lokalnie do rozwoju na dużą skalę zapadlisk i wąwozów sufozyjnych (Starkel 1960). Spełzanie objęło zadarnione zbocza wcięć drogowych, przekształcając je w parowy i płaskodenne wądoły (Wolski 2016). W Beskidzie Niskim w wyniku przeprowadzonej akcji przesiedleńczej Łemków nastąpił spadek liczby ludności o 54% w latach 1931–1950, co znalazło odbicie w użytkowaniu ziemi – wzrost powierzchni leśnej na skutek sukcesji naturalnej (z 30,1% w 1931 do ponad 60% w 1988 r.; Soja 2008). Zmalała również rola procesów grawitacyjnych na stokach, a wzrosła erozja wgłębna w korytach (pogłębienie o 0,5 m koryta rzeki Sękówki) (Lach 1975).

Inny kierunek przekształceń nastąpił w zachodniej i centralnej części polskich Karpat. Charakteryzowały go ewolucyjne zmiany społeczno-ekonomiczne z ciągłym wzrostem zaludnienia i dominacją rolnictwa w strukturze zawodowej mieszkańców wsi do końca lat 80. XX w.

W latach 70. XX w. przy udziale Komitetu Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN wydzielono 7 typów rzeźby związanych z ich piętrowością, decydujących równocześnie o piętrowości klimatycznej i orograficznej, odbijającej się w udziale stoków o różnym nachyleniu, a przez to o różnych możliwościach uprawy ziemi i budowy szlaków komunikacyjnych (ryc. 4.22; Starkel 1972, 1975). Można było z tego wyciągnąć wnioski o potrzebie racjonalnego wykorzystania gruntów (także w różnych piętrach wysokościowych), porównując aktualny stan użytkowania z racjonalnym. Wnioski te i dołączona do nich rejestracja obszarów osuwiskowych stanowiły istotny materiał dla władz regionalnych w opracowaniu planów zagospodarowania przestrzennego. W ostatnim dziesięcioleciu pełną rejestrację osuwisk karpaccich przeprowadził Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy w ramach projektu SOPO.

Po upadku gospodarki centralnie planowanej w Europie Środkowej i Wschodniej nastąpiła restrukturyzacja i prywatyzacja rolnictwa. Wprowadzenie gospodarki rynkowej w Polsce spowodowało spadek opłacalności produkcji rolnej, a także szybkie zmiany użytkowania ziemi, które były nierównomiernie rozłożone w czasie oraz miały wpływ na przebieg procesów zachodzących w środowisku przyrodniczym.

Poważnym problemem, istotnym dla zaprzestania uprawy w górach, stała się również struktura wiekowa mieszkańców wsi. Starsze pokolenie rolników często nie jest w stanie kontynuować uprawy w trudnym środowisku przyrodniczym gór, a młodsza generacja mieszkańców migruje do ośrodków miejskich w poszukiwaniu lepiej płatnej pracy poza rolnictwem (Griffiths i in. 2013, Bucala-Hrabia 2018). Mało urodzajna gleba i niekorzystne warunki klimatyczne są także ważnymi czynnikami, powodującymi porzucanie uprawy na stromych stokach,

zwłaszcza w wyższych wysokościach (Pointereau i in. 2008, Baumann i in. 2011). Unia Europejska (UE) stara się złagodzić proces porzucania gruntów rolnych w ramach Wspólnej Polityki Rolnej, której celem jest wspieranie przyjaznych dla środowiska praktyk rolniczych na mniej urodzajnych obszarach (Keenleyside, Tucker 2010).

4.2.3.1. Zmiany użytkowania ziemi i ich wpływ na funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w środkowej części Karpat fliszowych

W latach 60. i 70. XX w. w zlewniach Jaszczce i Jamne w Górcach prowadzone były kompleksowe badania nad środowiskiem przyrodniczym przez zespoły badawcze złożone z geografów, gleboznawców i botaników (Medwecka-Kornaś 1968, Adamczyk, Komornicki 1969). Dały one podstawę do przeprowadzenia studiów porównawczych w późniejszych latach (Bucala 2012, Bucala i in. 2016, Bucala-Hrabia 2018).

Badania porównawcze odbywały się w trzech zlewniach środkowej części polskich Karpat fliszowych: zlewniach Jaszczce i Jamne (20,3 km²) w Górcach, w Homerce (19,3 km²) w Beskidzie Sądeckim oraz górnej Uszwicy (22,7 km²) na Pogórzu Wiśnickim. Zlewnie te są reprezentatywne pod względem zarówno budowy geologicznej, rzeźby terenu, gleb, jak i struktury użytkowania ziemi oraz historii działalności człowieka dla centralnej części pogórskich i środkowo-górskich obszarów polskich Karpat (Starkel 1972). Badany obszar nie doświadczył przemieszczenia ludności, a następnie gwałtownych zmian w użytkowaniu ziemi po II wojnie światowej, znanych z obszarów położonych w południowo-wschodniej części polskich Karpat (Bieszczady, Beskid Niski).

Ryc. 4.22. Typy rzeźby Karpat (wg Starkla 1972)

Jeszcze w latach 70. XX w. udział powierzchni gruntów ornych w badanych zlewniach wynosił od 35,0% w pogórskiej zlewni Uszwicy do 14,4% i 8,9% w beskidzkich zlewniach Homerki oraz Jaszczce i Jamne, natomiast udział powierzchni leśnej 33,9%, 57,6%, 56,6% odpowiednio w trzech zlewniach (Bucala-Hrabia 2018). Do końca lat 80. XX w. struktura użytkowania ziemi nie uległa zasadniczym zmianom. Pojawiły się jednak tendencje do stopniowego wzrostu powierzchni lasów o 2,9–6,7% i zmniejszenia gruntów ornych o 10,6–29,0% w trzech zlewniach. Natomiast największy spadek powierzchni gruntów ornych i wzrost powierzchni lasów nastąpił po 1989 r., szczególnie przed 1997 r. Powierzchnia lasu zwiększyła się w tym okresie o 8,8–14,9%, przy równoczesnym zmniejszeniu powierzchni gruntów ornych o 65,6–69,9%.

Do 2015 r. powierzchnia lasów wzrosła o 20–27%, przy ciągłym zmniejszaniu powierzchni gruntów ornych o 89–93%. Dolny zasięg zwartego lasu obniżył się średnio o 100 m w porównaniu do zasięgu z lat 70. XX w. Powierzchnia łąk i pastwisk podlegała złożonym zmianom, zarówno zmniejszeniu związanemu z sukcesją lasu, jak i zwiększeniu wskutek zarastania opuszczanych gruntów ornych zbiorowiskami traw. Najszybciej reagującym typem użytkowania ziemi na zmiany społeczno-ekonomiczne były grunty orne. Ich udział w strukturze użytkowania ziemi może być wskaźnikiem krótkookresowych (dekadowych) zmian antropopresji na obszarach wiejskich. Zlewnie o najwyższym udziale lasów i najniższym udziale gruntów ornych wykazywały największą stabilność użytkowania ziemi, tj. 59,4%, 69,5% i 70,7% odpowiednio w zlewniach Uszwicy, Homerki oraz Jaszczce i Jamne.

Największe zmiany użytkowania ziemi występują na stokach pomiędzy dnami dolin zajętych przez użytki zielone, a górnymi częściami zlewni porośniętymi lasem. Zmiany te mają charakter nieliniowy z dominacją opuszczania pól uprawnych w dolnych częściach dolin i na łagodnych stokach oraz sukcesji lasu w górnych partiach dolin i na stromych stokach. Zmianom użytkowania ziemi w postaci opuszczania gruntów ornych towarzyszył ciągły postępujący wzrost gęstości zaludnienia o 29% w zlewniach Uszwicy i Homerki, a nawet 50% w zlewni Jaszczce–Jamne w latach 1975(77)–2015. Wyrazem tego jest wzrost powierzchni obszarów zabudowanych i gęstości dróg w dnach dolin. Jest to sytuacja odmienna od obserwowanej w górach Europy Zachodniej, gdzie stopniowemu zaprzestaniu uprawy i zwiększeniu lesistości towarzyszył spadek gęstości zaludnienia. Zmniejszyła się natomiast liczba ludności utrzymująca się wyłącznie z rolnictwa z 52% w zlewni Uszwicy, 35% w zlewni Homerki i 73% w zlewni Jaszczce–Jamne do mniej niż 5% we wszystkich zlewniach w tym samym okresie (ryc. 4.23) (Bucala-Hrabia 2018).

Sukcesja lasów i porzucanie pól uprawnych spowodowały stopniowe przesunięcie granicy rolno-leśnej w pobliże jej naturalnego położenia, uwarunkowanego klimatem (Starkel, Obrebska-Starkłowa 2005). Struktura użytkowania ziemi w zlewniach zbliżyła się do zaproponowanej w koncepcji racjonalnego gospodarowania dla polskich Karpat jeszcze w latach 70. XX w. (Starkel 1972, 1975) i należałoby ją wziąć pod uwagę przy opracowywaniu planów

zagospodarowania przestrzennego obszarów wiejskich w Karpatach (Starkel, Kundzewicz 2008).

Wyrazem zmian użytkowania ziemi, zachodzących wyraźnie od lat 90. XX w., było zahamowanie niektórych procesów przyrodniczych, a nasilenie się innych. Postępujące zmiany w użytkowaniu ziemi, zintensyfikowane po 1989 r., spowodowały zmniejszenie erozji gleby i dostawy materiału do koryt cieków, prowadząc do ich pogłębiania. Natężenie erozji gleb w badanych zlewniach, w warunkach braku statystycznie istotnych zmian opadów, kształtowane jest głównie przez strukturę użytkowania ziemi, a zwłaszcza udział pól ornych (Kijowska-Strugała i in. 2018). Zmniejszenie erozji gleby i dostawy materiału do koryt cieków spowodowało zahamowanie dominującej wcześniej aggradacji w korytach cieków karpackich do 4 rzędu i umożliwiło ich pogłębianie w tempie około 1 cm a^{-1} (Bucala-Hrabia 2018).

Zmiany użytkowania ziemi mają też wpływ na przebieg wezbrań, który wydaje się jednak złożony. Z jednej strony wzrost powierzchni leśnej może prowadzić do zmniejszenia fali kulminacyjnej wezbrań, a z drugiej strony wzrost obszaru zajmowanego przez nieprzepuszczalne nawierzchnie dróg utwardzonych i domów sprzyja szybkiemu spływowi wód i może zwiększyć falę kulminacyjną zwłaszcza podczas wysokich opadów. W związku z tym oczekiwane zmniejszenie częstotliwości powodzi w wyniku erozji wgłębnej nie zawsze jest obserwowane (Łajczak 2007a, Kijowska-Strugała, Bucala-Hrabia 2019). Dodatkowo wzrastająca w ostatnich latach rozproszona zabudowa obciążająca stoki sprzyja ożywieniu procesów osuwiskowych (Rączkowski i Mrozek 2002), zwłaszcza podczas ekstremalnych opadów, częstych w ostatnim 20-leciu (Bucala, Starkel 2013). Przykładem mogą być wielkie osuwiska w Lanckoronie i w Kłodnem koło Limanowej, uruchomiane w 2010 r.

Widoczne zmiany zachodzą również w szacie roślinnej na skutek wycofania się rolnictwa oraz wypasu zwierząt. Na opuszczone pola orne wkroczyła uboga florystycznie roślinność świeżych łąk, co wynikało ze zmiany sposobu ich użytkowania z ornego na kośny. W przypadku dalszego braku użytkowania, w wyniku postępującego procesu sukcesji wtórnej, florystycznie świeże łąki zarastają roślinnością krzewiastą, potem zwartymi zaroślami i przeważnie uboższą (Kozak 2007, Bucala i in. 2016). Utrzymanie wysokiej różnorodności zbiorowisk roślinnych wymaga obecnie odpowiedniego ich użytkowania, np. przez celowe prowadzenie zabiegów ochrony czynnej, takiej jak koszenie lub wypas. Procesowi temu sprzyja polityka rolna UE dotująca utrzymanie łąk, na których prowadzone są tzw. dobre praktyki rolne.

Największy spadek powierzchni gruntów ornych i wzrost powierzchni lasów nastąpił tuż po upadku gospodarki centralnie planowanej w 1989 r., ale jeszcze przed przystąpieniem Polski do UE w 2004 r. Był to równocześnie okres o największym spadku liczby osób utrzymujących się wyłącznie z rolnictwa. Zmiany użytkowania ziemi spowodowały stopniowe obniżanie granicy rolno-leśnej w pobliżu jej naturalnego położenia uwarunkowanego klimatem. Obecnie struktura użytkowania ziemi w zlewniach zbliżyła się do zaproponowanej w koncepcji

Ryc. 4.23. Zmiany użytkowania ziemi, gęstości zaludnienia oraz ludności utrzymującej się z rolnictwa w trzech zlewniach w latach 1975(77)–2015

racjonalnego gospodarowania dla polskich Karpat (ryc. 4.22). Zmiany użytkowania ziemi na badanym obszarze były podobne do tych, jakie zaznaczyły się znacznie wcześniej w górach średnich Europy Zachodniej. Jednak w odróżnieniu od obszarów górskich w Europie Zachodniej, zaprzestaniu tradycyjnego rolnictwa i zwiększeniu lesistości towarzyszył wzrost gęstości zaludnienia. Krótkookresowe zmiany pokrycia i użytkowania ziemi w środkowej części polskich Karpat fliszowych po 1989 r. były wystarczające, aby w sposób mierzalny zidentyfikować zmiany natężenia erozji gleb, składu gatunkowego roślin, gęstości i sposobu użytkowania dróg, transferu materiału w systemie stok–koryto, a także zmiany poziomu koryt rzecznych w skali zlewni.

4.3. Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach

Z biegiem rzek górskich obserwujemy zmniejszanie się spadku koryt, zmianę ich kształtu i coraz szerszą równinę zalewową. W dolinach tych ma miejsce tendencja do ich pogłębiania, co zaznacza się w formie stopni teras erozyjnych wyciętych w pokrywie z vistulianu, a następnie w litej skale (Froechlich i in. 1982, Starkel 1977, 1991c). Najstarsze z tych stopni, o wysokości 6–8 m, powstały jeszcze przed allerødem, na co wskazują zlokalizowane na nich torfowiska (Podhale – Klimaszewski 1961, Łajczak 2006a, c, Bieszczady – Ralska-Jasiewiczowa 1980). Wkładki piasków i glin w tych torfach świadczą o ożywieniu działalności tych rzek w młodszym dryasie i na przełomie okresów borealnego i atlantyckiego (Starkel 1991c). U wylotów dolin dopływów i w śródgórskich kotlinach obserwowano w ostatnich stuleciach tendencję do tworzenia koryt roztokowych w wyniku wzrostu częstości powodzi i transportu dennego (Klimek, Starkel 1974). Dna walnych dolin karpackich w swych odcinkach pogórskich mają wykształconą, szeroką na 1–4 km terasę rędzinną o wysokości 4–8 m n.p.m. koryt, zbudowaną ze żwirowo-piaszczystych osadów frakcji korytowej, przykrytych 1–2-metrową warstwą piaszczystych mad. W niej wycięta jest równina zalewowa (zwana łęgową) o wys. 2–4 m, będąca rozcięcią powierzchnią kamieńców i piaszczystych łach roztokowego koryta z XIX w. (Klimek 1974). W pogórskich odcinkach dolin (np. Sanu, Wiśłoki) obserwuje się w terasie rędzinnej szeroko rozwinięte systemy paleomeandrów, świadczące o dojrzałości koryt przed okresem intensywnego rolnictwa. Brak natomiast takich wyraźnych form nad Sołą, Rabą, także Dunajcem, wskazywałby na przewagę roztokowego typu koryt w ciągu całego holocenu (Starkel 1991c). Jest to związane zarówno z grubszą frakcją rumowiska, jak i większą gwałtownością wezbrań w dorzeczach o przewadze rzeźby beskidzkiej (Klimek 1979). Na przedpolu Karpat rzeki górskie przed dotarciem do równoleżnikowo płynącej Wisły usypały wachlarze stożków o szerokości od kilku do kilkunastu kilometrów. Są one często dwudzielne. Bliżej brzegu Karpat Wiśłoka, Dunajec czy Raba podnosiły dna wskutek akumulacji i częstych przerzutów koryt, aż do średniowiecza, a nawet w XVII–XVIII w. (Starkel 1991c). Śladem tego są systemy porzuconych

starorzeczy o małym promieniu, znane z doliny Wisłoka, Sanu czy Raby (Starkel 1960). Później rozpoczęło się gwałtowne rozcinanie i dlatego równina terasy rędzinnej leży dziś na wysokości 6–10 m.

Zależnie od zróżnicowania wielkości zlewni karpackich zmienia się skala odprowadzania rumowiska z rozczłonkowanych stoków do koryt, z wzniesień górskich do kotlin śródgórskich (lub dużych dolin), jak i wynoszenia z całego obszaru górskiego na przedpole w obrębie Kotlin Podkarpackich.

Cechą różniącą procesy fluwialne od innych jest stały przepływ i niemal stały transport rumowiska, które różnią się wielkością i natężeniem, do których starają się dopasowywać parametry koryta i równiny zalewowej zarówno przy narastających, jak i malejących przepływach. Rzeki górskie ze względu na malejący z biegiem spadek wykształciły w profilu podłużnym wyraźne, dynamiczne odcinki erozyjne, transportowe i akumulacyjne koryt rzecznych (Kaszowski i in. 1976, Froehlich i in. 1977, Kaszowski, Krzemień 1977, Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2016), warunkowane udziałem różnych rodzajów transportu rumowiska (Froehlich 1975). Kierunek i tempo tych zmian zależy zarówno od reżimu hydrologicznego rzek górskich (konkretnie od typu wezbrań), jak też od typów rzeźby uwarunkowanych litologią podłoża i ich układów przestrzennych. Zostały one zaburzone przez bezpośrednią ingerencję człowieka, szczególnie przez regulację koryt i budowę zbiorników zaporowych, zwłaszcza od połowy XX w. Rzeki karpackie przecinające zarówno pasma górskie, jak i pasy pogórzy i kotliny śródgórskie mają odcinki zwężeń o większym spadku i tendencji do erozji oraz odcinki rozszerzeń o tendencji do aggradacji. Niezależnie od tego obserwujemy w tych dolinach z biegiem rzek stałe zmniejszanie spadku ich koryt i wzrost udziału rumowiska wleczonego w stosunku do niesionej zawiesiny. Jednak również w tych rzekach stwierdzono zróżnicowanie koryt związane z orografią zlewni i typem wezbrań (Klimek 1979, 1991).

W ostatnich 150 latach w dolinach rzek karpackich nastąpiły bardzo duże przemiany środowiska przyrodniczego i wzrostu antropopresji. Efektem tych zmian jest wzrost powierzchni użytków zielonych kosztem gruntów ornych, wzrost powierzchni infrastruktury mieszkaniowej i technicznej, intensyfikacja regulacji koryt rzecznych i eksploatacji rumowiska z koryt. Po 1989 r., a więc po przekształceniach społeczno-gospodarczych w Polsce, nastąpiły pozytywne zmiany związane z ograniczeniem regulacji koryt rzecznych, z zakazem eksploatacji rumowiska z koryt rzecznych oraz zaprzestanie degradacji torfowisk, szczególnie na Podhalu i w Bieszczadach. Jednym z pozytywnych przejawów niektórych zmian jest zapoczątkowanie samoczynnej renaturyzacji koryt rzecznych, popartej działaniami bobrów.

4.3.1. Torfowiska

Torfowiska, zwłaszcza wysokie (*raised bogs*), są największymi formami biogenicznymi w Karpatach, które na tym obszarze występują lokalnie i zajmują niewielką powierzchnię (Żurek 1983, 1987, Dembek i in. 2000, Dembek, Piórkowski

2007). Torfowiska karpackie, typu niskiego i wysokiego, rozwijają się na wierzchołach niektórych grzbietów, najczęściej na terasach krioplanacyjnych i w obrębie przełęczy (np. w Bieszczadach, Beskidzie Żywieckim i Śląskim) oraz na stokach w obrębie spłaszczeń strukturalnych, w zagłębieniach osuwiskowych i niszach źródłowych (np. na Babiej Górze, Pilsku, Baraniej Górze). Większą powierzchnię torfowiska zajmują w dnach niektórych dolin, np. w Tatrach między wałami moren recesyjnych oraz na zapleczu wałów moren bocznych (pod tym względem wyróżnia się amfiteatr morenowy w Dolinie Suchej Wody) oraz w Karpatach fliszowych w obrębie różnych form fluwialnych, np. w dolinach górnego Sanu i Wołosatki w Bieszczadach, a także w sąsiedztwie i w obrębie form osuwiskowych. Występują też w kotlinach śródgórskich, gdzie pokrywają terasy rzeczne i stożki napływowe. Na uwagę zasługuje rozległy zasięg torfowisk w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej, największy w całym łańcuchu Karpat. Torfowiska wysokie z wyrośniętą kopułą otoczoną przez strefę okrajka mają bardzo zróżnicowaną powierzchnię od około jednego ara do ponad 100 ha (Łajczak 2013a, b, 2014). Na wierzchołach grzbietowych dominują torfowiska ombrogeniczne, z kolei bardziej liczne torfowiska stokowe należą do wiszących (torfowiska soligeniczne). Najniżej położone są torfowiska fluwiogenicznych oraz topogenicznych i lokalnie ombrogenicznych (Kukulak 1998, Haczewski i in. 1998, 2007, Margielewski 2006, Dembek, Piórkowski 2007, Obidowicz, Margielewski 2008, Łajczak 2009, 2011, 2013a, b, 2016).

Na rozwój torfowisk w największym stopniu wpływają lokalne warunki hydrogeologiczne zależne od budowy i rzeźby terenu. Torfowiska najczęściej rozwijają się we wklęsłych formach lub poniżej wypukłych załomów morfologicznych, gdzie na wychodniach słabo przepuszczalnych skał występują mało wydajne, ale stabilne wypływy wód gruntowych, które trwale uwilgacają występujące poniżej siedliska roślinności hydrofilnej (Łajczak 2013a, b, 2014). Torfowiska w dolinach bieszczadzkich rozwinęły się na terasach plejstoceniowych u podstawy podcinanych stoków, wzdłuż paleokoryt, na obrzeżach stożków napływowych i na zapleczu wałów brzegowych rzek, a w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej na powierzchni stożków glaci-fluwialnych, u podstawy skarp wyższych teras i wzdłuż paleokoryt. Podłoże torfowisk w dnach dolin i w kotlinach stanowi warstwa słabo przepuszczalnej gliny leżąca na wodonośnych żwirach. Rola wilgotnego i chłodnego klimatu w rozwoju torfowisk w Karpatach, zwłaszcza na obszarze fliszowym, jest znacząca, ale nie – jak dawniej przyjmowano – dominująca.

W polskich Karpatach torfowiska o położeniu wierzchołkowym i stokowym zachowały się w stanie naturalnym, a spośród torfowisk rozwiniętych w dnach dolin i w kotlinach największy ubytek ich powierzchni i największe zmiany w ich ukształtowaniu zaszły w wyniku melioracji osuszających oraz pozyskiwania torfu rozpoczętego na dużą skalę w połowie XIX w. (Łajczak 2006a, 2007b, 2011, 2016). Największe pod tym względem zmiany stwierdzono w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej o powierzchni 643 km², gdzie torfowiska występują w przedziale wysokości 592–770 m n.p.m. Łączna powierzchnia 19 rozległych torfowisk wysokich zmalała około 3-krotnie do 2836 ha. Trzy torfowiska uległy likwidacji,

a pozostałe zostały rozczłonkowane na 30 szczątkowych kopuł o powierzchni od 5 do 356 ha, mających kształt stoliw torfowych obrzeżonych skarpią eksploatacyjną lub poeksploatacyjną wysoką do 4 m i sąsiadującą z młodymi potorfiami drenowanymi przez liczne rowy. Starsze potorfia zostały włączone do użytków rolnych. Efektem gospodarczego użytkowania torfowisk i ich otoczenia jest zamiana krętych koryt cieków wypływających z kopuł na koryta roztokowe o prostym przebiegu (Łajczak 2011). W dnach dolin górnego Sanu i Wołosatki w Bieszczadach o łącznej powierzchni 13 km² występuje w przedziale wysokości 628–746 m n.p.m. 17 torfowisk wysokich o znacznie mniejszych rozmiarach niż w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej i o węższej strefie potorfi (Łajczak 2016). Średnia grubość torfu w kopułach nie przekracza 3 m. Aktualnie łączna powierzchnia kopuł torfowych, potorfi i sąsiadujących torfowisk niskich nie przekracza 100 ha. Położone w ich pobliżu siedliska hydrogeniczne nieobjęte procesem torfotwórczym zajmują jednak 5% powierzchni den dolin (Dembek i in. 2000). Torfowiska bieszczadzkie wyróżniają się niewielkimi przekształceniami antropogenicznymi, gdyż dopiero od około połowy XIX w. były lokalnie odwadniane rowami, a problem wybierania w ubiegłych latach torfu ze złoża nie jest udokumentowany źródłami historycznymi. Występujące na większości kopuł skarpy wskazują jednak na taki sposób ich użytkowania do 1946 r. Ostatnia faza antropogenicznej degradacji torfowisk bieszczadzkich miała miejsce w latach 70. XX w., kiedy podjęte były próby ich osuszenia, a w dalszych planach likwidacja tych obiektów (Łajczak 2016).

W latach 90. XX w. wszystkie torfowiska w dolinach górnego Sanu i Wołosatki zostały włączone do Bieszczadzkiego Parku Narodowego i od tego czasu (niektóre obiekty już po 1946 r.) podlegają procesowi renaturalizacji, co uwidacznia się jako postępujące łagodzenie profilu skarp i wypływanie rowów melioracyjnych. Proces ten w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej rozpoczął się w tym samym czasie i jest najbardziej zaawansowany na torfowisku Bór na Czerwonym, które zostało jako jedyne na tym obszarze objęte ochroną rezerwatową w 1956 r. (Łajczak 2006a).

4.4. Kształtowanie koryt rzek karpackich

4.4.1. Reżim hydrologiczny

ZZ1996). Lokalne ulewy o czasie trwania od pół godziny do 2–4 godzin osiągają wysokości 40–150 mm przy maksymalnych natężeniach 1–3 mm·min⁻¹. Przy dostawie materiału głównie z dróg polnych i rozcięć, sięgającej 80% niesionej zawiesiny (Froehlich, Walling 1992), i odpływie jednostkowym sięgającym nawet 10–25 m³·s⁻¹·km⁻² dochodzi do uruchomienia rumowiska wleczonego i tzw. *hyperconcentrated flow*, gdy koncentracja rumowiska przekracza 20% i w końcu dochodzi do spływu gruzowego (koncentracja >47%). Takie przypadki powtarzające się nieregularnie co kilka lat zanalizował W. Froehlich (1998, 2006), mierząc koncentrację rumowiska przy użyciu detektora akustycznego i transport głazów za pomocą magnetometru w zlewni Homerki, dopływie Kamienicy Nawojowskiej (ryc. 4.24).

Ryc. 4.24. Maksymalne przepływy dobowe potoku Homerka (dopływ Kamienicy Nawojowskiej, Beskid Sądecki), jakie wystąpiły w latach 1971–2006, z uwzględnieniem wartości progowych transportu ładunku dennego i procesów kształtujących koryto (wg Froehlich 2006)

Doszło wówczas do przemieszczania pakietów rumowiska o średnicy 55–75 cm na dziesiątki metrów, a otoczków o średnicy 20 cm – nawet do 1280 m. Koryta potoków ulegają wtedy pogłębianiu (ryc. 4.9). Miąższość uruchamianego rumowiska zmierzona w korycie Kamienicy Nawojowskiej może przekraczać 1,2 m (Froehlich 1982).

Drugim typem opadów wywołujących wezbrania są opady rozlewne obejmujące zazwyczaj część dużych dorzeczy lub cały ich obszar, gdy w ciągu 2–5 dni spada 200–500 mm opadu, a natężenia na ogół nie przekraczają $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Starkel 2006). Niesione rumowisko pochodzi albo z rozcięć stokowych i dróg, albo z osuwisk i podcięć brzegów koryt. W. Froehlich (1982) obliczył, że w latach z rozlewnymi opadami (np. w 1970 r.) w zlewni Homerki transport zawiesiny może wielokrotnie przekraczać ilość materiału rozpuszczonego (nawet 20-krotnie). Czas trwania fali wezbraniowej zależy od rozkładu opadów w czasie i spadku koryt, kulminacja fali w większych rzekach jest często opóźniona o 1–2 dni w stosunku do kulminacji opadów, gdyż odpływ śródpokrywowy jest poprzedzony wypełnianiem zbiorników w pokrywach zwietrzelinowo-stokowych zalesionych obszarów górskich, np. podczas powodzi w lipcu 1970 r. w Beskidzie Śląskim (Brykiewicz i in. 1973). Wezbrania takie zdarzają się na ogół co kilka–kilkanaście lat (Punzet 1998–1999), aczkolwiek parametry koryt rzek górskich na ogół dopasowują się do maksymalnych przepływów pełnokorytowych 2–4-letnich (Froehlich, Starkel 1995).

Niekiedy, jak np. w lipcu 1997 r., może dochodzić do nakładania się pojedynczych lub kilku ulew o dużym natężeniu na opad rozlewny (Froehlich 1998, Kotarba 1998, Starkel 2006) i wówczas ma miejsce przemieszczanie pakietów (spływów) grubego rumowiska i utrwalanie się przekształceń koryta rzecznego (ryc. 4.10). Efektem tego bywa wymiatanie żwiru ze skalnych odcinków koryt i ich pogłębianie w litej skale (w zlewni Homerki stwierdzono w tej sytuacji pogłębienie koryt do 80 cm). Podobne efekty dają wezbrania niekiedy powtarzające się co roku, np. w Beskidzie Żywieckim w latach 1958–1960 (Ziętara 1968) czy w dolinie Ropy w latach 1970–1974 (Soja 1977).

Innym typem są powodzie roztopowe zintensyfikowane opadem deszczu przyspieszającym topnienie śniegu. Są one charakterystyczne dla wschodniej części Karpat (dorzecza Wisłoki, Wisłoka i Sanu), gdzie 70–80% zlewni ma rzeźbę pogórską, w około 70% wylesioną, położoną w podobnym piętrze hipsometrycznym 250–500 m n.p.m. Dlatego topnienie śniegu i spływ następuje tu praktycznie równocześnie na obszarze całej zlewni (Ziemońska 1973). Sprzyja temu gęsta sieć dróg polnych (Soja 2002).

4.4.2. Transport materiału w rzekach i jego depozycja

W Karpatach fliszowych zarówno wielkość, jak i proporcje między rozmiarami transportu wleczonego, zawiesiny i rozpuszczonego zależą od czynników klimatycznych, geologiczno-morfologicznych i użytkowania ziemi, zróżnicowanych w profilu wysokościowym i w układzie równoleżnikowym (Klimek 1979, Starkel 1980). Decydują one o dostawie materiału ze stoków do koryt, o dalszym transporcie materiału i o możliwościach jego depozycji na równinie zalewowej i powyżej budowli piętrzących (Łajczak 1989). W rzekach Karpat fliszowych zawiesina stanowi do 95% masy materiału klastycznego w ich górnych i środkowych biegach. Wskazują na to badania transportu fluwialnego (Froehlich 1975, 1982), a także analiza uziarnienia osadów zdeponowanych w głębokich zbiornikach zaporowych, gdzie dominują osady pylasto-ilaste (Cyberski 1973, Spaleny 1977, Klimek i in. 1990, Ratomski, Stonawski 1993). Rozmiary i proporcje między transportem materiału wleczonego i zawiesiny ulegały zmianom pod wpływem wylesiania i upraw, a w drugiej połowie XX w. na skutek wycofywania się rolnictwa i zwiększania zalesienia (najpierw w Beskidzie Niskim i Bieszczadach, a po 1989 r. – na pozostałym obszarze), oraz pod wpływem obiektów piętrzących (Łajczak 1995). Dominacja transportu zawiesiny nad materiałem wleczonym ułatwia ługowanie niesionego przez cieki materiału, co odzwierciedla się w rozmiarach denudacji chemicznej, która według H. Maruszczaka (1990) stanowi nawet połowę wielkości denudacji mechanicznej. Średnie zmaczenie karpackich dopływów Wisły zwiększa się z ich biegiem, a po wypłynięciu na nizinne przedpole maleje, co jest konsekwencją większej podatności erozyjnej piaszczysto-pylastych pokryw zwietrzelinowych i osadów budujących równiny zalewowe na wylesionym i w dużym stopniu rolniczo użytkowanym Pogórzu Karpackim. Łączność subsystemów stokowego i korytowego decyduje jednak o większej dostawie materiału

z częściowo wylesionych stoków w Beskidach i w wyżej wzniesionych obszarach Pogórza niż na jego pozostałym terenie. Ważnym, a nawet dominującym źródłem zasilania cieków pogórskich w zawiesinę jest erozja brzegów, a w rzekach tranzytowych szybkie pogłębianie koryt (ryc. 4.25), będące skutkiem regulacji ich dolnych biegów przeprowadzonej w XX w. (Punzet 1981, Klimek 1983, 1987, Wyżga 1993a, b, Wyżga, Lach 2002).

Średnie rozmiary odpływu zawiesiny ze zlewni o powierzchni od około 100 do 2000 km² wynoszą w przypadku najbardziej zalesionych obszarów beskidzkich 15–100 t·km⁻²·a⁻¹, obszarów w Beskidach nadal w dużym stopniu użytkowanych rolniczo 100–300 t·km⁻²·a⁻¹, a obszarów obejmujących łącznie brzezną strefę Beskidów i najwyżej położone rejony pogórskie nawet do 1000 t·km⁻²·a⁻¹ (ryc. 4.26).

Obszar o największej denudacji mechanicznej obejmował do połowy XX w. szeroką strefę w dużym stopniu wylesionych Beskidów i wyższe partie Pogórza. Obecnie strefa ta ulega zwężaniu. Wysokie wartości odpływu zawiesiny ze zlewni cząstkowych rzek karpackich obejmujących strefę Pogórza Karpackiego wcześniej tłumaczono wzmożoną dostawą materiału ze stoków pogórskich do koryt. Badania prowadzone na tym obszarze wskazują jednak, że materiał erodowany na stokach ulega depozycji u ich podnóży lub w szerokich dnach dolin i tylko w ograniczonej ilości uczestniczy w transporcie fluwialnym (Świąchowiec 2002c). Podstawowe źródło zawiesiny w pogórskich odcinkach rzek stanowią podcinane brzegi zbudowane z materiału pylastego, a także pogłębiane koryta. Dlatego odpływ zawiesiny z niektórych zlewni cząstkowych Wisłoki i Sanu jest do trzech razy większy niż w zlewniach zachodnich dopływów Wisły. Z kolei górne biegi Soły, Skawy, Raby i Dunajca, z uwagi na większe deniwelacje w zlewniach i zwiększoną częstość opadów o dużej wydajności, cechują się dwukrotnie większym odpływem zawiesiny w t·km⁻²·a⁻¹, niż np. Czarna Orawa czy górny Poprad (Łajczak 1989). Rozmiary transportu są także uzależnione od zabudowy hydrotechnicznej rzek, zwłaszcza od zapór wodnych, które mogą zatrzymywać prawie cały ładunek materiału wleczonego i większość zawiesiny (80–98%). Głębokie zbiorniki zaporowe trwale zatrzymują grubszy materiał, którego frakcja żwirowa jest deponowana wzdłuż koryta na obszarze delty, a piaszczysta na jeszcze większym terenie (Klimek i in. 1990, Łajczak 2006b). Miąższość osadów delty zdeponowanych w zbiornikach rośnie w kierunku jej czoła. W zbiornikach o zaawansowanym zamuleniu miąższość warstwy osadów wynosi już co najmniej kilka metrów. Z kolei płytkie zbiorniki zaporowe o charakterze wyrównawczym zatrzymują <50% zawiesiny, przez te obiekty może także przemieszczać się materiał wleczony. Natomiast niskie podpiętrzenia wody powyżej zapór przeciwrumiskowych sprzed kilkudziesięciu lat, zlokalizowanych w górnych biegach rzek i na ich dopływach, często są niemal całkowicie wypełnione materiałem, często o dużym udziale żwiru.

Przed utworzeniem zbiorników zaporowych średnie wielkości transportu zawiesiny zwiększały się z biegiem rzek karpackich. Począwszy od lat 30. XX w. liczba zapór rosła, co spowodowało zmniejszenie transportu poniżej tych obiektów. Skala tych zmian jest w poszczególnych rzekach uzależniona od liczby i wielkości

Ryc. 4.25. Rozmieszczenie typów koryt w polskich Karpatach

1 – typ wysokogórski tatrzański, 2 – typ średniogórski tatrzański, 3 – typ średniogórski zachodniobeskidzki, 4 – typ średniogórski wschodniobeskidzki, 5 – typ niskich gór, pieniński, 6 – typ rzek wypływających z Tatr (Podhale), 7 – typ kotlin śródgórskich, 8 – typ pogórski; rzeki tranzytowe: 9 – zachodnie dopływy Wisły, 10 – wschodnie dopływy Wisły; 11 – lokalne rzeki pogórskie. Zbiorniki zaporowe o pojemności: 12 – >100 mln m³, 13 – 10–100 mln m³, 14 – <10 mln m³, 15 – pogłębienie [m] koryt rzek karpackich w wybranych posterunkach wodowskazowych w ciągu XX w., wartość w nawiasie odnosi się do drugiej połowy XX w.

zbiorników, zaawansowania zamulenia i okresowego ich opróżniania. W rzekach o dużym przyroście dorzecza, np. w Sanie, transport materiału szybko zwiększa się poniżej kaskady Solina–Myczkowce i przy ujściu do Wisły jest obecnie zredukowany tylko o 10%. Z kolei w Sole, począwszy od przełomu przez Beskid Mały, gdzie utworzono kaskadę, przyrost transportu materiału był wcześniej niewielki, natomiast po jej utworzeniu rozmiary transportu przy ujściu rzeki zmalały o 90%. Karpackie dopływy Wisły przed utworzeniem głębokich zbiorników zaporowych wyprowadzały na przedpolu gór następujące przybliżone ładunki zawiesiny: Sola, Skawa i Raba – po około 200 000 t·a⁻¹, Dunajec – 800 000 t·a⁻¹, Wisłoka – 600 000 t·a⁻¹, San – 1 200 000 t·a⁻¹. Później zostały one zredukowane i obecnie wynoszą w przypadku Soly i Raby po około 20 000 t·a⁻¹, Dunajca 300 000 t·a⁻¹, Wisłoki 550 000 t·a⁻¹ i Sanu 800 000 t·a⁻¹.

Depozycja pozakorytowa została początkowo zmniejszona po rozpoczęciu regulacji beskidzkich odcinków rzek, a zwłaszcza ich odcinków pogórskich, co doprowadziło do wzrostu ich kompetencji. Jednak utworzenie zbiorników zaporowych lokalnie zwiększyło depozycję materiału, szczególnie na obszarze delt, na skalę wcześniej niespotykaną. Średnie wielkości zatrzymywania zawiesiny przez większe zbiorniki zaporowe wynoszą w całym okresie ich eksploatacji: Zbiornik

Ryc. 4.26. Wybrane charakterystyki transportu zawiesiny w karpackich dopływach Wisły (wg Łajczaka 1999)

A – rozmiary odpływu zawiesiny w zależności od powierzchni zlewni: 1 – zlewnie beskidzkie w największym stopniu zalesione, 2 – zlewnie obejmujące łącznie Beskidy i wyżej wzniesione obszary Pogórza Karpackiego, 3 – zlewnie beskidzkie o największym wylesieniu, 4 – zlewnie częściowo wykraczające poza krawędź Pogórza Karpackiego, B – sezonowy przebieg transportu zawiesiny w wybranych posterunkach wodowskazowych, wyrażony przez iloraz średniego miesięcznego transportu i 1/12 transportu rocznego, C – wieloletnie zmiany transportu zawiesiny w wybranych posterunkach wodowskazowych wyrażone przez przebieg średnich wartości 5-letnich w latach 1946–1995, 5–8 – oznaczenie niektórych posterunków wodowskazowych, 9 – posterunki zlokalizowane na rzekach bez zbiorników zaporowych lub w znacznym od nich oddaleniu, 10 – posterunki poniżej zbiorników

Różnowski $520\,000\,t \cdot a^{-1}$, Zbiornik Żywiecki $180\,000\,t \cdot a^{-1}$, Zbiornik Dobczycki $100\,000\,t \cdot a^{-1}$. Spośród płytkich zbiorników, Czchowski zatrzymuje najwięcej, bo około $20\,000$ ton zawiesiny w ciągu roku. Pojemność zbiorników zaporowych zmniejsza się na skutek ich wypłykania i zwłaszcza rozwoju delt. Zbiornik Myczkowiecki tracił w latach 1961–1967 1,35% pojemności rocznie, a Zbiornik

Międzybrodzki w latach 1938–1966 – 0,50% pojemności. Pojemność Zbiornika Rożnowskiego zmniejszała się w okresie przed oddaniem do eksploatacji zapory wodnej w Czorsztynie w 1997 r. średnio o 0,58% rocznie, z kolei Zbiornik Żywiecki traci każdego roku 0,24% początkowej pojemności (Łajczak 1995). Zatrzymywanie materiału przez nowo utworzone głębokie zbiorniki powoduje radykalne zwolnienie tempa zamulania niżej położonych zbiorników.

Przyczyną zmniejszania transportu i depozycji zawiesiny w drugiej połowie XX w. jest, oprócz zwiększającej się liczby głębokich zbiorników zaporowych, także wzrastająca powierzchnia lasów i użytków zielonych oraz zarastanie dróg polnych (Łajczak 1999, Izmailow i in. 2003). Wpływ zmian w użytkowaniu ziemi we wschodniej części polskich Karpat zaczął się zaznaczać już od około 1950 r., a w części zachodniej po 1989 r. Transport materiału w zachodnich karpackich dopływach Wisły po Dunajec z dopływami zmalał w tym czasie w ich odcinkach pogórskich prawie dwukrotnie, natomiast w Wisłoce, Wisłoku i Sanie nawet trzykrotnie. Wahania wielkości transportu wynikają też ze zmiennej częstotliwości lat powodziowych.

4.4.3. Typy koryt

Współczesne systemy korytowe odzwierciedlają nakładanie się wielorakich uwarunkowań środowiskowych i antropogenicznych. W ich zróżnicowaniu wzdłuż profili podłużnych zarejestrowane są zdarzenia, które miały miejsce w różnych okresach geologicznych o odmiennym przebiegu procesów fluwialnych (Starkel 2007, Andrzejewski, Krzemień 2017, Andrzejewski i in. 2018). Na tle innych regionów koryta rzek górskich odznaczają się sporą różnorodnością (Andrzejewski i in. 2018). Wiąże się to z dużym zróżnicowaniem fizjograficznym ich dorzeczy oraz różną morfodynamiką koryt (Klimek 1991, Gorczyca i in. 2017). W związku z powyższym koryta i ich układ przestrzenny w Karpatach podlegają zmianom w czasie (Krzemień 2003, Korpak i in. 2008, Woskowicz-Ślęzak 2013, Krzemień i in. 2015, Gorczyca 2016). Jeszcze w latach 60. XX w. według L. Kaszowskiego i in. (1976) potoki 1–4 rzędu w Beskidach Zachodnich miały na ogół pogłębiane koryta, a koryta rzędów 5–7 cechowały się przewagą agradacji (Krzemień 1976). W części wschodniej Beskidów o zróżnicowanej litologii obserwowało się na zmianę odcinki o przewadze erozji i akumulacji (Zawora 1967, Guzik 2002).

W latach 70. XX w. można było wyróżnić sześć typów koryt, które wiązały się wyraźnie z typami rzeźby i ich przestrzennymi układami (Starkel, Łajczak 2008). Zmiany w użytkowaniu obszarów górskich i narastająca bezpośrednia antropopresja w dnach dolin i korytach spowodowały zmiany morfologii koryt i ich przebiegu w planie. Dlatego też współcześnie wydzielone typy dowiadują do powyższych zmian i jest ich więcej. Autorzy niniejszego opracowania zwrócili także uwagę na wyraźny wzrost samoczynnej renaturyzacji koryt karpackich oraz na zwiększającą się rolę bobrów w przeobrażaniu koryt rzecznych. W takiej sytuacji dokonano weryfikacji wydzielonych wcześniej typów koryt (Starkel, Łajczak 2008). Zastosowano w niej podejście fizjograficzne (Klimek 1991, Kaszowski,

Krzemień 1986, 1999, Andrzejewski, Krzemień 2017, Andrzejewski i in. 2018, ryc. 4.25) i wyróżniono następujące typy koryt:

1. wysokogórskie, tatrzańskie,
2. średniogórskie, tatrzańskie,
3. średniogórskie zachodniobeskidzkie,
 - a. rzek tranzytowych,
 - b. rzek lokalnych,
4. średniogórskie wschodniobeskidzkie,
 - a. rzek tranzytowych,
 - b. rzek lokalnych,
 - c. rzek lokalnych w Bieszczadach Wysokich i częściowo w Beskidzie Niskim w górnych biegach,
5. niskich gór, pienińskie,
6. koryta rzek tranzytowych wypływających z Tatr, w obrębie Podhala
7. koryta kotlin śródogórskich,
8. koryta pogórskie,
 - a. rzek tranzytowych,
 - b. rzek lokalnych.

Powyższe postępowanie typologiczne obejmuje swym zasięgiem całe Karpaty i jest szersze niż zakres rozdziału. Zamierzeniem autorów jest analiza całych systemów korytowych w dorzeczu górnej Wisły. Na obszarze tym agradacja w dnach dużych rzek została zastąpiona około 100 lat temu (Starkel, Łajczak 2008) stopniowym pogłębianiem i zwięźaniem koryt (Krzemień 1981, 1984, Zawiejska 2006, Gorczyca 2016). W okresie tym, a szczególnie w drugiej połowie XX w., zachodziła intensywna erozja, najpierw w korytach rzek głównych, potem w ich dopływach. Nasiloną erozją wgłębną była skutkiem prac regulacyjnych, budowy zbiorników zaporowych różnej wielkości oraz eksploatacji rumowiska.

W obrębie terenów przedgórskich Karpat (już poza obszarem analizowanym w tym rozdziale) w warunkach naturalnych zostały wykształcone układy meandrowe rzek o małym spadku i zazwyczaj o małej szerokości w stosunku do głębokości (Klimek 1991), które współcześnie w większości uregulowano (Trafas 1992, Czaja i in. 1993, Witkowski, Wismołek 2015, Gorczyca 2016). Takie uwarunkowania z jednej strony sprzyjają pogłębianiu koryt rzecznych, ale z drugiej strony w trakcie wezbrań powodują intensywne nadbudowywanie równiny zalewowej (Łajczak 1995) czy sedymentacji osadów pozakorytowych w międzywalu (Gębica i in. 1998, Łajczak 1999, Czajka 2000, 2007).

Współczesne typy układów koryt rzecznych w Karpatach są odbiciem regionalnych i lokalnych uwarunkowań przyrodniczych i ich zmienności w czasie. W efekcie dużego zróżnicowania środowiska przyrodniczego i długotrwałej działalności człowieka na tym obszarze można wyróżnić, jak wyżej wskazano, 8 typów koryt oraz dodatkowo 7 podtypów (ryc. 4.25):

1. Koryta wysokogórskie, tatrzańskie wycięte są w grubofrakcyjnym materiale morenowym, fluwiogłajalnym i fluwialnym. Ich szerokość wynosi 2–4 m

w odcinkach wyżej położonych i 4–18 m w odcinkach u podnóża gór. Koryta w dolinach o rzeźbie glacialnej są opancerzone głazami i blokami. Charakteryzują się dużymi spadkami i niewielkim transportem rumowiska wlezonego (Krzemień 1991, Płaczkowska, Krzemień 2018). Jedynie lokalnie na skutek podcinania zboczy dolin, a szczególnie wałów morenowych, może zachodzić duża dostawa rumowiska wlezonego (Kotarba 1994, 1998).

2. Koryta średniogórskie, tatrzańskie wycięte w przewodzie w litej skale oraz lokalnie w pokrywach fluwialnych, szczególnie w obrębie stożków napływowych. Ich szerokości wynoszą średnio od kilku do kilkunastu metrów. Profile podłużne koryt są niewyrównane z progami skalnymi i rumowiskowymi. Charakteryzują się przemieszczeniem rumowiska korytowego podczas wezbrań na znaczne odległości, średnio 2–5 razy dalej niż w korytach wysokogórskich (Kaszowski 1973, Krzemień 1991).

3. Średniogórskie, zachodniobeskidzkie, charakteryzują się dwuczłonowym wykształceniem typów koryt. Koryta 1–4 rzędu są przeważnie skalne w głęboko wciętych dolinach, lokalnie rozcinają pokrywy koluwalne i aluwialne. Koryta 5–7 rzędu wycięte są w litej skale, docięte do litej skały lub w pokrywach aluwialnych. Koryta te są typu krętego z pojedynczymi łachami, odcinkowo błędzące, a lokalnie na skutek renaturyzacji także roztokowe (Wyźga i in. 2013, Gorczyca 2016).

Koryta średniogórskie, zachodniobeskidzkie rzek tranzytowych są typu krętego z pojedynczymi łachami. Przed regulacją łachy żwirowe występowały powszechnie w tych korytach (Klimek, Trafas 1972, Zawiejska 2006). Współcześnie w lokalnie powstałych w strefach zrzutu rumowiskach wytworzyły się koryta o dużej krętości, błędzące lub roztokowe (Gorczyca, Krzemień 2010, Gorczyca 2016). Koryta tego typu występują w głębokich dolinach rozcinających Beskidy Zachodnie. Wycięte są w przewodzie w odpornych piaskowcach, charakteryzują się stosunkowo dużymi spadkami, lokalnie dużą dostawą rumowiska wlezonego z podcięć brzegowych w strefach zniszczonych regulacji. Brzegi koryt w większości są umocnione systemem regulacji podłużnych, wielokrotnie niszczonych podczas wezbrań (ryc. 4.27) (Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2018). W tym typie koryt wielkość ich pogłębienia w XX w. osiągnęła 0,5–2,8 m (Hajdukiewicz, Wyźga 2013, Gorczyca 2016). Średnia wielkość wcięcia rzek wyniosła tu 1,2 m, a jego większa część (średnio 56%) nastąpiła w drugiej połowie stulecia (Hajdukiewicz, Wyźga 2013).

a. Koryta średniogórskie zachodniobeskidzkie rzek lokalnych 1–6 rzędu wycięte są w litej skale, lokalnie wycięte w pokrywach koluwalnych (Caputa 2019) lub pokrywach fluwialnych (Krzemień 1984, Kościelniak 2004a, b, Korpak 2007, Gorczyca 2012, Urbaniak, Michno 2019, Wąs 2019). W dolnych biegach tych potoków koryta są często uregulowane regulacjami podłużnymi i poprzecznymi (ryc. 4.27). Koryta te przegłębione są od lat 70. XX w. o około 2 m (Korpak i in. 2008, Wąs 2019). W górnych biegach tych potoków występują progi wodospadowe o wysokości do 10 m i głębokie do 5 m kotły eworsyjne. Dawne stożki napływowe i dna aluwialne zostały rozcięte aż do litego podłoża (Krzemień, Gorczyca 2018). Koryta aluwialne występują jedynie w dolnych biegach rzek (np.

Mszanka), w odcinkach tych występuje zwykle korekcja stopniowa (regulacje poprzeczne) (Korpak 2007, 2012). Na przykładzie Mszanki można prześledzić prawidłowości transformacji tego typu koryt w profilu podłużnym. Na przeważającej długości Mszanka, Porębianka, Ochotnica docinają się do litej skały – nie tylko w swym górnym biegu, ale również w uregulowanych odcinkach w biegu środkowym. Koryta aluwialne występują jedynie w dolnych biegach tych cieków, w odcinkach z korekcją stopniową. W niemal wszystkich odcinkach koryt tych cieków stwierdzono obecność erozyjnych form korytowych, zwłaszcza w odcinkach położonych w ich górnych biegach (Korpak 2012).

4. Koryta średniogórskie, wschodniokarpackie wycięte są w dolinach o zróżnicowanej szerokości, często z przełomami i rozszerzeniami. Doliny tych rzek wycięte są w obszarach o rzeźbie gór rusztowych. Są to tereny o przewadze rzeźby pogórskiej, ponad którymi wznoszą się pojedyncze grzbiety lub góry wyspowe. Odwadniają je większe cieki subsekwentne o małych spadkach, z korytami o przebiegu krętym i z licznymi berdami, wskazującymi na działalność erozyjną. Dowiązują do nich krótkie doliny boczne, rozcinające stoki twardzielcowych grzbietów. Ten system koryt jest typowy dla Beskidu Niskiego i Niskich Bieszczadów, gdzie przeważają stromo ustawione warstwy piaskowców i łupków (Starkel 1965, 1972, Kaszowski, Kotarba 1967, Niezborala 2007, Gorczyca i in. 2016). Koryta te ulegają poszerzaniu, dzięki czemu zachodzi w nich powolne ścinanie berd. Łachy żwirowe są niewielkie, ze względu na brak wysokich aktywnych podcięć.

a. Koryta rzek tranzytowych 3–7 rzędu są przeważnie kręte z pojedynczymi łachami. Lokalnie w strefach rozszerzeń dolinnych koryta są 2–3-nurtowe. Najczęściej są głęboko wcięte w pokrywach lub litej skale. W korytach dużych rzek, takich jak Wisłoka, Jasiołka i Wisłok, wytworzyło się wyraźne następstwo sekwencji odcinków morfodynamicznych. Przykładem dobrze wykształconej takiej sekwencji jest odcinek koryta Wisłoki między Ostryszem i Myscową. Na charakterystyczną sekwencję tych odcinków składają się tu trzy odcinki morfodynamiczne koryta (Izmailów i in. 2006). Pierwszy położony w dolinie przełomowej jest wąski do 35 m i wycięty w litej skale. Drugi odcinek zaprzełomowy jest stosunkowo krótki. Koryto w tym odcinku wyraźnie rozszerza się do 70 m i wycięte jest w aluviach. Występują w nim dobrze wykształcone łachy brzeżne i środkowe. Procesem dominującym jest tu akumulacja (Guzik 2002). Kolejny, trzeci, odcinek jest przedprzełomowy. Koryto jest tu bardzo kręte i szerokie do 130 m. Występują w nim liczne łachy typu półksiężycowego i zakolowego (Guzik 2002). Dominuje w nim erozja boczna i akumulacja.

b. Koryta rzek lokalnych są dwojakiego typu. Koryta 1–4 rzędu są przeważnie skalne z progami skalnymi lub berdami. Występują w głębokich dolinach (Solin-ka, Wetlina, potok Głęboki; Niezborala 2007, Dzik 2011, Gorczyca i in. 2016). Nawiązują do układu głównych elementów rzeźby tego obszaru. W wyższych partiach gór złożone są z naprzemianległych odcinków skalnych oraz skalno-aluwialnych, których dna docięte są do litego podłoża, a brzegi wycięte w pokrywie aluwialnej (Niezborala 2007). W większych dolinach, w niższych partiach gór,

koryta złożone są z naprzemianległych odcinków skalnych i aluwialnych (Starkel 1965, Zawora 1967).

c. *Koryta rzek w Wysokich Bieszczadach i w górnych biegach rzek Beskidu Niskiego* występują w stosunkowo szerokich dolinach. Wykazują cechy pośrednie między typami a i b. Występują w dolinach o naprzemianległych odcinkach skalnych z berdami oraz aluwiami. Przykładem koryt tego typu są górne odcinki Sanu, Wisłoka i Wisłoki, które mają przebieg kręty i meandrowy.

5. Koryta niskich gór, pienińskie. Można je podzielić na koryta cieków lokalnych i tranzytowych. Koryta cieków lokalnych pełnią różne funkcje morfodynamiczne. W całych Pieninach dominuje erozyjne modelowanie koryt rzecznych (Gorczyca, Krzemień 2012). Akumulacja ma miejsce głównie lokalnie i jest wymuszona warunkami morfologicznymi lub działaniem człowieka. Koryta w dolinach 1–3 rzędu wycięte są w litej skale, wychodniom w dnie towarzyszą liczne progi skalne. W dolnych odcinkach tych systemów dolinnych potoki rozcinają mało miększe aluwia lub docinają się do litego podłoża. Koryta 1–3 rzędu mogą być wyścielone cienką warstwą gruzu frakcji 5–30 cm, a nawet 10–50 cm. Ich przebieg jest na ogół prostoliniowy. W dolinach 4–5 i wyższych rzędów koryta wycięte są w szerokich sterasowanych dnach. Koryta w tych dolinach są wycięte w aluwiami lub w cienkich pokrywach aluwialnych i litej skale (Gorczyca, Krzemień 2012). Do tego typu należy np. koryto Krośnicy. W ich dnach występuje zróżnicowany materiał korytowy od 1015 cm do nawet 15–30 cm, zależnie od spadków terenu i możliwości dostawy grubego materiału. Koryta rzek tranzytowych reprezentuje jedynie Dunajec z korytem skalnym z licznymi rynnami, głębokimi kotłami dochodzącymi nawet do 6–8 m, a także z licznymi załomami i ostrogami skalnymi. Koryto to jest kręte o stromych brzegach. Dominuje w nim erozyjne modelowanie (Klimek 1991, Zawiejska 2006).

6. Koryta rzek tranzytowych wypływających z Tatr, w obrębie Podhala, charakteryzują się krętym i roztokowym przebiegiem w planie. Roztokowy typ koryt jest pozostałością z dawnych okresów, kiedy rzeki wypływające z Tatr transportowały duże ilości rumowiska. Ten typ koryt występuje w dolinach Czarnego Dunajca, Białego Dunajca i Białki. W dolinach tych wytworzyły się roztokowe systemy korytowe, których rozwój polegał na bocznej migracji po każdym wezbraniu. Ingerencja człowieka w latach 70. XX w. doprowadziła do ich zwężenia i odcinkowego wyprostowywania. Koryto Czarnego Dunajca jest szerokie na 30–50 m, lokalnie do 200 m. Współcześnie koryto modelowane jest w górnym i dolnym biegu rzeki przez erozję wgłębną (Krzemień 1981, 2003). Odcinki roztokowe w środkowym biegu wyraźnie uległy skróceniu i ograniczeniu (Zawiejska, Krzemień 2004). Koryto Białego Dunajca uległo w ciągu 100 lat dużym zmianom. Rzeka była na znacznej długości roztokowa, a łóżysko osiągało szerokość do 500 m. Współcześnie jest jednonurtowe, proste lub kręte o średniej szerokości 45,8 m (Korpak 2007). Koryto Białki jest najmniej przekształcone, ale ono także jest degradowane poprzez zwężanie i pogłębianie (Gorczyca i in. 2017). Roztokowe koryto tej rzeki związane jest z rozmywaniem grubych osadów glacyfluwialnych pochodzących z wyższych teras. Jak podkreśla M. Baumgart-Kotarba (1983), koryto

Ryc. 4.27. Uregulowane koryta w dorzeczu Górnej Wisły (RZGW w Krakowie)

Białki należą do wyjątkowych w polskich Karpatach. Badania w dolinie Białki Tatrzańskiej (Baumgart-Kotarba 1983) wykazały, że w trakcie powodzi 5-letniej o przepływach $200\text{--}250\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ ulegały przekształceniom łachy, bystrza i kotły, natomiast powódź 50-letnia o dwukrotnie większych przepływach zmieniała cały układ koryta roztokowego (ryc. 4.28).

Cechą rzeki roztokowej było stałe przystosowywanie się jej koryta do przepływów maksymalnych. Eksploatacja żwirów i regulacja głównych rzek na Podhalu zmieniła kierunek ewolucji koryt (Krzemień 1981, 2003, Kościelniak 2004a, b, Zawiejska, Krzemień 2004). Roztokowe koryta podlegały degradacji i stawały się jednonurtowe (Krzemień 2003, Gorczyca, Krzemień 2010, Hajdukiewicz, Wyżga 2013). Degradacja tych koryt wiązała się ze znacznym zmniejszeniem ich szerokości.

7. Koryta kotlin śródgórskich charakteryzują się krętym lub meandrowym przebiegiem w planie. Są przeważnie wycięte w pokrywach (Krzaklewski 2012), głęboko wcięte z pojedynczymi łachami. Agradacyjne tendencje w śródgórskich kotlinach były do niedawna wyraźne w przypadku nakładania się czynnika neotektonicznego (wginanie podłoża), a na ich rozmiary istotny wpływ wywiera wysokość otaczających pasm górskich i wielkość rzek. W Kotlinach Żywieckiej i Orawsko-Nowotarskiej rozwijały się do lat 70.–80. XX w. stożki napływowe z korytami roztokowymi. Charakterystycznymi cechami koryt w obrębie Kotliny Orawskiej jest ich niewielki spadek (ok. 3‰) i meandrowanie (Krzaklewski 2012). Ten typ koryt jest charakterystyczny dla Czarnej Orawy i Piekielnika. Czarna Orawa i jej dopływy odwadniają obszary torfowisk wysokich (Łajczak 2006a,

c, Krzaklewski 2012). Współcześnie meandrowy system korytowy tych rzek można uznać za stabilny. Zmiany zachodzą jedynie lokalnie i są w dużym stopniu wynikiem ingerencji człowieka (Łajczak 2006a, c). Odmienne zachowywały się rzeki w Dołach Jasielsko-Sanockich otoczonych pogórzami i niskimi górami. Jedynie na granicy kotlin zaznaczały się tendencje do agradacji i roztokowości. Dna dolin na tym obszarze zajmują równiny zalewowe, które są nadbudowywane zawiesiną niesioną przez meandrujące rzeki. Koryta tych rzek na skutek regulacji i eksploatacji rumowiska są pogłębione i współcześnie zasięg obszaru zalewanego ulega zmniejszeniu.

8. Koryta rzek pogórskich można podzielić na koryta rzek lokalnych i tranzytowych.

a. Pierwszy typ charakteryzuje się przebiegiem krętym lub meandrowym. Ten typ koryt występuje na Pogórzu Gubałowskim oraz na Pogórzu Karpackim. Koryta na tych terenach są przeważnie wcięte do 1–4 m w płaskie aluwialne dna dolin o szerokości do kilkuset metrów. Koryta cieków w wielu odcinkach wycięte są w koluwiach (Caputa 2019). Brzegi tych koryt są strome, często porośnięte drzewami, co powoduje ich naturalne umocnienie. W czasie wezbrań dna płaskich dolin są zalewane i nadbudowywane zawiesiną. Z czasem na skutek pogłębiania koryt zasięg zalewania ich den ulega ograniczeniu (Gorczyca 2016). W wyniku działalności człowieka koryta te są zwężane i zabudowywane budowlami regulacyjnymi typu poprzecznego i podłużnego. W korytach tych rzek budowane są bardzo liczne kładki i mosty, co podczas wezbrań ogranicza odpływ wody i skutkuje niszczeniem infrastruktury w dnach dolin (German 1998).

b. Koryta pogórskie rzek tranzytowych charakteryzują się krętym przebiegiem z pojedynczymi łachami, lokalnie w strefie rozszerzeń są typu błędącego lub z przejawem roztokowania. Są to koryta szerokie o trapezowym profilu poprzecznym. Większość została wielokrotnie uregulowana budowlami podłużnymi, które były wiele razy niszczone. Łachy zwirowe przemieszczają się teraz wzdłuż uregulowanych koryt (Malarz 1997, Woskowicz-Ślęzak 2013, Gorczyca 2016). W stosunku do wyżej położonych odcinków koryt cechują się one większą krętością o dużej stabilności ze względu na regulacje i utrwalenie przez roślinność. Koryta tych rzek w granicach Pogórza charakteryzowały się w przeszłości na długich odcinkach przebiegiem roztokowym, np. Soła, Skawa, lub tendencją do roztokowania i odcinkowo anastomozowania (Grocholska 1988, Malarz 1997, Woskowicz-Ślęzak 2013, Witkowski 2015). Inne koryta rzek, np. Raby i Dunajca, wyróżniały się krętym lub meandrowym przebiegiem z dużymi łachami. Łachy zwirowe występowały w meandrowych korytach Raby i Dunajca jeszcze u brzegu Karpat (Wyźga 1993a, Gorczyca 2016). Współcześnie koryta te są uregulowane. Z kolei Wisłoka, Wisłok, San, przepływające przez szeroką strefę Pogórza Karpackiego, odznaczają się korytami głęboko wciętymi. W przeszłości koryta te cechowały się przebiegiem meandrowym lub tendencją do roztokowania (Klimek 1974, 1991, Wyźga i in. 2013, Gorczyca 2016). Na skutek regulacji koryt i eksploatacji aluwioów korytowych (Osuch 1968, Aleksandrowicz i in. 1981), szczególnie u brzegu Karpat doszło do ich pogłębienia i zmiany funkcji dawnej równiny zalewowej. W efekcie dawna równina

Ryc. 4.28. Zmiany układu koryta Białki na Podhalu po powodziach w latach 1963–1978 na odcinku znacznych migracji lateralnych poniżej mostu w Bukowinie Dolnej (wg Baumgart-Kotarby 1983)

1 – skarpy wyraźne, 2 – skarpy o złagodzonym profilu, 3 – świeże łachy żwirowe, 4 – łachy zadarnione, 5 – łachy porośnięte wikliną i młodym lasem, 6 – las, 7 – koryta i kierunek nurtu

zalewowa wznosi się 8–9 m nad współczesne ich dna. Niższy poziom zalewowy osiąga wysokości 4–5 m (Starkel 2001b, Czyżowska-Wiśniewska 2003).

Współcześnie w Karpatach zaobserwować można cztery typy dynamiczne systemów korytowych związanych z dynamiką transportu zwietrzelin (ryc. 4.25, 4.29; Łajczak i in. 2006, Starkel, Łajczak 2008, Andrzejewski, Krzemień 2017).

Systemy te w poszczególnych odcinkach dolin funkcjonują jako złożone, połączone ze sobą subsystemy obiegu energii i materii.

- Pierwszy typ rozpoczyna się na obszarze wysokogórskim Tatr o znacznym udziale materiału rozpuszczonego i niewielkim wynoszeniu materiału klastycznego na przedpole gór (Krzemień 1991).
- Drugi typ rozpoczyna się w masywach górskich, koryta tego systemu do niedawna cechowały się tendencjami do roztokowania (ryc. 4.10), z dominującym udziałem materiału zawieszonego i znacznym udziałem rumowiska wleczzonego (Froehlich 1975, 1982). Obecnie koryta tego systemu przegrodzone są zbiornikami retencyjnymi (Klimek 1987, Łajczak 1995, 1999, Liro 2015, 2016).
- Trzeci typ występuje na obszarach niskich gór i pogórzy, na przeważającej długości profilu podłużnego charakteryzuje się tendencją do pogłębiania (Korpak i in. 2008, Wyżga i in. 2010). Cechuje się też dominującym udziałem transportu zawiesiny i ograniczoną dostawą materiału z koryta i ze zlewni na skutek zmian w użytkowaniu ziemi.
- Czwarty typ dotyczy rzek pogórskich o częstych wezbraniach (wiosennych i letnich) i współczesnym lokalnym nadbudowywaniu równin zalewowych (ryc. 4.11), z główną tendencją do pogłębiania koryt (Klimek, Starkel 1974, Krzemień, Święchowicz 1992, Łajczak 1995, 1999, Drużkowski 1998, Gębica, Sokołowski 1999, 2001, Święchowicz 2002c).

Zależnie od zróżnicowania wielkości zlewni karpackich zmienia się skala odprowadzania rumowiska z rozczłonkowanych stoków do koryt, z wzniesień górskich do kotlin śródgórskich (lub dużych dolin) oraz wynoszenia z całego obszaru górskiego na przedpole w obrębie Kotlin Podkarpackich. U brzegu Karpat, na skutek częściowej ucieczki wód w gruboziarniste aluwia (Ziemońska 1973), stwierdza się zmniejszanie przepływu rzek, co podczas wezbrań skutkuje krótkotrwałą agradacją materiału dennego. Proces ten nie jest jednak w stanie zahamować dominującej tendencji do pogłębiania koryt.

4.4.4. Rola regulacji koryt w zmianach ich morfologii i bilansie transportu rumowiska

Na ukształtowanie koryt rzek karpackich w okresie między XIX w. i początkiem XXI w. decydujący wpływ wywarła, najpierw zwiększona gwałtowność wezbrań i dostawa materiału ze stoków do koryt w wyniku wielowiekowego ekstensywnego użytkowania ziemi, prowadząca do roztokowania rzek, a później celowe działania prowadzące do zmniejszenia dostawy i transportu w korytach, a także do zmniejszenia zagrożenia powodziowego – m.in. poprzez budowę zapór wodnych i zwężenie strefy spływu wód powodziowych. Do końca XIX w. koryta rzek

karpackich były nadbudowywane i jako szybko migrujące wkraczały nawet na równinę zalewową. Proces ten zachodził na znacznie większą skalę w zachodnich żwirowych dopływach Wisły, o większych spadkach, aniżeli w rzekach pogórskich dorzeczy Wisłoki i Sanu, których koryta rozcinają mało odporne podłoże (Klimek 1979). Na taki kierunek przemodelowywania koryt mogła też oddziaływać koncentracja opadów w małej epoce lodowej (1550–1850), która wraz z ekspansją rolnictwa i gęstszą siecią dróg polnych i leśnych prowadziła do przyspieszenia odpływu wód i dostawy materiału ze stoków.

Na zwiększone zagrożenie powodziowe w dolinach beskidzkich w XVII–XIX w., a także na niektóre skutki geomorfologiczne powodzi, wskazuje analiza dokumentów historycznych (Adamczyk 1978, 1981), z kolei układ koryt uformowanych w tych warunkach dokumentują mapy z XVIII i XIX w. (Mieg 1779–1782, Kummersberg 1855, Die Spezialkarte 1890–1914). Badania aluwii korytowych Raby wskazują na gwałtowne przemieszczanie się fal wezbraniowych w XIX w. i szybką depozycję słabo wysortowanego materiału (Wyżga 1993a). Analiza dzieła A. Komonieckiego (1704), wyników pomiarów hydrologicznych prowadzonych na Sole od schyłku XIX w. oraz opinie niektórych autorów (Punzet 1985, Woskowicz-Ślęzak 2005) skłaniają do wniosku, że częstość powodzi na tej rzece zwiększała się w ciągu ostatnich 500 lat, aż do pierwszej połowy XIX w., by później zmaleć. Koryto Soły koło Żywca miało w połowie XIX w. szerokość wielokrotnie większą niż obecnie (ryc. 4.30).

Na przyspieszoną agradację koryt rzek beskidzkich mogła także wpływać gospodarka leśna w XIX w. i na początku XX w. Transport kłód drewna po stokach i wzdłuż potoków oraz krótkotrwałe fale wezbraniowe tworzone przez liczne wówczas lokalne spiętrzenia wody służące do flisu (klaudy i tajchy) powodowały przemieszczanie się dużych ilości materiału do koryt i dalej z ich biegiem. Innym skutkiem wylesienia zlewni beskidzkich są większe rozmiary bloków skalnych transportowanych w korycie (Niemirowski 1974, Froehlich 1998).

W związku z powstawaniem dużych rozlewisk w dnach dolin w dorzeczu górnej Wisły, od XVIII w. budowano stopniowo wały przeciwpowodziowe w ich dnach, poczynając od doliny Wisły i głównych jej dopływów. Działalność ta przyczyniała się do ochrony terenów narażonych na klęskę powodzi (Gorczyca, Krzemień 2010). Efektem budowania wałów było ograniczenie strefy migracji koryt w dolinach rzek karpackich w XIX w. Proces ten był szczególnie nasilony na przedpolu gór, gdzie koryta charakteryzowały się rozwinięciem roztokowym (Strzelecka 1958, Kaszowski i in. 1976, Szumański 1977, Froehlich i in. 1977, Starkel, Łajczak 2008). Na przełomie XIX i XX w. w korytach rzek karpackich podjęto szeroko zakrojone prace inżynierskie zmierzające do uregulowania koryt. Impulsem tych prac było zagrożenie powodziowe miast i wsi na tym obszarze. Regulacja koryt rzecznych postępowała etapami od najniższej położonych odcinków do górnych biegów rzek (Zawiejska 2006, Starkel, Łajczak 2008). Trasy regulacyjne charakteryzowały się łagodnymi łukami i długimi liniami prostymi (Kościelniak 2004a, Korpak i in. 2008). Prowadzono je zwykle środkiem żwirowego łóżyska. Część projektów regulacyjnych nigdy nie została zrealizowana.

Ryc. 4.29. Profile podłużne koryt i równin zalewowych tranzytowych rzek karpackich (oprac. L. Starkla)

A – typ rzek zachodniokarpackich, B – typ rzek wschodniokarpackich (A1 i B1 – przed pracami regulacyjnymi i budową zapór wodnych, A2 i B2 – po oddaniu do eksploatacji zapór, zaawansowane prace regulacyjne), 1 – profil koryta erozyjnego, 2 – koryto żwirowe (agradacja rzeki roztokowej), 3 – profil koryta i równiny zalewowej, 4 – tendencja do pogłębiania koryta i tworzenia niższej równiny zalewowej, 5 – zbiornik zaporowy, 6 – stożek – delta wsypywana do zbiornika, E – tendencja do pogłębiania, Ab – tendencja do agradacji rzeki roztokowej, Am – tendencja do agradacji rzeki meandrowej, A – agradacja, E(m) – erozja rzeki meandrowej

W historii regulacji koryt rzecznych w Karpatach można wyróżnić kilka etapów: (i) do II wojny światowej, (ii) okres powojenny do 1970 r., (iii) lata 1971–1989 oraz (iiii) po 1990 r. Etapy te różnią się sposobem regulacji, zakresem oraz intensywnością prac (Korpak 2007, Gorczyca 2016). W pierwszym okresie planowane były systematyczne prace na długich odcinkach koryt, powstawały jednak tylko pojedyncze budowle. Prace regulacyjne prowadzone w tym okresie polegały na wyprostowywaniu, zwężaniu i skracaniu biegu rzek. Niektóre z koryt rzek karpackich uległy skróceniu nawet o kilkanaście procent (Kędzior 1931, Gorczyca 2016). Ważnym celem tych prac było zdobywanie nowych terenów pod zagospodarowanie. Projekty i prace wstrzymane zostały na skutek wybuchu II

wojny światowej (Korpak i in. 2008). Wznowiono je dopiero pod koniec lat 50. XX w. Okres najintensywniejszych prac regulacyjnych przypada na lata 60. i 70. XX w. (Korpak 2007). Wtedy zastosowano najbardziej radykalne zmiany układu koryt w planie oraz ich profili podłużnych i poprzecznych, głównie tam, gdzie zabudowa i infrastruktura występowała blisko koryt. W okresie tym powstawały zwłaszcza budowle podłużne i poprzeczne (ostrogi i kierownice) oraz jazy i zapory przeciwrumowiskowe, natomiast niewiele budowano stopni. W latach 70. XX w. występowała regulacja niesystematyczna, tzn. budowle i umocnienia były planowane lokalnie (Łapuszek, Lenar-Matyas 2013). W latach 80. XX w. częstość i zakres podejmowanych prac regulacyjnych wyraźnie się zmniejszyły, a dominującym typem zabudowy stawała się korekcja stopniowa (Korpak i in. 2008). W tym czasie lokalnie wykonywano też umocnienia brzegowe. Sytuacja taka wynikała z braku funduszy w okresie kryzysu gospodarczego oraz z braku dużych wezbrań. Wiele planowanych inwestycji nie zostało zrealizowanych, a rozpoczętych nie dokończono. W nowych warunkach gospodarczych po 1989 r. prace regulacyjne w bardzo dużym stopniu ograniczono. Kolejne takie prace zostały zintensyfikowane pod koniec lat 90. XX w., a szczególnie po dużym wezbraniu w 1997 r. Realizowane w tym czasie projekty niemal wyłącznie dotyczyły napraw szkód po wezbraniach w latach 1997, 1998 i 2001. Prace hydrotechniczne obejmowały budowę przede wszystkim korekcji stopniowych i zabezpieczeń brzegów (Korpak 2007). Od lat 90. XX w. do najpopularniejszych budowli hydrotechnicznych należą: opaski z narzutu kamiennego luzem, opaski faszynowe kamienne, opaski faszynowe z koszem siatkowo-kamiennym z narzutem.

Na skutek zwięzania i prostowania koryt w związku z niedoborem rumowiska, które nie było dostarczane z umocnionych brzegów, następowało zintensyfikowanie erozji wgłębnej i wcięcie koryta poniżej posadowienia budowli. W dalszym etapie budowla ulegała zniszczeniu. Z tego powodu w późniejszych okresach ten sam brzeg umacniano nawet 2–3-krotnie (Gorczyca 2016). Efektem prac regulacyjnych w korytach rzek karpackich było wyzwolenie nadmiernej erozji wgłębnej (Kościelniak 2004b, Zawiejska 2006, Korpak i in. 2008, Hajdukiewicz, Wyźga 2013, Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2017). Prace regulacyjne zmierzały do wyprofilowania pojedynczego, wąskiego koryta i odcięcia ramion bocznych za pomocą różnych budowli podłużnych, takich jak np. ostrogi i kierownice (Izmałłow i in. 2006, Korpak i in. 2008). W efekcie powstawały koryta zdegradowane nawet w 80%, np. koryto Raby (Gorczyca 2016). Na skutek regulacji koryt następowała intensywna erozja wgłębna, która doprowadzała do zniszczenia budowli i często do docięcia się rzeki do litej skały (Osuch 1968, Soja 1977, Wharton 2000, Wyźga 2001a,b, Korpak 2007). W efekcie oddziaływań antropogenicznych w dolnych i środkowych odcinkach karpackich dopływów Wisły koryta zostały pogłębione nawet o 1,4–3,8 m (Kaszowski i in. 1976, Klimek 1983, 1987, Wyźga 1993b, Wyźga, Lach 2002, Starkel, Łajczak 2008, Zawiejska, Wyźga 2008, 2010, Hajdukiewicz, Wyźga 2013, Zawiejska i in. 2015, Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2017). Pogłębianie koryt zaznaczało się również w dolinach bocznych w wyniku erozji wstecznej. Proces ten poczynszy od lat 50. XX w. został lokalnie przyspieszony

Ryc. 4.30. Koryto Soły w Kotlinie Żywieckiej

1 – według mapy C. Kummersberga (1855), 2 – przed utworzeniem Jeziora Żywieckiego w 1967 r.

przez masowy pobór aluwii korytowych (Krzemień 1981, 1984, Gorczyca 2016). Prowadził on często do wypreparowywania koryta skalnego i jego dalszego pogłębiania (Osuch 1968, Soja 1977, Krzemień 1984). Skutkiem szybkiego pogłębiania koryt jest m.in. odsłanianie podstawy filarów mostowych, a także zwiększone drenowanie wód z aluwii, przez co wzrasta przepływ w okresach niżówkowych (Osuch 1968, Krzemień 1984).

W efekcie oddziaływań antropogenicznych koryta rzek i potoków w wielu odcinkach zostały zmienione ze żwirowodennych w skalne oraz z roztokowych w błędzące lub kręte, docięte do litego podłoża (Wyźga 1993, Starkel, Łajczak 2008, Bucala 2012, Hajdukiewicz, Wyźga 2013, Kukulak 2015, Witkowski, Wismołek 2015, Zawiejska i in. 2015, Gorczyca i in. 2017). Zastąpienie wcześniejszych koryt wieloramiennych przez jednoramiennych, zwiększanie ich głębokości, zwartości i spadku wywołało wzrost siły transportowej rzek, które poza odcinkami objętymi cofką zapór wodnych mogą obecnie przenosić materiał na większe odległości. Ogranicza to możliwości depozycji pozakorytowej materiału w obrębie dolin rzek karpackich, gdyż materiał pochodzący z erozji zlewni i pogłębiania koryt był w XX w. – w większym stopniu niż wcześniej – dostarczany do Wisły. Tendencja ta została zahamowana przez utworzenie zbiorników zaporowych (zwłaszcza głębokich), które trwale zatrzymują cały ładunek materiału wleczonego i większość zawiesiny (ryc. 4.29). Oznacza to zredukowanie transportu i depozycji materiału w rzekach poniżej zapór, co ułatwia wcześniej rozpoczętą erozję wgłębną koryt

poniżej tych obiektów przez rzeki charakteryzujące się deficytem materiału (Łajczak 1999). Prowadzi to do przemywania materiału żwirowego, np. w Sole poniżej kaskady (Malarz 2002).

Tendencja do pogłębiania koryt rzek karpackich zachodzi współcześnie także pod wpływem zmniejszonej dostawy materiału ze stoków w wyniku zredukowania areалу gruntów ornych (Soja 2002, Lach, Wyżga 2002, Kukulak 2004, 2015). Jednym ze skutków tych zmian jest malejący po 1950 r. transport zawiesziny w rzekach karpackich (Łajczak 1999). Na wzrost energii rzek karpackich, a więc i na pogłębianie koryt podczas wezbrań duży wpływ ma uszczelnienie zlewni, czyli jej zabudowa antropogeniczna, która oddziałuje na przyspieszenie spływu wód deszczowych w zlewni (Bartnik i in. 2009). Badania terenowe wykazały, że 10% udziału pokrywy nieprzepuszczalnej w zlewni powoduje powolne przemiany funkcjonowania systemów fluwialnych (Bartnik i in. 2009). Natomiast powyżej wartości 25–30% pokrywy nieprzepuszczalnej w zlewni następuje trwała degradacja koryt rzecznych. Do najbardziej uszczelnionych w polskich Karpatach należą dorzecza Soły, Skawy i Raby (Soja 2002). Pogórskie odcinki dopływów Wisły odwadniających wschodnią część polskich Karpat (np. Wiśłoki) cechuje powolne i jednostajne pogłębianie się koryt, głęboko wciętych z wysoko położonymi równinami zalewowymi. Pogłębianie koryt rzek zachodniej części Karpat, o większym spadku, doprowadziło do uformowania wąskich równin zalewowych. Natomiast w części wschodniej pogłębianie przekraczające często 3 m doprowadziło do przekształcenia dawnej równiny zalewowej w terasę nadzalewową, szczególnie u brzegu Karpat, gdzie eksploatacja żwirów z koryta była największa (Wyżga 1993b, Starkel 2001b, Wyżga, Lach 2002, Czyżowska-Wiśniewska 2003).

Coraz rzadsze ponadpełnokorytowe stany wody nie oznaczają zmniejszenia zagrożenia powodziowego, gdyż zaznacza się wzrost kulminacyjnych stanów wody wskutek zwiększonej koncentracji i prędkości fali wezbraniowej. Obecnie tylko nieliczne krótkie odcinki den dolin w polskich Karpatach są zabezpieczone wałami przeciwpowodziowymi, w większości na Pogórzu Karpackim (Hennig 1991). W pozostałych, zwłaszcza intensywnie zagospodarowanych obszarach den dolin, wcześniej znajdujących się poza zasięgiem najwyższych stanów wód powodziowych, obecnie zwiększają się straty w infrastrukturze powodowane wyłącznie przez letnie powodzie, np. w dolinach Skawinki, Uszwicy, Wielopolki (Grela i in. 1999).

Skuteczniejsze zabezpieczenie przeciwpowodziowe dają zapory wodne, jednak ta ich funkcja często koliduje z produkcją energii elektrycznej, co limituje tworzenie rezerwy powodziowej. Sezonowe wahania stanów wody w głębokich zbiornikach osiągają 10 m, co prowadzi do nietypowego rozwoju delt i podcinania brzegów zbiornika w wyniku abrazji w szerokiej strefie wysokościowej (Klimek i in. 1990, Łajczak 2006b, Liro 2015, 2016). Najszybciej narastają delty w głębokich zbiornikach o dużej dostawie materiału, zwłaszcza w Zbiorniku Rożnowskim (od 1941 r.). Utworzenie zbiorników zaporowych spowodowało przerwanie ciągłości systemu dolinnego. Odcinki erozyjne, niegdyś roztokowe – dziś przyspieszonego odprowadzania materiału, przechodzą w odcinki z nasiloną, stale zachodzącą

depozycją materiału w głębokich zbiornikach, które sąsiadują z odcinkami dolin o nieporównanie wolniejszej depozycji materiału i z odcinkami dolin poniżej zapór wodnych, gdzie dominuje pogłębianie koryt. Biorąc pod uwagę hipotetyczne założenie, że konstrukcja zapór wodnych będzie stabilna w długim okresie, należy stwierdzić, że zbiorniki zaporowe mogą ulec dużemu lub nawet całkowitemu wypełnieniu osadami. Poniżej strefy brzegowej z klifami abrazyjnymi i lokalnie aktywowanymi osuwiskami będzie się rozprzestrzeniała szeroka równina aluwialna. W przypadku przerwania zapory wodnej może dojść do wzmożonej erozji ogromnego ładunku drobnoziarnistego materiału nagromadzonego w czaszy zbiornika oraz zmian w łóżysku rzeki poniżej zapory.

Ze względu na znaczne wyprostowanie i duże pogłębienie koryt rzek karpackich, ich powrót do funkcjonowania zgodnego z uwarunkowaniami środowiskowymi nie zostanie osiągnięty nawet w bardzo długim czasie (Wyźga i in. 2013, Gorczyca 2016). Dopuszczenie do erozji brzegów i swobodnego kształtowania koryt prowadzić będzie do odtwarzania krętych koryt, jakie istniały w XIX w., ale w obecnych warunkach środowiskowych nie jest możliwe odtworzenie koryt wielonurtowych (Wyźga i in. 2012, Wyźga i in. 2013). Lokalnie możliwe jest sztuczne formowanie bocznych, drugorzędnych koryt w celu zwiększenia retencji korytowej wód wezbraniowych (Wyźga, Radecki-Pawlik 2011). W profilu podłużnym koryt charakterystyczną cechą współczesnej struktury wielu koryt w ich górskich biegach jest znaczne ujednolicenie geometrii koryta i jego funkcji morfodynamicznych (Zawiejska, Krzemień 2004, Zawiejska 2006). Jest to bardzo dobrze widoczne szczególnie na przykładzie koryt Dunajca, Mszanki, Porębianki (Kościelniak 2004a, Zawiejska 2006).

4.4.5. Renaturyzacja koryt rzecznych

Regulacje koryt rzek karpackich okazały się nieefektywne i równocześnie szkodliwe dla środowiska przyrodniczego. Doprowadziły do wyprofilowania pojedynczego, wąskiego koryta i odcięcia ramion bocznych. Duża zmiana geometrii koryt rzecznych spowodowała niedopasowanie nowej trasy regulacyjnej do reżimu hydrologicznego rzeki. A to przyczyniło się do zaburzenia przebiegu procesów fluwialnych i degradacji koryt rzek karpackich. Współczesne koryta karpackie w stosunku do warunków w XIX w. mają większą możliwość transportacyjną, znacznie mniejszą dostawę rumowiska ze zlewni (zmiana użytkowania), węższą strefę swobodnej migracji i ograniczoną erozję boczną (Krzemień 1981, Klimek 1983, Wyźga 1993b, 2001a, Zawiejska, Krzemień 2004, Korpak 2007, Gorczyca, Krzemień 2010). Wszystkie procesy fluwialne zachodzą współcześnie w korytach znacznie węższych i pogłębionych o kilka metrów w stosunku do koryt XIX-wiecznych (ryc. 4.31) (Krzemień 1984, Zawiejska 2006, Korpak 2007, Radecki-Pawlik 2012, Wyźga i in. 2016).

Okres najsilniejszych zmian morfologii i funkcjonowania koryt karpackich spowodowanych działalnością człowieka przypadł na lata 1961–1990. Współcześnie presja hydrotechniczna w korytach rzecznych jest znacznie mniejsza. Obowiązuje

prawny zakaz poboru żwirów, a instytucje państwowe wykazują coraz większą dbałość o pozostawienie rzece korytarza swobodnej migracji. Okres po 1990 r. nazwano okresem postregulacyjnym (Gorczyca 2016). Zaobserwowane w tym czasie zachodzące odcinkowo zmiany struktury koryt karpackich określono jako samoistną renaturyzację. Zaznacza się ona szczególnie silnie w korytach z wysokim wskaźnikiem W/D (stosunek szerokości do głębokości), gdzie koryta ulegają stopniowemu poszerzaniu, lokalnie powiększa się też ich krętość i liczba nurtów. Wzrasta ilość rumowiska dostępnego do transportu fluwialnego oraz liczba i powierzchnia łąch (Gorczyca 2016).

Na podstawie badań przeprowadzonych m.in. w korycie Raby (ryc. 4.32), Skawy (ryc. 4.33), Czarnego Dunajca i Sanu rozpoznano przebieg procesu samoistnej renaturyzacji (Gorczyca 2016).

Jako główne założenie przyjęto, że współczesny i przyszły przebieg rozwoju górskich koryt postregulacyjnych będzie zależny od ich naturalnych uwarunkowań, wykształcenia koryt w okresie przedregulacyjnym oraz natężenia i rodzaju antropopresji w korytach i ich zlewniach. Odcinki beskidzkie, pogórskie i kotlinne rzek – o odmiennych uwarunkowaniach i wykształceniu koryt rzecznych (Klimmek 1979) – pomimo zastosowania podobnych zabiegów regulacyjnych, inaczej reagują na duże i katastrofalne wezbrania i inaczej przebiega ich rozwój w okresie postregulacyjnym. Samoistna renaturyzacja tych koryt w odcinkach, gdzie możliwe jest pozostawienie lub stworzenie korytarza swobodnej migracji i zaniechanie dalszych regulacji, będzie wskazywać kierunki rozwoju w nowych warunkach. Może nam to dać odpowiedź, jaka będzie ich morfologia i przebieg koryt w planie. Nowe tendencje, jakie obserwujemy w korytach, w których zachodzi obecnie samoistna renaturyzacja, dają wyobrażenie o tym, jakie mogą być żwirowe, górskie koryta w XXI w., jeśli ograniczymy antropopresję.

Niezwykle ważna w procesie samoistnej renaturyzacji jest wielkość i częstość wezbrań, które wpływają na zmiany w strukturze i funkcjonowaniu koryt górskich (Starkel 1986, 2003a, 2006, 2012, Izmailow i in. 2006, Długosz, Gębica 2008, Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008, Korpak 2008, Bucała 2009, Czech i in. 2016). Tempo zmian w korytach będzie zależne od częstości okresów wezbraniowych i długości okresów pomiędzy dużymi wezbraniem. W korytach karpackich powszechne niedociążenie rumowiskiem wyzwała w rzekach siły skierowane na wyrównanie tego deficytu. W czasie dużych i katastrofalnych wezbrań następuje przeobrażanie istniejącej morfologii koryta pod wpływem procesów erozyjnych. Procesy erozyjne, niszcząc regulacje, uwalniają do systemu korytowego materiał rumowiskowy znajdujący się w brzegach i równinie zalewowej (ryc. 4.32, 4.26). Następuje stopniowe poszerzanie koryta. Proces ten nie występuje równomiernie w całym profilu podłużnym. Lokalnie, w strefach rozszerzeń, rzeka jest przeciążona w czasie wezbrania. Tam, gdzie doszło do przeciążenia, powstają szerokie strefy akumulacyjne podobne do stref nazywanych w literaturze *sediment wave* lub *sediment slug* (Nicholas i in. 1995, James 2010). Strefy te są najbardziej zróżnicowane morfologicznie, hydrologicznie i biologicznie ze względu na swobodę kształtowania szerokiej równiny zalewowej. Rzeka postregulacyjna cechuje się także długimi prostymi i lekko

Ryc. 4.31. Efekt ponad 100-letniej ingerencji człowieka w korycie Raby

A – koryto Raby w XIX w. (na podstawie: Galicia and Bucovina (1861–1864) Second Military Survey of the Habsburg Empire), B – współczesne koryto Raby.

Ryc. 4.32. Znaczący przyrost powierzchni łach i wysp w korycie Raby w okresie post-regulacyjnym pod wpływem dużych wezbrań w latach 2010 i 2014 (wg Gorczyca 2016)

krętymi odcinkami o dominującej funkcji transportacyjnej, w których jednostkowa moc strumienia osiąga duże wartości. Odcinki te nie sprzyjają akumulacji. W związku z tym wytracenie energii i zrzut transportowanego rumowiska następuje zwykle

Ryc. 4.33. Etapy samoistnej renaturyzacji w korycie Skawy (wg Gorczyca 2016), 1976 r. – przebieg i szerokość trasy regulacyjnej koryta

w opisanych powyżej strefach rozszerzeń (Church, Jones 1982). Odcinki wąskie, proste lub o niewielkiej krętości oraz strefy rozszerzeń można porównać do struktury *beads on a string* według koncepcji Stanforda i Warda (1993).

W sytuacji wystąpienia długiego okresu bezwezbraniowego proces renaturyzacji zostanie spowolniony lub zahamowany. Rola wezbrań o prawdopodobieństwie $Q_{1\%}$ jest bardzo duża, następuje wówczas przemodelowanie koryt (np. odcinek beskidzki Raby w 2010 r.), jednak takie wezbrania występują bardzo rzadko. W większości analizowanych profili wodowskazowych badanych rzek wezbrania takie występują średnio raz na kilkadziesiąt lat. Z analizy przepływów ekstremalnych wezbrań w punktach wodowskazowych wynika, że wezbrania o przepływach o prawdopodobieństwie wystąpienia $Q_{10\%}$ są wystarczające do przekształcenia koryt uregulowanych (Gorczyca 2016). Jeśli w przyszłości nastąpi zwiększona częstość przepływów tzw. pełnokorytowych, a duża dostawa rumowiska do koryta będzie sprzyjać koncentracji rumowiska transportowanego przydennie, to zostaną spełnione warunki przyspieszające samoistną renaturyzację koryt.

4.4.6. Działalność bobrów w rzekach i dnach dolin

Bóbr europejski (*Castor fiber*) był nieobecny w karpackich systemach rzecznych przez blisko 200 lat aż do introdukcji tego gatunku w latach 80. XX w.

Odtworzenie populacji bobra europejskiego rozpoczęto najpierw w dolinie górnego Sanu, a później w górnej Wisłoce (Zbyryt 2008, Jamroz, Górecki 2009, Zbyryt, Zbyryt 2013).

Populacja bobra europejskiego w karpackich rzekach i potokach zaczęła stopniowo zanikać już od końca XVI w. Głównym powodem wyginięcia tych zwierząt były polowania oraz stopniowo rozwijające się osadnictwo w dolinach rzek karpackich (Żurowski 1979, Czech 2010). Obecnie bóbr występuje powszechnie na terenie całego kraju (Zając i in. 2015). Do tak skutecznego odtworzenia się bobra w polskich rzekach przyczyniło się objęcie tego gatunku najpierw ochroną ścisłą, a później częściową. Przyrost populacji bobra jest bardzo dynamiczny, przyjmuje się, że rocznie wynosi około 7–13% od lat 80. XX w. (Czech 2010, Giżejewski, Goździewski 2016). Tym samym szacuje się przyrost populacji z 235 osobników w 1928 r. do około 100 000 w 2014 r.

Bobry zasiedlają obecnie tereny dawno przez nie opuszczone. Pojawienie się nieobecnego przez długi czas gatunku, o tak dużej zdolności do przekształcania koryt, spowodowało lokalnie zmiany w przebiegu procesów fluwialnych, a bóbr został uznany za gatunek konfliktowy wywołujący podtopienia i szkody w gospodarce rolnej i leśnej (Czech 2007). Bóbr przekształca środowisko w stopniu znaczącym i modyfikuje zasoby tego środowiska także dla innych gatunków (Rosell i in. 2005). Oddziałuje na całe ekosystemy, zmieniając ilość i jakość siedlisk, zwykle zwiększając ich bioróżnorodność, co klasyfikuje go do tzw. inżynierów ekosystemu (Jones i in. 1994). Wartość siedliskotwórcza i renaturyzacyjna działalności bobrów w rzekach karpackich jest ciągle mało dostrzegana (m.in. Czech 2007, Derwich, Mróz 2008, Kukuła i in. 2008, Tszydel, Tończyk 2012, Gorczyca i in. 2018, Strzelec i in. 2018, Wąs 2019).

Okres nieobecności bobra w rzekach karpackich pokrywa się z czasem ich radykalnego przekształcenia wynikającego z nasilonej antropopresji i zmian środowiskowych (Wyźga i in. 2012). Rzeki te cechują się obecnie zróżnicowaną morfologią, obejmującą całe spektrum od odcinków o wysokiej jakości hydromorfologicznej (stan bliski naturalnemu) po odcinki silnie zmienione lub całkowicie uregulowane. Przy obecnym rozprzestrzenieniu się populacji bobra europejskiego w Karpatach można śmiało stwierdzić, że jest obecny zarówno w korytach rzek o dobrym potencjale ekologicznym, jak i rzekach uregulowanych o zdegradowanych funkcjach.

Działalność bobrów w korycie rzek karpackich przyczynia się do wielokierunkowych zmian przebiegu procesów fluwialnych. Funkcjonowanie spiętrzeń wody przez tamy bobrowe w korycie zmienia jego morfometrię. Przerwanie tamy może spowodować zmianę przebiegu koryta, np. powstanie koryta bocznego poniżej tamy bobrowej (Woo, Waddington 1990, Butler, Malanson 2005, Czech 2007, Stopka 2011, Gariat i in. 2016). W korytach wielonurtowych przegradzanie tamami nurtów, w zależności od konfiguracji koryta, może doprowadzić do zmniejszenia lub zwiększenia liczby nurtów w korycie. Zjawisko to zostało stwierdzone m.in. w korycie Raby w kilku miejscach (Gorczyca 2016).

I. Działalność bobrów w korycie przegrodzonym tamą i ze spiętrzeniem wody w stawie bobrowym
– akumulacja na dnie zbiornika, zwiększenie szerokości koryta

II. Działalność bobrów w korycie głęboko wciętym
– poszerzanie koryta w strefach ślizgów

III. Działalność bobrów w korycie wyciętym w drobnym materiale
– poszerzanie koryta w strefach nor i norożerem

rodzaj procesu:

erozja wgłębna ↓
erozja boczna →
akumulacja ↓

Ryc. 4.34. Zmiany w morfologii koryta pod wpływem działalności bobrów – oddziaływanie renaturyzacyjne (wg Gorczyca 2016)

A – koryto w czasie bezpośredniego oddziaływania bobrów, B – koryto przekształcone przez działalność bobrów

Spiętrzanie wód, kopanie nor czy tworzenie ślizgów do koryta przez bobry ma zauważalny wpływ na morfometrię koryta rzeki (ryc. 4.34; Czech 2007, Gieriat i in. 2016). Wzrasta znaczenie erozji bocznej, sprzyja temu zarówno przesączanie wodą materiału budującego brzegi, jak i sieć licznych bobrowych nor i ślizgów, które osłabiają stabilność brzegów. Brzegi koryta modelowane przez

rozcinanie, niewielkie osunięcia i zapadanie nor mają bardziej urozmaiconą linię.

Innym powszechnie zauważonym skutkiem działalności bobrów, ważnym dla funkcjonowania systemu korytowego, jest akumulacja osadów w odcinku koryta z tamą (ryc. 4.34). Prowadzi to do lokalnego wyrównania dna doliny i zmniejszenia spadku (Butler, Malanson 1995, 2005, Gurnell 1998, Giriat i in. 2016). W przypadku koryt dużych rzek tamy przegradzające koryto główne czy koryta boczne nie tworzą rozległych stawów, a jedynie spiętrzenia wody. Funkcja akumulacyjna, choć istotna, ma przez to znacznie mniejszy zasięg i natężenie niż w innych korytach (Gurnell 1998, Giriat i in. 2016, Gorczyca i in. 2018).

Oddziaływanie bobrów na strukturę koryt jest w dużym stopniu zależne od układu przestrzennego koryta i biegu rzeki. W wąskich, krętych, zwartych odcinkach koryta w górnym biegu rzek bobry przegradzają całą jego szerokość. W odcinkach wielonurtowych przegradzane jest zwykle koryto boczne. W dolnym biegu koryt górskich bobry budują natomiast nory i norożeremia w brzegach i nie przegradzają koryta.

Wymienione powyżej oddziaływania bobrów na rozwój koryt mają wpływ na przebieg samoistnej renaturyzacji rzek karpackich (Gorczyca 2016, Gorczyca i in. 2018, Wąs 2019). Największe znaczenie w procesie renaturyzacji mają bobry w górnym i środkowym biegu rzek. W dolnych biegach ich rola sprowadza się przede wszystkim do rozczłonkowania brzegów.

Warta podkreślenia jest rola renaturyzacyjna bobrów w korytach uregulowanych z dominującą erozją wgłębną. Polega ona na uaktywnieniu lub wzmocnieniu takich procesów, jak erozja boczna i akumulacja. Konsekwencją tego są zmiany prowadzące do migracji koryta. Z tego względu można je uznać za bardzo cenne, chociaż w zakresie renaturyzacji są powolne. Można też założyć, że odcinki, gdzie zaszły zmiany w strukturze koryta, takie jak jego poszerzenie czy rozczłonkowanie brzegów przez działalność bobrów, będą intensywniej przekształcane przez procesy fluwialne podczas wezbrań.

Najważniejszym skutkiem renaturyzacyjnym działalności bobrów w korycie jest jego migracja. Najistotniejsze zmiany w korycie dotyczą: poszerzenia koryta, rozczłonkowania brzegów koryta, zmniejszenia erozji wgłębnej w strefach piętrzenia wody na rzecz akumulacji oraz zwiększenia lub zmniejszenia liczby nurtów w korycie wielonurtowym.

4.5. Przekształcanie rzeźby związane z zabudową hydrotechniczną, wydobyciem surowców mineralnych, infrastrukturą drogową, osadnictwem

Na kształtowanie koryt rzek karpackich w XIX i XX w., oprócz czynników przyrodniczych, wpłynęły prace regulacyjne i budowa zbiorników. W XIX w., by umożliwić spław drewna, w lasach beskidzkich budowano tamy ziemne lub drewniane piętrzące wody (klauzy, tajchy), które gwałtownie spuszczone umożliwiały

przenoszenie kłód drewna (Łajczak 2005). Z powodu zagrożenia powodziowego w trzech pierwszych dekadach XX w. prowadzono prace regulacyjne rzek karpackich (Kędzior 1928), które po przerwie, w latach 40., ponownie kontynuowano. Dla karpackich rzek górskich o spadku 3–10‰ przyjęto za zasadę, że w łożysku rzeki projektowanym dla regulacji mieścić się musi cała woda powodziowa, a dno rzeki – zależnie od spadku i materiału – należy ubezpieczyć odpowiednimi budowlami ochronnymi (Sroczyński 2004). Prace regulacyjne prowadzone w dolnych i środkowych odcinkach głównych rzek polegały na prostowaniu biegu rzek, zastępowaniu odcinków wielonurtowego koryta sztucznym pojedynczym korytem, zwężaniu koryt i umacnianiu brzegów wklęsłych przed erozją (Wyźga 2003). Po obu brzegach koryt projektowano wały, a dla ich ochrony stosowano szeregi naprzeciw siebie leżących ostróg lub opaski brzegowe, siatkowo-kamienne. Do zabudowy koryt rzek górskich o większym spadku i potoków górskich projektowano systemy korekcji progowej lub żłobków kamiennych (Sroczyński 2004). Prace regulacyjne z zastosowaniem podobnych zasad projektowania wznowiono z końcem lat 50. XX w.; objęły one środkowe i górne odcinki głównych rzek karpackich oraz ich dopływów. Zabudowa koryt rzek i potoków górskich obejmowała zapory przeciwrumoszowe, korekcję stopniową lub progową, rzadziej obustronne mury bulwarowe lub żłoby. Od połowy lat 70. roboty inwestycyjne na potokach górskich zostały praktycznie wstrzymane, a prace konserwacyjne były niewystarczające ze względów głównie finansowych (Sroczyński 2004). W 1983 r. na łączną długość 2219 km rzek górskich uregulowane koryta stanowiły 28% (621 km), a na łączną długość 10 703 km potoków górskich wartość ta wynosiła 4,3% (1033 km) (Hennig 1991). Wskutek powodzi w 1997 r. podjęto ponownie na większą skalę prace regulacyjne, jednocześnie proponując nowe podejście do działań dla przywrócenia i utrzymania dobrego stanu wód (Bojarski i in. 2005, Wyźga i in. 2005).

W programie rozwoju melioracji w skali kraju i województw z uwzględnieniem potrzeb rolnictwa stwierdzono, że województwo małopolskie (obok dolnośląskiego) ma największe potrzeby odbudowy/modernizacji wałów przeciwpowodziowych, stąd też planuje się na jego obszarze największe zakresy usprawnień (w ramach programów na lata 2014–2020 i 2021–2030 Kaca 2014). Niestety utrzymanie rzek polega rutynowo na okresowym odmulaniu koryta, usuwaniu roślinności i nadawaniu korytu rzeki jednostkowego prostokątnego przekroju poprzecznego. Współcześnie zwraca się uwagę na praktyczne aspekty obecności rumoszu drzewnego w rzekach górskich, który oddziałuje na hydraulikę przepływu (np. ułatwiając rozpraszanie energii wód wezbraniowych), sprzyja zwiększaniu morfologicznego zróżnicowania koryt cieków (np. może prowadzić do wzrostu krętości koryta, rozdzielania się nurtu, powstania schodowego profilu podłużnego), ułatwia akumulację materiału mineralnego, zwiększa różnorodność siedlisk (Wyźga 2007).

W XX w. rozpoczęto budowę zapór i zbiorników retencyjnych (tab. 4.6). W latach 1932–2017 powstało 15 zbiorników na rzekach i jeden na szczycie góry Żar. Łączna pojemność zbiorników do 1997 r. wynosiła 1,2 mld m³ (Sroczyński 2004),

maksymalna powierzchnia zalewu około 98 km², co stanowiło około 1/3 ogólnej powierzchni wodnej w Karpatach (Soja 2002). Typowe dla warunków karpackich są zbiorniki wielozadaniowe, spełniające funkcje: ochrony przeciwpowodziowej, wyrównania przepływów w dłuższym przedziale czasu, zaopatrzenia w wodę, produkcji energii elektrycznej, rekreacji (Sroczyński 2004). Funkcja zabezpieczenia przeciwpowodziowego stoi w konflikcie z funkcją energetyczną, która ogranicza obniżanie stanów wody w zbiornikach podczas tworzenia rezerwy powodziowej. Przegrodzenie dolin rzecznych zaporami powoduje zmianę i natężenie wszystkich elementów reżimu hydrologicznego rzek (Łajczak 1986). Oddziaływanie zapory na środowisko przyrodnicze zależy jest od cech zlewni, wielkości zbiornika i jego położenia. Głębokie zbiorniki zaporowe, zbudowane w górnych odcinkach zalesionych dolin, zatrzymują trwale całość materiału wleczonego, większość zawiesiny i są jednocześnie znacznie wolniej zamulane – Bieszczady, Beskid Niski i Śląski (Łajczak 1986, Sroczyński, Wota 2001). Płytke zbiorniki dolinowe, tzw. wyrównawcze, zlokalizowane w środkowych i dolnych (pogórskich) odcinkach dolin cechują prądy zawieszinowe, które łatwo erodują osady dennie wzdłuż całego profilu podłużnego misy zbiornika (Łajczak 1986; rozdz. 4.3). W odróżnieniu od jezior naturalnych brzegi jezior zaporowych cechuje aktywność procesów morfogenetycznych, szczególnie abrazji i ruchów masowych (rozdz. 4.2). Dodatkowym czynnikiem wpływającym na niszczenie i przekształcanie brzegów są wydeptywanie, rozkopywanie, rozjeżdżanie oraz prowadzenie ziemnych robót budowlanych związanych z zagospodarowaniem brzegów do celów rekreacyjnych (Sroczyński red. 2006).

Województwa małopolskie i podkarpackie mają najmniejszy odsetek zmeliorowanej powierzchni w skali Polski (woj. małopolskie: 24% użytków rolnych, w tym 26% grunty orne i 17% trwałe użytki zielone, woj. podkarpackie: 25% użytków rolnych, w tym 24% grunty orne i 28% trwałe użytki zielone). W perspektywie do 2030 r. nie planuje się wzrostu liczby urządzeń wodnych i melioracyjnych oraz długości cieków uregulowanych. Wielkości te pozostaną na poziomie stanu z 2013 r. (Kaca 2014). Udział powierzchni obszarów zmeliorowanych w Karpatach wynosi 10% i jest zróżnicowany od kilku procent (Beskidy: Sądecki, Wyspowy, Żywiecki; Kotlina Sądecka, Bieszczady) do dwudziestu kilku procent (Pogórze: Śląskie, Strzyżowskie, Wielickie, Doły Jasielsko-Sanockie, Beskid Śląski) (Soja 2002). Od 1990 r. intensywność regulacji stosunków wodnych maleje wskutek prowadzenia melioracji fitotechnicznej, polegającej na odpowiednich zalesieniach, oraz coraz powszechniej stosowanych przedsięwzięć rolnośrodowiskowych (PROW 2014–2020, *Kodeks...* 2004). Zadrzewienie krawędzi koryt rzecznych sprzyja ich stabilizacji w planie oraz stanowi barierę dla materiału przemieszczającego się w dnie doliny w kierunku koryta. Ogólnie odpływ z systemów drenarskich wpływa na zwiększenie natężenia spływu śródpokrywowego w czasie ulew typu nawalnego lub opadów rozlewnych (Soja 2002). Badania S. Kurka (1991) wykazały, że spływy jednostkowe na obszarze zdrenowanych pól sięgają 14 dm³·s⁻¹·ha⁻¹. Ocena ilościowego oddziaływania melioracji na odpływ jest trudna z uwagi na różnorodność zagospodarowania ziemi. Istotna jest tu

wielkość jednostkowych powierzchni zmeliorowanych wynoszących od kilkunastu do kilkuset hektarów i położonych obok terenów odwadnianych naturalnie. Przykładowo w Beskidzie Niskim na obszarach państwowych gospodarstw rolnych zostało zmeliorowane około 50% użytków zielonych, choć ogólnie udział gruntów zmeliorowanych wynosił do 10% (Lach 1993).

Najdłuższą historię eksploatacji mają w Karpatach kopaliny skalne i ilaste oraz kruszywa naturalne – piaski i żwiry. Ropa naftowa stała się kopaliną użyteczną w XIX w., a gaz ziemny w XX w. (Radwanek-Bąk 2005). Współcześnie najważniejszymi kopalinami Karpat są wody lecznicze i termalne. Punktowy wpływ na rzeźbę miało górnictwo skalne w całych Karpatach zarówno na skalę przemysłową w dużych kamieniołomach, jak i na cele indywidualne w małych łomach (ryc. 4.35; Pietrzyk-Sokulska 2004). Obecnie w polskich Karpatach eksploatowanych jest około 200 złóż, w tym: 65 złóż ropy naftowej i gazu ziemnego (metodami otworowymi), około 60 złóż żwirowo-piaszczystych, 30 złóż kamieni budowlanych i drogowych oraz 20 złóż kopalin ilastych (ryc. 4.35; Radwanek-Bąk 2006).

Do największych współcześnie eksploatowanych złóż kamieni łamanych i blocznych należą w Beskidzie Śląskim Leszna Góra i Obłazieniec-Gahura, w Beskidzie Małym Barwałd, w Beskidzie Żywieckim Osielec, w Gorcach Klikuszowa, w Beskidzie Wyspowym Tenczyn, Męcina, Kłęczany, w Beskidzie Sądeckim Barcice i Wierchomla, w Beskidzie Niskim Lipowica i Komańcza (Mapa PIG PIB 2019).

Budowa geologiczna i wielkość wydobycia mają największy wpływ na przekształcenia środowiska przyrodniczego. Analiza złóż pod względem wydobycia wskazuje, że w Karpatach największy jest udział złóż klasy wydobycia małego i bardzo małego (w 5-stopniowej skali) (Pietrzyk-Sokulska 2005). Największe przekształcenia środowiska geograficznego związane są z odkrywkową eksploatacją złóż skał zwięzłych, a na ich skalę wpływa wylesienie terenu, jego odsłonięcie i wykonanie wyrobisk stokowych lub stokowo-wgłębnych (Pietrzyk-Sokulska 1997, Radwanek-Bąk 2005, 2006) (ryc. 4.12).

Obszary wyrobisk wielopoziomowych zbudowanych z kompleksów zawierających przeławicenia skał ilastych są predysponowane do powstawania osuwisk, powodujących przemieszczenia znacznej masy skalnej (Pietrzyk-Sokulska 2005). Proces ten może również zachodzić na zwałowiskach odpadów. Natomiast znaczna odporność na ruchy masowe (obrywanie, osuwanie, spełzywanie itp.) kamieniołomów w porównaniu do piaskowni, żwirowni czy glinianek powoduje, że pozostają znacznie dłużej trwałym elementem krajobrazu (Nita 2010).

Udział obszarów przekształconych wskutek eksploatacji złóż kopalin skalnych jest niewielki w stosunku do innych form aktywności ludzkiej i wynosi przykładowo 0,16% dla powiatu nowosądeckiego, który jest jednym z najbardziej górniczych powiatów w polskich Karpatach (Radwanek-Bąk 2005). Większość dawnych wyrobisk została zrehabilitowana poprzez zalesienia, część została zaadaptowana na obiekty rekreacyjne i rezerваты edukacyjne, część przekształcono na dzikie wysypiska odpadów, natomiast wielopoziomowe wyrobiska stokowo-wgłębne, częściowo zarośnięte, dalej pozostają widoczne w krajobrazie. Ograniczone wydobywanie zwięzłych kopalin skalnych w punktowo zlokalizowanych

Tabela 4.6. Zbiorniki zaporowe w polskich Karpatach (wg Sroczyńskiego 2004)

Zbiornik	Rzeka	Rok budowy	Pow. zlewni [km ²]	Wysokość zaporu [m]	Długość zaporu [m]	Pojemność zbiornika [mln m ³]	Pow. zbiornikowa [km ²]	Długość zbiornikowa [km]	Typ Zapory	Funkcja
Wisła Czarne	Mała Wisła	1973	30	37	270	4,5	0,36	3,0	ziemna	zbiornik wody pitnej, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa
Wapienia	Wapienia	1932	10	29	290	1,1	0,30	1,0	betonowa ciężka	zbiornik wody pitnej
Tresna	Soła	1967	1030	37	312	102,7	10,60	7,0	ziemna	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Porąbka	Soła	1937	1076	37	260	26,6	3,80	5,0	betonowa ciężka	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Czaniec	Soła	1967	1120	6	670	1,2	0,45	1,5	ziemna	energetyczno-wyrównawcza, rekreacyjna
Dobrzyce	Raba	1968	768	41	728	127,0	10,65	10,0	ziemna/betonowa ciężka	zbiornik wody pitnej, energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa
Czorsztyn-Niedzica	Dunajec	1997	1147	60	404	234,5	13,35	12,0	ziemna	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Stromowce Wyżne	Dunajec	1994	1287	11	460	7,4	0,96	1,5	ziemna/jaz	energetyczno-wyrównawcza
Rożnów	Dunajec	1942	4865	49	550	170,0	16,0	22,0	betonowa ciężka	wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Czchów	Dunajec	1950	5316	19	430	12,0	3,40	9,0	ziemna/jaz	energetyczno-wyrównawcza, rekreacyjna
Klimkówka	Ropa	1995	210	36	210	43,5	3,06	7,0	ziemna	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Besko	Wisłok	1978	207	38	174	15,4	1,31	5,0	betonowa ciężka	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa, rekreacyjna
Solina	San	1968	1189	82	646	472,0	22,00	24,0	betonowa ciężka	energetyczna, wyrównanie przepływów, przeciwpowodziowa
Myczkowce	San	1961	1248	30	430	10,0	2,00	6,0	ziemna	energetyczno-wyrównawcza, rekreacyjna

wyrobiskach, poprzez zmianę morfologii i odsłonięcie struktur skalnych, przyczynia się do wzrostu geo- i bioróżnorodności regionu, a ponadto stanowi wartość edukacyjną oraz pozwala na kształtowanie krajobrazu poprzez oryginalne sposoby zagospodarowania (Alexandrowicz, Poprawa 2000, Radwanek-Bąk 2005). Współcześnie coraz częściej intencjonalnie wykorzystuje się nieczynne kamieniołomy na cele geoturystyczne, świadomie wkomponowując je w krajobraz (Nita 2010).

Eksploatacja żwirów z koryt rzecznych rozpoczęta z końcem XIX stulecia osiągnęła kulminację w latach 50. i 60. XX w. Bezpośredni ubytek rumowiska dennego z cieków wpłynął, oprócz innych czynników, na zaburzenie pionowej stabilności rzek i potoków karpackich (Klimek 1983, Rinaldi i in. 2005). Badania B. Osucha (1968) w zlewni Wisłoki poniżej Jasła wskazują, że wskutek eksploatacji rumowiska, koryto rzeki obniżyło się w latach 1954–1964 od 67 do 118 cm. Porównanie danych z Okręgowego Zarządu Wodnego w Sandomierzu i analiz własnych pozwoliło B. Osuchowi (1968) na stwierdzenie, że w ciągu 10 lat naturalny transport rumowiska dennego rzędu 4300 m³ był znikomy w porównaniu z wyeksploatowaną masą 2 100 000 m³. W. Sroczyński, A.K. Wota (2001) opisują 4,5-metrowe pogłębienie koryta Czarnego Dunajca w Podczerwonym jako efekt eksploatacji żwirów w dolinie w latach 1953–1972. Nadmierna eksploatacja żwirów prowadzi do obniżenia się koryta rzeki oraz zachwiania jego równowagi w planie, co wywołuje szereg skutków pośrednich – obniżenie bazy erozyjnej cieków w obrębie dorzecza i erozję wsteczną, wzrost podatności brzegów na erozję, obniżenie się zwierciadła wód gruntowych w dnach dolin, ubożenie ekosystemów nadbrzeżnych, niszczenie i konieczność przebudowy obiektów hydrotechnicznych (Osuch 1968, Rinaldi i in. 2005). Eksploatacja kruszyw negatywnie oddziałuje na środowisko przyrodnicze również na etapie prac przygotowawczych. Przez zdejmowanie nadkładu ziemi niszczone są siedliska przyrodnicze, następuje zmiana stosunków wodnych i degradacja gleb (Sobczyk, Kowalska 2019).

Zaobserwowanym pozytywnym elementem eksploatacji odkrywkowej jest powstawanie nowych zbiorników wodnych w wyrobiskach odkrywkowych, które stają się siedliskiem dla dziko żyjących gatunków fauny i flory, przyczyniając się do zachowania różnorodności biologicznej (Sobczyk, Kowalska 2019).

W drugiej połowie XX w. nastąpiła szybka rozbudowa miast, dogęszczanie zabudowy we wsiach, lokalizowanie osadnictwa związanego z rekreacją w strefach peryferyjnych wsi, powstała zwarta zabudowa wzdłuż szlaków komunikacyjnych, a także sytuowanie obiektów usługowych, infrastruktury technicznej, komunikacyjnej itp. oraz pojedynczych domów letniskowych (Kowicki 2004, Pietrzak 2005). W ramach Strategii Rozwoju Województwa Małopolskiego na lata 2011–2020 podjęto inwestycję stworzenia sieci głównych tras rowerowych, stanowiącej układ dla dalszej rozbudowy tras lokalnych i ponadlokalnych uzupełniających. Wzdłuż zaplanowanych tras rowerowych przewiduje się rozbudowę infrastruktury turystycznej – parkingów, hoteli, restauracji, barów, serwisów rowerowych, sklepów. Agresywna zabudowa turystyczna wpływa nie tylko na

Ryc. 4.35. Rozmieszczenie zbiorników retencyjnych, obwałowań rzek, rejonów eksploatacji ropy naftowej i gazu ziemnego, eksploatawanych złóż torfu, kruszyw naturalnych, surowców ilastych, kamieni drogowych i budowlanych (wg Henniga 1991, Sroczyńskiego 2004, Radwanek-Bąk 2005). B. Radwanek-Bąk (2005). Rozmieszczenie złóż kopalin według stanu na 31.12.2004 r. (Bilans zasobów... 2005, oprac. M. Pietrzak)

zmianę użytkowania ziemi i przekształcenia rzeźby, stosunków wodnych, ale także może prowadzić do dysharmonii przestrzennej i niekorzystnie wpływać na walory krajobrazowe.

Zabudowa osadnicza oraz gęsta sieć dróg intensyfikują drenaż wód i spływ powierzchniowy, co w konsekwencji powoduje zmniejszenie możliwości odnawiania się zasobów wodnych (Soja 1988, 2002). Umieszczanie zabudowy mieszkalnej w lejach źródłowych dolin czy w niszach osuwiskowych, ponadto obciążenie gruntu przez budynki i podcinanie zboczy w celu przeprowadzenia drogi lub posadowienia domu może prowadzić do ruchów masowych poprzez destabilizację stoków (Starkel 1972, Bajgier-Kowalska 2003).

Istotne znaczenie dla obiegu wody na stoku ma gęstość dróg ściśle nawiązująca do sieci osadniczej i sposobu gospodarowania. Układ i liczba działek rolnych determinują przebieg i gęstość dróg. Zwiększenie gęstości sieci drogowej powoduje przyspieszenie obiegu wody w zlewni (Froehlich, Słupik 1986, Soja 2002). Szczególnie szybki wzrost gęstości dróg wywołany był podziałem własności ziemskiej na drobne działki zwłaszcza od XIX w., natomiast wzrost gęstości dróg w lasach wiązał się ze zmechanizowaną eksploatacją lasu w okresie po II wojnie światowej (Froehlich, Słupik 1986). Średnia gęstość dróg dla Beskidów wynosi około $4 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, dla Pogórza i kotlin śródgórskich $7 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Soja, Prokop 1996). Gęstość dróg na Pogórzu na obszarach rolniczych sięga $27,5 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$, a w lasach $4,5 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (Cisowska 1995). Szacunkową gęstość dróg leśnych (łącznie ze szlakami zrywkowymi) uzyskaną w badaniach w Karpatach Wschodnich określono na $11,43\text{--}13,53 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ natomiast maksymalna zarejestrowana wartość to $42,51 \text{ km} \cdot \text{km}^{-2}$ (jest ponad 15 razy wyższa od zalecanej górnej granicy gęstości dróg) (Affek i in. 2019).

O ważnej morfogenetycznej roli dróg świadczy fakt, że w warunkach zlewni beskidzkich około 80% transportowanego w korytach ładunku zawiesiny dostarczane jest z nieutwardzonych dróg, a dostawa spływem rozproszonym z przyrzeczy stanowi mniej niż 1% (Froehlich, Słupik 1986, Froehlich 1992). Wzrost gęstości dróg spowodował więc przyspieszenie odprowadzania wody ze zlewni, drenaż gruntów przyległych do dróg oraz bezpośrednią dostawę materiału do koryt. Pozostałością w terenie po dawnych drogach są albo głębokie wcięcia – holwegi, dochodzące do 4 m głębokości, częściowo porośnięte drzewami i nadal użytkowane, albo porzucone wcięcia (głębocznicze), częściowo zapłygnięte, bardzo zarośnięte, wzdłuż których prowadzi współczesna droga.

Do form trwale wpisanych we współczesną rzeźbę należą nasypy i wcięcia drogowe oraz kolejowe. Powstanie sieci dróg bitych zostało zapoczątkowane pod koniec XVIII w., a druga połowa XIX w. to początek budowy pierwszych linii kolejowych. Współcześnie w Karpatach eksploatowanych jest 976 km sieci kolejowej, 6554 km dróg krajowych i wojewódzkich (Birek, Janiec 1995). Konieczność prowadzenia dróg w wąskich i krętych dolinach wymusza budowę licznych mostów i przepustów, a na stromych stokach naraża na uszkodzenia wskutek ruchów osuwiskowych, a także może te ruchy wywoływać (Sroczyński, Wota 2001, Bajgier-Kowalska 2003). Wiele dróg w Karpatach przebiega w dnach dolin wzdłuż rzek, na

nasypach chroniących je przed powodzią. Na obszarach tych można zaobserwować lokowanie osadnictwa w pasie pomiędzy nasypem drogowym a zboczem doliny. Powstanie bariery, jaką jest nasyp drogowy, przerywa łączność pomiędzy zboczem a korytem ciek. Konsekwencją takiego układu jest brak możliwości odpływu wód i niesionego materiału z rozcięć na zboczach w dno doliny głównej, gdyż zostaje on zatrzymany i podpiętrzony na nasypie drogowym. Powoduje to zalewanie i zasypywanie domów zlokalizowanych u wylotu małych dolin (Pietrzak 2006). Z uwagi na przebieg linii kolejowych w dolinach, na długich odcinkach po terasach niskich, kolejnym problemem jest narażenie ich na szkody powodziowe (Sroczyński, Wota 2001). W ramach Programu Budowy Dróg Krajowych na lata 2014–2023 (z perspektywą do 2025 r.) na obszarze Karpat prowadzone są liczne prace drogowe, w tym budowa obwodnic, rozbudowa skrzyżowań, budowa chodników i dodatkowych jezdni do obsługi terenów przyległych, budowa i przebudowa zjazdów publicznych i indywidualnych, przebudowa systemu odwodnienia, budowa kanalizacji deszczowej i przebudowa rowów drogowych. Do największych inwestycji należy rozbudowa dróg S7 (Lubień–Nowy Targ), S1 (Żywiec–Milówka), S19 (Rzeszów Południe–Barwinek), DK75 (Brzesko–Nowy Sącz), S52 (Skawina–Bielsko-Biała). Planowane i realizowane przedsięwzięcia drogowe uwzględniają ukształtowanie terenu przez dostosowanie niwelety drogi oraz pochyłości skarp do topografii otaczającego terenu, tak aby wymagały jak najmniejszych robót ziemnych i unikały dużych zmian krajobrazu. Istotnym elementem sieci drogowej jest tworzony system odwodnienia powierzchniowego dróg, na który składają się rowy infiltracyjne i trawiaste, zbiorniki retencyjno-infiltracyjne, piaskowniki, osadniki i in.

4.6. Podsumowanie

Różnorodność rzeźby i budowy geologicznej Karpat fliszowych powoduje, że ekstremalne zjawiska hydrometeorologiczne w rozmaity sposób oddziałują na przebieg modelowania stoków i den dolin, dodatkowo modyfikowany przez różny sposób użytkowania ziemi.

W górach fliszowych dominuje infiltracyjno-ewapotranspiracyjny typ krążenia wody z przewagą spływu śródpokrywowego. Dlatego powszechne jest ługowanie pokryw, a w korzystnych warunkach procesy osuwiskowe. W wielu częściach Karpat, o budowie geologicznej sprzyjającej ruchom masowym i stokach podcinanych przez działalność erozyjną potoków, osuwanie się mas skalnych, a częściej tylko gliniastych pokryw stokowych jest procesem dominującym, prowadzącym w efekcie do tworzenia wklęsłego profilu stoków i ich rozczłonkowywania. W większości przypadków jest to odnawianie, wyrównywanie lub pogłębianie starszych form osuwiskowych. Na szkieletowych glebach Beskidów i częściowo Pogórza o pylasto-piaszczystych glebach częste są procesy sufozji prowadzące do fragmentacji stoków.

Wylesianie i uprawa roli, szczególnie na obszarach pogórskich, spowodowały, że splukiwanie stało się procesem dominującym. Gleba odprowadzana z pól

buduje podstokowe równiny deluwialne, które wkraczają w płaskie dna dolin. Na bardziej stromych stokach beskidzkich o przewodze gleb szkieletowych poprzeczny do spadku przebieg pól cechuje mniejsze spłukiwanie, stabilizowane występowaniem teras rolnych. Główną rolę w odprowadzaniu ze stoków odgrywają rozcięcia erozyjne i sieć dróg polnych. W Beskidzie Niskim i na jego przedpolu na gruntach ornych intensywna deflacja prowadzi do obniżania kulminacji i stoków dowietrznych, podczas gdy zawietrzne ulegają nadbudowywaniu i wydłużaniu.

Szybkie zmniejszenie powierzchni gruntów ornych w ostatnim 20-leciu prowadzi do ograniczenia roli deflacji i spłukiwania przy tendencji do aktywizacji płytkich osuwisk i gwałtownych spływów wody podczas coraz częstszych opadów ekstremalnych.

Kształtowanie koryt i równin zalewowych odbywało się do połowy XX w. w warunkach gwałtownych wezbrań i transportu rumowiska, prowadzącego do poszerzania koryt roztokowych i podcinania zboczy dolin w zachodniej części Karpat. W ostatnim półwieczu budowa szeregu zbiorników wodnych zahamowała transport rumowiska, co przy równoczesnej regulacji koryt przyspieszyło erozję wgłębną. W części wschodniej o mniejszych spadkach dominowały koryta meandrowe często docięte do skalnego podłoża i szerokie równiny zalewowe.

Ograniczenie powierzchni gruntów ornych sprzyja zarówno zmniejszaniu niesionego rumowiska, jak i pogłębianiu koryt na całej ich długości. W efekcie obserwuje się obecnie w Karpatach współistnienie różnych dynamicznych typów kształtowania profilu podłużnego koryt i równin zalewowych (ryc. 4.29). Rzeki górskie w zachodnich Beskidach, do niedawna o korytach roztokowych, przeegradzane zaporami, mają zahamowany transport rumowiska. Rzeki niskich gór i pogórzy (na wschód od Dunajca) o korytach meandrowych, malejącej dostawie rumowiska w wyniku ograniczenia użytków rolnych, cechuje tendencja do pogłębiania koryt. Natomiast rzeki pogórskie mają szerokie równiny zalewowe, które są nadal nadbudowywane osadami powodziowymi.

Ekstremalne opady nawiedzające ostatnio częściej obszar Karpat prowadzą nierzadko do równoczesnych przekształceń zarówno stoków, jak i dna dolin. Mimo sterasowania stoków i zbudowania różnych zapór w dnach dolin dochodzi do lokalnego przekraczania barier i przemieszczania rumowiska na całej długości stoków i koryt rzecznych oraz jego odprowadzania poza obręb Karpat.

Na zagadnienie regulacji obiegu wody, ograniczenia erozji gleb i transportu rumowiska w Karpatach szczególną uwagę zwracano w pracach Komitetu Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN. Między innymi L. Starkel (1972, 1980, 1990) określił postulowany procentowy udział użytków rolnych w zależności od typu rzeźby i zaakcentował konieczność zlikwidowania upraw okopowych celem ograniczenia spłukiwania i kontrowersyjny problem melioracji wodnych oraz rosnącej sieci dróg na stokach górskich, które prowadzą z jednej strony do zmniejszenia zagrożenia osuwiskowego, a z drugiej strony do przyspieszenia spływu i wzrostu przepływów powodziowych. Do podobnych wniosków na temat zmian użytkowania ziemi w górach i powiększania arealu lasów i trwałych użytków zielonych doszedł J. Pohl (1978).

Równolegle z postulatami przebudowy gospodarki rolnej i wodnej w górach, które wyrosły na bazie analizy przyczyn, przebiegu i skutków ekstremalnych ulew i powodzi w 1997 r. (Starkel, Grela red. 1998, Grela i in. 1999, Bojarski i in. 2005), postępują zmiany użytkowania wymuszone zmianami społeczno-gospodarczymi po 1989 r. Regres powierzchni gruntów ornych, wzrost zalesień i trwałych użytków zielonych, obserwowany od kilkunastu lat, jest zbieżny z postulatami Komitetu Zagospodarowania Ziemi Górskich PAN i prowadzi do ograniczenia splukiwania, deflacji i transportu rumowiska, a pośrednio do wzrostu erozji wgłębnej i zmniejszania zasobów wodnych Karpat (Bucala 2012, Bucala, Starkel 2013, Bucala i in. 2016). Efektem zmian użytkowania ziemi w zlewniach rzek karpackich oraz bezpośredniego oddziaływania człowieka w samych korytach rzek był dalszy wzrost erozji wgłębnej i degradacja koryt uprzednio uregulowanych (Korpak 2007, Korpak i in. 2008, Wyżga i in. 2013, Gorczyca 2016). Na skutek zmiany podejścia do utrzymania koryt rzecznych w Karpatach po 1989 r. ingerencja w ich systemy została bardzo ograniczona (Korpak 2007). Ograniczenie działań w korytach rzek karpackich spowodowało zapoczątkowanie ich samoczynnej renaturyzacji wspomaganej bardzo często działalnością bobrów (Gorczyca 2016). W kierunku minimalizowania negatywnych skutków gospodarki rolnej w odniesieniu do przemian rzeźby terenu zmierzają programy rolno-środowiskowe. Przewyciężaniu konfliktu pomiędzy ochroną litosfery i biosfery a rozwojem infrastruktury drogowej i lokalizacją eksploatacji złóż kopalin oraz przeciwdziałaniu presji zabudowy w terenach o wysokich walorach przyrodniczych sprzyja obecnie wprowadzanie zasad gospodarki w górach zgodne z ratyfikowaną przez Polskę Europejską Konwencją Krajobrazową (Europejska Konwencja... 2000).

Należy dodać, że występowanie lasów, śródpolnych zadrzewień i zakrzewień oraz mozaika pól na stokach polskich Karpat wpływa na stabilność ekosystemu i warunkuje zmniejszenie natężenia procesów morfogenetycznych.

Ekstremalne zjawiska klimatyczne stają się czynnikiem wywołującym lokalne przekształcenia rzeźby. Trwałość mozaiki pól w polskich Karpatach stanowi istotny element z punktu widzenia stabilnego funkcjonowania środowiska naturalnego, ochrony bioróżnorodności i dziedzictwa kulturowego. Również mając na względzie ograniczenia gwałtownego spływu wód i ruchów masowych, należy racjonalnie planować zabudowę w historycznie i przyrodniczo uzasadnionych lokalizacjach, głównie w dnach obniżen, radykalnie ograniczając powstawanie chaotycznej i rozproszonej zabudowy.

Literatura

- Adamczyk B., Komornicki T., 1969, *Charakterystyka gleboznawcza dolin potoków Jaszce i Jamne*, *Studia Naturae*, A, 3, 102–153.
- Adamczyk M.J., 1978, *Zmiany w krajobrazie polskich Karpat w latach 1650–1870*, *Wierchy*, 47, 160–175.

- Adamczyk M.J., 1981, *Rzeki w polskich Karpatach północnych w XVIII i XIX w.*, Wierchy, 49, 227–240.
- Affek A., Gerlée A., Sosnowska A., Zachwatowicz M., 2019, *Oszacowanie skali wpływu pozyskiwania drewna na wybrane elementy środowiska we wschodniej części polskich Karpat*, Przegląd Geograficzny, 91, 1, 83–106 (http://rcin.org.pl/Content/70398/WA51_91863_r2019-t91-z1_Przeg-Geogr-Affek2.pdf).
- Alexandrowicz S.W., 1978, *The northern slope of Babia Góra Mt. as a huge rock slump*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 12, 133–148.
- Alexandrowicz S.W., 1996, *Holocenyjskie fazy intensyfikacji procesów osuwiskowych w Karpatach*, Kwart. AGH, Geologia, 22(3), 223–262.
- Alexandrowicz S.W., 1997, *Holocene dated landslides in the Polish Carpathians*, [w:] B. Frenzel (red.), *Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene*, Palaeoclimate Research, 19, 75–83.
- Alexandrowicz S.W., Klimek K., Kowalkowski A., Mamakowa K., Niedziałkowska E., Pazdur M., Starkel L., 1981, *The evolution of the Wisłoka valley near Dębica during the Lateglacial and Holocene*, Folia Quaternaria, 53, 1–91.
- Alexandrowicz Z., Margielewski W., 2010, *Impact of mass movements on geo- and biodiversity in the Polish Outer (Flysch) Carpathians*, Geomorphology, 123, 290–304.
- Alexandrowicz Z., Margielewski W., Perzanowska J., 2003, *European ecological network Natura 2000 in relation to landslide areas diversity: a case study in the Polish Carpathians*, Ekologia (Bratislava), 22(4), 404–423.
- Alexandrowicz Z., Poprawa D. (red.), 2000, *Ochrona georóżnorodności w Polskich Karpatach*, Wyd. Kartogr. Pol. Agencji Ekolog., Warszawa.
- Andrzejewski L., Krzemień K., 2017, *Doliny i koryta rzek*, [w:] P. Jokiel, W. Marszelewski, J. Pociask-Karteczka (red.), *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa, s. 121–127.
- Andrzejewski L., Krzemień K., Zwoliński Z., 2018, *Zarys przyrodniczych i antropogenicznych uwarunkowań rozwoju systemów dolinnych i korytowych w Polsce*, Landform Analysis, 37, 17–36.
- Bajgier M., 1992, *Rzeźba Pogórza Wielickiego ze szczególnym uwzględnieniem współczesnych procesów stokowych w otoczeniu zbiornika wodnego w Dobczycach*, Roczn. Nauk. Dydak. WSP Kraków, Prace Geogr., 14, 33–61.
- Bajgier M., 1993, *Rola struktury geologicznej w ewolucji rzeźby wschodniego skłonu Beskidu Śląskiego i zachodniej części Kotliny Żywieckiej*, Kwart. AGH, Geologia, 19(1), 1–69.
- Bajgier M., 1994, *Rozwój osuwisk w czołowej strefie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Soły*, Przegl. Geogr., 66, 3–4, 375–388.
- Bajgier-Kowalska M., 2002, *Zastosowanie lichenometrii w datowaniu stoków osuwiskowo-obrywowych w Beskidzie Żywieckim (Karpaty Fliszowe)*, Czasop. Geogr., 3, 215–230.
- Bajgier-Kowalska M., 2003, *Wpływ działalności człowieka na odnawianie i rozwój osuwisk*, [w:] J.M. Waga, K. Kocel (red.), *Człowiek w środowisku przyrodniczym – zapis działalności*, Uniw. Śląski, Sosnowiec, s. 16–21.
- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T., 2002, *Sukcesja ruchów osuwiskowych w ostatnim 5-leciu w Karpatach fliszowych*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 48, 31–42.
- Bank Danych Regionalnych, 2005, Główny Urząd Statystyczny, Warszawa (www.stat.gov.pl/bdr/bdrap.strona.indeks).
- Bański J., 2013, *Polska wieś w perspektywie 2050 roku*, Studia Obszarów Wiejskich, t. 33, 1–131 (<http://rcin.org.pl/igipz/dlibra/publication/50856/edition/33921/content>).
- Bartnik W., Bonenberg J., Florek J., 2009, *Wpływ utraty naturalnej retencji zlewni na charakterystykę morfologiczną zlewni i cieków*, Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich, 2, 1–70.

- Baumann M., Kuemmerle T., Elbakidze M., Ozdogan M., Radeloff V.C., Keuler N.S., Prishchepov A.V., Kruhlov I., Hostert P., 2011, *Patterns and drivers of post-socialist farmland abandonment in Western Ukraine*, Land Use Policy, 28(3), 552–562.
- Baumgart-Kotarba M., 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*, Prace. Geogr. Inst. Geogr. PAN, Prace Geogr., 106, 1–136.
- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 145, 1–133.
- Bernatek A., 2015, *The influence of piping on mid-mountain relief: a case study from the Polish Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians)*, Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences, 10, 107–120.
- Bernatek-Jakiel A., 2017, *Rola sufozji w rozwoju rzeźby gór średnich na przykładzie Bieszczadów*, rozprawa doktorska, Archiwum Zakładu Geomorfologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków, s. 1–212.
- Bernatek-Jakiel A., Jakiel M., Krzemień K., 2017, *Piping dynamics in mid-altitude mountains under a temperate climate: Bieszczady Mts., Eastern Carpathians*, Earth Surface Processes and Landforms, 42, 1419–1433 (doi: 10.1002/esp.4160).
- Bernatek-Jakiel A., Jakiel M., Sobucki M., 2015, *Zmiany w systemie sufozyjnym na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie)*, Roczniki Bieszczadzkie, 23, 239–250.
- Bernatek-Jakiel A., Kacprzak A., Stolarczyk M., 2016, *Impact of soil characteristics on piping activity in a mountainous area under a temperate climate (Bieszczady Mts., Eastern Carpathians)*, Catena, 141, 117–129 (doi: 10.1016/j.catena.2016.03.001).
- Bernatek-Jakiel A., Poesen J., 2018, *Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs*, Earth-Science Reviews, 185, 1107–1128 (doi: 10.1016/j.earscirev.2018.08.006).
- Bernatek-Jakiel A., Wrońska-Wałach D., 2018, *Impact of piping on gully development in mid-altitude mountains under a temperate climate: A dendrogeomorphological approach*, Catena, 165, 320–332 (doi: 10.1016/j.catena.2018.02.012).
- Bilans zasobów kopalin i wód podziemnych w Polsce*, 2005, Państw. Inst. Geol., Warszawa (http://www.pgi.gov.pl/surowce_mineralne/mapy_spis.htm).
- Birek U., Janiec R., 1995, *Komunikacja*, [w:] J. Warszńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 301–316.
- Birkenmajer K., 1976, *The Carpathian orogen and plate tectonics*, Inst. Geogr. Pol. Acad. Sci., A2(101), 43–53.
- Birkenmajer K., 1985, *Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians*, Studia Geologica Polonica, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., 1986, *Zarys ewolucji geologicznej pieniniego pasa skałkowego*, Przegląd Geologiczny, 34(6), 293–304.
- Birkenmajer K., 2017, *Geology of the Pieniny Mountains, West Carpathians*, Monographs of the Pieniny Mts., 3, 5–56.
- Bober L., 1984, *Rejony osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych i ich związek z budową geologiczną regionu*, Biul. Inst. Geol., 340, 115–158.
- Bober L., Chowaniec J., Oszczytko N., Witek K., Wójcik A., 1977, *Geologiczne warunki rozwoju osuwiska w Brzeżance koło Strzyżowa*, Przegl. Geol., 7, 372–376.
- Bober L., Thiel K., Zabuski L., 1997, *Zjawiska osuwiskowe w polskich Karpatach fliszowych. Geologiczno-inżynierskie właściwości wybranych osuwisk*, Wyd. IBW PAN.
- Bochenek W., Gil E., 2010, *Zróżnicowanie wpływu powierzchniowego i spłukiwania gleby na poletkach doświadczalnych o różnej długości (Szymbark, Beskid Niski)*, Prace i Studia Geograficzne, 45, 265–278.

- Bogacki M., Starkel L., 1991, *Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 422–427.
- Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litweka T., Wyźga B., Zaleski J., 2005, *Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich*, Minist. Środow., Depart. Zasobów Wodnych, Warszawa (www.krakow.rzgw.gov.pl/download/Zasady_dobrej_praktyki.pdf).
- Brykowiak K., Rotter A., Waksmundzki K., 1973, *Hydrograficzne i morfologiczne skutki katastrofalnego opadu i wezbrania w lipcu 1970 r. w źródłowej części zlewni Wisły*, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Physica, 7, 115–129.
- Bryndal T., 2014, *Parametry hydrologiczne wezbrań opadowo-nawalnych w polskiej, słowackiej i rumuńskiej części Karpat*, *Przegląd Geograficzny*, 86(1), 5–21.
- Bryndal T., 2015, *Local flash floods in Central Europe: a case study of Poland*, *NorskGeografisk Tidsskrift (Norwegian Journal of Geography)*, 69(5), 288–298.
- Bryndal T., Franczak P., Krocak P., Cabaj W., Kołodziej A., 2017, *The impact of extreme rainfall and flash floods on the flood risk management process and geomorphological changes in small Carpathian catchments: a case study of the Kasinczanka river (Outer Carpathians, Poland)*, *Natural Hazards*, 88, 95–120.
- Bucala A., 2009, *Rola opadów nawałnych w kształtowaniu stoków i koryt w Gorcach na przykładzie zlewni potoków Jaszce i Jamne*, *Przegląd Geograficzny*, 81(3), 399–418.
- Bucala A., 2012, *Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego dolin Jaszce i Jamne w Gorcach*, *Prace Geograficzne*, 231, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.
- Bucala A., Budek A., Kozak M., Starkel L., Wiejaczka W., 2016, *Kierunki przemian środowiska przyrodniczego dolin gorczańskich*, *Prace Geograficzne*, 252, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Warszawa.
- Bucala A., Starkel L., 2013, *Postępująca recesja rolnictwa a zmiany w środowisku przyrodniczym polskich Karpat*, *Przegląd Geograficzny*, 85(1), 15–29.
- Bucala-Hrabia A., 2017, *Long-term impact of socio-economic changes on agricultural land use in the Polish Carpathians*, *Land Use Policy*, 64, 391–404.
- Bucala-Hrabia A., 2018, *Land use changes and their impact on environment at catchment scale in the Polish Western Carpathians during the transition from centrally planned to free market economics*, *Geographia Polonica*, 91(2), 171–196.
- Bujak F., 1908, *Galicja*, Księgarnia H. Altenbergs, Lwów, Księgarnia pod Firmą E. Wende i Sp., Warszawa.
- Butler D.R., Malanson G.P., 1995, *Sedimentation Rates and Patterns in Beaver Ponds in a Mountain Environment*, *Geomorphology*, 13, 255–269.
- Butler D.R., Malanson G.P., 2005, *The geomorphic influences of beaver dams and failures of beaver dams*, *Geomorphology*, 71, 48–60.
- Caputa J., 2019, *Wpływ procesów osuwiskowych na rozwój małych dolin rzecznych (Karpaty fliszowe)*, *Archiwum IGiP UJ*.
- Cebulak E., 1992, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu górnej Wisły*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 90, 79–96.
- Cebulak E., 1998, *Przegląd opadów ekstremalnych, które wywołały powodzie w XX wieku w dorzeczu górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, *Konf. Nauk. w Krakowie*, 7–8 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 21–37.
- Cebulak E., 1998–1999, *Charakterystyka wysokich opadów wywołujących wezbrania rzek karpacczych*, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Physica, 29–30, 43–65.

- Cebulak E., Kilar P., Limanówka D., Mizera M., Pyrc R., 2011, *Wysokość, natężenie i przestrzenny rozkład opadów atmosferycznych*, [w:] *Meteorologiczne przyczyny powodzi w dorzeczu Wisły. Monografia powodzi 2010*, IMGW-PIB, Warszawa–Kraków.
- Cegła J., 1963, *Porównanie utworów pyłowych kotlin karpackich z lessami Polski*, Annales UMCS, Sec. B, 18, 4, 70–116.
- Chelmicki W., Skapski R., Soja R., 1998–1999, *Reżim hydrologiczny rzek karpackich w Polsce*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 67–80.
- Chomicz K., 1951, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteorol., 3, 5–88.
- Chowaniec J., 1988–1999, *Wody podziemne polskich Karpat fliszowych*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 112–133.
- Chowaniec J., Wójcik A. (red.), 2012, *Osuwiska w województwie małopolskim. Atlas Przewodnik*, Wyd. Kartogr. Kompas.
- Church M.A., Jones D., 1982, *Channel bars in gravel-bed rivers*, Gravel-Bed Rivers., s. 291–338.
- Cisowska M., 1995, *Morfodynamiczna rola dróg w obszarze progu Pogórza Karpackiego między Rabą a Uszvicą*, praca magisterska, Archiw. Z. Geomorf. IG UJ, Kraków.
- Cyberski J., 1973, *Accumulation of Debris in Water Storage Reservoirs of Central Europe. Man-Made Lakes: Their Problems and Environmental Effects*, Geogr. Monogr., Amer. Geoph. Union, 1, 359–363.
- Czaja S., Degórska V., Leśniok M., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany biegu koryta Wisły od zbiornika w Goczałkowicach do ujścia Przemszy*, Studia et Dissertationes, 17, Prace Naukowe UŚ, 1278, 7–15.
- Czajka A., 2000, *Sedymentacja pozakorytowa aluwiiów w strefie międzywala Wisły w Kotlinie Oświęcimskiej*, Przegląd Geologiczny, 48(3), 263–267.
- Czajka A., 2007, *Środowisko sedymentacji osadów przykorytowych rzek uregulowanych na przykładzie górnej Odry i górnej Wisły*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, 2534, 1–97.
- Czajka B., Łajczak A., Kaczka R., 2015, *The dynamics of the timberline ecotone on the asymmetric ridge of Babia Góra massif, Western Carpathians*, Geogr. Polonica, 88(2), 85–102.
- Czech A., 2007, *Krajowy plan ochrony gatunku. Bóbr europejski (Castor fiber)*, Kraków.
- Czech A., 2010, *Bóbr – budowniczy i inżynier*, Fundacja Wspierania Inicjatyw Ekologicznych, Kraków.
- Czech W., Radecki-Pawlik A., Wyżga B., Hajdukiewicz H., 2016, *Modelling the flooding capacity of a Polish Carpathian river: a comparison of constrained and free channel conditions*, Geomorphology, 272, 32–42.
- Czeppe Z., 1960, *Zjawiska suffozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu*, Biul. PIG, 150, 297–332.
- Czyżowska-Wiśniewska E., 2003, *Powodzie i współczesna sedymentacja osadów w dolinie Wisłoki*, rękopis rozpr. dokt. w IGiPZ PAN, Warszawa.
- Ćwiakła P., Stanisław J., Wróbel A., Kaczmarczyk R., Drwal P., Grabek P., Daroch M., Pękala M., Świątek M., Zierkiewicz M., 2016, *Wyznaczenie przemieszczeń powierzchniowych na osuwisku w Kłodnem (gmina Limanowa, południowa Polska)*, Przegląd Geologiczny, 64(2), 122–130.
- Dauksza L., Kotarba A., 1973, *An analysis of the influence of fluvial erosion in the development of a landslide slope (using the application of the queueing theory)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 7, 91–103.
- Dembek W., Piórkowski H., 2007, *Wetlands in landscape of Poland*, [w:] E. Biernacka (red.), *Peatbogs and wetlands*, SGGW Publ., Warsaw, s. 15–48.

- Dembek W., Piórkowski H., Rycharski M., 2000, *Wetlands on the backgroud of geographical regionalisation of Poland*, Publ. IMUZ, Falenty, 97, 1–135.
- Demek, J., 1976, *Planation surfaces of the Moravian Carpathians (Czechoslovakia)*, Sbornik ČSSZ, 81(1), 9–15.
- Derwich A., Mróz I., 2008, *Bóbr europejski Castor fiber L. 1758 jako czynnik wspomagający renaturyzację siedlisk nad górnym Sanem*, Studia i Materiały Centrum Edukacji Przyrodniczo-Leśnej w Rogowie, 10, 2(18), 173–183.
- Die Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75 000, 1890–1914, Wiedeń.
- Dikau R., Brunsden D., Schrott L., Ibsen M.L. (red.), 1996, *Landslide recognition, Identification, Movement and Causes*, J. Wiley & Sons, Chichester–New York.
- Długosz M., 2011, *Podatność stoków na osuwanie w polskich Karpatach fliszowych*, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. S. Leszczyckiego, Warszawa.
- Długosz M., Gębica P., 2008, *Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progów Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r. w rejonie Sędziszowa Małopolskiego)*, Landform Analysis, 8, 13–20.
- Dobija A., 1981, *Sezonowa zmienność odpływu w zlewni górnej Wisły (po Zawichost)*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 53, 51–112.
- Drużkowski M., 1998, *Współczesna dynamika, funkcjonowanie i przemiany krajobrazu Pogórza Karpackiego*, Inst. Botan. UJ, Kraków.
- Dynowska I., 1972, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 50, 1–150.
- Dynowska I., 1995, *Wody*, [w:] J. Warszyńska (red.) *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 49–67.
- Dziewański J., Starkel L., 1967, *Slope covers on the middle Terrace at Zabrodzie upon the San*, Studia Geomorph. Carpatho-Balkan., 1, 21–35.
- Dzik K., 2011, *Struktura koryta potoku Głębokiego w warunkach zmieniającej się antropopresji (Bieszczady Wysokie)*, Archiwum IG i GP UJ, s. 1–72.
- Dziuban J., 1983, *Osuwisko Połoma*, Czasop. Geogr., 54, 369–376.
- Europejska konwencja krajobrazowa 2000*, 2006, Dziennik Ustaw, nr 14, poz. 98.
- Fras Z., 2004, *Galicja*, Wyd. Dolnośląskie, Wrocław.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 114, 1–122.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143, 1–144.
- Froehlich W., 1992, *Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, ss. 155.
- Froehlich W., 1998, *Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Konf. Nauk. w Krakowie, 7–8 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 133–144.
- Froehlich W., 2006, *Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydrogeomorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym*, [w:] A. Kostrzewski, J. Szpikowski (red.), *Funkcjonowanie geoeosystemów zlewni rzecznych. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym*, Mat. Konf. Nauk., 20–22 września 2006, Kołobrzeg, Inst. Paleogeogr. i Geoekologii UAM w Poznaniu, Poznań–Storkowo, s. 29–33.
- Froehlich W., Kaszowski L., Starkel L., 1977, *Studies of present-day and past river activity in the Polish Carpathians*, [w:] K.J. Gregory (red.), *River Chanel Changes*, John Wiley and Sons, Chichester–New York, s. 411–428.

- Froehlich W., Słupik J., 1977, *Metody badań transformacji opadu w odpływ oraz erozji na stoku w zlewni Homerki (Beskid Sądecki)*, [w:] *Zasoby wodne w małych zlewniach. Ocena i zagospodarowanie*, Seminarium Komisji Gosp. Wodnej i IMUZ-u, Falenty, s. 55–70.
- Froehlich W., Słupik J., 1980, *Drogi polne jako źródła dostawy wody i zwierzelin do koryta cieku*, *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 235, 257–268.
- Froehlich W., Słupik J., 1986, *Rola dróg w kształtowaniu spływu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych*, *Przegl. Geogr.*, 58(1–2), 129–160.
- Froehlich W., Starkel L., 1995, *The response of slope and channel systems to various types of extreme rainfall: A comparison between the temperate zone and humid tropics*, *Geomorphology*, 11, 337–345.
- Froehlich W., Walling D., 1992, *The use of radionuclides in investigations of erosion and sediment delivery in the Polish Carpathians*, [w:] D.E. Walling, T.R. Davies, B. Hasholt (red.), *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, *Proceedings of the Chengdu Symp.*, July 1992, IAHS Publ, Wallingford, UK, 209, 61–76.
- Froehlich W., Walling D.E., 1995, *Ewolucja użytkowanego rolniczo stoku beskidzkiego w świetle badań metodami klasycznymi i radioizotopowymi*, [w:] *Procesy geomorfologiczne. Zapis w rzeźbie i osadach*, III Zjazd Geomorf. Polskich, streszcz. komunik., posterów i referatów, WNoZ UŚ, SGP, Sosnowiec, s. 22–23.
- Galarowski T., 1976, *New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereznica catchment basin in the Bieszczady Mountains (The East Carpathians)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 10, 115–124.
- Geist H.J., Lambin E.F., 2002, *Proximate causes and underlying driving forces of tropical deforestation tropical forests are disappearing as the result of many pressures, both local and regional, acting in various combinations in different geographical locations*, *BioScience*, 52(2), 143–150.
- Gerlach T., 1960, *W sprawie genezy kopczyków ziemnych na Hali Długiej w Gorcach*, *Przegl. Geogr.*, 32, 1–2.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki)*, *Prace Geogr. IG PAN*, 52, 1–124.
- Gerlach T., 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach Fliszowych*, *Prace Geogr. IG PAN*, 122, 1–116.
- Gerlach T., 1977, *The Role of Wind in the Present-day Soil Formation and fashioning of the Carpathian Slopes*, *Folia Quaternaria*, 49.
- Gerlach T., 1986, *Erozja wietrzna i jej udział w erozji gleb w Karpatach*, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Physica, 18, 59–72.
- Gerlach T., 1994, *Eoliczne twory pyłowe Karpat – wskaźnikiem kontynentalizmu*, [w:] L. Starkel, P. Prokop (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i kotlin podkarpackich*, mat. konf. 20, IGIPZ PAN, Warszawa, s. 17–18.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 2, 85–114.
- Gerlach T., Koszarski L., 1969, *Badania nad pokrywami stokowymi w rejonie silnej współczesnej działalności wiatrów*, *Sprawozd. z Posiedzeń Komisji Oddz. PAN w Krakowie*, styczeń–czerwiec 1968, Oddz. PAN w Krakowie, Kraków, 12(1) 229–231.
- Gerlach T., Krysowska-Iwaszkiewicz M., Szczepanek K., Alexandrowicz S.W., 1991, *Karpacka odmiana lessów w Humniskach koło Brzozowa na Pogórzu Dynowskim w polskich Karpatach fliszowych*, *Kwart. AGH, Geologia*, 17(1–2), 193–219.
- Gerlach T., Pokorny J., Wolnik R., 1958, *Osuwisko w Lipowicy*, *Czasop. Geogr.*, 30, 685–700.
- German K., 1998, *Przebieg wezbrania i powodzi 9 lipca 1997 roku w okolicach Żegociny oraz ich skutki w krajobrazie*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, *Konf. Nauk.*, Kraków 7–9 maja 1998, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 177–184.

- Gębica P., Patkowski B., Lasek A., Sokołowski T., 1998, *Geomorfologiczne i sedymentologiczne skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w lipcu 1997 roku*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Wydawnictwo Oddziału PAN, Kraków, s. 185–194.
- Gębica P., Sokołowski T., 1999, *Catastrophic geomorphic processes and sedimentation in the Vistula Valley between the Dunajec and Wisłoka mouths during the 1997 flood, southern Poland*, *Quaternary Studies in Poland*, Spec. Issue, 253–261.
- Gębica P., Sokołowski T., 2001, *Sedimentological interpretation of crevasse splays formed during extreme 1997 flood in the upper Vistula river valley (South Poland)*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71, 53–62.
- Gębica P., Starkel L., Cebulak E., Limanówka D., Pyrc R., Hajder M., Kolbusz J., 2019, *Ulewy i powódzie opadowe w województwie podkarpackim. Studium przebiegu i przeciwdziałania*, Wydawnictwa Uniwersytetu Rzeszowskiego, Rzeszów.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, *Dokumentacja Geogr.*, 2, 1–65.
- Gil E., 1979, *Typologia i ocena środowiska naturalnego okolic Szymbarku*, *Dokumentacja Geogr.*, 5, 1–91.
- Gil E., 1986, *Rola użytkowania ziemi w przebiegu sływu powierzchniowego i splukiwania na stokach fliszowych*, *Przegl. Geogr.*, 58, 51–65.
- Gil E., 1994, *Monitoring obiegu wody i splukiwania na stokach*, [w:] L. Starkel, W. Bochenek (red.), *Zintegrowany Monitoring Środowiska Przyrodniczego. Stacja Bazowa Szymbark (Karpaty Fliszowe)*, PIOŚ, Warszawa, s. 66–87.
- Gil E., 1997, *Meteorological and hydrological conditions of landslide, Polish Flysch Carpathians*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 31, 143–157.
- Gil E., 1998, *Sływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 roku*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew*, *Dokumentacja Geogr.*, 11, 85–107.
- Gil E., 1999, *Obieg wody i splukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990*, *Zesz. IGiPZ PAN*, 60, 1–78.
- Gil E., 2014, *Ludomir Sawicki – „osuwisko ziemne w Szymbarku...” – w stulecie badań procesów osuwiskowych w Polskich Karpatach fliszowych*, *Przegląd Geologiczny*, 62(5), 232–235.
- Gil E., Gilot E., Szczepanek K., Kotarba A., Starkel L., 1974, *An Early Holocene landslide in the Beskid Niski and its significance for palaeogeographical reconstructions*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8, 69–83.
- Gil E., Kotarba A., 1977, *Model of sidle slope evolution in flysch mountains (an example drawn from the Polish Carpathians)*, *Catena*, 4(3), 233–248.
- Gil E., Słupik J., 1972, *The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash-down during heavy rain*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 6, 181–190.
- Gil E., Starkel L., 1979, *Long-term extreme rainfalls and their role in the modeling of the flysch slopes*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 13, 207–220.
- Gilewska S., 1986, *Podział Polski na jednostki geomorfologiczne*, *Przegl. Geogr.*, 58(1–2), 15–33.
- Gilewska S., 1991, *Rzeźba*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, PWN.
- Giriat D., Gorczyca E., Sobucki M., 2016, *Beaver ponds' impact on fluvial processes (Beskid Niski Mts., SE Poland)*, *Science of the Total Environment*, 544: 339–353.
- Giżewski Z., Goździewski J., 2016, *Zarządzanie populacją bobra europejskiego Castor fiber*, [w:] *Zarządzanie populacjami zwierząt*, Polski Związek Łowiecki, Warszawa, s. 61–69.

- Głębocki B. (red.), 2014, *Zróżnicowanie przestrzenne rolnictwa*, Główny Urząd Statystyczny, Warszawa.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018, *The Pieniny Klippen Belt in Poland*. *Geology, Geophysics & Environment*, 44(1), 111–125.
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślącza A., 2015, *Olistostromes of the Pieniny Klippen Belts, Northern Carpathians*, *Geological Magazine*, 152(2), 269–286.
- Golonka J., Oszczytko N., Ślącza A., 2000, *Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70, 107–136.
- Gorczyca E., 2004, *Przekształcanie stoków fliszowych przez ruchy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny)*, Wyd. Uniwers. Jagiell.
- Gorczyca E., 2012, *Struktura i morfodynamika koryta Łososiny (Beskid Wyspowy). Przykład opracowania*, [w:] K. Krzemień (red.), *Struktura koryt rzek i potoków (studium metodyczne)*, IGiP UJ, Kraków, s. 79–88.
- Gorczyca E., 2016, *Rozwój górskich zwirowodnych koryt rzecznych w warunkach antropopresji*, Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 1–240.
- Gorczyca E., Izmailow B., Krzemień K., Łyp M., Wrońska-Wałach D., 2016, *Rzeźba i jej współczesne przemiany*, [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Bieszczadzki Park narodowy – 40 lat ochrony*, Wyd. Bieszczadzki Park Narodowy, Ustrzyki Górne, s. 51–68 + 1 mapa: *Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego*.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2010, *Channel Structure Changes in Carpathian Rivers*, [w:] A. Radecki-Pawlik, J. Hernik (red.), *Cultural Landscapes of River Valleys*, Wyd. Uniwersytetu Rolniczego, Kraków, s. 185–198.
- Gorczyca E., Krzemień K., 2012, *Erozja i akumulacja w obrębie sieci dolin i dróg w Pienińskim Parku Narodowym (Część Polska i Słowacka)*, [w:] *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis w rzeźbie i osadach*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, s. 164–176.
- Gorczyca E., Krzemień K., Liro M., Sobucki M., 2017, *Changes of mountain river channels and their environmental effects*, [w:] A. Radecki-Pawlik, J. Hradecky, S. Pagliara, E. Hendrickson (red.), *Open channel hydraulics, River hydraulics structures and fluvial geomorphology: for engineers, geomorphologists and physical geographers*, Science Publishers, CRC Press, Taylor&Francis Group, s. 303–321.
- Gorczyca E., Krzemień K., Sobucki M., Jarzyna K., 2018, *Can beaver impact promote river re-naturalization? The example of the Raba River, southern Poland*, *Science of the Total Environment*, 615, 1048–1060.
- Gorczyca E., Wrońska-Wałach D., 2008, *Transformacja małych zlewni górskich podczas opadowych zdarzeń ekstremalnych (Bieszczady)*, *Landform Analysis*, 8, 25–28.
- Górka Z., 1995, *Osadnictwo*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniwers. Jagiell., Kraków, s. 219–232.
- Grabowski D., Marciniec P., Mrozek T., Nescieruk P., Rączkowski W., Wójcik A., Zimnal Z., 2008, *Instrukcja opracowania Mapy osuwisk i terenów zagrożonych ruchami masowymi w skali 1: 10 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Graniczny M., Kamiński M., Piątkowska A., Surała M., 2012, *Wykorzystanie lotniczego skaningu laserowego do inwentaryzacji i monitoringu osuwiska w rejonie Łańcicy (gmina Lanckoro-na), Pogórze Wielickie, Karpaty Zewnętrzne*, *Przegląd Geologiczny*, 60(2), 89–94.
- Grela J., Słota H., Zieliński T. (red.), 1999, *Dorzecze Wisły, monografia powodzi lipiec 1997*, IMGW, Warszawa.

- Griffiths P., Müller D., Kuemmerle T., Hostert P., 2013, *Agricultural land change in the Carpathian ecoregion after the breakdown of socialism and expansion of the European Union*, Environmental Research Letters, 8(4), 1–12.
- Grocholska J., 1988, *Relief of the floor of the Sola valley in the Carpathian Foreland in the light of present-day channel dynamics*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 22, 171–190.
- Grodzińska K., Szarek-Łukaszewska G., 1997, *Polish mountain forests: Past, present and future*, Environmental Pollution, 98(3), 369–374.
- Grodziski S., Partyka A., 1980, *Bochnia i bocheńskie w latach 1772–1848*, [w:] F. Kiryk, Z. Ruta (red.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Wyd. nakł. Urzędu Miasta Bochnia, Kraków, s. 231–348.
- Gurnell A., 1998, *The hydrogeomorphological effects of beaver dam-building activity*, Progress in Physical Geography, 22(2), 167–189.
- Guzik C., 1995, *Rolnicze użytkowanie ziemi*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 239–252.
- Guzik G., 2002, *Reakcja koryta rzeki górskiej na strukturę podłoża na przykładzie Wisłoki i Jasiołki (Beskid Niski)*, Przegląd Geologiczny, 7, 609–614.
- GUS [Główny Urząd Statystyczny], 2018, *Rocznik Statystyczny*.
- Haczewski G., Bąk K., Kukulak J., 1998, *Explanations to Geological Map of Poland, 1:50000 (Dźwiniacz Górny)*, PIG, Warszawa–Kraków.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K., 2007, *Geology and geomorphology of the Bieszczady National Park*, Publ. of Pedagogical Academy in Kraków, 468.
- Hajdukiewicz H., Wyźga B., 2013, *Degradacja rzek wielonurtowych polskich Karpat w XX wieku*, [w:] B. Wyźga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski – znaczenie środowiskowe, degradacja i możliwości rewitalizacji rzek wielonurtowych*, IOP PAN, Kraków, s. 33–58.
- Henkiel A., 1972, *Soliflukcja w polskich Karpatach*, Czasop. Geogr., 43(3), 295–305.
- Henkiel A., 1977–1978, *Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych*, Annales UMCS, Sec. B, 32–33, 37–88.
- Hennig J., 1991, *Zabudowa hydrotechniczna rzeki*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły, cz. II*, PWN, Warszawa–Kraków, s. 119–184.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11, 1–267.
- Hutchinson J.N., 1995, *Deep-seated mass movements on slopes*, Mem. Soc. Geol. It., 50, 147–164.
- Izmałłow B., 1995a, *Warunki anemologiczne Pogórza Karpackiego w rejonie Łazów w latach 1989–1992 i ich znaczenie dla procesów eolicznych*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Struktura i funkcjonowanie środowiska przyrodniczego Progu Karpat*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 100, 35–46.
- Izmałłow B., 1995b, *Klimatyczne uwarunkowania morfologicznej działalności wiatru na progu Pogórza Wielickiego w rejonie Bochni*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 195–203.
- Izmałłow B., 1995c, *Wstępne wyniki badań nad eolicznym obiegiem materii w progowej części Pogórza Karpackiego koło Bochni*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszwicą*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 205–219.
- Izmałłow B., Kamykowska M., Krzemień K., 2006, *The geomorphological effects of flash floods in mountain river channels. The case of the River Wilsznia (Western Carpathian Mountains)*, [w:] R.S. Chalov, M. Kamykowska, K. Krzemień (red.), *Channel processes in the rivers of mountains, foothills and plains*, Prace Geogr. IGIGP UJ, 116, 89–97.

- Izmailow B., Kaszowski L., Krzemień K., Święchowicz J., 1995, *Rzeźba*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, UJ, Kraków, s. 23–30.
- Izmailow B., Krzemień K., Sobiecki K., 2003, *Rzeźba*, [w:] A. Górecki, K. Krzemień, S. Skiba, B. Zemanek (red.), *Magurski Park Narodowy*, Wyd. MPN, UJ, Kraków-Krempna, s. 21–30.
- Jakubowski K., 1964, *Płytkie osuwiska zwietrzelinowe na Podhalu*, *Prace Muzeum Ziemi*, 6, 113–145.
- Jakubowski K., 1965, *Wpływ pokrycia roślinnego oraz opadów atmosferycznych na powstawanie osuwisk zwietrzelinowych*, *Przegl. Geol.*, 9, 395–399.
- Jakubowski K., 1966, *Procesy spęszczania zwietrzeliny zboczowej na obszarze wschodniego Podhala*, *Prace Muzeum Ziemi*, 9, 297–314.
- Jakubowski K., 1967, *Badania nad przebiegiem wtórnych przeobrażeń form osuwiskowych na obszarze fliszu karpackiego*, *Prace Muzeum Ziemi*, 11, 223–238.
- Jakubowski K., 1968, *Rola płytkich ruchów osuwiskowych zwietrzeliny w procesach zboczowych na terenie wschodniego Podhala*, *Prace Muzeum Ziemi*, 13, 137–314.
- Jakubowski K., 1974, *Współczesne tendencje przekształceń form osuwiskowych w holoceniście cyklu rozwojowym osuwisk na obszarze Karpat fliszowych*, *Prace Muzeum Ziemi*, 22, 169–191.
- James A.L., 2010, *Secular sediment waves, channel bed waves and legacy sediment*, *Geography Compass*, 4(6), 576–598.
- Jamroz G., Górecki A., 2009, *Ssaki*, [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Magurski Park Narodowy – monografia przyrodnicza*, Oficyna Wydawnicza Text, Krempna-Kraków, s. 216–230.
- Janiga S., 1971, *Deflacyjna rola wiatru w kształtowaniu rzeźby Beskidu Niskiego*, *Przegl. Geogr.*, 43(3), 427–433.
- Janiga S., 1975, *Deflacyjna i akumulacyjna rola wiatru w okresach zimowych na obszarze Beskidu Niskiego*, *Prace Monogr. WSP w Krakowie*, 15, 1–51.
- Jankowski L., 2007, *Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty Zewnętrzne)*, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426, 27–52.
- Jankowski L., 2015, *Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne*, *Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu Państwowego Instytutu Badawczego*, 202, 1–154.
- Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., 2012, *The state of knowledge of geological structures of the Outer Carpathians between Biała and Rysa Rivers – Discussion*, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449, 203–216.
- Jankowski L., Margielewski W., 2012, *Rozwój rzeźby Karpat zewnętrznych w aspekcie ewolucji basenowo-tektonicznej górotworu karpackiego*, [w:] T. Karcz, K. Buczek (red.), *Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat Zewnętrznych: Beskid Niski–Beskid Sądecki–Babia Góra*, materiały III Warsztatów Geomorfologii Strukturalnej, Dukla–Piwniczna–Zawoja, 25–28 września 2012, s. 11–19.
- Jankowski L., Margielewski W., 2014, *Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat Zewnętrznych – nowe spojrzenie*, *Przegląd Geologiczny*, 62, 1, 29–35.
- Jankowski L., Margielewski W., 2015, *Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpackiego*, *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 462, 7–28.
- Jankowski L., Margielewski W., 2017, *Geological control of the Outer Western Carpathians' relief formation: from basinal stage to gravitational collapse – a new approach*, [w:] S. Holzheu, B. Thies (red.), *Book and Abstracts of 4th Central European Geomorphology Conference*, Bayeruth Oct. 9th–13th 2017, Bayeruth Forum Ökologie, 120, 21–22.
- Jankowski L., Margielewski W., 2019, *Geologiczne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zachodnich: od analizy form rzeźby do interpretacji budowy geologicznej*. Abstrakty konf. „Od pod-

- nóza Tatr po brzeg Karpat". Współczesne wyzwania kartografii geologicznej, Kraków/Szczawica 17–20.09.2019, s. 7–9.
- Jankowski L., Margielewski W., 2021, *Geological control of young orogenic mountain morphology: From geomorphological analysis to reinterpretation of geology of the Outer Western Carpathians*, *Geomorphology* 386(2), 107749.
- Jankowski L., Probulski J., 2011, Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat Zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia, *Geologia*, 37(4), 555–583.
- Jones A.D.W., Verly G.W., Williams J.K., 1994, *What reservoir characterisation is required for predicting waterflood performance in a high net-to-gross fluvial environment?*, [w:] *North Sea oil and gas reservoirs conference*, s. 223–232.
- Jurewicz E., 2005, *Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments*, *Acta Geologica Polonica*, 55(3), 295–338.
- Jurewicz E., 2012, *Procesy nasunięcia piaszczynowych w Tatrach*, *Przegląd Geologiczny*, 60(8), 432–441.
- Kaca E., 2014, *Średnio- i długookresowe programy rozwoju melioracji w skali kraju i województw, z uwzględnieniem potrzeb rolnictwa, możliwości realizacyjnych i skutków środowiskowych*, Fa-lenty (<http://www.itp.edu.pl/old/nauka/produktypw/Programy%20rozwoju%20melioracji.pdf>).
- Kacprzak A., 2002–2003, *Pokrywy stokowe jako przedmiot badań geomorfologicznych i gleboznawczych*, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 33–34, 27–37.
- Kardaszewska E., 1968, *Osuwisko w Duszatynie*, *Annales UMCS, sec. B*, 21, 1–25.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geograficzne*, 31, 1–100.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1967, *Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 1, 53–72.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1977, *Structure of mountain channel systems as exemplified by chosen Carpathian streams*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 11, 111–125.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1986, *Metody typologii koryt rzecznych*, *Zeszyty Naukowe, UJ Prace Geogr.*, 67, 7–23.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1999, *Classification Systems of Mountain River Channels*, [w:] K. Krzemień (red.), *River Channels Pattern, Structure and Dynamics*, *Prace Geograficzne IG UJ*, 104, 27–40.
- Kaszowski L., Niemirowski M., Trafas K., 1976, *Problems of the dynamics of river channels in the Carpathian part of the Vistula basin*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 43, 7–37.
- Keenleyside C., Tucker G., 2010, *Farmland abandonment in the EU: An assessment of trends and prospects*, *WWF and IEEP*, London.
- Kędzior A., 1928, *Roboty wodne i melioracyjne w Południowej Małopolsce wykonane z inicjatywy Sejmu i Wydziału Krajowego*, Lwów.
- Kędzior A., 1931, *Roboty wodne i melioracyjne w południowej Małopolsce, cz. III, Regulacja rzek górskich, zbiorniki wody i zabudowanie potoków górskich*, Lwów.
- Kielczewska-Zaleska M., 1964, *Rozwój badań geograficznych osadnictwa wiejskiego w Polsce*, *Czasop. Geogr.*, 35, 337–353.
- Kijowska-Strugała M., Bucala-Hrabia A., 2019, *Flood types in a mountain catchment: The Ochoznica River, Poland*, *Acta Geographica Slovenica*, 59, 1, 23–36.
- Kijowska-Strugała M., Bucala-Hrabia A., Demczuk P., 2018, *Long term impact of land use changes on soil erosion in an agricultural catchment (the Western Polish Carpathians)*, *Land Degradation & Development*, 29, 1871–1884.
- Kleczkowski A., 1955, *Osuwiska i zjawiska pokrewne*, *Wyd. Geol., Warszawa*.

- Klimaszewski M., 1948, *Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym*, Prace Wrocł. Tow. Nauk., ser. B, 7, 1–236.
- Klimaszewski M., 1961, *Geomorfologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1987, O rozwoju geomorfologicznym Karpat Zachodnich, *Przegląd Geograficzny*, 59(3), 405–419.
- Klimaszewski M., Starkel L., 1972, *Karpaty Polskie*, [w:] M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, *Polska południowa, góry i wyżyny*, PWN, Warszawa, s. 21–115.
- Klimek K., 1974, *The retreat of alluvial river banks in the Wisłoka Valley (South Poland)*, *Geogr. Polonica*, 28, 59–75.
- Klimek K., 1979, *Geomorfologiczne zróżnicowanie koryt karpaccich dopływów Wisły*, *Folia Geogr.*, ser. Geogr.-Physica, 12, 35–47.
- Klimek K., 1983, *Erozja wgłębna dopływów Wisły na przedpolu Karpat*, [w:] Z. Kajak (red.), *Ekologiczne podstawy zagospodarowania Wisły i jej dorzecza*, Warszawa–Łódź, s. 97–108.
- Klimek K., 1987, *Man's impact on fluvial processes in the Polish Western Carpathians*, *Geografiska Annaler*, 69A, 221–226.
- Klimek K., 1991, *Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 2, PWN, Warszawa–Kraków, s. 231–259.
- Klimek K., Starkel L., 1974, *History and actual tendency of flood-plain development at the border of the Polish Carpathians*, *Abhandl. Akad. Wiss.*, Gottingen, 29, 185–196.
- Klimek K., Trafas K., 1972, *Young-Holocene changes in the course of the Dunajec River in the Beskid Sądecki Mts*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 6, 85–92.
- Klimek K., Trafas K., 1972, *Young-Holocene Changes in the Course of the Dunajec River in the Beskid Sadecki Mts. (Western Carpathians)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 6, 85–103.
- Klimek K., Łajczak A., Zawilińska L., 1990, *Sedimentary environment of the modern Dunajec delta in artificial Lake Rożnów, Carpathian Mts., Poland*, *Quaest. Geogr.*, 11/12, 81–92.
- Kodeks Dobrej Praktyki Rolniczej, 2004, Ministerstwo Rolnictwa i Rozwoju Wsi, Ministerstwo Środowiska, Warszawa (www.fapa.com.pl/cid/publikacje/Kodeks_Dobrej_Praktyki_Rolniczej.pdf).
- Komoniecki A., 1704, *Chronografia albo Dziejopis Żywiecki*, rkps., publikacja dzieła w 1987 r., Tow. Miłośników Ziemi Żywieckiej.
- Kondracki J., 2000, *Geografia regionalna Polski*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 2001, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.
- Kornaś J., Medwecka-Kornaś A., 2002, *Geografia roślin*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Korpak J., 2007, *The Influence of River Training on Mountain Channel Changes (Polish Carpathian Mountains)*, *Geomorphology*, 92, 166–181.
- Korpak J., 2008, *Rola maksymalnych wzebrań w funkcjonowaniu systemów uregulowanych koryt górskich*, *Landform Analysis*, 8, 41–44.
- Korpak J., 2012, *Antropopresja w karpaccich systemach fluwialnych wczoraj i dziś*, [w:] *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis w rzeźbie i osadach*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, Sosnowiec, s. 192–200.
- Korpak J., Krzemień K., Radecki-Pawlik A., 2008, *Wpływ czynników antropogenicznych na zmiany koryt cieków karpaccich*, *Infrastruktura i Ekologia Terenów Wiejskich*, 4, 1–89.
- Kościelniak J., 2004a, *Zmiany funkcjonowania górskich systemów korytowych w wyniku przeprowadzonych regulacji hydrotechnicznych*, *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 200, 187–207.
- Kościelniak J., 2004b, *Influence of river training on functioning of the Biały Dunajec River channel system*, *Geomorph. Slovaca*, 4,1, 62–67.
- Kotarba A., 1986, *Rola osuwisk w modelowaniu rzeźby beskidzkiej i pogórskiej*, *Przegl. Geogr.*, 58, 1–2, 119–129.

- Kotarba A., 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, 27(92), 21–34.
- Kotarba A., 1998, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1977*, Dokumentacja Geograficzna, 12, 7–27.
- Kotarba A., Starkel L., 1972, *Holocene morphogenetic altitudinal zones in the Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 6, 21–35.
- Kowicki M., 2004, *Wybrane zagadnienia planistyczno-przestrzennego kształtowania wsi beskidzkiej ze szczególnym uwzględnieniem problemów architektoniczno-krajobrazowych*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, s. 144–154.
- Kozak J., Kaim D. (red.), 2016, *FORECOM: podręcznik użytkownika*, Kraków (http://www.gis.geo.uj.edu.pl/forecom/outreach/FORECOM_podrecznik_uzytkownika.pdf).
- Kozak M., 2007, *Differentiation of the meadow communities in the Gorce mountain range (Polish Western Carpathians)*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Botaniczne, 41, 174.
- Krąpiec M., Margielewski W., 2000, *Analiza dendrogeomorfologiczna ruchów masowych na obszarze polskich Karpat fliszowych*, Kwart. AGH, Geologia, 26(2), 141–171.
- Krygowski W., 1975, *Bieszczady i Pogórze Strzyżowsko-Dynowskie*, Wyd. Sport i Turystyka, Warszawa.
- Krzaklewski P., 2012, *Formation and role of neogene sediments from Tatra Mountains in the shaping of Czarna Orawa River alluvial plain*, Quaestiones Geographicae, 31(3), 41–46.
- Krzemień K., 1976, *Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 10, 87–122.
- Krzemień K., 1981, *Zmienność systemu korytowego Czarnej Dunajca*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 53, 123–137.
- Krzemień K., 1984, *Współczesne zmiany modelowania koryt w Gorcach*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 59, 83–96.
- Krzemień K., 1991, *Dynamics of the high-mountain fluvial system with the Western Tatra Mts. As an example*. Rozprawy Habilitacyjne IGiP UJ, 215, 1–160.
- Krzemień K., 2003, *The Czarny Dunajec River, Poland, as example of human-induced development tendencies in a mountain river channel*, Landform Analysis, 4, 57–64.
- Krzemień K., Gorczyca E., 2018, *Potok Konina – wpływ zmian użytkowania zlewni na nasilenie erozji głębszej w korycie*, [w:] *Antropogeniczne uwarunkowania współczesnych procesów fluwialnych*, IGiP UJ, Kraków–Rabka, s. 55–59.
- Krzemień K., Gorczyca E., Sobucki M., Liro M., Łyp M., 2015, *Effects of environmental changes and human impact on the functioning of mountain river channels, Carpathians, southern Poland*, Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW, Land Reclamation, 47, 249–260.
- Krzemień K., Święchowicz J., 1992, *Zróźnicowanie i zmienność koncentracji zawiesiny w zlewni Starej Rzeki*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 88, 71–86.
- Książkiewicz M., 1972, *Karpaty*, [w:] W. Pożaryski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. IV, Tektonika, cz. 3, Wyd. Geol., Warszawa.
- Kukulak J., 1998, *Origin and development of peat bogs in the upper San River valley in the Bieszczady Mountains*, Proc. of the 4th Meeting of Polish Geomorphologists, Lublin.
- Kukulak J., 2003, *Ewolucja koryta Sanu w Bieszczadach Wysokich w drugiej połowie minionego 1000-lecia*, [w:] J. Lach (red.), *Dynamika zmian środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji*, Akad. Pedag., Kraków, s. 134–140.
- Kukulak J., 2004, *Zapis skutków osadnictwa i gospodarki rolnej w osadach rzeki górskiej, na przykładzie dorzecza górnego Sanu*, Prace Monograficzne AP, 381, 1–144.

- Kukulak J., 2015, *Terasy Wetliny w Bieszczadach (Karpaty Wschodnie) – próba porównania ich hipsometrii, budowy i wieku z doliną górnego Sanu*, Landform Analysis, 28: 29–44.
- Kukuła K., Bylak A., Kukuła E., Wojton A., 2008, *Wpływ bobra europejskiego Castor fiber L. na faunę potoku górskiego*, Roczniki Bieszczadzkie, 16, 375–388.
- Kummersberg C.R., 1855, *Administrative Karte von den Königreichen Galizien und Lodomerien*, 1:115 000, Wiedeń.
- Kurek S., 1991, *Ocena wpływu drenowania użytków rolnych na stosunki hydrologiczne zlewni karpackich na przykładzie pięciu zlewni*, IMUZ, Falenty.
- Lach J., 1975, *Ewolucja i typologia krajobrazu Beskidu Niskiego z uwzględnieniem gospodarczej działalności człowieka*, Wydawnictwo Naukowe Wyższej Szkoły Pedagogicznej, Kraków.
- Lach J., 1984, *Geomorfologiczne skutki antropopresji rolniczej w wybranych częściach Karpat i ich Przedgórze*, Wyd. Nauk. WSP, Kraków, Prace Monogr., 66, 1–142.
- Lach J., 1993, *Geomorfologiczne skutki zmiany granicy rolno-leśnej w dorzeczu Jasiołki (Beskid Niski)*, Studia Ośr. Dokument. Fizjogr., 22, 181–193.
- Lach J., 2002, *Przyrodnicze i gospodarcze skutki powodzi w lipcu 2001 roku na Sądecczyźnie*, Rocznik Sądecki, 30, 102–124.
- Lach J., Wyżga B., 2002, *Channel incision and flow increase of the upper Wisłoka River, southern Poland, subsequent to the reafforestation of its catchment*, Earth Surface Processes and Landforms, 27, 445–462.
- Lach J., Ziętara T., 1989, *Wpływ zmiany granicy rolno-leśnej na ewolucję współczesnych procesów geomorfologicznych na przykładzie górnej Jasiołki w Beskidzie Niskim*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 29, 77–83.
- Laskowicz I., Mrozek T., 2019, *Zagrożenie zabytków dziedzictwa kulturowego ruchami masowymi na obszarze Karpat*, Przegląd Geologiczny, 67(5), 369–376.
- Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J. (red.), 2000, *Geological Map of Western Carpathians and Adjacent Areas 1: 500 000*, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- Liro M., 2015, *Gravel-bed channel changes upstream of a reservoir: the case of the Dunajec River upstream of the Czorsztyn Reservoir, southern Poland*, Geomorphology, 228, 694–702.
- Liro M., 2016, *Development of sediment slug upstream from the Czorsztyn Reservoir (southern Poland) and its interaction with river morphology*, Geomorphology, 253, 225–238.
- Łajczak A., 1986, *Retencja rumowiska w zbiornikach zaporowych karpackiego dorzecza Wisły*, Czasop. Geogr., 57, 47–77.
- Łajczak A., 1989, *Zróżnicowanie transportu zawiesiny w karpackiej części dorzecza Wisły*, Dokumentacja Geogr., 5, 1–85.
- Łajczak A., 1995, *Studium nad zamulaniem wybranych zbiorników zaporowych w dorzeczu Wisły*, Monogr. Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 8, 1–105.
- Łajczak A., 1999, *Współczesny transport i sedymentacja materiału unoszonego w Wiśle i głównych dopływach*, Monogr. Komitetu Gosp. Wodnej PAN, 15, 1–215.
- Łajczak A., 2003, *Przyroda i człowiek w krajobrazie Pilska*, Zesp. Parków Krajobraz. Woj. Śląskiego, Sosnowiec.
- Łajczak A., 2005, *Antropopresja w górach – rozwój w czasie i zróżnicowanie w układzie wysokościowym, na przykładzie masywu Pilska w Zachodnich Beskidach*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne, na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej*, Uniw. Śląski, Sosnowiec, s. 3–20.
- Łajczak A., 2006a, *Torfowiska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Rozwój, antropogeniczna degradacja, renaturyzacja i wybrane problemy ochrony*, Wyd. Inst. Botaniki im. W. Szafera PAN w Krakowie, ser. Monografie.

- Łajczak A., 2006b, *Deltas in dam-retained lakes in the Carpathian part of the Vistula drainage basin*, Prace Geogr. IGiP UJ, 116, 99–109.
- Łajczak A., 2006c, *Raised peatbog Bór na Czerwonym (Podhale, South Poland) – development, degradation, renaturalisation*, Nature Conser., 62, 89–103.
- Łajczak A., 2007a, *River training vs. flood risk in the upper Vistula basin, Poland*, Geographia Polonica, 80(2), 79–96.
- Łajczak A., 2007b, *Natura 2000 in Poland, Area PLH120016 The Orawsko-Podhalańskie Peatlands*, Publ. of Inst. of Botany, P.A.Sci., Kraków.
- Łajczak A., 2009, *Development conditions and distribution of peat bogs in the Orawsko-Nowotarska Basin, Western Carpathian Mountains*, Przegl. Geol., 57(8), 694–702.
- Łajczak A., 2011, *Contemporary changes in the relief of raised bogs on the example of the Polish Carpathians*, Geogr. Polonica, 84, Spec. Issue, 2, 75–92.
- Łajczak A., 2013a, *Changes in raised bog relief during the Holocene. Case study: Polish Carpathian Mountains*, [w:] M.C. Hernandez-Soriano (red.), *Soil Processes and Current Trends in Quality Assessment*, Publ. INTECH, Rijeka, Croatia, s. 337–363.
- Łajczak A., 2013b, *Raised bog growth and distribution in mountain valleys and basins. Case study – Polish Carpathians*, [w:] L.D. Fernandez (red.), *Geologic Epochs*, Publ. USA, s. 87–104.
- Łajczak A., 2014, *Rola podłoża w rozwoju torfowisk w polskich Karpatach*, Studia Limnologica et Telmatologica, 8(1), 19–36.
- Łajczak A., 2016, *Torfowiska – morfologia i stosunki wodne*, [w:] A. Górecki, B. Zemanek (red.), *Bieszczadzki Park Narodowy – 40 lat ochrony*, Bieszczadzki Park Narodowy, s. 79–89.
- Łajczak A., Czajka B., 2016, *Geomorphological characteristics of avalanche tracks on Babia Góra Mt., Western Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, 50, 65–88.
- Łajczak A., Margielewski W., Rączkowska Z., Święchowicz J., 2014, *Contemporary geomorphic processes in the Polish Carpathians under changing human impact*, Episodes, 37(1), 21–32.
- Łajczak A., Migoń P., 2007, *The 2002 debris flow in the Babia Góra massif – implications for the interpretation of mountainous geomorphic systems*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 41: 97–116.
- Łapuszek M., Lenar-Matyas A., 2013, *Utrzymanie i zagospodarowanie rzek górskich*, Wydaw. Politechniki Krakowskiej, Kraków.
- Łoziński W., 1909, *O osuwaniu się gliny w Tymowej w brzeskim powiecie*, Komisja Fizyogr. Akad. Umiej., 43, 55–58.
- Łoziński W., 1925, *Miejscowe dyluwium Karpat*, Sprawozdania Komisji Fizjograficznej PAU, 58/59, 65–75.
- Malarz R., 1997, *Powódzie w dorzeczu Soły*, Wiad. Ziem Górskich, 6(10), 5–25.
- Malarz R., 2002, *Powodziowa transformacja gruboklastycznych aluwów w zwirowatych rzekach Zachodnich Karpat fliszowych (na przykładzie Soły i Skawy)*, Prace Monogr. Akad. Pedag. w Krakowie, 335, 1–146.
- Mapa PIG PIB, 2019 (http://geoportal.pgi.gov.pl/css/surowce/images/2018/mapy/large/large_6.jpg).
- Margielewski W., 1991, *Landslide forms on Połoma Mountain in the Sine Wiry Nature Reserve, West Bieszczady*, Ochrona Przyrody, 49, 23–29.
- Margielewski W., 1994, *Typy sukcesji ruchów masowych na przykładzie osuwisk pasma Jaworzyny Krynickiej*, Spraw. z Czynn. i Posiedz. PAU, 58, 110–114.
- Margielewski W., 1997, *Formy osuwiskowe pasma Jaworzyny Krynickiej i ich związek z budową geologiczną regionu*, Kwart. AGH, Geologia, 23, 45–102.

- Margielewski W., 1998, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians and their relation to the climatic changes in the Late Glacial and the Holocene*, Quaternary Studies in Poland, 15, 37–53.
- Margielewski W., 2000, *Landslide phases in the Polish Outer Carpathians*, [w:] E. Bromhead, N. Dixon, M.L. Ibsen (red.), *Landslides in Research, Theory and Practice*, 2, T. Telford Publ., London, s. 1010–1016.
- Margielewski W., 2002, *Uwarunkowania geologiczne i charakter rozwoju osuwisk w Ciśniańsko-Wetlińskim Parku Krajobrazowym, powstałych wskutek ulewnych deszczów w latach 1997–2001*, [w:] Z. Denisiuk (red.), *Strategia zachowania różnorodności biologicznej i krajobrazowej obszarów przyrodniczo cennych dotkniętych klęską powodzi*, IOP PAN, Kraków, s. 199–210.
- Margielewski W., 2004, *Typy przemieszczeń grawitacyjnych mas skalnych w obrębie form osuwiskowych polskich Karpat fliszowych*, Przegl. Geol., 52(7), 603–614.
- Margielewski W., 2006, *Records of the Late Glacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians)*, Folia Quaternaria, 76, 1–149.
- Margielewski W., 2008, *Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat fliszowych*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Kraków, s. 69–80.
- Margielewski W., 2009, *Problematyka osuwisk strukturalnych w Karpatach fliszowych w świetle zunifikowanych kryteriów klasyfikacji ruchów masowych*, Przegląd Geologiczny, 57(10), 905–917.
- Margielewski W., 2018, *Landslides fens as a sensitive indicator of the palaeoenvironmental changes since the Late Glacial; Polish Western Carpathians case study*, Radiocarbon, 60(4), 1199–1213.
- Margielewski W., Alexandrowicz Z., 2004, *Diversity of landslide morphology as a part of geoconservation pattern in the Polish Carpathians*, Polish Geological Insitute, Spec. Papers, 13, 65–71.
- Margielewski W., Urban J., 2017, *Gravitationally induced non – karst caves: tectonic and morphological constrains, classification and dating; Polish Flysch Carpathians case study*, Geomorphology, 296, 160–181.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek W., Tołłoczko-Pasek A., Woronko B., 2016, *Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland*, Acta Geologica Polonica, 66(3): 403–427
- Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M., 2013, *New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation*, Tectonophysics, 592: 1–13.
- Maruszczak H., 1990, *Sediment transport in the Vistula drainage basin. Suspension transport. Solute transport*, Geogr. Stud., Special Issue, 5, 85–90.
- Mather A.S., Needle C.L., 2000, *The relationships of population and forest trends*, The Geographical Journal, 166(1), 2–13.
- Matuszkiewicz J.M., 1994, *Regiony geobotaniczne*, [w:] M. Najgarowski (red.), *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*, PPWK, Główny Geodeta Kraju, Warszawa, mapa 42.5.
- Medwecka-Kornaś A. (red.), 1968, *Doliny potoków Jaszce i Jamne w Gorcach*, Studia Naturae. Series A, 2, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- Mieg F., 1779–1782, *Karte des Königreiches Galizien und Lodomerien 1:28 800*, Wiedeń.

- Mikulski Z., 1954, *Katastrofalne powodzie w Polsce*, Czasop. Geogr., 25(1–2), 380–395.
- Mikulski Z., 1962, *Występowanie niżówek, wezbrań i powodzi w rzekach polskich*, Wiad. Służby Hydrolog. i Meteorolog., 49, 3
- Mrozek T., Rączkowski W., Limanówka D., 2000, *Recent landslides and triggering climatic conditions in Laskowa and Pleśna Regions, Polish Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 34, 89–112.
- Musiał W., 2018, *Przyrodnicze, ekonomiczne i społeczne uwarunkowania przemian w rolnictwie obszarów górzystych na przykładzie polskich Karpat*, 1. wersja ekspertyzy przygotowanej w ramach projektu TEP – Towarzystwa Ekonomistów Polskich i EFRWP – Europejskiego Funduszu Rozwoju Wsi Polskiej na temat „Problemy polskiego rolnictwa i gospodarki żywnościowej”, Warszawa (https://tep.org.pl/wp-content/uploads/Przyrodnicze-ekonomiczne-spol-uwarunkow-przemian_Musial.pdf).
- Nicholas A.P., Ashworth P.J., Kirkby M.J., Macklin M.G., Murray T., 1995, *Sediment Slugs: Large-scale Fluctuations in Fluvial Transport Rates and Storage Volumes*, Progress in Physical Geography, 19, 500–519.
- Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1991, *Klimat*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejowski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 68–84.
- Niedźwiedz T., Orlicz M., Orliczowa J., 1985, *Wiatr w Karpatach Polskich*, Dokumentacja Geogr., 6, 1–90.
- Niemirowski M., 1974, *The dynamics of contemporary river beds in the mountain streams*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 34, 1–97.
- Niezborała J., 2007, *Prawidłowości wykształcenia i dynamiki koryta Solinki (Bieszczady Wyżkie)*, Archiwum IG i GP UJ, 1–86.
- Nita J., 2010, *Krajobraz a turystyka*, Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, 14, 243–251
- Nowalnicki T., 1971, *Beskidzkie jeziora zaporowe*, Wierchy, 40, 274–280.
- Nowalnicki T., 1976, *Jeziora osuwiskowe w Beskidzie Sądeckim*, Wierchy, 45, 182–198.
- Obidowicz A., Margielewski W., 2008, *Classification of mountainous peat bogs*, [w:] S. Żurek (red.), *Peat bogs in mountains, upland and lowlands of Poland*, Kielce, s. 103–109.
- Obrębska-Starkłowa B., Hess M., Olecki Z., Trepińska J., Kowanetz L., 1995, *Klimat*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty Polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 31–47.
- Orłowicz M., 1919, *Ilustrowany przewodnik po Galicyi, Bukowinie, Spiszu, Orawie i Śląsku Cieszyńskim*, Książnica Polska, Lwów, reprint Wyd. Rutheus, Krosno.
- Osuch B., 1968, *Problemy wynikające z nadmiernej eksploatacji kruszywa rzeczno-górnego na przykładzie rzeki Wisłoki*, Zesz. Nauk. AGH w Krakowie, 219, 283–301.
- Osuch B., 1991, *Stany wód*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejowski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 159–166.
- Oszczypko N., 1971, *Regiony osuwiskowe na tle budowy geologicznej Karpat*, Kwart. Geol., 15, 4, 1035–1037.
- Oszczypko N., 1995, *Budowa geologiczna*, [w:] J. Warszyńska (red.), *Karpaty polskie. Przyroda, człowiek i jego działalność*, Wyd. Uniw. Jagiell., Kraków, s. 15–22.
- Oszczypko N., 1996, *Miocenowa dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego*, Przegląd Geologiczny, 44, 1007–1018.
- Oszczypko N., 2006, *Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathians fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland)*, Geological Quarterly, 50(1), 169–193.
- Oszczypko N., Golonka J., Zuchiewicz W., 2002, *Osuwisko w Lachowicach (Beskid Zachodni): skutki powodzi z 2001 r.*, Przegl. Geol., 50(10), 893–898.

- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2014, *Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach* (Western Outer Carpathians, Poland), *Geological Quarterly*, 58(4), 737–758.
- Oszczypko N., Uchman A., Malata E. (red.), 2006, *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, ING Uniw. Jagiell.
- Pagaczewski J., 1972, *Katalog trzęsień ziemi w Polsce*, Mater. i Prace Inst. Geofiz. PAN, 51, 3–36.
- Paleczna M., 1995, *Wpływ morfologicznej działalności kreta na rozwój pogórskich stoków w okolicy Łazów*, [w:] L. Kaszowski (red.), *Dynamika i antropogeniczne przeobrażenia środowiska przyrodniczego Progu Karpat między Rabą a Uszvicą*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 221–226.
- Paszyński J., Niedźwiedz T., 1999, *Klimat*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 288–343.
- Pawłowski B., 1977, *Szata roślinna gór polskich*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski*, t. II, PWN, Warszawa, s. 189–252.
- Perski Z., Nescieruk P., Wojciechowski T., 2019, *Zagrożenia osuwiskowe dla sztucznych zbiorników wodnych w Karpatach*, *Przegląd Geologiczny*, 67(5), 332–338.
- Pękała K., 1969, *Rumowiska skalne i współczesne procesy morfogenetyczne w Bieszczadach Zachodnich*, *Annales U.M.C.S.*, sec. B, 24(2), 47–98.
- Pietrzak M., 2000, *Climatic and human-related factors in the development of relief (based on historical documents pertaining to the marginal zone of the Carpathian Foothills)*, [w:] B. Obłęska-Starkel (red.), *Images of weather and climate*, *Prace Geogr. Inst. Geogr. UJ*, 108, 65–71.
- Pietrzak M., 2002, *Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków.
- Pietrzak M., 2005, *Relationship between settlement and relief in the Polish Carpathian Mountains*, [w:] W. Zgłobicki, J. Rejman (red.), *Human impact on Sensitive Geosystems*, Maria Curie-Skłodowska University Press, Lublin, s. 65–82.
- Pietrzak M., 2006, *Zagrożenia stabilności granic geograficzno-historycznych w krajobrazie polskich Karpat*, [w:] J. Plit (red.), *Granice i ich rola w krajobrazach kulturowych*, *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG*, 5, 106–116.
- Pietrzyk-Sokulska E., 1997, *Zagadnienia sozologiczne eksploatacji surowców skalnych (na przykładzie województwa nowosądeckiego)*, *Studia, Rozprawy, Monografie*, 50, 1–80.
- Pietrzyk-Sokulska E., 2004, *Kamieniołomy kopalni skalnych w krajobrazie Karpat – atrakcyjność złóż i ich otoczenia*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, s. 63–75.
- Pietrzyk-Sokulska E., 2005, *Kryteria i kierunki adaptacji terenów po eksploatacji surowców skalnych. Studium dla wybranych obszarów Polski*, *Studia, Rozprawy, Monografie*, 131, 1–171.
- Plašienka D., 2011, *The Pieniny Klippen Belt – Structure, Evolution, and Position in the Carpathian Tectonic Framework*, *The Open Congress CGS and SGS*, September, 22–25, 2011, Moninec. *Geol. Výzk. Mor. Slez.*, Brno, 1.
- Plašienka D., Mikuš V., 2010, *Geological setting of the Pieniny and Šariš sectors of the Klippen Belt between Litmanová and Drienica villages in the eastern Slovakia*, *Mineralia Slovaca*, 42: 155–178.
- Plit J., 2004, *Przeobrażenia krajobrazów kulturowych Karpat Polskich dawniej i dziś*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG*, 3, 33–41.
- Płaczowska E., Krzemień K., 2018, *Natural conditions of coarse bedload transport in headwater catchments (Western Tatras, Poland)*, *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 100, 370–387.

- Pohl J., 1978, *Związki rolniczego użytkowania ziemi ze środowiskiem przyrodniczym we wschodniej części Karpat*, Prace Geogr. IGI PAN, 125, 123–143.
- Pointereau P., Coulon F., Girard P., Lambotte M., Stuczynski T., Sanchez Ortega V., Del Rio A., 2008, *Analysis of the driving forces behind farmland abandonment and the extent and location of agricultural areas that are actually abandoned or are in risk to be abandoned*, JRC Scientific and Technical Reports, Institute for Environment and Sustainability, European Commission, Joint Research Centre.
- Poprawa D., Rączkowski W., 1998, *Geologiczne skutki powodzi 1997 r. na przykładzie osuwisk województwa nowosądeckiego*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu Górnej Wisły w lipcu 1997 r.*, Mat. Konf. Nauk., 7–9.05.1998, Kraków, Wyd. PAN, Kraków, s. 19–131.
- Poprawa D., Rączkowski W., 1999, *Osuwiska i inne zjawiska geodynamiczne na obszarze środkowej części Karpat*, [w:] J. Grela, H. Słota, J. Zieliński (red.), *Dorzecze Wisły – monografia powodzi – lipiec 1997*, IMGW, Warszawa, s. 159–163.
- Poprawa D., Rączkowski W., 2003, *Osuwiska Karpat*, Przegl. Geol., 51(8), 685–692.
- PROW, 2014–2020, *Program Rozwoju Obszarów Wiejskich 2014–2020* (PROW 2014–2020), Minist. Roln. i Rozwoju Wsi, Warszawa (<https://www.gov.pl/web/rolnictwo/-program-rozwoju-obszarow-wiejskich-2014-2020-prow-2014-2020>).
- Pulinowa M., 1972, *Osuwiska w środowisku naturalnym i sztucznym*, Dokumentacja Geogr. IGPAN, 4, 1–112.
- Punzet J., 1981, *Zmiany w przebiegu stanów wody w dorzeczu górnej Wisły na przestrzeni 100 lat (1871–1970)*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 14, 5–28.
- Punzet J., 1985, *Wezbrania Wisły w obrębie Krakowa – dawniej i dziś*, Gosp. Wodna, 8, 190–193.
- Punzet J., 1998–1999, *Występowanie wezbrań w karpackiej części dorzecza Wisły*, Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica, 29–30, 81–111.
- Radecki-Pawlik A., 2012, *Budowle hydrotechniczne w korytach rzek górskich*, [w:] K. Krzemień (red.), *Struktura koryt rzek i potoków (studium metodyczne)*, IGI PAN, Kraków, s. 55–78.
- Radwanek-Bąk B., 2005, *Gospodarka zasobami kopalin skalnych w Karpatach polskich w warunkach zrównoważonego rozwoju*, Prace Państw. Inst. Geol., 183, 1–123.
- Radwanek-Bąk B., 2006, *Eksploatacja kopalin i jej wpływ na środowisko naturalne w Karpatach*, Przegl. Geol., 54(10), 848.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1980, *Late Glacial and Holocene vegetation of the Bieszczady Mts. (Polish Eastern Carpathians)*, Acta Palaeobotanica 20, 1–202.
- Ramowa Konwencja o Ochronie i Zrównoważonym Rozwoju Karpat, 2003 (www.ekoinfo.pl).
- Ratomski J., Stonawski J., 1993, *Survey and evaluation of the sedimentation of Tresna Reservoir on the Soła river*, [w:] K. Banasik, A. Żbikowski (red.), *Runoff and Sediment Yield Modelling (RSY-93)*, Proc. of the Intern. Symp., Agricultural University, Warszawa, s. 249–254.
- Rączkowski W., 2007, *Landslides hazard in the Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 26, 61–75.
- Rączkowska Z., Łajczak A., Margielewski W., Święchowicz J., 2012, *Recent landform evolution in the Polish Carpathians*, [w:] D. Łóczy i in. (red.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region*, Springer Geography, s. 47–102.
- Rączkowski W., Mrozek T., 2002, *Activating of landsliding in the Polish Flysch Carpathians by the end of 20th Century*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 36, 91–111.
- Rinaldi M., Wyżga B., Surian N., 2005, *Sediment mining in alluvial rivers: physical effects and management perspectives*, River Research and Application, 21, 805–828.
- Rosell F., Bozser O., Collen P., Parker H., 2005, *Ecological impact of beavers Castor fiber and Castor canadensis and their ability to modify ecosystems*, Mammal Review, 35(3–4), 248–276.

- Sawicki L., 1917, *Osuwiska ziemne w Szymbarku i inne zsuwy powstałe w 1913 r. w Galicji Zachodniej*, Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. Akad. Umiej. w Krakowie, 56A, 227–313.
- Schenk V., Schenkova Z., Kottner P., Guterch B., Labak P., 2001, *Earthquake hazards maps for the Czech Republic, Poland and Slovakia*, Acta Geophys. Polonica, 49, 287–302.
- Schramm W., 1925, *Zsuwiska stoków górskich w Beskidach. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatyn Ziemi Sanockiej*, Kosmos, 50, 1355–1374.
- Stupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokumentacja Geogr., 2, 1–118.
- Stupik J., 1978, *Obieg wody w glebie na stokach a rolnicze użytkowanie ziemi*, [w:] *Studia nad typologią i oceną środowiska geograficznego Karpat i Kotliny Sandomierskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 125, 93–107.
- Stupik J., 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu wody*, Prace Geogr., 142, 1–98.
- Stupik J., 1986, *Ocena metod badań roli użytkowania ziemi w przebiegu spływu wody i erozji gleb w Karpatach*, Przegl. Geogr., 58, 1–2.
- Sobczyk W., Kowalska A., 2019, *Ochrona obszarów Natura 2000 w pobliżu miejsc wydobywania kopalin, na przykładzie żwirowni w Trzcinie k. Dukli*, Edukacja – Technika – Informatyka, 2/28, 134–139.
- Soja M., 2008, *Cykle rozwoju ludności Karpat polskich w XIX i XX wieku*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków.
- Soja R., 1977, *Deeping of channel in the light of the cross profile analysis (Carpathian river as example)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balkan., 11, 127–138.
- Soja R., 1988, *Próba oszacowania wpływu zagospodarowania ziemi na odpływ rzeczny w Karpatach*, [w:] Z. Michalczyk, K.H. Wojciechowski (red.), *Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, UMCS, Wydz. BiNoZ, Lublin, s. 129–137.
- Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 186, 1–130.
- Soja R., Prokop P., 1996, *Drogi jako element antropogenicznego przekształcenia środowiska*, [w:] R. Soja, P. Prokop (red.), *Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego*, Monitoring Geoekosyst. Górskich, Bibl. Monit. Środ., Szymbark, s. 91–98.
- Sokołowski S., 1923, *Z krainy regli*, Wierchy, 1, 82–96.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak 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., 2015, *Physico-Geographical mesoregions of Poland: verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data*, Geographia Polonica, 91(2), 143–170.
- Spaleny M., 1977, *Badania zamulania zbiornika Tresna na Sole*, Gosp. Wodna, 10, 304–309.
- Sroczyński W., 2004, *Jeziora zaporowe w krajobrazie Karpat*, [w:] U. Myga-Piątek (red.), *Przemiany krajobrazu kulturowego Karpat. Wybrane aspekty*, Komisja Krajobrazu Kulturowego PTG, Sosnowiec, s. 87–98.
- Sroczyński W. (red.), 2006, *Studium form i mechanizmów degradacji środowiska w systemach rekreacyjnych brzegów jezior zaporowych południowo-wschodniej Polski*, Wyd. IGSMiE PAN, Kraków.
- Sroczyński W., Wota A.K., 2001, *Prognozowanie oddziaływania karpacczych zbiorników wodnych na środowisko geologiczne i powierzchnię ziemi*, Studia, Rozprawy, Monografie, 99, 1–86.
- Stanford J.A., Ward J.V., 1993, *An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor*, Journal of the North American Benthological Society, 12, 48–60.
- Starkel L., 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr. IG PAN, 22, 1–239.

- Starkel L., 1965, *Rozwój rzeźby polskiej części Karpat wschodnich*, Prace Geogr. IG PAN, 50, 1–143.
- Starkel L., 1966, *The palaeogeography of Mid-and Eastern Europe during the last cold stage and West European Comparision*, Philosophical Transactions of the Royal Society, London, B 280, 351–371.
- Starkel L., 1969, *Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 3, 33–44.
- Starkel L., 1972, *Charakterystyka rzeźby polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 10, 75–150.
- Starkel L., 1975, *Rola typów rzeźby w użytkowaniu ziemi obszarów górskich na przykładzie polskich Karpat*, Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 162, 523–525.
- Starkel L., 1979, *On some questions of the contemporary modelling of slopes and valley bottoms in the Flysch Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 13, 191–206.
- Starkel L., 1980, *Erozja gleb a gospodarka wodna w Karpatach*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 235, 103–118.
- Starkel L., 1984, *Karpaty i Kotliny Podkarpackie*, [w:] S. Sokołowski, J.E. Mojski (red.), *Budowa geologiczna Polski*, t. 1, Stratygrafia, cz. 3b, Kenozoik, czwartorzęd, Wyd. Geol., Warszawa, s. 292–308.
- Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, Czasop. Geogr., 57(2), 203–213.
- Starkel L., 1990, *Zróżnicowanie przestrzenne środowiska Karpat i potrzeby zmian w użytkowaniu ziemi*, Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 30, 11–30.
- Starkel L., 1991a, *Rzeźba terenu*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze Górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 42–54.
- Starkel L., 1991b, *Geoekologiczne uwarunkowania obiegu wody*, [w:] I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), *Dorzecze górnej Wisły*, cz. 1, PWN, Warszawa–Kraków, s. 91–95.
- Starkel L. (red.), 1991c, *Geografia Polski – środowisko przyrodnicze*, PWN.
- Starkel L., 1995, *The pattern of the Holocene climatic variations in Central Europe based on various geological records*, Quaestiones Geographicae, Special Issue, 4, 259–264.
- Starkel L., 1996, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 30, 21–38.
- Starkel L., 1997, *Mass movement during the Holocene: Carpathian example and the European perspective*, Palaeoclimate Research, 19, 385–400.
- Starkel L., 1998, *Funkcja powodzi w środowisku przyrodniczym dorzecza górnej Wisły*, [w:] L. Starkel, J. Grela (red.), *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konf. Nauk. 7–9 maja 1998 r., Kraków, Wyd. Oddz. PAN, Kraków, s. 9–20.
- Starkel L., 2001a, *Extreme rainfalls and river floods in Europe during the last millennium*, Geogr. Polonica, 74(2), 69–79.
- Starkel L., 2001b, *Historia doliny Wisły (od ostatniego zlodowacenia do dziś)*, Monogr. Geogr. IGiPZ PAN, 2, 1–263.
- Starkel L., 2002, *Wartości progowe w przekształcaniu systemów naturalnych środowiska przyrodniczego Karpat, Wyżyny Małopolskiej i Kotlin Podkarpackich*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków, s. 221–227.
- Starkel L., 2003a, *Rola ekstremalnych opadów i ich częstotliwości w przekształcaniu stoków i den dolin*, [w:] W. Bochenek, E. Gil (red.), *Funkcjonowanie i monitoring geosystemów ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych*, Bibl. Monit. Środ., Warszawa, s. 13–19.
- Starkel L., 2003b, *Are the planation surfaces still existing in the Flysch Carpathians?* Geomorphologia Slovaca, 3(1), 73.

- Starkel L., 2005, *Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacialne*, Przegląd Geograficzny, 77(1), 11–19.
- Starkel L., 2006, *Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 40, 7–19.
- Starkel L., 2007, *The diversity of fluvial system response to the Holocene hydrological changes using the Vistula river catchment as an example*, Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77, 193–205.
- Starkel L., 2008, *Procesy stokowe i fluwialne przekształcające rzeźbę – czy model z lat 70. Jest nadal aktualny?*, Landform Analysis, 9, 16–20.
- Starkel L., 2012, *Typy i częstotliwość opadów ulewnych i wezbrań oraz ich efekty geomorfologiczne w Karpatach i górach klimatu monsunowego*, Prace i Studia Geograficzne, 49, 103–118.
- Starkel L., Grela J. (red.), 1998, *Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku*, Konf. Nauk. 7–9 maja 1998 r., Wyd. Oddz. PAN, Kraków.
- Starkel L., Kundzewicz Z.B., 2008, *Konsekwencje zmian klimatu dla zagospodarowania przestrzennego*, [w:] K. Saganowski, M. Zagrzejska-Fedorowicz, P. Żuber (red.), *Ekspertyzy do Koncepcji Przestrzennego Zagospodarowania Kraju 2008–2033*, t. IV, Ministerstwo Rozwoju Regionalnego, Warszawa, s. 65–94.
- Starkel L., Łajczak A., 2008, *Kształtowanie rzeźby den dolin w Karpatach (koryt i równin zalewowych)*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, IGiP UJ, Kraków, s. 95–108.
- Starkel L., Obrębska-Starkłowa B., 2005, *Geomorfologiczne uwarunkowania położenia granicy rolno-leśnej w polskich Karpatach*, Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 51, 11–16.
- Stecki K., 1934, *Zsuwy ziemne w Beskidzie Zachodnim po ulewach w lipcu 1934 r.*, Kosmos, 59, 391–397.
- Stelmach M., Malina R., Tkocz J., Żukowski B., 1990, *Obszary wiejskie i grunty rolnicze w Polsce – wyniki badań ankietowych 1988*, Inst. Plan. i Urząd. Ter. Wiejs., AR, Wrocław, cz. 1–4.
- Stopka R., 2011, *Geomorfologiczne skutki działalności bobra europejskiego Castor fiber w dolinie górnego Sanu*, Roczniki Bieszczadzkie, 19, 319–334.
- Strzelec M., Białek K., Spyra A., 2018, *Activity of beavers as an ecological factor that affects the bentos of small rivers – a case study in the Żyłica River (Poland)*, Biologia, 73, 577–588.
- Strzelecka B., 1958, *Historyczna dokumentacja niektórych młodszych zmian hydrograficznych na brzegu Karpat*, Czasopismo Geogr., 29, 4, 455–472.
- Stupnicka E., 1960, *Geneza glin lessowych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich*, Acta Geol. Polonica, 10, 2, 247–265.
- Szafer W., 1977, *Podstawy geobotanicznego podziału Polski*, [w:] W. Szafer, K. Zarzycki (red.), *Szata roślinna Polski*, t. 2, PWN, Warszawa, s. 9–15.
- Szumański A., 1977, *Zmiany układu koryta dolnego Sanu w XIX i XX wieku oraz ich wpływ na morfogenezę tarasu łęgowego*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 11, 39–53.
- Śliwa P., Wilk Z., 1954, *Osuwisko w Bańskiej Wyżnej na Podhalu. Z badań geologicznych wykonanych w Tatrach, w Pieninach i na Podhalu*, Biul. Inst. Geol., 86, 117–130.
- Świąchowicz J., 2001, *Rola stoków i den dolin w odprowadzaniu zawiesiny ze zlewni pogórskiej*, [w:] W. Chelmicki (red.), *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim. Procesy, gospodarka, monitoring*, Inst. Geogr. UJ, Kraków, s. 31–49.
- Świąchowicz J., 2002a, *The Influence Of Plant Cover And Land Use On Slope-Channel Decoupling in A Foothill Catchment: A Case Study From The Carpathian Foothills, Southern Poland*, Earth Surface Processes and Landform, 27(5), 463–479.
- Świąchowicz J., 2002b, *Linkage Of Slope Wash And Sediment And Solute Export From A Foothill Catchment In The Carpathian Foothills of South Poland*, Earth Surface Processes and Landform, 27(12), 1389–1413.

- Świąchłowicz J., 2002c, *Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozpuszczonego i zawiesiny ze zlewni pogórskiej. Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, t. 3, Inst. Geogr. UJ, Kraków.
- Świąchłowicz J., 2004, *Rola procesów ekstremalnych w transformacji stoków pogórskich (na przykładzie Dworskiego Potoku)*, [w:] B. Izmailow (red.), *Przyroda – Człowiek – Bóg*, Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków, s. 83–91.
- Świąchłowicz J., 2006, *The role of precipitation on slope transformation in the Carpathian Foothills (Poland)*, *Geomorph. Slovaca*, 2, 5–13.
- Świąchłowicz J., 2008a, *Soil erosion on cultivated foothill slopes during extreme rainfall events in Wiśnicz Foothills of southern Poland*, *Folia Geographica*, ser. Geographica-Physica, 39: 79–93.
- Świąchłowicz J., 2008b, *The frequency of slope wash in a small agricultural catchment (Wiśnicz Foothills, Poland)*, *Quaestiones Geographicae*, 27A(2): 105–113.
- Świąchłowicz J., 2009, *Geomorfologiczne i ekonomiczne skutki deszczu nawalnego z dnia 17 czerwca 2006 r. na terenie Rolniczego Zakładu Doświadczalnego UJ w Łazach (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] W. Bochenek, M. Kijowska (red.), *Funkcjonowanie środowiska przyrodniczego w okresie przemian gospodarczych w Polsce*, Biblioteka Monitoringu Środowiska, Szymbark, s. 219–230.
- Świąchłowicz J., 2010, *Splukiwanie gleby na użytkowanych rolniczo stokach pogórskich w latach hydrologicznych 2007–2008 w Łazach (Pogórze Wiśnickie)*, [w:] E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*, *Prace i Studia Geograficzne WGSR UW*, 45: 243–263.
- Świąchłowicz J., 2011, *The development of ephemeral gullies in cultivated areas of Wiśnicz Foothills, Poland*, [w:] W. Zgłobicki (red.), *Human impact on gully erosion*, *Landform Analysis*, 17: 205–209.
- Świąchłowicz J., 2012a, *Wartości progowe parametrów opadów deszczu inicjujących procesy erozyjne w zlewniach użytkowanych rolniczo*, *Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ*, Kraków.
- Świąchłowicz J., 2012b, *Water erosion on agricultural foothill slopes (Carpathian Foothills, Poland)*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56(3) (Suppl.), : 21–35.
- Świąchłowicz J., 2016, *Podatność na erozję wodną gleb wytworzonych z pyłowych utworów lessopodobnych (Przedgórze Brzeskie, Polska południowa)*, [w:] J. Świąchłowicz, A. Michno (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej. Monografia dedykowana dr hab. Bogdanowi Izmailow w 44. rocznicę pracy naukowej*, *Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ*, Kraków, s. 331–366.
- Świąchłowicz J., 2017, *Assessment of natural and anthropogenic conditions for soil erosion by water in agricultural catchment in Poland*, *Geographia Cassoviensis*, 11(1), 89–105.
- Świąchłowicz J., 2018, *The assessment of influence of soil erosion by water in the transformation of agricultural slopes of the Wiśnicz Foothills*, *Landform Analysis*, 36: 85–95 (doi: 10.12657/landfana.036.008).
- Tokarski A.K., 1975, *Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, polskie Karpaty Wschodnie*, *Studia Geologica Polonica*, 48, 1–92.
- Towpasz K., Zemanek B., 1995, *Pogórze Karpackie i Bieszczady*, [w:] Z. Mirek, J.J. Wójcicki (red.), *Szata roślinna parków narodowych i rezerwatów Polski południowej*, Inst. Botan. PAN im. W. Szafera, Kraków, s. 211–248.
- Trafas K., 1992, *Zmiany biegu Wisły pomiędzy ujściem Przemszy a Sandomierzem*, [w:] K. Trafas (red.), *Zmiany biegu górnej Wisły i ich skutki*, Wyd. UW, Warszawa, 31–61.
- Tszydel M., Tończyk G., 2012, *Bóbr – przyjaciel czy wróg? Naturalna mała retencja odpowiedzią na niekorzystny bilans wodny Polski*, *Kosmos*, 61(2), 251–260.

- Twardosz R., 1999, *Warunki pluwialne w Krakowie w latach 1792–1998*, Czasop. Geogr., 70(2), 221–234.
- Twardosz R., 2000, *Pluvial conditions in Cracow at the end of the little ice age*, Prace Geogr. Inst. Geogr. UJ, 107, 281–287.
- Urbaniak A., Michno A., 2019, *Zróźnicowanie współczesnych aluwii koryta Lepietnicy*, Prace Geograficzne UJ, Komisja Geograficzna PAU, 158, 7–25.
- Vannoppen W., Verachtert E., Poesen J., 2017, *Pipeflow response in loess-derived soils to precipitation and groundwater table fluctuations in a temperate humid climate*, Hydrological Processes, 586–596 (doi:10.1002/hyp.11049).
- Wąs J., 2019, *Proces renaturyzacji koryta Łososiny w ujęciu biogeomorfologicznym (Beskid Wyspowy)*, Archiwum IGI GP UJ, 1–144.
- Welc A., 1977, *Procesy eoliczne w zlewni Bystrzanki koło Szymbarku w latach 1969–1971*, Dokumentacja Geogr. IGI PZ PAN, 6, 67–85.
- Wharton G., 2000, *Managing river environments*, Cambridge University Press, Cambridge, 1–92.
- Wistuba M., Malik I., Krzemień K., Gorczyca E., Sobucki M., Wrońska-Wałach D., Gawior D., 2018, *Can low-magnitude earthquakes acts as a triggering factor for landslide activity? Examples from the Western Carpathian Mts., Poland*, Catena, 171, 359–375.
- Witkowski K., 2015, *Evolution of the lower Skawa channel in context of its hydrotechnical infrastructure*, Acta Scientiarum Polonorum, Formatio Circumiectus, 14(1), 213–221.
- Witkowski K., Wysmołek G., 2015, *Inicjalne stadium rozwoju koryta wielonurtowego Skawy w Makowie Podhalańskim*, Acta Scientiarum Polonorum seria Formatio Circumiectus 14 (1), 223–228.
- Wojciechowski T., 2019, *Osuwiska – problemy prawne, społeczne i administracyjne*. Przegląd Geologiczny, 67(5), 298–302.
- Wojtanowicz J., 1990, *Procesy eoliczne*, [w:] M. Bogacki (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, Prace Geogr. IGI PZ PAN, 153, 99–107.
- Wojtanowicz J., 1999, *Europa Środkowa jako region fizycznogeograficzny – podstawy wydzielenia, granice*, Przegląd Geograficzny, 71(3), 211–223.
- Wolski J., 2016, *The landscape of abandoned villages in the Western Bieszczady: the problem of definition and classification*, Geographia Polonica, 89(3), 371–387.
- Woo M.K., Waddington J.M., 1990, *Effects of Beaver Dams on Subarctic Wetland Hydrology*, Arctic, 43, 223–230.
- Woskowicz-Ślęzak B., 2005, *Wpływ antropopresji na układ koryta dolnej Soły na przedpolu gór średnich*, [w:] A. Łajczak (red.), *Antropopresja w górach średnich strefy umiarkowanej i skutki geomorfologiczne, na przykładzie wybranych obszarów Europy Środkowej*, Wpływ człowieka na ekosystemy gór średnich – HIMME, vol. 2, 143–148.
- Woskowicz-Ślęzak B., 2013, *Funkcjonowanie zwirowanej rzeki roztokowej na północnym przedpolu Karpat na przykładzie Soły od końca XVIII wieku*, Archiwum Katedry Rekonstrukcji Środowiska Geograficznego UŚ, Sosnowiec, s. 1–312.
- Wójcik A., 1997, *Osuwiska w dorzeczu Koszarawy – strukturalne i geomorfologiczne ich uwarunkowania (Karpaty Zachodnie, Beskid Żywiecki)*, Biul. Państw. Inst. Geol., 376, 5–42.
- Wójcik A., 2019, *Późnoglacialny rozwój osuwisk w polskich Karpatach Zewnętrznych*, Przegląd Geologiczny, 67(5), 397–404.
- Wójcik A., Wojciechowski T., 2016, *Osuwiska jako jeden z ważniejszych elementów zagrożenia geologicznego w Polsce*, Przegląd Geologiczny, 64(9), 701–709.
- Wójcik A., Wojciechowski T., 2017, *Osuwiska*, [w:] J. Nawrocki, A. Becker (red.), *Atlas geologiczny Polski*, Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, s. 144–145.

- Wyźga B., 1993a, *Funkcjonowanie systemu rzeczno-środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach*, Dokumentacja Geogr. IGiPZ PAN, 6, 1–92.
- Wyźga B., 1993b, *River response to channel regulation: case study of the Raba River, Carpathians, Poland*, Earth Surf. Proc. and Landf., 18, 541–556.
- Wyźga B., 2001a, *Impact of the Channelization – Induced Incision of the Skawa and Wisłoka Rivers, Southern Poland, on the Conditions of Overbank Deposition*, Regulated Rivers: Research and Management, 17, 85–100.
- Wyźga B., 2001b, *Wpływ pogłębiania się koryt karpaccich dopływów Wisły na zmiany warunków sedymentacji pozakorytowej*, [w:] W. Chelmiński (red.), *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*, cz. I, *Procesy, gospodarka, monitoring*, s. 83–104.
- Wyźga B., 2003, *Współczesne wcinanie się rzek polskich Karpat – przyczyny, przebieg, skutki*, [w:] J. Lach (red.), *Dynamika zmian środowiska geograficznego pod wpływem antropopresji*, Akad. Pedagog., Kraków, s. 161–167.
- Wyźga B., 2007, *Gruby rumoszcz drzewny: depozycja w rzece górskiej, postrzeganie i wykorzystanie do rewitalizacji cieków górskich*, Inst. Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- Wyźga B., 2008, *A review on channel incision in the Polish Carpathian rivers during the 20th century*, [w:] H. Habersack, H. Piégay, M. Rinaldi (red.), *Gravel-Bed Rivers VI: From Process Understanding to River Restoration*, Elsevier, Amsterdam, s. 525–555.
- Wyźga B., Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litwek T., Zaleski J., 2005, *Ocena stanu istniejącego cieków z karpacciej części dorzecza górnej Wisły i możliwości jego poprawy w świetle „Zasad dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich”*, [w:] L. Tomiałojć, A. Drabiński (red.), *Środowiskowe aspekty gospodarki wodnej*, Akad. Roln. we Wrocławiu, Wrocław, s. 191–208.
- Wyźga B., Hajdukiewicz H., Radecki-Pawlik A., Zawiejska J., 2010, *Eksploracja osadów z koryt rzek górskich – skutki środowiskowe i procedury oceny*, Gospodarka Wodna, 6, 243–249.
- Wyźga B., Lach J., 2002, *Współczesne wcinanie się karpaccich dopływów Wisły – przyczyny, środowiskowe efekty oraz środki zaradcze*, Probl. Zagosp. Ziemi Górskich, 48, 23–29.
- Wyźga B., Radecki-Pawlik A., 2011, *Jak zmniejszyć zagrożenie i ryzyko powodziowe w dorzeczu górnej Wisły?*, Gospodarka Wodna, 10, 414–421.
- Wyźga B., Zawiejska J., Hajdukiewicz H., 2013, *Uwarunkowania występowania i przyczyny zaniku wielonurtowej morfologii rzek polskich Karpat*, [w:] B. Wyźga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski – znaczenie środowiskowe, degradacja i możliwości rewitalizacji rzek wielonurtowych*, IOP PAN, Kraków, s. 7–32.
- Wyźga B., Zawiejska J., Radecki-Pawlik A., 2016, *Impact of channel incision on the hydraulics of flood flows: examples from Polish Carpathian rivers*, Geomorphology, 272, 10–20.
- Wyźga B., Zawiejska J., Radecki-Pawlik A., Hajdukiewicz H., 2012, *Environmental Change, Hydromorphological Reference Conditions and the Restoration of Polish Carpathian Rivers*, Earth Surface Processes and Landforms, 37, 1213–1226.
- Zabuski L., 2004, *Prediction of the slope movements on the base of inclinometric measurements and numerical calculations*, Polish Geol. Inst., Special Issue, 15, 29–38.
- Zabuski L., Thiel K., Bober L., 1999, *Osuwiska we fliszu Karpat polskich. Geologia, modelowanie, obliczenia stateczności*, Wyd. IBW PAN, Gdańsk.
- Zając T., Romanowski J., Kozyra K., 2015, *Bóbr europejski Castor fiber*, [w:] M. Makomaska-Juchiewicz, M. Bonk (red.), *Monitoring gatunków zwierząt. Przewodnik metodyczny*, cz. IV, Główny Inspektorat Ochrony Środowiska.
- Zarzycki K., Głowaciński Z., 1986, *Bieszczady. Przyroda polska*, Wiedza Powsz., Warszawa.
- Zawiejska J., 2006, *Struktura i dynamika koryta Dunajca*, praca doktorska, archiwum IGiPZ UJ, Kraków, 1–179.

- Zawiejska J., Krzemień K., 2004, *Man-induced changes in the structure and dynamics of the Upper Dunajec River channel*, *Geografický Časopis*, 56(2), 111–124.
- Zawiejska J., Wyźga B., 2008, *Transformacja koryta Dunajca w XX wieku jako wynik ingerencji człowieka i zmian środowiskowych w zlewni*, [w:] B. Wyźga (red.), *Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wybrane aspekty*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków, s. 41–50.
- Zawiejska J., Wyźga B., 2010, *Twentieth-century Channel Change on the Dunajec River, Southern Poland: Patterns, Causes and Controls*, *Geomorphology*, 117(3), 234–246.
- Zawiejska J., Wyźga B., Radecki-Pawlik A., 2015, *Variation in Surface Bed Material Along a Mountain River Modified by Gravel Extraction and Channelization, the Czarny Dunajec, Polish Carpathians*, *Geomorphology*, 231, 353–366.
- Zawora T., 1967, *Współczesne procesy fluwialne w korycie Hoczewki*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 1, 37–51.
- Zbyryt M., 2008, *Siedliskowe uwarunkowania zasiedleń terenów górskich przez bobry europejskie (Castor fiber L., 1758) na przykładzie Magurskiego Parku Narodowego*, Archiwum UR, Kraków.
- Zbyryt M., Zbyryt A., 2013, *Rekolonizacja Magurskiego Parku Narodowego przez bobra europejskiego Castor fiber – 27 lat po reintrodukcji*, *Parki Narodowe i Rezerваты Przyrody*, 32, 1, 78–88.
- Zdrada J., 1980, *W czasach autonomii galicyjskiej (1850–1918)*, [w:] F. Kiryk, Z. Ruta (red.), *Bochnia. Dzieje miasta i regionu*, Wyd. nakł. Urzędu Miasta Bochnia, Kraków, s. 279–304.
- Ziemońska Z., 1973, *Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich*, *Prace Geogr. IG PAN*, 103, 1–127.
- Ziętara T., 1964, *O odmładzaniu osuwisk w Beskidach Zachodnich*, *Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr.*, 22, 55–86.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, *Prace Geogr. IG PAN*, 60, 1–116.
- Ziętara T., 1969, *W sprawie klasyfikacji osuwisk w Beskidach zachodnich*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 3, 111–131.
- Ziętara T., 1972, *Uwagi o modelowaniu rzeźby Beskidów Zachodnich w czasie powodzi w 1970 r.*, *Sprawozd. z Posiedz. Kom. Nauk. PAN, Oddz. w Krakowie, PWN, Warszawa*, 15(1), 193–195.
- Ziętara T., 1974, *Rola osuwisk w modelowaniu pogórza Rożnowskiego (Zachodnie Karpaty fliszowe)*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 8, 115–133.
- Ziętara T., 1988, *Landslide areas in the Polish Flysch Carpathians*, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 20, 21–67.
- Ziętara T., 1992, *Metody badań współczesnych procesów geomorfologicznych w otoczeniu zbiornika retencyjnego na Rabie w Dobczycach*, *Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP, Prace Geogr.*, 14, 5–17.
- Ziętara T., 1994, *Niszczenie brzegów zbiornika Besko przez współczesne procesy geomorfologiczne*, *Roczn. Nauk.-Dydakt. WSP Kraków, Prace Geogr.*, 15, 167–180.
- Ziętara T., 1999, *The role of mud and debris flows modelling of the Flysch Carpathians relief, Poland*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 33, 81–100.
- Ziętara T., 2000, *Zagrożenia i zniszczenia powodziowe na Ziemi Sądeckiej*, *Rocznik Sądecki*, 28, 167–185.
- Ziętara T., 2002, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły*, [w:] Z. Górka, A. Jelonek (red.), *Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski*, *Inst. Geogr. i Gosp. Przestrz. UJ, Kraków*, s. 37–54.

- Ziętara T., 2005, *Gwałtowne ulewę i powódzie w otoczeniu Kotliny Sądeckiej*, [w:] A. Kotarba, Z. Rączkowska (red.), *Wybrane problemy geomorfologii Karpat fliszowych*, VII Zjazd Geomorf. Polskich, 19–22 września 2005, Kraków, IGiP UJ, SGP, Kraków, s. 57–62.
- Ziętara T., Jakubská O., 1983, *Importance of structural directions in mass movements development in the Western Beskidy Mountains*, *Folia Geogr., ser. Geogr.-Physica*, 16, 5–23.
- Zuber K., Blauth J., 1907, *Katastrofa w Duszatynie*, *Czasop. Techn.*, 25, 218–221.
- Zuchiewicz W. 1984. *Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpackich powierzchni zrównania*, *Przegląd Geologiczny*, 32, 468–477.
- Zuchiewicz W., 2010, *Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego*, Wyd. AGH, Kraków, 1–234.
- Zuchiewicz W., 2011, *Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality?*, *Geographica Polonica* 84, Spec. Issue, 2, 155–178.
- Zwoliński Z., 2009, *The routine of landform geodiversity map design for the Polish Carpathian Mts.* [w:] E. Rojan, A. Łajczak (eds.), *Geocology of the Euroasiatic Alpids*, *Landform Analysis*, 11, 79–87.
- Zwoliński Z., 2010, *Aspekty turystyczne georóżnorodności rzeźby Karpat*, *Prace Komisji Krajobrazu Kulturowego PTG*, 14, 316–327.
- Żurek S., 1983. *State of stock-taking of peat bogs in Poland*. *Wiad. Melior. i Łąk.*, 7: 210–215.
- Żurek S., 1987. *The peat deposits of Poland against the peat zones of Europe*. *Dokument. Geogr. IGiPZ PAN*, 4: 1–84.
- Żurowski W., 1979, *Preliminary Results of European Beaver Reintroduction in the Tributary Streams of the Vistula River*, *Acta Theriologica*, 24, 7, 85–91.
- Žytko K., Zajac R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliaš M., Menčík E., Stranik Z., 1989, *Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland 1: 5 000 000*, [w:] D. Poprawa, J. Nemčok (red.), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*, PIG, Warszawa.