

STOKI SUDECKIE PIĘTRA LEŚNEGO W HOLOCENIE

Forest belt hillslopes of the Sudetes in the Holocene

PIOTR MIGOŃ*

Zarys treści. Przez długi czas zalesione stoki sudeckie uważane były za stabilne środowisko geomorfologiczne z zakonserwowanymi formami i utworami pokrywowymi odziedziczonymi po plejstocenicznym środowisku peryglacialnym. Badania, w szczególności te z ostatniej dekady, częściowo zmieniły ten pogląd. Stoki piętra leśnego kształtowane są przez współwystępujące procesy denudacyjne (ruchy masowe, spłukiwanie, spływ śródpokrywowy, pełzanie gruntu) i biogeomorfologiczne (przewracanie drzew i wrywanie brył korzeniowych). Część z nich działa stale, inne mają charakter epizodyczny i są wywoływane wyjątkowymi zdarzeniami meteorologicznymi – nawałnymi opadami i huraganowym wiatrem. Różna jest także skala przestrzenna ich występowania. Pełzanie, spływ śródpokrywowy i saltacja wykrotowa obejmują duże połacie stoków, podczas gdy odpadanie i spływy gruzowe mają lokalny charakter. Nowymi elementami rzeźby są przede wszystkim pary form: jama – kopiec, będące efektem przewracania drzew i degradacji brył korzeniowych. Ponadto powstały nowe generacje utworów pokrywowych, a struktura osadów plejstocenicznich jest przekształcana na drodze bio- i pedoturacji. Dużą rolę odgrywa czynnik antropogeniczny, zwłaszcza erozja liniowa na obnażonych powierzchniach dróg leśnych i szlaków zrywkowych.

Słowa kluczowe: ruchy masowe, biogeomorfologia, osuwiska, system denudacyjny, antropopresja, Sudety

Abstract. Forested hillslopes in the Sudetes have been long considered as a stable geomorphic environment, typified by landforms and cover deposits inherited from the periglacial environment. The results of recent research show that such an extreme view is no longer tenable. Slopes under forest are continuously shaped by coexisting denudational (mass movements, surface wash, throughflow, soil creep) and biogeomorphological processes (treethrow and detachment of root plates). Some processes operate on a permanent basis, others are episodic and are triggered by extreme weather events such as heavy rains and strong wind. They also differ in terms of the spatial scale of occurrence. Creep, throughflow and treethrow affect large parts of hillslopes whereas particle fall and debris flow have highly localized nature. New landforms due to Holocene processes are mainly pit-and-mound associations, resultant from tree fall and decay of root plates. New generations of cover deposits have come into being, whereas the structure of Pleistocene deposits is subject to alteration due to bio- and pedoturbations. An important role is played by human interference, with linear erosion on bare surfaces of roads and logging tracks being particularly significant.

Key words: mass movements, biogeomorphology, landslides, denudation system, human impact, Sudetes

Wstęp

Przez wiele dekad badań geomorfologicznych problematyka rozwoju stoków sudeckich położonych w piętrze leśnym pozostawała marginalnym nurtem badawczym. To nikłe zainteresowanie wynikało zapewne z dwóch zasadniczych okoliczności. Po pierwsze, w badaniach regionalnych dominował nurt geomorfologii peryglacialnej i w konwencji odziedziczenia z chłodnych okresów plejstocenu interpretowano zarówno mniejsze formy rzeźby stoku – skałki, niecki stokowe, progi i jezory głazowo-blokowe (Martini 1969, 1979; Żurawek 1999; Traczyk, Migoń 2003; Traczyk, Kasprzak 2009), jak i utwory pokrywowe (Jahn

1968; Traczyk 1996; Krzyszkowski 1998). Po drugie, zalesione stoki sudeckie były postrzegane jako domena geomorfologiczna o bardzo niskiej dynamice. Zwarty drzewostan, runo i ściółka, a w szczególności podszyt przyczyniały się do wzrostu intercepcji, infiltracji i znacząco ograniczały formowanie spływu powierzchniowego. Ożywienie dynamiki procesów stwierdzano dopiero po wylesieniu, ale zaprezentowane wyniki należy uznać za niejednoznaczne, ponieważ monitoring tempa procesów denudacyjnych na poletkach eksperymentalnych prowadzono przez krótki okres (Bieroński i in. 1992; Klementowski 1996). Równocześnie uważano, że budowa geologiczna praktycznie wyklucza tworzenie się osuwisk i spływów błotno-gruzowych w piętrze leśnym, a nieliczne

* Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mail: piotr.migon@uwr.edu.pl

odnotowane historycznie przypadki, np. osuwisko w Bardzie w sierpniu 1598 r. (Oberc 1957), traktowano jako osłabiłości w funkcjonowaniu denudacyjnego systemu stokowego w Sudetach. Piętro leśne było stawiane w opozycji do cechujących się znacznie większą dynamiką stoków położonych powyżej górnej granicy lasu (w polskiej części Sudetów taka sytuacja ma miejsce tylko w Karkonoszach i w niewielkim zakresie w Masywie Śnieżnika). Wnioskowano o tym zarówno na podstawie oceny aktywności procesów sekularnych (Jahn, Cielińska 1974; Bieroński i in. 1992), jak i występowania procesów ekstremalnych: spływów gruzowych i lawin śnieżno-gruntowych (Pilous 1977; Migoń i in. 2006; Migoń, Parzóch 2008). W rezultacie, opracowania przeglądowe publikowane w Polsce do pierwszej dekady XXI w. zawierały bardzo niewiele informacji o dynamice zalesionych stoków sudeckich (Jahn, Szczepankiewicz 1967; Walczak 1972; Migoń 2005, 2008). Podobnie zresztą patrzono na dynamikę stoków sudeckich w przeglądowych opracowaniach czeskich (Czudek 2005).

Badania prowadzone w ostatnich latach rzuciły nieco inne światło na utrwalony pogląd o generalnej stabilności zalesionych stoków sudeckich. Połączenie obserwacji geomorfologicznych z danymi o wykształceniu pokryw glebowych i dowodami naturalnej dynamiki drzewostanów pozwala na postawienie tezy, że skolonizowanie stoków sudeckich przez las nie spowodowało wyłącznie zakonserwowania form i pokryw przetrwałych z plejstocenu, z czasów panowania środowiska peryglacialnego, ale lokalnie stoki te podlegały istotnym przekształceniom. Były to zarówno zmiany rzeźby wywołane czynnikami wyłącznie przyrodniczymi, jak i antropogenicznymi. Publikacje uzasadniające powyższą tezę są rozproszone, częściowo zamieszczane w wydawnictwach o lokalnym zasięgu (zarówno w Polsce, jak i w Czechach), dlatego głównym celem niniejszego artykułu jest zebranie i synteza cząstkowych wyników, tak aby możliwe było całościowe rozważenie ich implikacji dla systemu geomorfologicznego Sudetów. Struktura artykułu odzwierciedla typologiczne zróżnicowanie procesów stokowych, ale ze względu na znaczącą odmienność rzeźby i systemu morfogenetycznego Góry Stołowe zostały potraktowane osobno.

Procesy biogeomorfologiczne w kształtowaniu rzeźby stoków

Interakcje między sferą biotyczną a procesami powierzchniowymi były do niedawna najbardziej

zaniedbanym polem badawczym w geomorfologii regionalnej Sudetów. Jońca (1975) zwrócił wprawdzie uwagę na rolę zwierząt ryjących w naruszaniu struktury utworów pokrywowych, ale nie rozważał szerszych implikacji tych procesów. W nielicznych, przyczynkowych opracowaniach wskazywano na wzrost intensywności denudacji na powierzchniach wiatrowałów (Hasiński 1971) i rozwój mikrorzeźby kopczykowej (morfologii wykrotowej) powstającej wskutek degradacji brył korzeniowych wywróconych drzew (Parzóch 2001), ale o bezpośredniej roli drzew nie wypowiedziano się w sposób szerszy i bardziej kompleksowy. Impulsem do nowego spojrzenia było przejście przez Sudety orkanu Cyryl w styczniu 2007 r. i lokalnie znaczne zniszczenia w drzewostanach będące jego efektem, przekształcające także rzeźbę stoku (Pawlik 2012). W kolejnych latach geomorfologiczne skutki wiatrowałów różnego wieku udokumentowano w Karkonoszach, na Pogórzu Kaczawskim, w Górach Kamiennych i Górach Stołowych (Pawlik i in. 2016).

Jednostkowym wydarzeniem biogeomorfologicznym jest wywrócenie drzewa wraz z bryłą korzeniową (karpą), określane także mianem saltacji wykrotowej. Przyczyną tego zjawiska najczęściej bywa silny wiatr, okiść śnieżna lub lodowa. W ten sposób wrywany z podłoża i przemieszczany jest także materiał mineralny wchodzący w skład bryły korzeniowej (Pawlik 2013). Jego cechy odzwierciedlają litologię utworów pokrywowych, a na szczególną uwagę zasługują przypadki obecności w bryłach korzeniowych skalnych elementów podłoża we frakcji gładowej, a nawet blokowej (>1 m) (fot. 1). Pojedyncze bryły mają przeciętnie objętość 1–2 m³, ale w niektórych przypadkach dochodzi ona do 5 m³, z czego materiał mineralny stanowi około 50%. Bezpośrednim skutkiem geomorfologicznym powalenia drzewa rosnącego na stoku jest wyrwa w powierzchni stoku o głębokości 0,5–1,5 m, znajdująca się w miejscu, gdzie było ono zakorzenione, a pośrednim – rozwój kopca ziemnego wskutek degradacji bryły korzeniowej. Powstanie pary form: jama – kopiec oznacza przekształcenie od kilku do kilkunastu metrów kwadratowych powierzchni, do głębokości nawet 1,5 m, a więc często aż do spękanego podłoża skalnego (Pawlik i in. 2013). Trwałość takich form może w warunkach sudeckich sięgać 100 lat (Pawlik i in. 2017). Głębokość jamy odzwierciedla w znacznej mierze naturę systemu korzeniowego. Przy płytko zakorzenionych świerkach, co jest typowe dla Karkonoszy lub płaskowyżów Gór Stołowych, bywa ona często płytka (do 0,5 m), ale rozległa. Także miąższość



fol. P. Migoń, 2007

Fot. 1. Różnej wielkości elementy skalnego podłoża oderwane i wyniesione ponad powierzchnię stoku w bryle korzeniowej wyrwconego drzewa (Karkonosze)

Bedrock elements of different size detached and airlifted in the root plate of a wind-thrown tree (Karkonosze Mountains)

utworu pokrywowego ponad litą skałą ogranicza wielkość zagłębienia.

Geomorfologiczny wymiar saltacji wykrotowej ujawnia się w pełni, gdy weźmie się pod uwagę, że w trakcie epizodów silnego wiatru powaleniu ulegają dziesiątki, a nawet setki drzew. Równoczesnemu i natychmiastowemu przekształceniu ulega więc duża powierzchnia stoku, choć bezpośredni transport odbywa się na odległość tylko kilku metrów (fol. 2). Pawlik i in. (2013) oszacowali, że na stokach Rogowej Kopy w Górach Stołowych mikrorelief po wiatrowale zajmuje 5% powierzchni, przy czym pod uwagę brane były wyłącznie wyraźne kopce i jamy. Te drugie zanikają szybciej, ulegając wypełnieniu przez materiał osypujący się ze zboczy i spłukiwany w trakcie opadów. Na stokach o dużym nachyleniu ($>20^\circ$), na których miąższość gruzowych utworów pokrywowych jest niewielka (do 0,5 m), a zakorzenienie płytkie, rozwija się specyficzna mikrorzeźba schodkowa. Epizody silnego wiatru, skutkujące wiatrowalami, pojawiały się niejednokrotnie w ostatnich stu latach i można sądzić, że występowały także we wcześniejszych okresach holocenu. Szczególnie duże szkody miały miejsce na obszarach predysponowanych lokalnym ukształto-

waniem terenu, na przykład tam, gdzie w obniżeniach dolinnych rolę odgrywa efekt tunelowy (Kwiatkowski 1969). O ile więc geomorfologiczny wyraz pojedynczego epizodu ulega zatarceniu po 100–200 latach, to skumulowany efekt dla utworów pokrywowych i denudacji stoku jest znaczny. Pawlik i in. (2016) zaproponowali, że całkowite przemodelowanie powierzchni stoku zalesionego w warunkach sudeckich wywołane wiatrowalem mogło w danym miejscu zajść w holocenie od 2 do 5 razy. W Karkonoszach wykazano, że konsekwencją wiatrowalów i przekształcania (mieszania) utworów pokrywowych jest niszczenie, właściwych dla kwaśnego podłoża, chłodnego klimatu i świerkowego drzewostanu, gleb bielcowych, które po nabraniu cech młodych gleb brunatnych nieformalnie nazywane są skrytobielcowymi (Kabała i in. 2013).

Powstanie i rozwój mikrorzeźby kopczykowej nie tylko zmienia morfologię stoku zalesionego, ale wpływa także na przebieg działających w jego obrębie procesów. Powstają nowe drogi spływu powierzchniowego oraz lokalne bazy denudacyjne i pułapki sedymentacyjne w postaci jam powykrotowych. Można przypuszczać, że rozluźnienie materiału mineralnego zwiększa

efektywność pelzania gruntu. Obecność na kopcach różnofrakcyjnego materiału mineralnego stwarza dobre warunki dla selektywnego spłukiwania i dalszego transportu w dół stoku oraz powoduje tworzenie się w miejscach dawnych

wiatrowałów kamienistych bruków. Wskutek wywracania drzew na powierzchni stoku mogą pojawiać się także pojedyncze głazy lub bloki, wcześniej wchodzące w skład bryły korzeniowej.



fot. P. Migoń, 2008

Fot. 2. Kopczykowa mikrotopografia stoku zalesionego będąca efektem wiatrowału i późniejszej degradacji brył korzeniowych powalonych drzew (Karkonosze)

Pit-and-mound topography of a forested hillslope resulting from a windthrow event and subsequent degradation of airlifted root plates (Karkonosze Mountains)

Ruchy masowe

Spływy gruzowe

Spływy gruzowe są powszechnym zjawiskiem w najwyższych partiach Karkonoszy, położonych powyżej górnej granicy lasu. Część z nich dociera do tej granicy, a po jej przekroczeniu modeluje liniowo rzeźbę stoku zalesionego, powodując także zniszczenia drzewostanu (Migoń, Parzoch 2008). Zapis morfologiczny obejmuje centralną rynnę, będącą szlakiem spływu, wały boczne o wysokości do 3 m i mniej lub bardziej regularną strefę depozycji końcowej, którą wyznacza nagromadzenie głazów, a niekiedy i bloków. Zdarzenia ostatniej dekady pokazały jednak, że znaczące pod względem rozmiarów spływy gruzowe mogą być także generowane w całości w piętrze leśnym.

W sierpniu 2010 r. dwudniowy opad powyżej 200 mm w czeskiej części Gór Izerskich wywołał dwa duże i dwa małe spływy gruzowe na

stokach Smědávskiej hory (Pilous 2011). Najdłuższy z nich przemierzył szlak o długości 980 m i szerokości 12–45 m, obejmując około 60% długości stoku. Spływy były efektem transformacji płytkich osuwisk w pokrywie zwietrzelinowej, o głębokości do 2 m. Wśród efektów geomorfologicznych było także całkowite zderzenie utworów pokrywowych na stoku oraz odsłonięcie granitowego podłoża wzdłuż szlaku (fot. 3).

Obszarem powszechnego występowania spływów gruzowych w piętrze leśnym jest położony w czeskiej części Sudetów Wschodnich masyw Keprníka, w Wysokim Jesioniku (Roštínský i in. 2013). Część z nich została udokumentowana historycznie, np. spływy z 1921 r., które osiągnęły długość blisko 1 km i spowodowały niemal całkowite zderzenie zwietrzliny ze stoku (Zvejška 1947). O obecności innych wydarzeń wnioskowano na podstawie form rzeźby i badań dendrogeomorfologicznych (Malik, Owczarek 2009).



fol. P. Migoń, 2013

Fot. 3. Szlak spływu gruzowego w obrębie zalesionego stoku Smědavskiej hory w czeskich Górach Izerskich
Debris flow track within the forested slope of Mt. Smědavská hora in the Czech part of the Izerskie Mountains

Osuwiska

Z uwagi na to, że większość spływów gruzowych powstała przez transformację płytkich osuwisk zwietrzelinowych, niemożliwym wydaje się postawienie ostrej granicy między spływem gruzowym a osuwaniem. Przykładem zdarzenia, podczas którego płytki zsuw zwietrzelinowy nie przekształcił się w spływ, było osuwisko, które zeszło w lipcu 2011 r. na stromym zboczu (ok. 35°) doliny Czarnej pod Średniakiem w Masywie Śnieżnika. W tym przypadku długość powierzchni objętej niemal całkowitym zderzeniem utworów pokrywowych wynosiła 280 m, przy szerokości od 10 m w górnej części stoku do 30 m w dolnej. Obniżenie powierzchni stokowej było jednak mniejsze niż 1 m (Parzóch i in. 2012).

Niezależnie od przywołanych sytuacji, w Sudetach występują także osuwiska *sensu stricto*, czyli przemieszczenia wzdłuż wyraźnych powierzchni/stref poślizgu. Problematyczne jest jednak określenie wieku osuwisk, bowiem ze znaczącymi postęпами w rozpoznaniu zakresu przestrzennego występowania osuwisk (Migoń i in. 2014b, 2016, 2017; Różycka i in. 2015; Kowalski 2016, 2017) kontrastują skąpe dane chronologiczne. Nieliczne są osuwiska poświadczone historycznie (np. osuwisko w Bardzie z 1598 r.), niekiedy o ich młodym wieku (prawdopodobnie

lata 30. XX w.) świadczyć może wiek drzewostanu oraz przerwanie ciągłości dróg leśnych (Janiewicz, Traczyk 2017). Datowanie radiowęglowe pogrzebanych w jeziorkach pni drzew, w obrębie kompleksu osuwiskowego pod Rogowcem (Góry Kamiennie), dostarczyło wyników – 5835±60 i 3280±40 BP (Synowiec 2005), które wskazują na reaktywację osuwisk w okresie zwilgotnienia klimatu w subboreale. Na powolne współczesne przemieszczenia koluwiów w obrębie niektórych osuwisk w Górach Kamiennych wskazują wyniki analiz dendrogeomorfologicznych (Migoń i in. 2010a; Malik i in. 2016).

W tym kontekście obiecującym kierunkiem badań form osuwiskowych typu spływowego okazały się analizy gleb wykształconych w ich obrębie oraz porównanie ich z profilami kontrolnymi zlokalizowanymi poza osuwiskami. Jakkolwiek niemożliwe jest określenie na podstawie cech gleb wieku bezwzględnego formy osuwiskowej, uprawomocnione jest postawienie tezy o wczesnym etapie rozwoju profilu glebowego i wnioskowanie o rozpoczęciu pedogenezy w trakcie holocenu, co pośrednio wskazuje na przemieszczenia osuwiskowe także w holocenie, np. pod Kostrzyną i Suchawą w Górach Kamiennych (Kacprzak i in. 2013). Jednocześnie brak analogicznych różnic w wykształceniu gleb w innych miejscach wskazuje na stary, przedho-

loceński wiek osuwisk (Migoń i in. 2014a). Wydaje się zatem, że w sprzyjających warunkach geologicznych i morfologicznych osuwiska powinny być traktowane jako stały element systemu morfogenetycznego zalesionego stoku sudeckiego, a nie odstępstwo od normy. Te pierwsze występują na obszarach zbudowanych ze zróżnicowanych litologicznie serii skał osadowych (rów Wlenia, Zawory), w strefach zalegania masywnych skał wulkanicznych na podatnych na odkształcenia skałach osadowych (np. Góry Kamienne), a lokalnie w miejscach predysponowanych tektonicznie, gdzie powierzchnia ścięcia nawiązuje do powierzchni uskokowej (osuwisko w Bardzie). Sprzyjające uwarunkowania morfologiczne obejmują duże nachylenia stoków ($>25^\circ$), głównie zbocza głęboko wciętych dolin rzecznych (Masyw Śnieżnika). Historyczne osuwisko w Bardzie powstało w miejscu, gdzie nałożyły się na siebie czynniki strukturalne (powierzchnia uskokowa) i morfologiczne (znaczące nachylenie zbocza w obrębie doliny przełomowej i podcinanie zbocza przez rzekę), a dodatkowym elementem był silny opad atmosferyczny i wzmożona erozja boczna Nysy Kłodzkiej, płynącej u podnóża stoku.

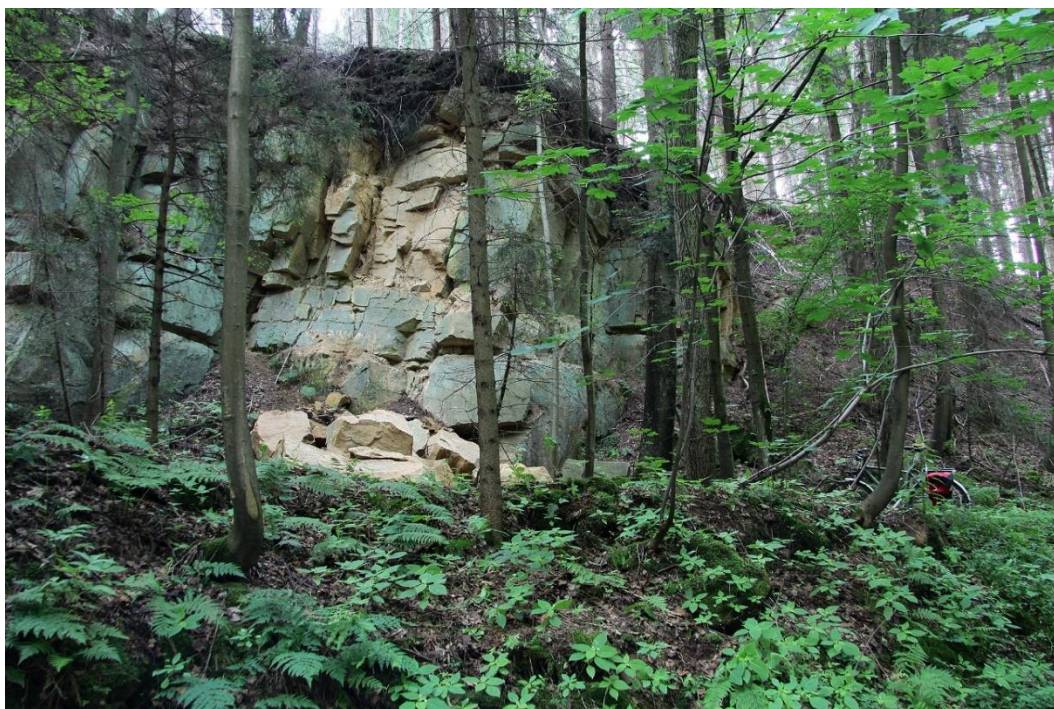
Opadanie i obrywy

Opadanie jest procesem kojarzonym głównie ze środowiskiem wysokogórskim, gdzie powszechnie występują strome stoki skalne będące źródłem materiału, który gromadzi się u podnóża stoku w postaci regularnych stożków lub hałd usypiskowych. W Sudetach najbardziej czytelnymi przejawami współczesnego opadania są stożki usypiskowe w Wielkim Kotle Śnieżnym w Karkonoszach (Migoń i in. 2010b). Czynne usypiska grawitacyjne występują lokalnie także w obrębie piętra leśnego, zwykle poniżej ścian skalnych w niszach osuwiskowych i na stromych zboczach dolin, osiągając do 200 m długości (Remisz i in. 2009). O współczesnej aktywności stożków świadczą epizody dostawy świeżego gruzu na ich powierzchnię i „suche lawiny” gruzu na stokach o nachyleniu zbliżonym do kąta naturalnego zsypania (Synowiec, Jasińska 2002). Aktywność usypisk potwierdzają wskaźniki biotyczne: zasypywanie pni drzew porastających dolne odcinki usypisk, rany na pniach, zredukowane przyrosty roczne, pochylenie drzew i inne indykatory stresu środowiskowego (Remisz, Bijak 2011, 2012; Remisz 2012). Pełzanie rumoszu zachodzi na stokach usypiskowych niezależnie od skali ich porośnięcia.

Obrywy, rozumiane jako jednoczesne odebranie się od ściany skalnej materiału o większej objętości, nie były dotąd opisywane w literaturze naukowej dotyczącej Sudetów, natomiast wzmianki o nich pojawiały się w innych źródłach (np. Knapik 2008). Obserwacje terenowe (K. Jancewicz, inf. ustna) wskazują, że epizody obrywów ze ścian skalnych, w efekcie których następuje jednorazowe przemieszczenie od kilku do kilkunastu metrów sześciennych materiału (fot. 4) są znacznie częstsze niż sądzono, a zalegające u podnóża ścian kanciaste bloki i głązy nie muszą być odziedziczone z plejstocenu. Istotną rolę w generowaniu obrywów odgrywają drzewa porastające wychodnie i wnikaćce korzeniami w spękania, co powoduje powstanie dodatkowych naprężeń w skałach, zwłaszcza podczas silnego wiatru powodującego ruch pnia.

Spływ śródpokrywowy i sufozja

Spływ śródpokrywowy i jego znaczenie w kształtowaniu stoków piętra leśnego jest słabo rozpoznane w realiach sudeckich, a wypowiedzane na ten temat poglądy – wskazujące na istotną rolę spływu – opierały się na przesłankach pośrednich, a nie na jednoznacznych dowodach. Prace dokumentujące obecność spływu śródpokrywowego były nieliczne (Kaczmarczyk 1991; Fatyga, Stodolak 2005). Badacze niemieccy, między innymi Schott (1931) i Büdel (1937), interpretowali część pokryw głązowo-blokowych na stokach karkonoskich jako efekt przemycia plejstoceńskich pokryw soliflukcyjnych. Bieroński i in. (1992), nawiązując do wcześniejszych badań Tomaszewskiego (1979), uznali spływ podpowierzchniowy za jeden z ważniejszych procesów działających w piętrze leśnym. Obszerniejsze rozważania na ten temat zaprezentowali w odniesieniu do Karkonoszy Parzóch i in. (2008), wskazując na obecność wylotów kanałów sufozyjnych, krętych liniowych obniżen o długości kilku metrów i głębokości do 0,5 m, przedstawionych jako efekt zapadnięcia się stropu kanałów oraz stref akumulacji materiału drobnoziarnistego poniżej płatów pokryw głązowo-blokowych. Na duże znaczenie spływu śródpokrywowego wskazują także właściwości górnych, ekstremalnie szkieletowych horyzontów pokrywy glebowej (Waroszewski i in. 2010). Ażurowość pokryw zwietrzelinowych i stokowych na wychodniach skał wulkanicznych w Górach Kamiennych, zwłaszcza tufów riolitowych, także została zinterpretowana jako efekt przemywania śródpokrywowego (Migoń, Kacprzak 2014).



fot. K. Jancewicz, 2017

Fot. 4. Świeży obryw ze ściany skalnej koło Długopola Górnego
Recent rock fall from a rock face near Długopole Górne

Procesy stokowe w obrębie progów morfologicznych Gór Stołowych

Szczególne uwarunkowania litologiczno-strukturalne i kompleksowość procesów działających na progach morfologicznych Gór Stołowych – jedyne w Sudetach obszaru o rzeźbie płytowej – zasługuje na osobne omówienie, także dlatego, że rozdzielenie plejstoceniowego i holoceniowego etapu morfogenezy przy tak silnych uwarunkowaniach litologiczno-strukturalnych jest bardzo trudne. Przewodnie formy rzeźby stoku, czyli urwiska skalne i pokrywy blokowe poniżej, zwarte w górnej części i coraz bardziej rozproszone ku dołowi, były generalnie uważane za odziedziczone z okresu panowania warunków peryglacjalnych (Dumanowski 1961; Pulinowa 1989). Równocześnie wskazywano także na istotny geomorfologiczny wymiar sufozji rozumianej dwojako: jako (a) przepływ wody w obrębie piaskowców i wyprowadzanie ziaren kwarcu na powierzchnię oraz (b) spływ śródpokrywowy powodujący przemywanie pokryw i pozostawianie dużych bloków. Cofanie urwisk i rozwój blokowisk miał się dokonywać poprzez epizodyczne zdarzenia katastrofalne.

Najnowsze badania, nie negując faktu występowania epizodycznych katastrof (dużych

obrywów), wskazują jednak na dominację innych, niekatastrofalnych mechanizmów rozpadu ścian skalnych i transportu bloków w dół stoku (Duszyński, Migoń 2015; Duszyński i in. 2016, 2017). Kluczową rolę odgrywa w nich proces dezintegracji *in situ*, w wyniku którego następuje fragmentacja przykrawędziowej partii płyty piaskowca i jej rozpad na mniejsze elementy. Motorem jest woda infiltrująca w przepuszczalny piaskowiec i przemieszczająca się siecią spękań lub/i wzdłuż powierzchni warstwowania. Wyprowadza ona z wnętrza płyty luźny materiał piaszczysty, uprzednio oddzielony przez wietrzenie. Podpowierzchniowe usuwanie piasku zaburza stabilność masywu skalnego i prowadzi do osiadania i pochylania bloków. Geomorfologicznym zapisem tego procesu są stożki piaszczyste przy wylotach szczelin, a sedimentologicznym – pokrywy piaszczyste na stokach o grubości do 3 m w górnej części stoku i 0,5–1 m w części dolnej, w odległości 300–400 m (Waroszewski i in. 2015a, b). Szczegółowe kartowanie geomorfologiczne, wsparte analizą wysokorozdzielczego modelu terenu z danych LiDAR, wykazało, że środkowe i dolne odcinki stoków są kształtowane przez płytkie osuwiska translacyjne (Duszyński i in. 2017), aczkolwiek ramy wiekowe tych procesów pozostają nieznane, a na stokach zbudowanych z nasiąkliwych zwietrzelin mułowców istotną

rolę odgrywa pełzanie gruntu (Pawlik i in. 2013). Na takim podłożu, przy nachyleniu stoku powyżej 20°, obserwowano także wędrówkę dużych bloków piaskowca pozostawiających za sobą wyraźną rynnę (Duszyński, Parzóch 2016).

Antropopresja i splukiwanie

Splukiwanie jest wskazywane jako dominujący proces morfogenetyczny na stokach w klimacie umiarkowanym, jednak na zalesionych stokach, nawet podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych, odgrywa niewielką rolę (Czerwiński, Żurawek 1999). Wyjątkiem są jednolite drzewostany bukowe, które lokalnie cechują się bardzo skąpym runem i podszytem, stąd panują w nich dobre warunki do uruchamiania spływu powierzchniowego (przykładem są stoki Rogowej Kopy w Górach Stołowych – Pawlik i in. 2013). Splukiwanie przejmuje natomiast rolę głównego procesu rzeźbotwórczego na stokach wylesionych, użytkowanych rolniczo. W obecnej rzeczywistości społeczno-gospodarczej takich stoków w Sudetach jest niewiele – zwłaszcza o nachyleniu powyżej 10°. Należy jednak pamiętać, że do I połowy XX w. sytuacja wyglądała inaczej, skala antropopresji wyrażona wylesieniem i użytkowaniem rolniczym była znaczna i obejmowała stoki nawet do wysokości 900 m n.p.m. (Latocha 2009a, 2012; Latocha i in. 2016).

Sedymentologicznym zapisem splukiwania zachodzącego na stokach niegdyś użytkowanych, a obecnie zadarnionych lub zalesionych, są pokrywy deluwialne występujące u ich podnóży oraz powyżej górnych krawędzi skarp powszechnych w Sudetach teras rolnych. W Maszynie Śnieżnika, Górach Żółtych i Górach Sowich ich grubość wynosi od 40–50 cm do 1,6 m, co uwzględniając powierzchnię obszaru źródłowego oznacza tempo denudacji na poziomie 0,15–2,67 mm/rok w okresie maksymalnej antropopresji (XIX w. – I połowa XX w.) (Latocha 2009a; Latocha, Urbanowicz 2010). Obecność deluwii o grubości do 0,6 m, powiązanych z gospodarczą działalnością człowieka na stoku, udokumentowano także w Górach Kruczych (Traczyk 2006, 2012). Ich strome stoki (>20°) nie były użytkowane rolniczo, a uaktywnienie procesów denudacyjnych jest związane z gospodarką leśną oraz okresami wylesienia i prac zrywkowych.

Przejawem znaczącej roli czynnika antropogenicznego jest występowanie wydajnej erozji liniowej wzdłuż nieutwardzonych dróg polnych

i leśnych, zwiększającej fragmentację stoku i przyspieszającej odprowadzanie materiału do koryt i den dolinnych. Obserwacje prowadzone podczas i bezpośrednio po ekstremalnych zdarzeniach opadowych wskazują, że jednorazowe pogłębienie drogi może przekroczyć 1 m (Parzóch, Migoń 2010), a nawet sięgnąć 4 m (Czerwiński, Żurawek 1999; Parzóch 2002) (fot. 5). Tego typu obserwacje pozwoliły także powiązać liczne występujące na stokach sudeckich wąwozy (ryny) stokowe z czynnikiem antropogenicznym, głównie z drogami dojazdowymi do pól i szlakami transportu drzewa lub urobku w obszarach górniczych. Całościowa analiza przestrzenna tych form pozostaje do wykonania, natomiast studia przypadków wskazują, że gęstość wąwozów dochodzi do 2 km na 1 km² (Latocha 2014), ale lokalnie, w strefach dawnej intensywnej eksploatacji lasu lub prac górniczych, może przekraczać 5 km na 1 km².

Implikacje dla systemu geomorfologicznego Sudetów

Przez wiele lat zalesione stoki sudeckie były postrzegane jako domena morfogenetyczna wykazująca znikomą aktywność, dlatego wydawały się mało obiecującym obiektem badań. Przekonanie to w sposób jednoznaczny wyraził Jahn (1956), twierdząc że „(...) w obecnych warunkach klimatycznych w pasie leśnym istnieje zastój i martwota, w porównaniu z żywą tu niegdyś denudacją peryglacialną (...)”, a „(...) holocencki profil glebowy jest na ogół nie zmieniony, a więc nie zaburzony przez ruchy mas ziemnych”. Znacznie później, analizując rezultaty eksperymentalnych badań nad pełzaniem gruntu, ten sam autor posunął się do następującej generalizacji: „Dynamika grawitacyjna gleby kończy się, kiedy stok zostaje pokryty lasem” (Jahn 1989). Klęska ekologiczna i zamarcie lasów w Sudetach Zachodnich przyczyniły się do wzrostu zainteresowania domeną stokową, ale głównie w kontekście większej aktywności procesów powierzchniowych w warunkach antropopresji (np. Klementowski 1996; Parzóch 2001). Bieroński i in. (1992) uwzględnili procesy działające w piętrze leśnym Karkonoszy, ale przedstawiony schemat systemu morfogenetycznego był w skromnym stopniu oparty na danych terenowych, a niektóre ważne procesy, na przykład saltacja wykrotowa, nie zostały w nim uwzględnione.



fot. P. Migoń, 2006

Fot. 5. Głęboka rynna erozyjna w obrębie drogi leśnej w Górach Bardzkich, powstała w trakcie silnego epizodu opadowego w sierpniu 2006 r.

Deep gully within a forest road in the Bardzkie Mountains, originated during an episode of heavy rainfall in August 2006

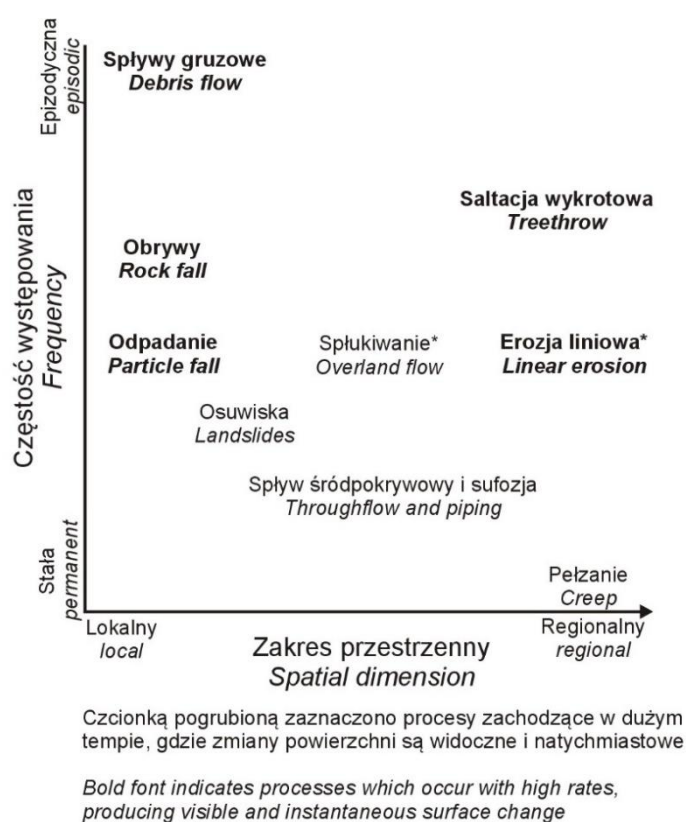
Postęp w badaniach stoków sudeckich sprawił, że pogląd o ich stabilności i przetrwalności odziedziczonych z plejstocenu utworów pokrywowych na stokach zalesionych ma w dużej mierze znaczenie historyczne. Jakkolwiek skala przekształcenia stoków w holocenie była przestrzennie zróżnicowana i można wskazać miejsca i strefy występowania niewątpliwych elementów środowiska peryglacjalnego, to są one aktywną domeną morfogenetyczną, kształtowaną przez wiele procesów działających w różnym tempie. Obraz ten jest spójny z faktem powszechnego występowania gleb brunatnych na stokach, których obecność jest interpretowana jako efekt stałego odmładzania substratu glebowego przez procesy powierzchniowe (Kabała i in. 2013). Należy jednak pamiętać, że duża część obecnie zalesionych stoków sudeckich była w niedawnej historii pozbawiona lasu i użytkowana rolniczo, dlatego też zawiera zapis procesów niezwiązanych ze środowiskiem leśnym, zarówno w postaci utworów deluwialnych, jak i antropogenicznych form rzeźby (Latocha 2009b, 2012). Ponadto stoki zalesione pozostają od kilkuset lat przedmiotem działalności gospo-

darczej, w wyniku której zmieniał się skład gatunkowy lasu, a prace leśne powodowały różnorodne przekształcenia powierzchni stokowej. Rozdzielenie czynnika naturalnego i antropogenicznego w rozwoju współcześnie zalesionych stoków sudeckich nie zawsze jest więc możliwe.

Na procesy kształtujące zalesione stoki sudeckie można spojrzeć z trzech punktów widzenia (rys. 1): skali przestrzennej czyli zakresu występowania, tempa przemieszczania materiału mineralnego i częstotliwości występowania. Część procesów wzmacniana jest bezpośrednio wskutek antropopresji (erozja liniowa, splukiwanie), inne pośrednio, czego przykładem może być saltacja wykrotowa w niedostosowanych do warunków środowiskowych zbiorowiskach lasu świerkowego w reglu dolnym w Karkonoszach (Pawlik i in. 2016). W ujęciu przestrzennym największą skalę występowania ma: pełzanie gruntu, erozja liniowa na drogach i ścieżkach leśnych oraz saltacja wykrotowa, przy czym ten ostatni proces mimo swojej epizodyczności jest najbardziej wydajny morfogenetycznie, powodując przemodelowanie stołu do głębokości 1–1,5 m. Konsekwencją długotrwałej saltacji wykrotowej są duże głazy na po-

wierzchni stoku, wyrwane z podłoża wraz z bryłą korzeniową. Najwyższym tempem przemieszczeń charakteryzują się sływy gruzowe, a wywołane nimi zmiany rzeźby obejmują szlaki o długości do 1000 m i szerokości do 50 m. Procesy te cechują się jednak najniższą częstotliwością występowania i ograniczają do najwyższych pasm sudeckich i najbardziej stromych stoków (Karkonosze, Góry Izerskie, Masyw Śnieżnika, Hrubý Jeseník). Dużą szybkość przemieszczenia materiału posiadają także obrywy i odpadanie, jednak przestrzennie są to procesy o zasięgu lokalnym, ograniczone do ścian skalnych i ich bezpośredniego podnóża. Procesem morfogenetycznym najslabiej poznany pod względem efektywności jest sływ śródpokrywowy i towarzyszące mu zjawiska

erozji tunelowej, sufozji i przepłukiwania pokryw. Zakwalifikowanie go jako procesu dość powszechnego o dużej częstotliwości występowania (rys. 1) opiera się na przesłankach i danych pośrednich, a nie na bezpośrednich obserwacjach. Dodatkowym aspektem, nieuwzględnionym na rys. 1, jest trwałość form powstałych wskutek procesów stokowych. Najtrwalsze przekształcenia powodują osuwiska, widoczne w rzeźbie przez tysiące lat, podczas gdy formy związane ze sływami gruzowymi i wielkimi wiatrowałami (morfologia kopczykowa) ulegają zatarciu po około 100–150 latach. Zanik form związanych z erozją liniową może nastąpić w jeszcze krótszym czasie.



Rys. 1. Procesy geomorfologiczne w piętrze leśnym Sudetów w aspekcie przestrzennym i czasowym. Gwiazdka oznacza procesy, których występowanie jest ściśle powiązane z antropogenicznym zmianami pokrycia terenu

Geomorphological processes in the forest belt of the Sudetes from the spatial and temporal perspective. Stars indicate processes whose occurrence is closely related to human-induced land cover change

Osobne zagadnienie stanowi łączność podsystemu stokowego z korytowym. W warunkach naturalnych ma ona miejsce rzadko, niemal wyłącznie w trakcie wyjątkowo silnych epizodów opadowych. Osiągana jest dzięki działaniu sływu powierzchniowego oraz przepływów w tzw. strumieniach stokowych (Bieroński 1994) i sporadycznie występujących sływów gruzowych

(Klimek i in. 2003; Malik, Owczarek 2009). Dodatkowo, efektywność tego połączenia może być ograniczona przez specyficzną cechę morfologii wykrotowej, czyli obecność lokalnych baz denudacyjnych w postaci jam i spłaszczeń. Hamują one dostawę materiału do dolnej części stoku i dna doliny do czasu wypełnienia jam po wyrwionych drzewach. Stoków sudeckich nie

można jednak w pełni traktować jako naturalnych. Jednym ze skutków antropopresji jest występowanie w ich obrębie licznych połączeń obu podsystemów – dróg leśnych (Latocha 2014). Są one zarówno dodatkowymi źródłami materiału mineralnego, jak i szlakami transportowymi. Warunkiem efektywnego funkcjonowania tych połączeń jest stałe użytkowanie dróg, co generalnie ma miejsce w lasach gospodarczych. Analogiczną funkcję, choć w krótszej skali czasowej, pełnią szlaki zrywki drzewa (Klementowski 1996; Parzóch 2002). Z kolei słabnąca antropopresja w niegdyś użytkowanych rolniczo zlewniach, podlegających obecnie planowemu lub spontanicznemu zalesianiu, skutkuje osłabieniem połączeń między podsystemami. Podobną rolę odgrywają dawne terasy rolne, zatrzymujące materiał mineralny. Także na obszarach chronionych (Karkonoski Park Narodowy, Park Narodowy Gór Stołowych) erozja liniowa na szlakach turystycznych i wzdłuż dawnych ryz zrywkowych jest ograniczana przez umacnianie ich powierzchni i wprowadzanie zabudowy przeciwoerozyjnej.

Stwierdzenie znacznie większej niż zakładano morfodynamiki piętra leśnego ma implikacje dla interpretacji utworów pokrywowych na stokach, często uznawanych wprost za odziedziczony zapis środowiska peryglacialnego. Powszechne występowanie saltacji wykrotowej nakazuje dużą ostrożność we wnioskowaniu odnośnie genezy warstwy przypowierzchniowej, o grubości do 1 m. Także obecność pojedynczych głazów lub ich niewielkich skupień na powierzchni stoku nie zawsze musi być reliktem peryglacialnym, ale efektem selektywnego spłukiwania materiału pochodzącego z brył korzeniowych. Dodatkowym czynnikiem przekształcającym utwory stokowe pod względem strukturalnym są zwierzęta ryjące. Wskutek ruchów masowych – spływów gruzowych, osuwania i odpadania powstają lokalnie nowe generacje allochtonicznych utworów pokrywowych o grubości powyżej 1 m, a wietrzenie *in situ*, działające na zalesionych stokach sudeckich od około 10 tys. lat, może prowadzić do powstania nowej generacji autochtonicznych utworów pokrywowych o grubości miejscami także przekraczającej 1 m (Migoń, Kacprzak 2014).

Podsumowanie

Historia badań stoków sudeckich dobrze odzwierciedla zmieniające się w geomorfologii

paradygmaty. W latach 50. i 60. XX w. dominowało (nie tylko zresztą w Polsce, ale również w ówczesnej Czechosłowacji) spojrzenie na rzeźbę stoków przez pryzmat dziedzictwa środowiska peryglacialnego (Jahn 1956, 1968). Było ono obecne także w kolejnych dekadach, aż po lata 90. Równoległe jednak od końca lat 70. rosło zainteresowanie współczesnymi procesami rzeźbotwórczymi, choć w Sudetach nurt ten był mniej eksponowany niż w Karpatach. Badania kontynuowano w kolejnych latach, również metodami eksperymentu polowego i krótkookresowego monitoringu. W odniesieniu do piętra leśnego publikowane w latach 90. XX w. podsumowania (Bieroński i in. 1992; Klementowski 1996) umacniały przeświadczenie, że aktywność procesów rzeźbotwórczych w tym piętrze jest znikoma, a ożywienie procesów denudacyjnych i akumulacyjnych zachodzi na stokach poddanych silnej antropopresji, objawiającej się wylesieniem. Dla Karkonoszy uznano, że koncepcja pięter geoekologicznych, powszechnie przyjmowana jako osnowa teoretyczna dla rzeźby obszarów górskich, nie jest odpowiednia w warunkach silnej antropopresji i klęski ekologicznej lasów, więc bardziej adekwatne będzie spojrzenie przez pryzmat domen geomorfologicznych, tworzących przestrzennie układ mozaikowy (Parzóch 2001). Wyniki badań z zakresu geomorfologii dynamicznej potwierdzały przekonanie, wypływające z wyżej cytowanych prac A. Jahna, o generalnej stabilności stoków zalesionych w holocenie i odziedziczeniu peryglacialnym.

Pierwsza dekada XXI w. przyniosła wzrost zainteresowania skutkami antropopresji, także w szerszej perspektywie historycznej. Zwrócono uwagę, że wiele współcześnie zalesionych stoków, wcześniej wykorzystywanych rolniczo, kryje w sobie geomorfologiczno-sedymentologiczny zapis innego użytkowania (Latocha 2007, 2009a). W ostatnich latach rozpoczęto także badania w żywo rozwijającym się na świecie nurcie biogeomorfologii, wykazując znaczącą rolę interakcji między procesami biotycznymi i abiotycznymi w rozwoju rzeźby stoków zalesionych (Pawlik i in. 2013, 2016). Równocześnie w Sudetach kilkakrotnie miały miejsce wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne (katastrofalne opady – 1997, 1998, 2006, 2010, 2011; huraganowy wiatr – 2007), które wywołały znaczące skutki geomorfologiczne na stokach w piętrze leśnym. W rezultacie tych zdarzeń nastąpiła pewna zmiana spojrzenia na status morfodynamiczny zalesionych stoków sudeckich. Wcze-

śniej były one uznawane za generalnie stabilne i przeciwstawiane „żywym” stokom peryglacialnym, obecnie są postrzegane raczej jako przykład aktywnej, choć specyficznie funkcjonującej domeny geomorfologicznej. Z jednej strony, istotną rolę w ich kształtowaniu odgrywają procesy o małej częstotliwości, ale dużym natężeniu, choć występujące w skali regionu punktowo (wiatrowały, osuwiska, spływy gruzowe). Z drugiej, zalesione stoki sudeckie są od kilkuset lat poddawane silnej antropopresji, której główną geomorfologiczną konsekwencją jest erozja liniowa.

Postęp w badaniach zalesionych stoków sudeckich nie oznacza, że nie pozostały już żadne luki do wypełnienia. Do najważniejszych zagadnień, które powinny w najbliższej przyszłości stać się przedmiotem badań, należą: (a) rola spływu śródpokrywowego i sufozji, o których efektywności w odniesieniu do Sudetów bardzo niewiele wiadomo (por. Bernatek 2014); (b) skala rzeczywistego przekształcania zalesionych stoków sudeckich przez wiatrowały – dotychczasowe badania zostały przeprowadzone tylko w kilku pasmach górskich; (c) procesy kształtujące leje źródłiskowe i najwyższe odcinki dolin, dobrze poznane w Beskidach (Wrońska-Wałach i in. 2013), a marginalnie w Sudetach; (d) geneza rumowisk skalnych, których związek ze środowiskiem peryglacialnym plejstocenu wcale nie jest oczywisty; (e) wiek ruchów masowych typu osuwiskowego i ocena możliwości ich uaktywniania się na stokach zalesionych. Istnieją różnorodne przesłanki, aby wnioskować o holoceniście, czy nawet niemal współczesnym wieku przynajmniej niektórych z nich, jednak wskazane byłoby potwierdzenie ich oznaczeniami wieku bezwzględnego. Należy przy tym zauważyć, że dla Sudetów dostępnych jest bardzo niewiele oznaczeń wieku bezwzględnego osadów środowiska stokowego. W konsekwencji, geomorfologiczne znaczenie takich epizodów klimatycznych jak zwilgotnienie klimatu około 8,2 tys. lat temu, które spowodowało ożywienie erozji w otoczeniu Wielkiego Stawu w Karkonoszach (Malkiewicz i in. 2016), w skali całego regionu pozostaje niejasne.

Podziękowania

Autor składa serdeczne podziękowania dla Agnieszki Latochy, Cezarego Kabały, Łukasza Pawlika i Andrzeja Traczyka za wnikliwą lekturę pierwszej wersji artykułu i krytyczne uwagi. Artykuł powstał w ramach badań statutowych prowadzonych w Instytucie

Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego (1015/S/IGRR).

Literatura

- Bernatek A. 2014. Rola sufozji w rozwoju rzeźby – stan i perspektywy badań. *Przegląd Geograficzny* 86: 53-76.
- Bieroński J. 1994. Rola strumieni stokowych w systemie zlewni górskich Sudetów. W: J. Tomaszewski (red.) *Problemy hydrologii regionalnej*. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 163-167.
- Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A. 1992. Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy. *Prace Geograficzne IGIPZ PAN* 155: 151-169.
- Büdel J. 1937. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft* 229: 5-71.
- Czerwiński J., Żurawek, R. 1999. The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the Polish Sudetes in July 1997. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 33: 27-43.
- Czudek T. 2005. Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno.
- Dumanowski B. 1961. Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasopismo Geograficzne* 32: 311-324.
- Duszyński F., Migoń P. 2015. Boulder aprons indicate long-term gradual and non-catastrophic evolution of cliffed escarpments, Stołowe Mts, Poland. *Geomorphology* 250: 63-77.
- Duszyński F., Parzóch K. 2016. Czy w Górach Stołowych wędrują bloki? *Przyroda Sudetów* 19: 189-210.
- Duszyński F., Jancewicz K., Kasprzak M., Migoń P. 2017. The role of landslides in downslope transport of caprock-derived boulders in sedimentary tablelands, Stołowe Mts, SW Poland. *Geomorphology* 295: 84-101.
- Duszyński F., Migoń P., Kasprzak M. 2016. Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena* 147: 1-15.
- Fatyga J., Stodolak R. 2005. Kształtowanie się spływu śródpokrywowego na obszarze zlewni badawczej w Boguszynie (Sudety Środkowe) w 2004 roku. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 5(2(15)): 175-184.
- Hasiński W. 1971. Wpływ wiatrowałów karkonoskich na przebieg denudacji. *Czasopismo Geograficzne* 41: 301-303.
- Jahn A. 1956. Badania stoków w Polsce. *Przegląd Geograficzny* 28: 281-300.

- Jahn A. 1968. Peryglacjalne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich. *Opera Corcontica* 5: 9-25.
- Jahn A. 1989. The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountains. *Geografiska Annaler* 71A: 161-170.
- Jahn A., Cielińska M. 1974. Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 236, *Prace Instytutu Geograficznego* A1: 5-24.
- Jahn A., Szczepankiewicz S. 1967. Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola. W: J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 397-430.
- Jancewicz K., Traczyk A. 2017. Mało znane formy ruchów masowych w dolinie Węglówki w Górach Bardzkich (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów*: 289-314.
- Jońca E. 1975. Wpływ zwierząt na rzeźbę powierzchni ziemi. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 263, *Studia Geograficzne* 23: 1-78.
- Kabała C., Bogacz A., Łabaz B., Szopka K., Waroszewski J. 2013. Różnorodność, dynamika i zagrożenia gleb. W: R. Knapik, A. Raj (red.) *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*. Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra: 91-126.
- Kacprzak A., Migoń P., Musielok Ł. 2013. Using soils as indicators of past slope instability in forested terrain, Kamienne Mts, SW Poland. *Geomorphology* 194: 65-75.
- Kaczmarczyk M. 1991. Wstępne badania sływu śródpokrywowego pod Szrenicą (Karkonosze Zachodnie). *Wiadomości IMUZ* 16(4): 58-69.
- Klementowski J. 1996. Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. Procesy kriogeniczne, spukiwanie i erozja żłobinowa. W: A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.) *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*. Wydawnictwo PAE, Warszawa: 123-142.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E. 2003. Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, the Sudetes. *Geographia Polonica* 76(2): 55-64.
- Knapik R. 2008. Obryw skalny w rejonie Wodospadu Szklarki. *Sudety* 6(87): 6-7.
- Kowalski A. 2016. Ruchy masowe a interpretacja budowy geologicznej – przykład osuwiska na górze Drogosz w paśmie Zaworów (Sudety Środkowe). *Przegląd Geologiczny* 65: 96-104.
- Kowalski A. 2017. Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie). *Przegląd Geologiczny* 66: 629-641.
- Krzyszowski D. 1998. Late Quaternary evolution of the Czyżynka river valley, Wałbrzych Upland, Middle Sudeten Mts., southwestern Poland. *Geologia Sudetica* 31: 259-288.
- Kwiatkowski J. 1969. Klimatologiczna geneza wyłomów leśnych w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne* 40: 365-373.
- Latocha A. 2007. Przemiany środowiska przyrodniczego w Sudetach Wschodnich w warunkach antropopresji. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 3007. *Studia Geograficzne* 80: 1-216.
- Latocha A. 2009a. Land use changes and longer-term human-environment interactions in a mountain region (Sudetes Mountains, Poland). *Geomorphology* 108: 48-57.
- Latocha A. 2009b. The geomorphological map as a tool for assessing human impact on landforms. *Journal of Maps* 5(1): 103-107.
- Latocha A. 2012. Small catchments as sediment archives of past human activities, the example of Sudetes Mountains (SW Poland). *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 56, *Supplement* 3: 115-130.
- Latocha A. 2014. Geomorphic connectivity within abandoned small catchments (Stołowe Mts, SW Poland). *Geomorphology* 212: 4-15.
- Latocha A., Urbanowicz M. 2010. Terasy rolne w Górach Sowich. *Prace i Studia Geograficzne* 45: 307-321.
- Latocha A., Szymanowski M., Jeziorska J., Stec M., Roszczewska M. 2016. Effects of land abandonment and climate change on soil erosion. An example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland. *Catena* 145: 128-141.
- Malik I., Owczarek P. 2009. Dendrochronological records of debris flow and avalanche in a mid-mountain forest zone (Eastern Sudetes – Central Europe). *Geochronometria* 34: 57-66.
- Malik I., Wistuba M., Migoń P., Fajer M. 2016. Activity of slow-moving landslides recorded in eccentric tree rings of Norway spruce trees (*Picea abies* Karst.) – an example from the Kamienne Mts. (Sudetes Mts., Central Europe). *Geochronometria* 43: 24-37.
- Malkiewicz M., Waroszewski J., Bojko O., Egli M., Kabała C. 2016. Holocene vegetation history and soil development reflected in the lake sediments of the Karkonosze Mountains (Poland). *The Holocene* 26: 890-905.
- Martini A. 1969. Sudetic tors formed under periglacial conditions. *Biuletyn Peryglacjalny* 19: 351-369.
- Martini A. 1979. Peryglacjalny charakter wierzchowiny Masywu Śnieżnika Kłodzkiego. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20: 203-217.
- Migoń P. 2005. Rozwój rzeźby terenu. W: J. Fabiszewski (red.) *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław: 135-170.
- Migoń P. 2008. Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórze. W: L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemień (red.)

- Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków: 135-163.
- Migoń P., Kacprzak A. 2014. Lateral variability of hillslope regolith and soils and implications for the interpretation of Pleistocene environments. *Geomorphology* 221: 69-82.
- Migoń P., Parzóch K. 2008. Spływy gruzowe w Sudetach. *Przegląd Geograficzny* 80: 385-401.
- Migoń P., Kasprzak M., Knapik R. 2006. Spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r. *Przyroda Sudetów*: 157-168.
- Migoń P., Pánek T., Malik I., Hradecký J., Owczarek P., Šilhán K. 2010a. Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland. *Geomorphology* 124: 200-214.
- Migoń P., Knapik R., Jała Z., Remisz J. 2010b. Contemporary evolution of talus slopes in the Wielki Śnieżny Kocioł glacial cirque. *Opera Corcontica* 47, *Supplementum* 1: 63-74.
- Migoń P., Kacprzak A., Malik I., Kasprzak M., Owczarek P., Wistuba M., Pánek T. 2014a. Geomorphological, pedological and dendrochronological signatures of a relict landslide terrain, Mt Garbatka (Kamienne Mts), SW Poland. *Geomorphology* 219: 213-231.
- Migoń P., Jancewicz K., Kasprzak M. 2014b. Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. *Przegląd Geologiczny* 62: 463-471.
- Migoń P., Różycka M., Jancewicz K. 2016. Zespół osuwisk na Toczku (Góry Bystrzyckie) w świetle analizy geomorfometrycznej. *Przyroda Sudetów* 19: 167-188.
- Migoń P., Duszyński, F., Jancewicz, K., Różycka, M., Kasprzak, M. 2017. Large-scale slope remodelling by landslides – geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts, Central Europe. *Geomorphology* 289: 134-151.
- Oberc J. 1957. Rejon Gór Bardzkich. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1-283.
- Parzóch K. 2001. Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski.
- Parzóch K. 2002. Procesy erozyjne na stokach wylesionych w Karkonoszach. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 487: 239-247.
- Parzóch K., Migoń P. 2010. Zdarzenia ekstremalne w systemie stokowym – grawitacyjne ruchy masowe i erozja gleb. W: P. Migoń (red.) *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 14: 205-239.
- Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R. 2008. Współczesne procesy geomorfologiczne w ekotonie górnej granicy lasu w Karkonoszach polskich. W: A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.) *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*. Wydawnictwo KPN, Jelenia Góra: 39-55.
- Parzóch K., Pawlik Ł., Solarska A., Witek M. 2012. Osuwisko na stokach Średniaka w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 2011 roku. *Przyroda Sudetów* 15: 197-208.
- Pawlik Ł. 2012. Zniszczenia w lasach sudeckich pod wpływem orkanu Cyryl (18-19.01.2007) – implikacje historyczne i regionalne. *Przegląd Geograficzny* 84: 53-75.
- Pawlik Ł. 2013. The role of trees in the geomorphic system of forested hillslopes – a review. *Earth-Science Reviews* 126: 250-265.
- Pawlik Ł., Migoń P., Owczarek P., Kacprzak A. 2013. Surface processes and interactions with forest vegetation on a steep mudstone slope, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena* 109: 203-216.
- Pawlik Ł., Migoń P., Szymanowski M. 2016. Local- and regional-scale biomorphodynamics due to tree uprooting in semi-natural and managed montane forests of the Sudetes Mountains, Central Europe. *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1250-1265.
- Pawlik Ł., Musielok Ł., Migoń P., Wrońska-Wałach D., Duszyński F., Kasprzak M. 2017. Deciphering the history of forest disturbance and its effects on landforms and soils – lessons from a pit-and-mound locality at Rogowa Kopa, Sudetes, SW Poland. *Bulletin of Geography, Physical Geography Series* 12: 59-81.
- Pilous V. 1977. Struktura mury v Krkonoších – III. Část. *Opera Corcontica* 14: 7-94.
- Pilous V. 2011. Povodňové mury v povodí horní Smědé v Jizerských horách. *Sborník Severočeského Muzea, Přírodní Vědy* 29: 3-40.
- Pulinowa M.Z. 1989. Rzeźba Gór Stołowych. Prace Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach 1008: 1-218.
- Remisz J. 2012. Morfodynamika stoków usypiskowych w Sudetach. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Remisz J., Bijak Sz. 2011. Stoki usypiskowe Ostrzycy i ich aktywność w świetle badań dendrogeomorfologicznych. *Przyroda Sudetów* 14: 197-206.
- Remisz J., Bijak Sz. 2012. Dendrochronologiczny zapis aktywności stoków usypiskowych Suchawy i Kruczej Skąły (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów* 15: 209-218.
- Remisz J., Migoń P., Malik I., Owczarek P. 2009. Stoki usypiskowe w polskiej części Sudetów – rozmieszczenie i wiek. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.) *Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych*, t. V. UAM, Seria Geografia 88: 447-465.

- Roštínský P., Šenfeldr M., Maděra P. 2013. Effects of dwarf pine stands on slope deformation processes, as a basis for their management in the Hrubý Jeseník mountains. *Journal of Landscape Ecology* 6: 63-83.
- Różycka M., Michniewicz A., Migoń P., Kasprzak M. 2015. Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR. W: J. Jasiiewicz, Z. Zwoliński, H. Mitasova, T. Hengl (red.) *Geomorphometry for Geosciences*. Adam Mickiewicz University in Poznań – Institute of Geoecology and Geoinformation, International Society for Geomorphometry, Poznań: 247-250.
- Schott C. 1931. Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde* 29: 1-78.
- Synowiec G. 2005. Formy i procesy osuwiskowe w Górach Kamiennych. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Synowiec G., Jasińska M. 2002. Rumowiska skalne w dolinach jarowych na Pogórzu Kaczawskim. *Przyroda Sudetów* 5: 175-184.
- Tomaszewski J.T. 1979. Przepuszczalność wodna karkonoskich gruntów. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20: 103-126.
- Traczyk A. 1996. Geneza i znaczenie stratygraficzne rytmicznie warstwianych osadów stokowych w Sudetach. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1808, *Prace Instytutu Geograficznego* A8: 93-104.
- Traczyk A. 2006. Wpływ działalności człowieka na akumulację stokową w okolicach Lubawki w Górach Kruczych (Sudety). W: A. Latocha, A. Traczyk (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. Metody badań i studia przypadków. Gajt s.c., Wrocław: 84-95.
- Traczyk A. 2012. Zapis antropopresji w utworach pokrywowych na przykładzie Gór Kruczych (Sudety Środkowe). W: I. Malik (red.) *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*. Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego 77: 391-401.
- Traczyk A., Kasprzak M. 2009. Skałki keratofirowe okolic Kaczorowa w Górach Kaczawskich. *Przyroda Sudetów* 12: 123-134.
- Traczyk A., Migoń P. 2003. Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica* 35, *Suppl.*: 185-210.
- Walczak W. 1972. Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. 1, Polska południowa. Góry i wyżyny. PWN, Warszawa: 167-231.
- Waroszewski J., Kabała C., Turska A. 2010. Specyficzne właściwości gleb Kowarskiego Grzbietu w Karkonoszach. *Opera Corcontica* 47, *Suppl.* 1: 47-56.
- Waroszewski J., Malkiewicz M., Mazurek R., Labaz B., Jezierski P., Kabała C. 2015a. Lithological discontinuities in Podzols developed from sandstone cover beds in the Stołowe Mountains (Poland). *Catena* 126: 11-19.
- Waroszewski J., Kabała C., Jezierski P. 2015b. Relief-induced soil differentiation at the sandstone–mudstone contact in the Stołowe Mountains, SW Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 59, *Supplement* 1: 211-226.
- Wrońska-Wałach D., Plączkowska E., Krzemień K. 2013. Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich. *Przegląd Geograficzny* 85: 31-51.
- Zvejska F. 1947. O vzniku horských strží v povodí Hučivé Desné. *Časopis Zemského Muzea v Brně* 31: 3-15.
- Żurawek R. 1999. Reliktowe lodowce skalne – nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. *Przegląd Geograficzny* 71: 77-94.

Summary

Forested hillslopes of the medium-altitude mountain range of the Sudetes (Central Europe) have long been considered as a generally stable geomorphic environment, whose main characteristics are inherited from the Pleistocene and reflect periglacial conditions. Thus, both hillslope landforms – crags, slope hollows, block fields and scree, as well as deposits were interpreted as the legacy of pre-Holocene cold climates. Significantly, review-type geomorphic studies from the Sudetes published until the early 21st century included very scarce information about the dynamics of slopes under forest. The results of research carried out in the last two decades show that such an extreme view is no longer tenable and the forested hillslopes are continuously shaped by a range of surface and subsurface processes, as attested by minor and, locally, medium-size landforms, cover deposits and soil characteristics. Both semi-natural and anthropogenically transformed slope sections bear evidence of change that occurred during the Holocene.

Processes shaping the forested slopes of the Sudetes can be looked at from various perspectives (Fig. 1). These include the spatial dimension, i.e. the area affected, the frequency of occurrence and the rates of downslope material

movement. An additional issue is the longevity of landforms produced by hillslopes processes. While processes acting on hillslopes are generally considered to have natural causes, they may be accelerated due to human mismanagement or anthropic alteration of land cover sets the stage for processes which would not occur otherwise, such as linear erosion along forest roads, logging tracks and tourist trails. From the spatial perspective the most important processes are soil creep, linear erosion on modified surfaces and tree throws which include airlifting and subsequent degradation of root plates. The latter, although episodic in terms of frequency, is geomorphologically most effective. Mixing of cover deposits may occur down to the depth of 1.5 m, big boulders (>1 m long) may be brought to the surface, and the characteristic pit-and-mound microrelief of forest floor originates. Its longevity may exceed 100 years. Given the transport distance, the rate of material transport is the highest for debris flows but these are highly episodic and localized, being restricted to the steepest slopes in a few mountain groups within the Sudetes only. However, in the last years several notable debris flows occurred, reaching the length of 1000 m and removing the entire thickness of cover deposits. Rock falls from crags, induced by freeze-thaw and root expansion, are almost instantaneous movements of material, but of very local significance. Indirect geomorphic and pedological evidence allows to assume that throughflow is an important process, leading to

pipng and tunnel erosion in specific circumstances. Finally, landslides are important agents of slope remodelling in some mountain ranges, where geological structure favours their occurrence, but their temporal status is uncertain. Only a few occurred in historical times, whereas a limited number of radiocarbon dates and under-developed soils indicate that some may have originated or were reactivated earlier during the Holocene. However, they may co-exist with landslide-produced but degraded landforms from pre-Holocene times.

To note is that a significant proportion of contemporary forested slopes in the Sudetes lacked forest in the recent past, especially since the 17th to the mid-20th century. They were used as agricultural land, meadows and grazing ground, with the evidence of past human use recorded in both landforms and deposits. Slopewash sediments locally reach 1.6 m and thicknesses in the range of 0.5–1 m are common, whereas relevant landforms include road gullies and agricultural terraces.

Despite recent advances significant gaps remain to be filled to better understand the status of the forested hillslopes of the Sudetes. In particular, future research should focus on the efficacy of throughflow and piping, the actual extent of slope and soil remodelling by windthrows, geomorphic systems of valley heads, the history of block fields under forest and on constraining the age of landslides.