

Anita Bernatek
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej
Uniwersytet Jagielloński
ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków
anita.bernatk@uj.edu.pl

Received: 10.02.2012
Reviewed: 12.06.2012

UWARUNKOWANIA ROZCZŁONKOWANIA STOKÓW W BIESZCZADACH WYSOKICH

Determinations of the slope fragmentation in the High Bieszczady Mountains

Abstract: The determinations of the slope fragmentation in the High Bieszczady Mountains (Eastern Carpathians) are described basing on analysis of three chosen slopes: SW slopes of Mt. Bukowe Berdo, SW slopes of Polonina Carynska, NE slopes of Mt. Dział. The structural and anthropogenic conditions were taken into account. The research is based on the geomorphological mapping and analysis of topographic, geological and geomorphological maps, longitudinal and transverse valley profiles.

Key words: slope fragmentation, system of erosional-denudational valleys, structural influence, anthropogenic influence, the High Bieszczady Mountains.

Wprowadzenie

Stoki są najbardziej powszechnym elementem rzeźby, w obrębie których zachodzą różnorodne procesy morfogenetyczne. Najważniejsze z nich to ruchy masowe oraz erozja wodna. Ruchy masowe w dłuższym czasie prowadzą do spłaszczenia i wyrównania stoku. Natomiast erozja wodna skutkuje jego rozczłonkowaniem poprzez rozcięcie systemem dolin (Migoń 2009).

Rzeźba stoków Bieszczadów Wysokich charakteryzuje się specyficznymi uwarunkowaniami rozwoju. Zróżnicowana budowa geologiczna odmienna od pozostałej części polskich Karpat, ale również zmieniające się użytkowanie ziemi uwarunkowane historycznie, czy rozwijająca się turystyka mają wpływ na jej rozwój, w tym na rozczłonkowanie stoków.

Celem opracowania jest analiza rozczłonkowania stoków w Bieszczadach Wysokich. Dzięki przeprowadzonemu kartowaniu geomorfologicznemu i analizie sporządzonych profili dolin możliwe było przedstawienie charakterystyki systemu dolin denudacyjnych oraz wskazanie uwarunkowań rozczłonkowania stoków w Bieszczadach Wysokich.

Obszar badań

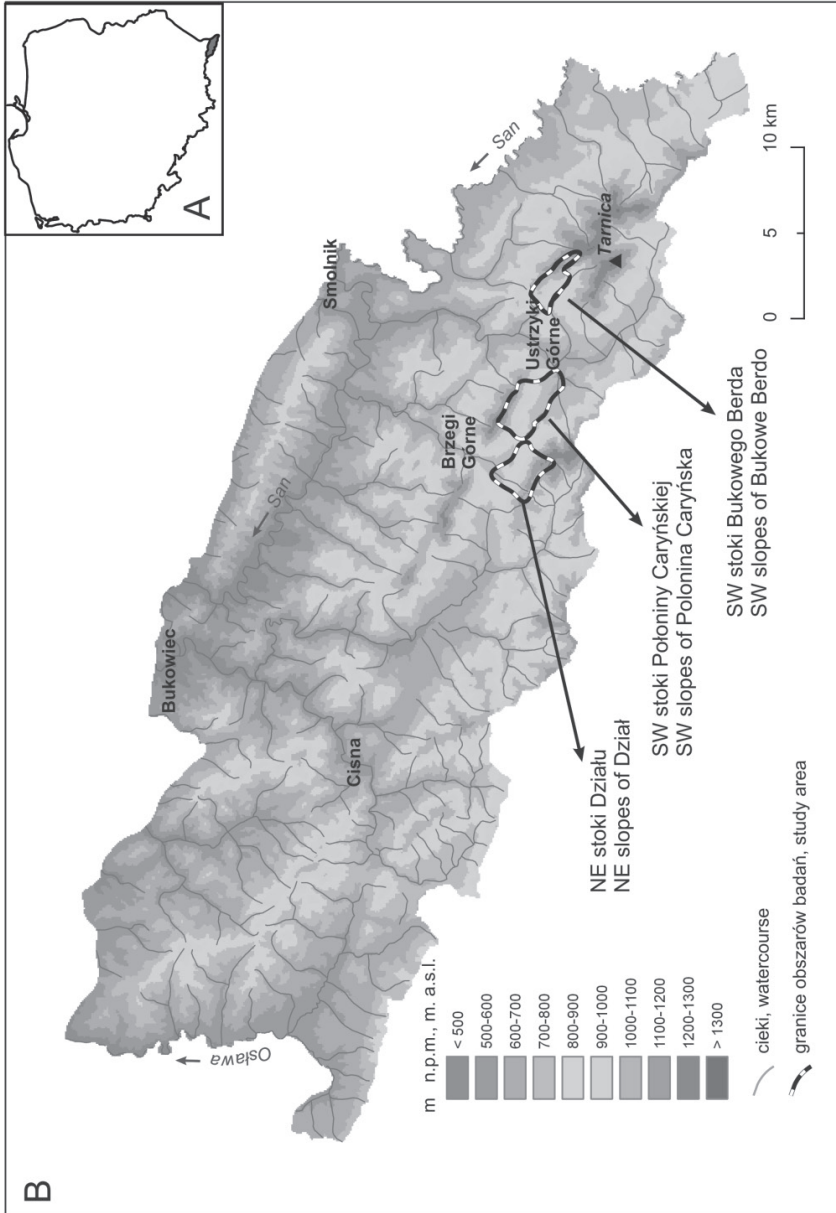
Bieszczady Wysokie położone są w SE Polsce. Zgodnie z podziałem geomorfologicznym Polski Południowej (Starkel 1972a) wchodzi w skład makroregionu Karpaty Zewnętrzne, podprowincji Karpaty Wschodnie. Zaliczane są do gór średnich. Deniwelacje wynoszą do 400–600 m. Wysokość grzbietów wzrasta w kierunku SE od 900 m do ponad 1300 m n.p.m. (Tarnica 1346 m n.p.m.). W tym samym kierunku podnoszą się również dna dolin (Starkel 1972a; Gorczyca i in. 2011). Bieszczady cechują się rusztowym układem grzbietów z odpowiadającym mu kratowym układem sieci dolin (Starkel 1972b; Henkiel 1982; Izmailow i in. 1995; Pękala 1997). Równoległe grzbiety o przebiegu NW–SE zostały założone na odpornych warstwach piaskowców krośnieńskich i ciśnieńskich, a doliny zostały wypreparowane w mniej odpornych warstwach o przewadze łupków. Stoki cechują się urozmaiconą rzeźbą (Bernatek 2010). W ich obrębie występują elementy strukturalne, a także formy związane z ruchami masowymi. Przeważają stoki strome o profilu schodowym (Tokarski 1970; Haczewski i in. 2007).

Gleby w Bieszczadach Wysokich wytworzone są na pokrywach zwietrzelinowych skał fliszowych. Utworami macierzystymi większości gleb górskich są przemieszczane pokrywy stokowe. Wskazuje na to m.in. skład mineralny gleb, który różni się od składu mineralnego zwietrzelin skał w bezpośrednim podłożu badanych profili glebowych, jak również homogenizacja składu granulometrycznego w katenie stokowej, mimo dużej różnorodności frakcjonalnej skał w podłożu. Wiąże się to ze spływem powierzchniowym i śródpokrywowym oraz splukiwaniem (Kacprzak i Skiba 2000). Zgodnie z badaniami prowadzonymi w Bieszczadzkim Parku Narodowym przeważają tu gleby brunatne. Pozostałe gleby zajmują ok. 10–15% powierzchni Parku. Wśród nich można wyróżnić litosole, regosole i rankery (ok. 5% powierzchni) oraz gleby glejowe, organiczno-mineralne, organiczne i gleby aluwialne (ok. 10%) (Skiba i in. 1998).

Obszary wybrane do szczegółowych badań położone są w SE części Bieszczadów Wysokich w obrębie Bieszczadzkiego Parku Narodowego (Ryc. 1, Tab. 1). Są to: NE stoki Działu, SW stoki Połoniny Caryńskiej i SW stoki Bukowego Berda. Wyboru dokonano, rozpatrując budowę geologiczną i użytkowanie terenu. Dzięki temu możliwe było ukazanie ogólnych warunków rozczłonkowania stoków na badanym obszarze, a także wskazanie różnic wewnątrz regionu.

Metody badań

Rozczłonkowanie stoków określono na podstawie badań terenowych i kameralnych. Prace terenowe polegały na kartowaniu form dolin denudacyjnych



Ryc. 1. Położenie obszaru badań: A - na tle Polski, B - na tle Bieszczadów Wysokich.
Fig. 1. Location of study area: A - in Poland, B - in the High Bieszczady Mts.

Tabela 1. Podstawowe dane dotyczące wybranych obszarów badań.
Table 1. Basic data on selected areas of research.

Nazwa grzbietu <i>Name of ridge</i>	Ekspozycja <i>Aspect</i>	Zlewnia <i>Catchment</i>	Powierzchnia [km ²] <i>Area</i>
Dział	NE	Prowcza	5,44
Połonina Caryńska	SW	Rzeczyca	7,00
Bukowe Berdo	SW	Terebowiec	3,23

na podkładzie map topograficznych w skali 1:10 000. Przeprowadzono je w maju i we wrześniu 2009 r. W terenie wykonano również profile poprzeczne dolin w celu poznania prawidłowości rozwoju dolin.

Następnie wykonano profile podłużne dolin przy użyciu programu Arc-GIS z wykorzystaniem modelu wysokości terenu (DEM) o rozdzielczości 90x90 m. Określono gęstość sieci dolinnej (długość form dolinnych na 1 km²). W celu poznania uwarunkowań rozczłonkowania stoków opracowane mapy geomorfologiczne przeanalizowano wraz z mapą geologiczną oraz mapą użytkowania ziemi.

Interpretacja tak przygotowanych materiałów pozwoliła na rozpoznanie systemu dolin denudacyjnych w Bieszczadach Wysokich. Umożliwiła również wskazanie głównych uwarunkowań rozczłonkowania stoków.

Budowa geologiczna wybranych stoków

Bieszczady Wysokie położone są w Karpatach Wschodnich na pograniczu jednostki śląskiej i dukielskiej. Pasma Połonin (w tym Połonina Caryńska i Bukowe Berdo) utworzone zostało w obrębie jednostki śląskiej, a Pasma Graniczne (z Działem) powstało na wychodniach skał jednostki dukielskiej (Haczewski i in. 2007).

Grzbiet Bukowego Berda, podobnie jak inne grzbiety główne w Bieszczadach Wysokich, ma przebieg NW–SE. Położony jest w obrębie jednostki śląskiej, należy do NE skrzydła synkliny Terebowca i cechuje się dużym udziałem piaskowców otryckich (Haczewski i in. 2007). Założony jest na monoklinalnie zapadających warstwach skalnych o różnej odporności, ułożonych naprzemianlegle (warstwy odporne – mniej odporne). W związku z czym wierzchowina jest wąska, skalista i niewyrównana. Górne odcinki analizowanych stoków zbudowane są z utworów odwróconego skrzydła pochylonej ku SW antykliny Bukowego Berda. Odslaniają się tu dolne warstwy krośnieńskie, złożone z kompleksów piaskowców gruboławicowych (piaskowce z Otrytu), przewarstwionych seriami drobnorytmicznego fliszu. Omawiane skrzydło antykliny pocięte jest systemem poprzecznych uskoków. W dolnej części stoków antyklina Bukowego Berda przechodzi w synklinę Terebowca, a w strefie przejściowej odsłaniają się piaskowce płytowe (Tokarski

1975). Poniżej występuje drobnorytmiczny flisz, który w dolnych częściach stoków charakteryzuje się występowaniem łupków szarych i piaskowców laminowanych. Warstwy skalne zapadają ku NE pod kątem od 20° do 60°. Przy czym w dolnej części stoków zbudowanej z łupków szarych i piaskowców laminowanych (oddział nadotrycki warstw krośnieńskich dolnych) zapadają pod kątem od 40° do 60°, a na pozostałym obszarze przeważnie od 30° do 45° (Haczewski 2009).

Grzbiet Połoniny Caryńskiej o przebiegu NW–SE położony jest w obrębie jednostki śląskiej, a dolna część SW stoków w strefie przeddukielskiej. Grzbiet ten stanowi jedno ze skrzydeł antykliny Suchych Rzek. Charakteryzuje się obok udziału mięszszego pakietu otryckiego (odsłaniającego się w skalistych grzędach u SE podnóży pasma) wyjątkowo grubą serią cienkoławicowych piaskowców i łupków, występującą wzdłuż jego dolnej granicy (Haczewski i in. 2007). Monoklinalnie zapadające warstwy skalne o różnej odporności ułożone są naprzemianlegle. Powoduje to, że wierzchowina jest stosunkowo wąska, niewyrównana i miejscami występują w jej obrębie formy skałkowe. Warstwy skalne zapadają na NE pod kątem 60°–80° (Haczewski 2009). Natomiast dolne odcinki stoków cechują się bardziej skomplikowaną budową geologiczną. Odsłaniają się tu warstwy hieroglifowe, menilitowe i przejściowe, zapadające na NE i SW pod kątem 70°. Cały obszar pocięty jest uskokami poprzecznymi, licznymi w dolnej części o dominującym kierunku NE–SW, też NW–SE, a w górnej o kierunku NE–SW (Haczewski 2009).

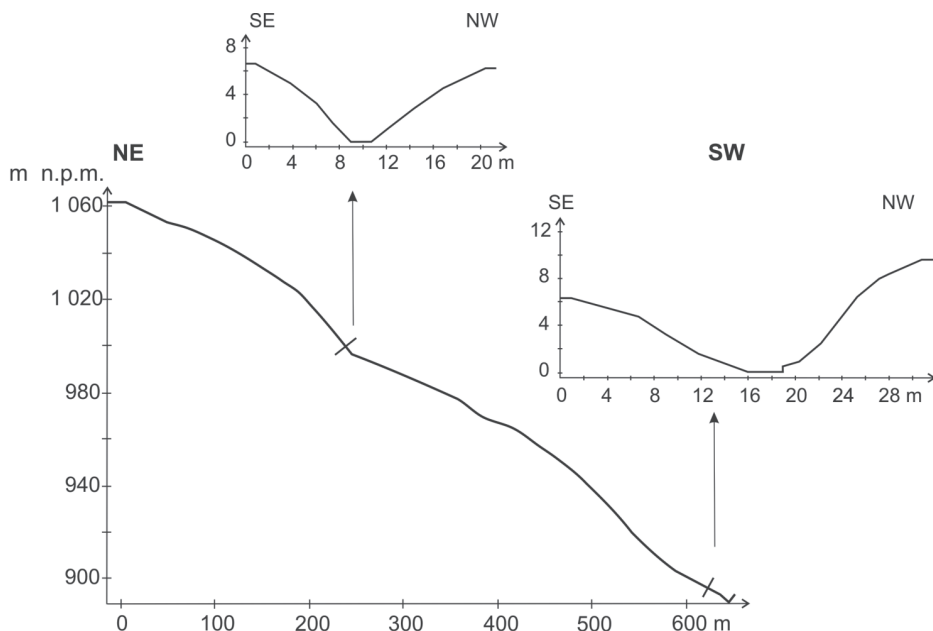
Grzbiet Działu również o przebiegu NW–SE położony jest w obrębie jednostki dukielskiej. Należy do łuski Chryszczatej–Wołosania–Wielkiej Rawki, która stanowi brzeżny element nasuwający się stromo na jednostkę przeddukielską. Granica tego nasunięcia przebiega północnymi stokami Działu, Małej i Wielkiej Rawki oraz Wielkiej i Małej Semenowej. Czoło nasunięcia cechuje się występowaniem zbrekcejonowanych warstw łupkowskich oraz warstw ciśniańskich. Łuska Chryszczatej–Wołosania–Wielkiej Rawki należy do strefy dyslokacyjnej Moczarnego, będącej poprzeczną strefą uskokową, wzdłuż której zachodzi w tym obszarze zmiana kierunków strukturalnych (Haczewski i in. 2007).

Grzbiet ten, założony na połogo zapadających warstwach ciśniańskich cechuje się szeroką i wyrównaną wierzchowiną. Górne odcinki stoków zbudowane są z warstw ciśniańskich, w których dominują piaskowce gruboławicowe. Warstwy te zapadają ku SW, w części W i E obszaru pod kątem 55°–65°, a w części środkowej pod kątem 36° (Haczewski 2009). Natomiast środkowe i dolne odcinki stoków stanowią mozaikę skał. Przeważają tu warstwy, w których dominują cienkoławicowe piaskowce laminowane i łupki szare, odsłaniają się również warstwy menilitowe, hieroglifowe i przejściowe. Warstwy skalne zapadają ogólnie ku SW, ale w miejscach zdeformowanych tektonicznie ku NW, generalnie pod kątem 60°–70°, minimalnie 15°, maksymalnie 80°. Obszar ten pocięty jest uskokami poprzecznymi, głównie o kierunku NW–SE, nielicznie NE–SW (Haczewski 2009).

Charakterystyka systemu dolin denudacyjnych w obszarach badań

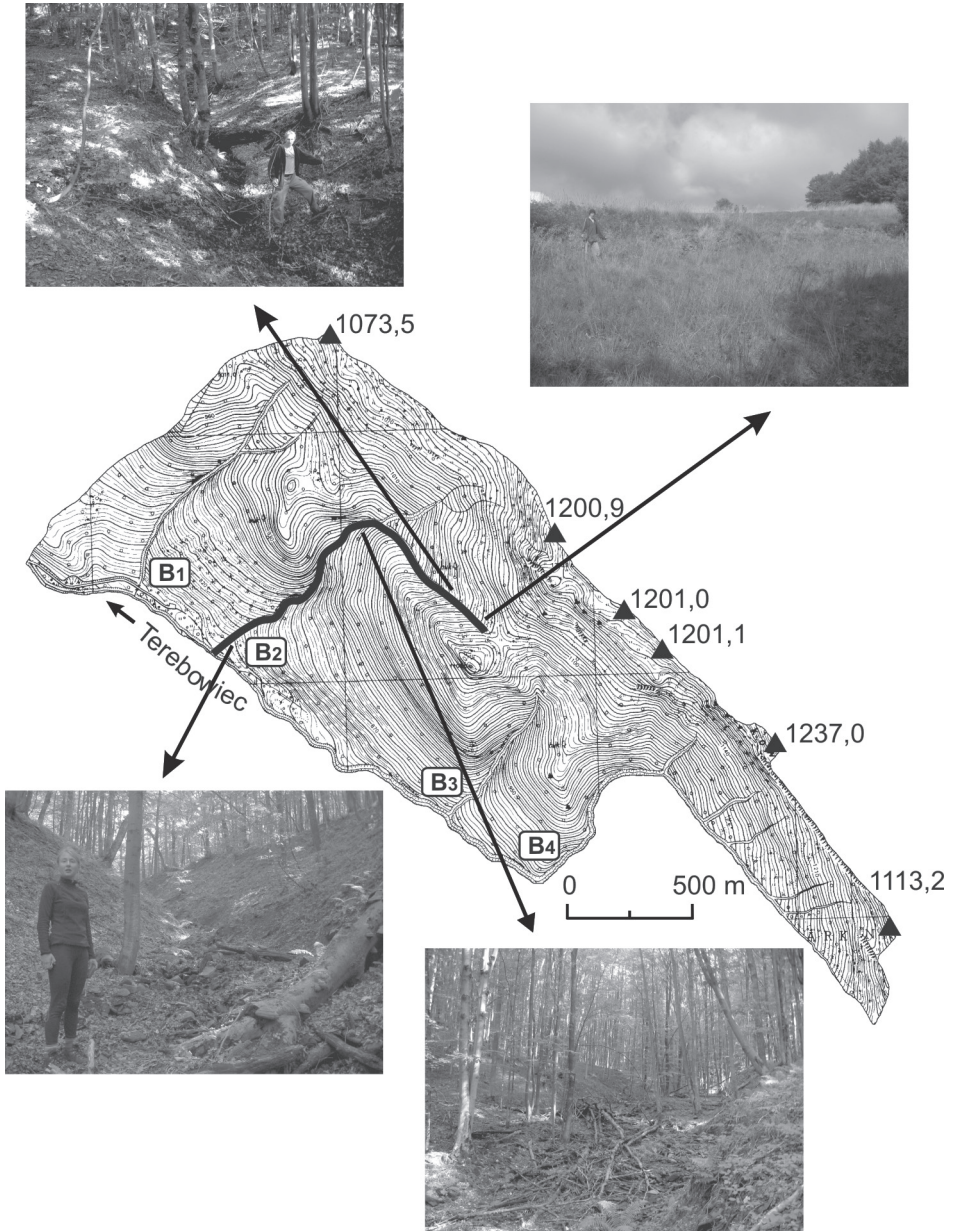
Południowo-zachodnie stoki Bukowego Berda

Stoki Bukowego Berda rozczłonkowane są przez system dolin denudacyjnych o układzie widlastym. W górnej części stoku, gdzie warstwy skalne zapadają pod kątem od 30 do 45°, a nachylenie jest stosunkowo nieduże ($<15^\circ$) niecki denudacyjne przechodzą w doliny o cechach debrzy i tworzą niewielki system kilku dolin. Natomiast w obszarze, gdzie upad warstw jest znacznie większy ($45\text{--}60^\circ$), a nachylenie wynosi powyżej 15° nastąpiło znaczne pogłębienie dolin i wykształcenie dolin wciosowych (Ryc. 2). W tych odcinkach dolin wykształciły się wysokie progi skalne. Doliny te nie tworzą rozbudowanych systemów dolinnych. Gęstość dolin w badanym obszarze wynosi $3,95\text{ km/km}^2$. W obrębie stoków złożonych charakterystyczna jest sekwencja: niecka denudacyjna \rightarrow debrza \rightarrow wcios (Ryc. 3). Natomiast doliny denudacyjne w obrębie stoków wklęsłych we wschodniej części badanego obszaru to debrze, stosunkowo wąskie o szerokości do 21 m i płytkie o głębokości do 3–5 m. Charakterystyczne jest to, że w obszarach zaburzonych przez uskoki poprzeczne doliny rozwinięte są od wierzchołki po dno doliny Terebowca, a ich obszar źródłowy położony jest poniżej wierzchołki grzbietu głównego.



Ryc. 2. Profil podłużny wraz z profilami poprzecznymi doliny B_3 na SW stokach Bukowego Berda.

Fig. 2. Longitudinal profile with the transverse profiles of the valley B_3 on SW slopes of Mt. Bukowe Berdo.

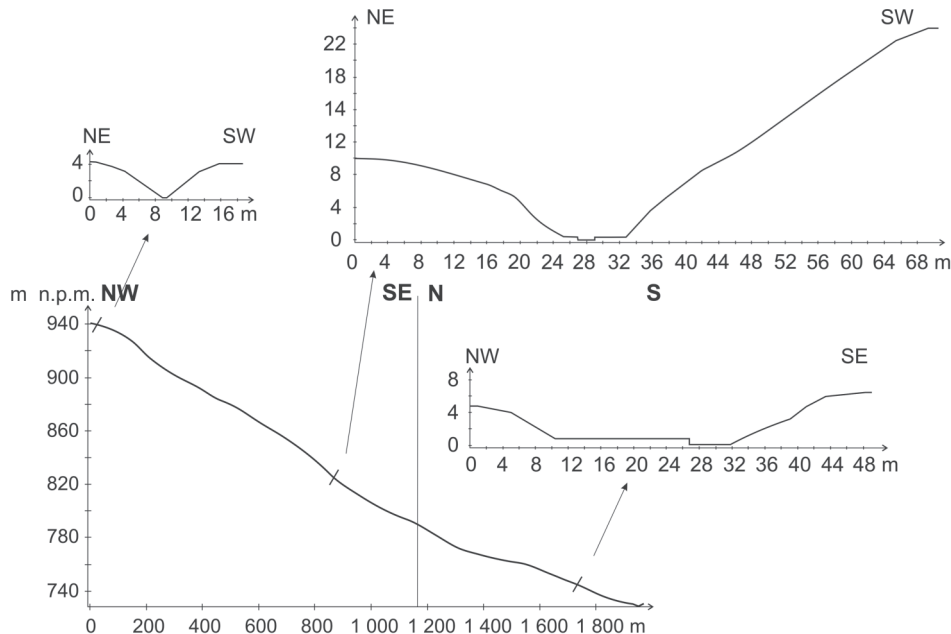


Ryc. 3. Sekwencja form dolinnych na przykładzie doliny B₂ – Bukowe Berdo (fot. A. Bernatek).

Fig. 3. The sequence of valleys on the example of the valley B₂ – Mt. Bukowe Berdo (phot. A. Bernatek).

Południowo-zachodnie stoki Połoniny Caryńskiej

Analizowany obszar rozczłonkowany jest przez obsekwentne doliny potoku Cybulawskiego i Pertlibec (Ryc. 4), a gęstość dolin wynosi $4,29 \text{ km/km}^2$. Dolina potoku Cybulawskiego wraz z dopływami tworzy rozbudowaną sieć dolin

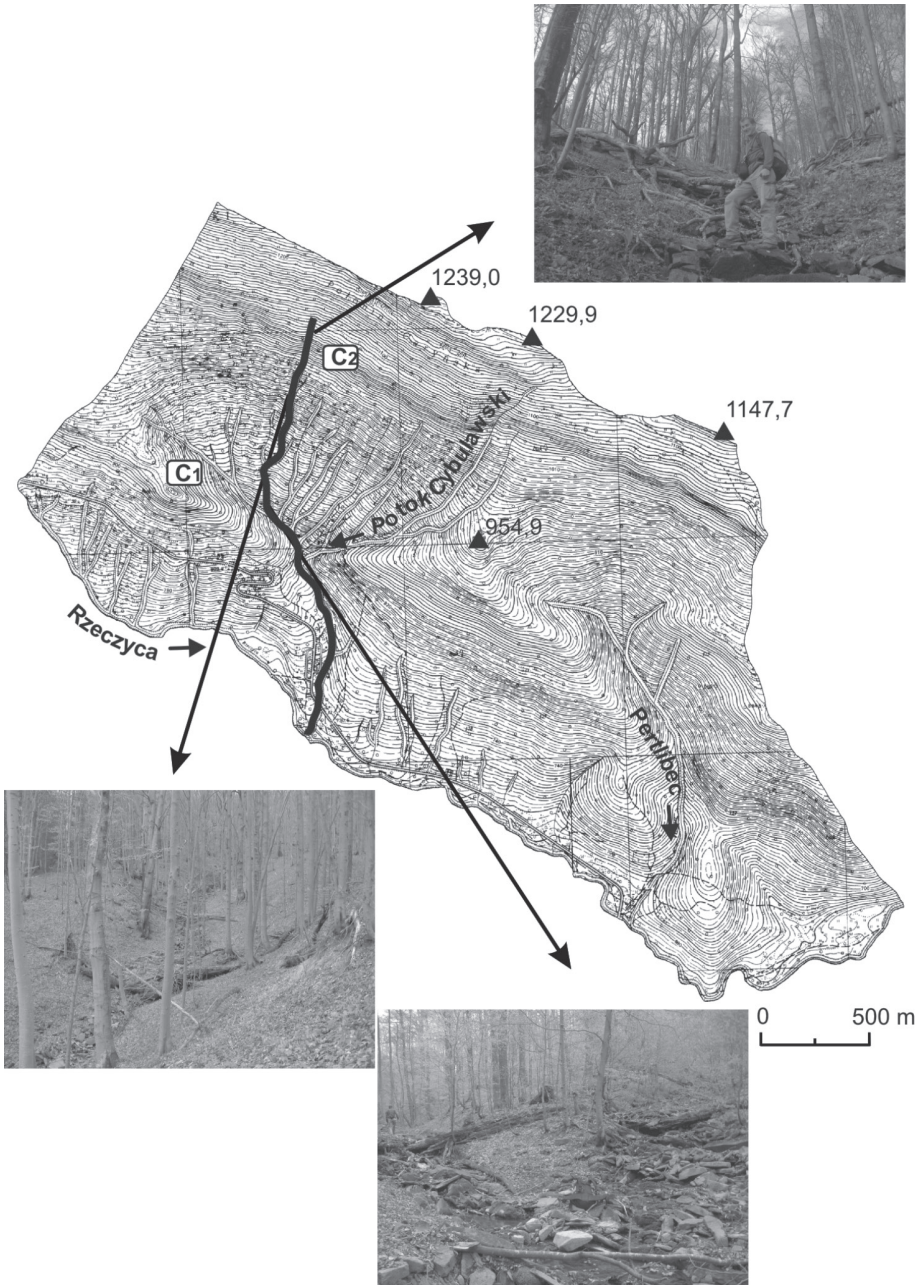


Ryc. 4. Profil podłużny wraz z profilami poprzecznymi doliny C_1 na SW stokach Połoniny Caryńskiej.

Fig. 4. Longitudinal profile with the transverse profiles of the valley C_1 on SW slopes of Połonina Caryńska.

o układzie dendrycznym w zachodniej części badanego obszaru. Powoduje to jego znaczne rozczłonkowanie. Na przemian w odcinkach stoku o małym nachyleniu doliny denudacyjne to debrze o głębokości 2 do 4 m, a w stromych odcinkach stoku – debrze o głębokości powyżej 10 m. Doliny dłuższe w dolnych odcinkach przechodzą we wciosa (Ryc. 4, 5). Natomiast w części wschodniej analizowany obszar rozcięty jest dolinami potoku Pertlibec i jego dopływami, tworząc system o układzie widlastym. Dopływów jest tu mniej, ale dochodzą aż do części wierzchowinowej grzbieta głównego i bocznego. Takie rozczłonkowanie tego obszaru wiąże się z występowaniem tu uskoków poprzecznych. Charakterystyczna jest sekwencja form: debrze → wciosa (Ryc. 5).

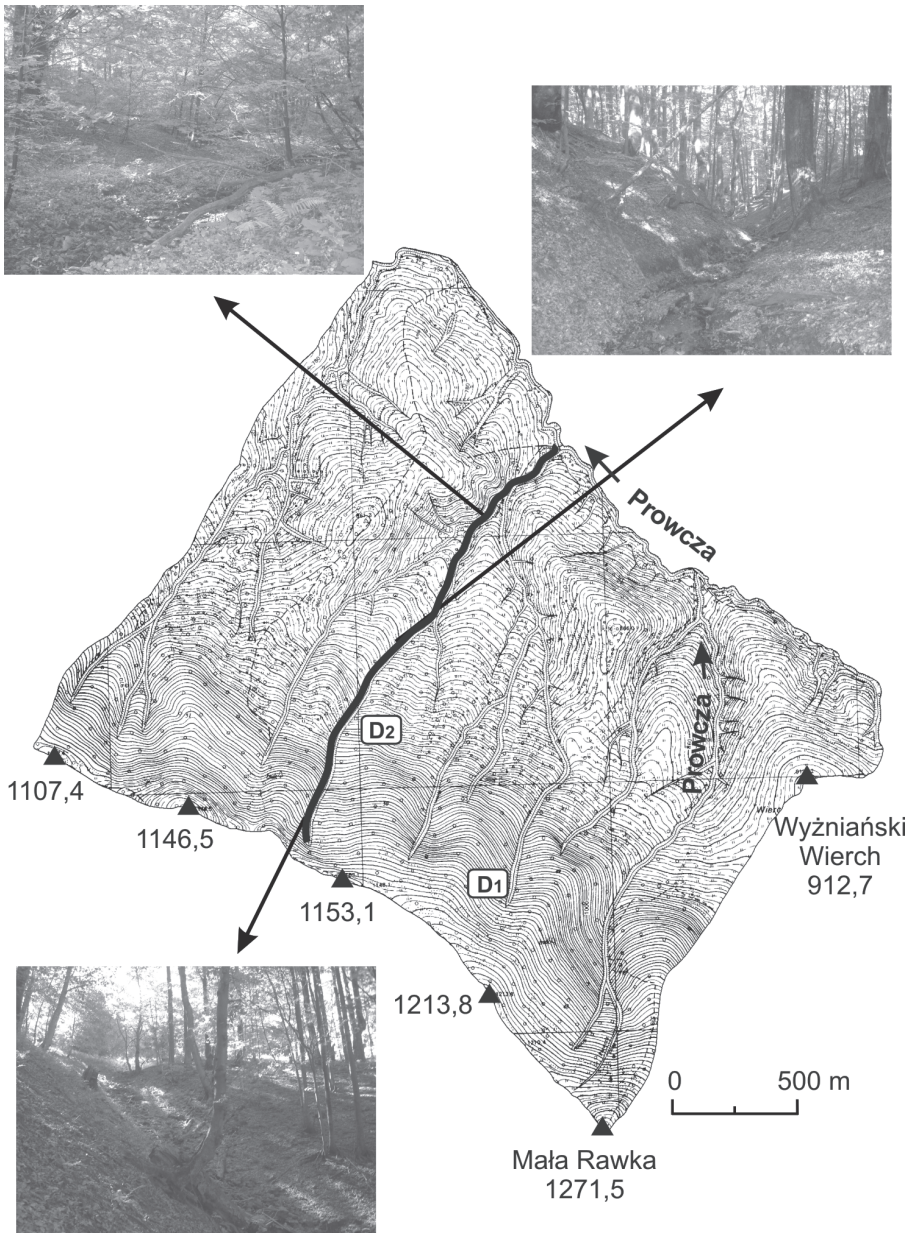
Dolne odcinki stoku rozczłonkowane są dolinami denudacyjnymi dochodzącymi do doliny Rzeczycy (Ryc. 5). Są to debrze i wciosa. Osiągają długość od 200 do 600 m, głębokość około 6 m, a szerokość do 26 m. Występują również holwegi o szerokości do 1,5–2 m i głębokości do 1,2 m.



Ryc. 5. Sekwencja form dolinnych na przykładzie doliny C_2 – Połonina Caryńska (fot. A. Bernatek).

Fig. 5. The sequence of valleys on the example of the valley C_2 – Połonina Caryńska (phot. A. Bernatek).

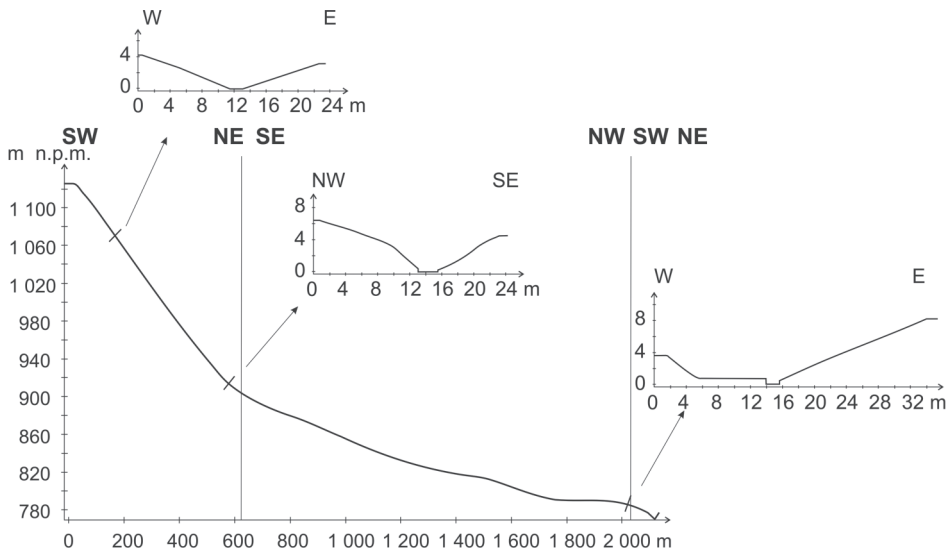
Analizowany obszar Działu rozczłonkowany jest przez sieć dolin o układzie widlastym (Ryc. 6), a gęstość dolin wynosi $5,53 \text{ km/km}^2$. Dochodzą one



Ryc. 6. Sekwencja form dolinnych na przykładzie doliny D_2 – Dział (fot. A. Bernatek).

Fig. 6. The sequence of valleys on the example of the valley D_2 – Mt. Dział (phot. A. Bernatek).

pod samą wierzchowinę grzbietu głównego, co wiąże się prawdopodobnie z występowaniem tu uskoków poprzecznych. Charakterystyczna jest sekwencja form dolinnych: debrza → wciós → dolina płaskodenna (Ryc. 6). W górnej części stoków (o nachyleniu do 15°) rozwinęły się debrze o głębokościach od 4 do ponad 12 m i szerokościach od 24 do 34 m. Niżej, w obrębie wypukłych stoków stromych ($15\text{--}35^\circ$) doliny przechodzą we wciós o głębokościach od 6 do ponad 40 m i szerokościach do 40 m. Następnie doliny ulegają znacznemu poszerzeniu – do 50 m, głębokości wynoszą do 10–12 m, a szerokość dna do 10 m (Ryc. 7). W dolinach wciósowych występują liczne progi skalne o wysokościach do 1,5 m. Występuje stosunkowo duża długość odcinków dolin z dnem akumulacyjnym. Wiąże się to z intensywną działalnością gospodarczą do czasów II wojny światowej. Ze stoków użytkowanych rolniczo następowała wzmożona dostawa materiału. Charakterystyczne jest także znaczne rozczłonkowanie stoków w ich dolnych odcinkach poprzez debrze, które osiągają długość od 80 do 530 m, szerokość do 30 m, a głębokość do 8 m. Znaczne rozczłonkowanie wiąże się z odmienną budową geologiczną – skały o mniejszej odporności i liczne deformacje tektoniczne.



Ryc. 7. Profil podłużny wraz z profilami poprzecznymi doliny D_1 na NE stokach Działu.
Fig. 7. Longitudinal profile with the transverse profiles of the valley D_1 on NE slopes of Mt. Dział.

Uwarunkowania rozczłonkowania stoków w Bieszczadach Wysokich

Budowa geologiczna

Rzeźba Bieszczadów Wysokich, w tym rozczłonkowanie stoków uwarunkowane jest strukturalnie. W Paśmie Połonin doliny biorą swój początek w strefach zbudowanych z naprzemianległych pakietów piaskowców otryckich i fliszu drobnorytmicznego oraz w strefach nieciągłości tektonicznych. Wiąże się to z tym, że większość wypływów wód podziemnych występuje na kontakcie tych warstw i w strefach uskokowych (Siwek i in. 2009). W Paśmie Granicznym doliny biorą swój początek w miejscach, gdzie występują uskoki poprzeczne. Zgodnie z przeprowadzonymi badaniami można wskazać, że tektonika ma większy wpływ na rozczłonkowanie stoków niż litologia.

W strefie przeddukielskiej różnorodność litologiczna i liczne deformacje tektoniczne nie pozwalają na stwierdzenie, czy w morfogenezie większą rolę odegrały uwarunkowania litologiczne czy tektoniczne. Mniejsza odporność skał i występowanie licznych deformacji tektonicznych w tej strefie wywarło duży wpływ na gęstość sieci dolin denudacyjnych. Odcinki stoków w strefie przeddukielskiej charakteryzują się dużą gęstością dolin denudacyjnych. Widoczne jest to przede wszystkim w dolnych odcinkach stoków Działu i zarysowuje się w dolnej części stoków Połoniny Caryńskiej.

W Bieszczadach Wysokich charakterystyczna jest sekwencja form dolin denudacyjnych: niecka denudacyjna → debrza → wciós. Czasem rozwój dolin denudacyjnych prowadzi do wykształcenia formy o cechach doliny płaskodennej. Uzależnione jest to od długości stoków i dostawy materiału do dna doliny. Im stok jest dłuższy i im więcej materiału dociera do dna doliny, tym większe jest prawdopodobieństwo rozwinięcia tego odcinka. Debrze rozwinięte są zazwyczaj w obrębie stoków o mniejszym nachyleniu ($<15^\circ$), co uwarunkowane jest litologicznie. Nachylenie stoków w Bieszczadach wiąże się z odpornością skał. Tempo niszczenia warstw bardziej odpornych jest mniejsze, więc nachylenie stoków jest większe, odwrotnie w przypadku warstw mniej odpornych. Zatem budowa geologiczna pośrednio wywiera wpływ na kształtowanie debrzy.

Działalność człowieka

W okresie intensywnej działalności człowieka w Bieszczadach od XV do drugiej połowy XX wieku doszło do zmniejszenia powierzchni lasów na stokach (Wolski 2007). Spowodowało to zwiększenie intensywności procesów morfogenetycznych, zwłaszcza w dolnych odcinkach stoków zajętych pod uprawy rolne. W wyniku intensywnego splukiwania na stokach następowało odprowadzanie z nich materiału. Prawdopodobnie doszło wtedy również do rozwoju debrzy, a zatem i rozczłonkowania stoków. Badania T. Gerlacha (1966,

1976) nad współczesnym rozwojem stoków w Karpatach fliszowych wykazują, że denudacja w obrębie stoków użytkowanych rolniczo jest zdecydowanie większa niż na stokach zalesionych. Przekształcenie stoków związane z wcześniejszym użytkowaniem rolniczym jest dobrze widoczne w dolnej części NE stoków Działu, gdzie do II wojny światowej w dolinie Prowczy istniała wieś Berehy Górne. Występują tu liczne debrze w dolnych odcinkach stoków oraz odcinki dolin z dnem akumulacyjnym (Ryc. 6).

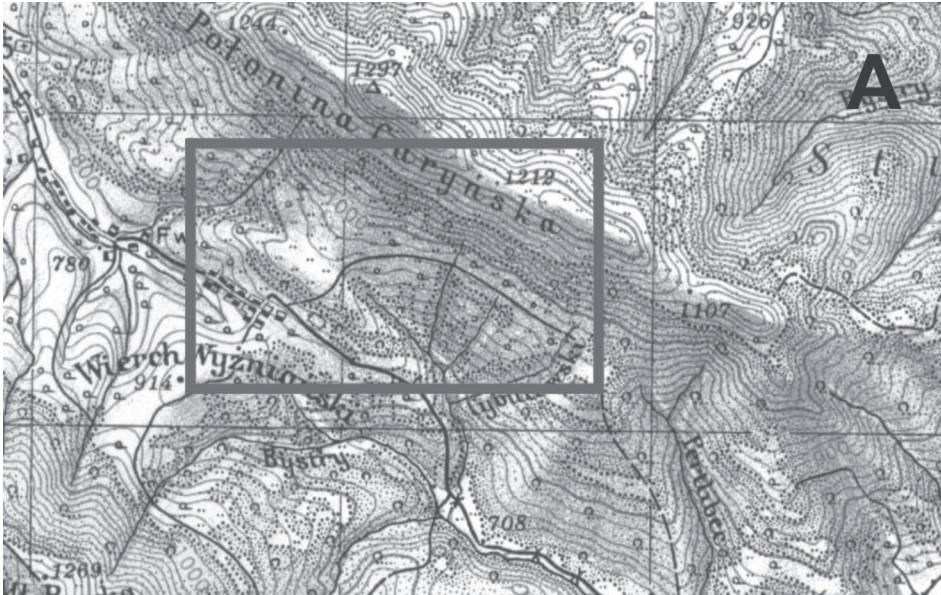
Współcześnie lasy, zajmujące ponad 83% powierzchni Bieszczadów Wysokich, poprzez rozbudowany system korzeniowy działają stabilizująco na pokrywy stokowe. Kolejne 11% obszaru zajmują łąki i pastwiska. Obecne warunki użytkowania ziemi i wtórna sukcesja leśna, obserwowana nie tylko na porzuconych gruntach rolnych, ale też na polanach śródleśnych np. na SW stokach Połoniny Caryńskiej (Ryc. 8), sprzyjają spadkowi napięcia procesów stokowych (Bernatek 2010).

Jednocześnie w związku ze zmniejszeniem dostawy materiału ze stoków może dojść do zwiększenia intensywności procesów erozyjnych w dolinach denudacyjnych. Dodatkowym argumentem przemawiającym za utrzymaniem takiej sytuacji jest fakt, że badany obszar podlega ochronie prawnej w ramach Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Zatem aktualne tendencje w zmianach użytkowania terenu nie będą się zmieniać.

Budowa dróg asfaltowych w dolnych odcinkach stoków (m.in. tzw. obwodnicy bieszczadzkiej) spowodowała naruszenie stabilności pokryw. Zaburzenie równowagi na stoku wpływa na większą podatność na spłukiwanie i procesy erozyjne. Może to prowadzić do rozczłonkowania dolnych odcinków stoków w badanym obszarze.

Wpływ antropopresji na rozczłonkowanie stoków przejawia się także w obrębie ścieżek turystycznych. W Bieszczadzkim Parku Narodowym ruch turystyczny dynamicznie rośnie (Prędko 2004). Działalność turystów wywiera coraz większy wpływ na procesy morfogenetyczne (Prędko 1995, 1999). Prowadzone w ostatnich latach badania także w innych obszarach Polski wykazują, że współcześnie na stokach najbardziej aktywnymi obszarami działalności morfologicznej są ścieżki i drogi turystyczne (m.in. Wałydkowski 2006; Fidelus 2007, 2008). W obrębie ścieżek poprowadzonych prostopadle do osi grzbietu głównego dochodzi do zwiększenia intensywności erozji liniowej i spłukiwania, zwłaszcza na stokach o dużym nachyleniu. Powstają wówczas bruzdy erozyjne. Nasilenie procesów erozyjnych zaznacza się szczególnie w okresie wiosennych roztopów i wiosenno-letnich deszczów ulewnych. Podejmowane są próby ograniczenia tych procesów poprzez zakładanie na szlakach rynien odprowadzających nadmiar wody poza ścieżki turystyczne.

Obok ścieżek turystycznych obszarami przekształcanymi na stokach są drogi gruntowe. W czasie opadów mogą funkcjonować jak rozcięcia erozyjne. Dochodzi wówczas do ich przekształcenia w holwegi. Prowadzi to do



Ryc. 8. Sukcesja roślinna na polanie śródleśnej – SW stoki Połoniny Caryńskiej (A – Mapa WIG arkusz Dźwiniacz Górny z roku 1937, B – zdjęcie polany śródleśnej z roku 2009).

Fig. 8. Plant succession on glade – SW slopes of Połonina Caryńska (A – WIG Map, Dźwiniacz Górny – 1937, B – photo of glade taken in 2009).

rozcłonkowania stoków. Mechanizm ich rozwoju jest podobny jak w przypadku szlaków turystycznych. Przy czym w czasie gdy były one użytkowane (jako drogi dojazdowe do pól czy przy zwózce drewna) działalność erozyjna w ich obrębie była dużo większa. Najwięcej holwegów występuje w miejscach, gdzie prowadzono gospodarkę leśną. Współcześnie występuje odwrotna tendencja niż w przypadku ścieżek turystycznych. Zaprzestanie intensywnej działalności gospodarczej człowieka wraz z wysiedleniem ludności i utworzeniem Parku Narodowego wpływa na stopniowe przekształcanie holwegów. Dochodzi do ich spłykania lub włączania w naturalny system obiegu energii i materii na stoku.

Wnioski

Rozcłonkowanie stoków w Bieszczadach Wysokich uwarunkowane jest przede wszystkim budową geologiczną. Dominujący wpływ na rozwój dolin ma tektonika. Najczęściej do powstania dolin dochodzi w miejscach występowania stref uskokowych. Litologia także wpływa na rozwój form dolinnych, gdyż wypływy wód występują zazwyczaj w miejscach kontaktu różnych warstw skalnych.

Działalność antropogeniczna wpływa na rozcłonkowanie stoków. Holwegi i ścieżki turystyczne w czasie ekstremalnych opadów funkcjonują jak rozcięcia erozyjne. Obecnie jednak działalność człowieka w obrębie Bieszczadzkiego Parku Narodowego jest ograniczona, więc i wpływ na rozcłonkowanie stoków jest niewielki.

Podziękowania

Autorka pragnie podziękować prof. Grzegorzowi Haczeowskiemu za udostępnienie arkusza Ustrzyki Górne - Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, dzięki czemu możliwe było przeprowadzenie szczegółowych analiz geologicznych.

Literatura

- Bernatek A. 2010. Rozwój stoków w Bieszczadach Wysokich na wybranych przykładach. Praca magisterska. Archiwum Zakładu Geomorfologii IGiGP UJ, 115 ss.
- Fidelus J. 2007. Zróżnicowanie form erozyjnych w rejonie szlaków turystycznych w poszczególnych piętrach geoekologicznych w Tatrzańskim Parku Narodowym. W: J. Pociask-Karteczka (red.), Stan i perspektywy rozwoju turystyki w Tatrzańskim Parku Narodowym, Studia i Monografie AWF, Kraków, ss. 239–246.
- Fidelus J. 2008. Rola ruchu turystycznego w przekształcaniu ścieżek i dróg turystycznych na obszarze Tatrzańskiego Parku Narodowego. Prace Geograficzne IGiGP UJ 120: 19–29.
- Gerlach T. 1966. Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka. Prace Geograficzne IG PAN, 52, 111 ss.
- Gerlach T. 1976. Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych. Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 122, 117 ss.

- Gorczyca E., Izmańłow B., Krzemień K., Wrońska-Wałach D. 2011. Stan badań geomorfologicznych w Bieszczadach. *Roczniki Bieszczadzkie* 19: 299–317.
- Haczewski G. 2009. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusz Ustrzyki Górne. Archiwum PIG, Kraków (niepublikowana).
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K. 2007. Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Wydawnictwo Naukowe AP, Kraków, 155 ss.
- Henkiel A. 1982. O pochodzeniu kratowej sieci rzecznej Beskidów Wschodnich. *Czasopismo Geograficzne* 53, 1: 19–27.
- Izmańłow B., Kaszowski L., Krzemień K., Świąchowicz J. 1995. Rzeźba. W: J. Warszzyńska (red.), *Karpaty Polskie*. Uniwersytet Jagielloński, Kraków, ss. 23–30.
- Kacprzak A., Skiba M. 2000. Uziarnienie i skład mineralny jako wskaźniki genezy utworów macierzystych gleb w katenie stokowej Małej Rawki (Bieszczady Zachodnie). *Roczniki Bieszczadzkie* 9: 169–181.
- Mapa 1:100 000 – arkusz Dźwiniacz Górny, WIG 1937. Warszawa.
- Migoń P. 2009. *Geomorfologia*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 460 ss.
- Pękala K. 1997. Rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie* 6: 19–38.
- Prędko R. 1995. Ocena stopnia zniszczeń szlaków przyrodniczych wzdłuż szlaków turystycznych Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Roczniki Bieszczadzkie* 4: 292–294.
- Prędko R. 1999. Ocena zniszczeń środowiska przyrodniczego Bieszczadzkiego Parku Narodowego w obrębie pieszych szlaków turystycznych w latach 1995–1999 – porównanie wyników monitoringu. *Roczniki Bieszczadzkie* 8: 343–352.
- Prędko R. 2004. Dynamika ruchu turystycznego na szlakach pieszych Bieszczadzkiego Parku Narodowego w latach 2002–2003. *Roczniki Bieszczadzkie* 12: 261–282.
- Siwek J., Kołodziej A., Laszczak E., Mocior E., Plenzler J., Płaczkowska E., Rozmus M., Rzonca B., Ścisłowicz B., Wójcik S., Ziółkowski L. 2009. Geologiczne i geomorfologiczne uwarunkowania wykształcenia sieci hydrograficznej w zlewni górnej Wołosatki (Bieszczady Wysokie). *Kwartalnik AGH Geologia* 35, 2: 249–261.
- Skiba S., Drewnik M., Prędko R., Szmuc R. 1998. Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego. *Monografie Bieszczadzkie*, 2, Ustrzyki Dolne, 1–88.
- Starkel L. 1972a. *Karpaty Zewnętrzne*. W: M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*. t. 1, PWN, Warszawa, ss. 52–115.
- Starkel L. 1972b. Mapa geomorfologiczna Polski w skali 1:500 000.
- Tokarski A. K. 1970. Rzeźba południowo-zachodnich stoków Bukowego Berda na tle budowy geologicznej (Bieszczady). *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.* 4: 249–258.
- Tokarski A. K. 1975. Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych, Polskie Karpaty Wschodnie. *Studia Geologica-Polonica* 48, 90 ss.
- Wałydkowski P. 2006. Rzeźbotwórcze skutki rozwoju sieci dróg gruntowych w Beskidach na przykładzie Gorców. W: A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*. Wydawnictwo „Gajt”, Wrocław, ss. 64–76.
- Wolski J. 2007. Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 214, 296 ss.

Summary

Slopes are the most common element of relief, which are formed and modified by the variety of morphogenetic processes. The most important processes are mass movements and water erosion. Mass movements lead to flattening of slopes, while water erosion causes fragmentation of slopes.

This paper presents determinations of slope fragmentation in the High Bieszczady Mts. based on analysis of three chosen areas: SW slopes of Mt. Bukowe Berdo, SW slopes of Polonina Carynska, NE slopes of Mt. Dział. The research was concentrated on structural and anthropogenic conditions. The study is based on the geomorphological mapping and analysis of topographic, geological and geomorphological maps, longitudinal and transverse valley profiles.

The slope fragmentation in the High Bieszczady Mts. is mainly determined by the geological structure. Tectonics is a dominant factor. In the Połoniny range valleys begin in the zone made of sandstone and small-grained flysch and in the zones with tectonic discontinuities. It is connected with the springwaters which are on the contact of varied rock layers and in faults zone (Siwek et al. 2009). In Pasma Graniczne range valleys begin in the zones with transverse faults. In the Fore-Dukla Zone the lithological and tectonic diversity do not allow to say whether the lithological or tectonic conditions played greater role in morphogenesis. Less resistance of rocks and the presence of numerous tectonic deformations in this zone had a large impact on the density of erosional-denudational valleys.

Also anthropogenic activities have an influence on the slope fragmentation, but significant part of the High Bieszczady Mts. is protected as the Bieszczady National Park, so the impact of human activities is relatively small. Contemporary land use (over 83% of forest and 11% of meadows and pastures) promotes reduction of the intensity of mass movements (Bernatek 2010). At the same time reduction in supply of material from the slopes can lead to the increase in the intensity of erosive processes in the erosional-denudational valleys. However, even if the hollow ways and tourist paths function during the extreme precipitation as erosional "slit", they have only a local influence on the slope fragmentation.