

## Rola katastrofalnych wezbrań w kształtowaniu morfologii koryt w małych zlewniach górskich, na przykładzie zdarzenia z maja 2014 r. w zlewni górnej Skawicy\*

The role of catastrophic floods in shaping the morphology of river beds in small mountain catchment areas

Paweł Franczak

Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, ul. Gronostajowa 7, 30-387 Kraków

Tel. +48 12 6645263, e-mail: p.franczak@uj.edu.pl

**Abstract.** Mountain streams are subjected to continuous reshaping of their river beds during floods with the greatest changes occurring during extreme floods caused by sudden and heavy rainfall. Riverbed transformations during these flash floods are more severe in forest areas, where wooden logs carried by the swollen streams are more likely to be deposited on the ground, which in turn leads to a greater accumulation of other transported material and debris.

The study was conducted in the Rybny Potok catchment area (Babia Góra National Park). An extreme flash flood occurred on 15<sup>th</sup> – 16<sup>th</sup> May 2014 due to heavy rainfall, which, on 15<sup>th</sup> May amounted to 138 mm. The total amount of precipitation in the catchment area amounted to 216.5 mm in three days. This resulted in sudden and full spate streams, contributing to significant geomorphological transformation reaching all the way to the bottoms of the river beds. During the flash flood, already established river beds and streams increased in size and many new river courses were formed.

**Keywords:** extreme events, flash flood, geomorphological transformations, Carpathians, forest

\*Tezy zawarte w niniejszym artykule zostały zaprezentowane na II Ogólnopolskiej Konferencji Naukowej pt. „Klimatyczne uwarunkowania życia lasu”, zorganizowanej przez SGGW – Wydział Leśny, w Rogowie w dniach 16–17 czerwca 2015 r.

### 1. Wstęp

Potoki beskidzkie charakteryzują się dużymi wahaniami przepływów w ciągu roku, w związku z czym podlegają nieustannemu modelowaniu przez oddziałujące na nie procesy erozyjne i akumulacyjne. Jednak największe zmiany zachodzą w obrębie ich koryt i strefy zalewowej podczas gwałtownych wezbrań spowodowanych nawałnymi opadami deszczu. Gwałtowne wezbrania są jednak zjawiskami lokalnymi (Bryndal 2008), obejmującymi swym zasięgiem niewielkie obszary, przez co nie poświęcano im w literaturze znaczącej uwagi. Natomiast lokalnie stanowią one bardzo duże zagrożenie powodziowe (Bryndal 2008, 2011; Pociask-Karteczka, Żychowski 2014), które zwłaszcza na obszarach górskich może przybierać katastrofalne rozmiary.

Powodzie błyskawiczne występują w małych zlewniach objętych zasięgiem krótkotrwałych (trwających do kilku godzin), lecz bardzo intensywnych opadów deszczu (Parczew-

ski 1960), których zasięg przeważnie nie przekracza 100 km<sup>2</sup>. Ponadto w połowie przypadków obszar tych opadów nie osiąga 25 km<sup>2</sup> (Lenart 1993; Bryndal 2010), w związku z czym gwałtowne wezbrania występują w obrębie jednej bądź maksymalnie kilku przylegających do siebie małych zlewni.

Przemieszczająca się w obrębie zlewni wysoka fala wezbraniowa powoduje znaczne przekształcanie koryta oraz równiny zalewowej. Dodatkowo w zlewniach silnie zalesionych, gdy strefa zalewowa jest porośnięta zwartym drzewostanem a do koryta dostarczana jest duża ilość materii organicznej, wzrasta intensywność zachodzących podczas wezbrania przekształceń geomorfologicznych. Transportowany gruby rumosz drzewny deponowany jest w obrębie koryta i teras zalewowych, a powyżej jego zwałowisk zwiększa się akumulacja materiału mineralnego (Gurnell et al. 1995; Gippel 1995; Wyźga et al. 2003, 2012; Wyźga 2007). Z kolei poniżej powstałych dużych zwałowisk drewna zwiększa się erozja wgłębna (Franczak 2014a), a w wyniku ich oddziaływania zmiane ulegają warunki hydrauliczne (Wyźga et al. 2012).

Wpłynęło: 25.11.2015 r., recenzowano: 18.06.2016 r., zaakceptowano: 12.07.2016 r.

Badaniem występowania powodzi błyskawicznych w małych zlewniach górskich oraz zaszłych w ich wyniku przekształceń geomorfologicznych zajmowało się niewielu autorów. Zagadnienia te były dotychczas przedmiotem zaledwie pojedynczych opracowań. Dostępne w literaturze wyniki badań z tego zakresu koncentrują się przede wszystkim na opisie przebiegu wezbrania, wyrządzonych w jego wyniku strat materialnych, a także zaszłych przekształceń geomorfologicznych (Dębski 1969; Ciepeliowski 1970; Żurawek 1999; Lach, Lewik 2002; Lach 2003; Gorczyca 2004; Bajgier-Kowalska, Ziętara 2008; Długosz, Gębica 2008; Gorczyca, Krzemień 2008; Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008; Krzaklewski 2008; Izmailow et al. 2008; Bryndal 2009, 2011; Bucala Budek 2011; Starkel 2011; Bucala 2012; Franczak 2014a; Franczak, Listwan-Franczak 2015).

Celem badań było poznanie zmian geomorfologicznych w małych zlewniach górskich, o dużym zalesieniu strefy zalewowej, pod wpływem katastrofalnych wezbrań. Badania przeprowadzono na przykładzie wezbrania z maja 2014 r. w zlewni górnej Skawicy.

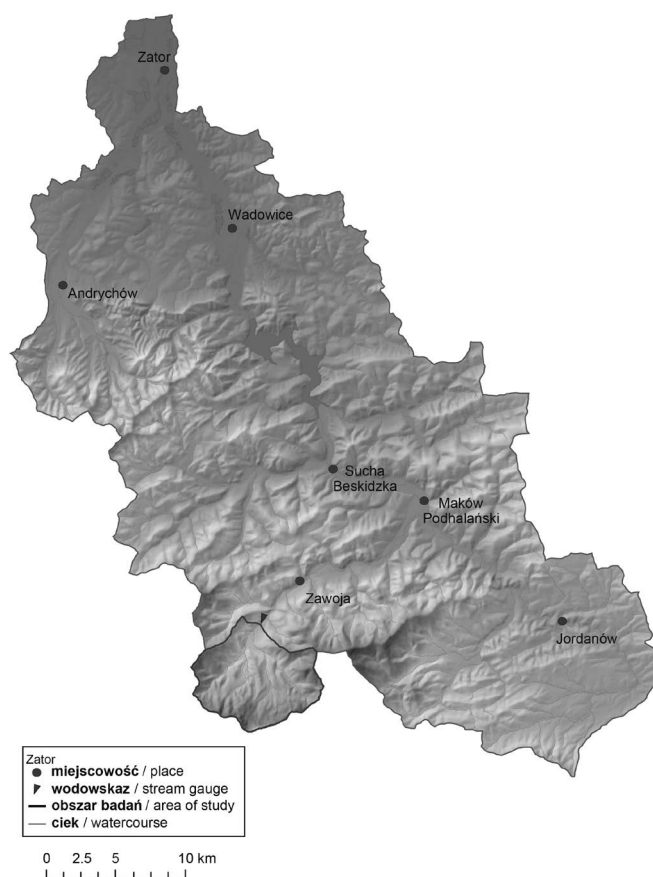
## 2. Obszar badań

Zlewnia górnej Skawicy o powierzchni 48,6 km<sup>2</sup> położona jest na północnych stokach Masywu Babiej Góry (ryc. 1). Górąjący ponad doliną Skawicy masyw Babiej Góry wydzwignięty został powyżej sąsiednich grzbietów górskich wskutek izostatycznego dźwignienia elementu wiszącego skrzydła, w systemie uskoków normalnych. W jego wyniku północne stoki utworzyły strefę krawędziową (Jankowski, Margielweski 2014), wznoszącą się ok. 500 m względem sąsiednich pasm górskich. Północne stoki masywu tworzą stok typu kuesty, o nachyleniu od 20 do ponad 45° (Ziętara 2004). Górne partie zlewni (powyżej ok. 1000 m n.p.m.) budują odporne gruboławicowe piaskowce magurskie, z kolei dolny jej fragment tworzą cienkoławicowe warstwy hieroglifowe. U podnóża masywu Babiej Góry, w obrębie dolin zalegają miększe pokrywy osadów czwartorzędowych tworzące terasy plejstoceńskie i holoceniowe oraz stożki napływowe (Książkiewicz 1983). Dominującym typem gleb na obszarze zlewni są słabo przepuszczalne gleby brunatne kwaśne (Miechówka et al. 2004), na których w obrębie stoków wykształcił się klasyczny układ pięter roślinnych: regiel dolny, regiel górny, piętro kosodrzewiny i piętro alpejskie (Wołoszyn et al. 2000; Pasiarek et al. 2009).

Układ sieci rzecznej po północnej stronie grzbietu Babiej Góry jest wachlarzowy, zbieżny (Łajczak 1998, 2004), a tworzą go potoki Jaworzyna i Czatożanka oraz ich główne dopływy: Urwisko, Marków Potok, Rybny Potok, Dejaków Potok i Norczak. Największa z badanych zlewni – Rybnego Potoku posiada powierzchnię 9,19 km<sup>2</sup>. Zlewnia Rybnego Potoku, położona w centralnej części masywu, posiada największą długość zlewni (5,11 km) oraz działu wodnego (19,77 km). Największą średnią szerokość zlewni osiągają zlokalizowane w zachodniej i wschodniej części masywu zlewnie Czatożanki (1,56 km) i Jaworzyny (1,55 km). Spośród badanych zlew-

ni najwyższej położona jest zlewnia Rybnego Potoku, która osiąga również największe deniwelacje (1041 m). W badanych zlewniach przeważają stoki o nachyleniach od 10 do 30°. Największy udział stoków o nachyleniu przekraczającym 40° występuje w zlewni Rybnego Potoku 3,9% (Franczak et al. 2015). Spadki źródłowych odcinków potoków znacznie przekraczają 250‰. Spadek potoków maleje z ich biegiem. Największy średni spadek posiada Marków Potok (170‰), z kolei najmniejszy Jaworzyna (75‰).

Lasy stanowią główny element środowiska przyrodniczego masywu Babiej Góry. Na obszarze Babiogórskiego Parku Narodowego (BgPN) zajmują one powierzchnię 2868 ha, co łącznie z obszarem zajęтым przez zarośla kosodrzewiny (327 ha) sprawia, że zbiorowiska leśne i zaroślowe pokrywają 95% masywu znajdującego się w granicach parku narodowego (Holeksa et al. 2004). W lasach tych rośnie 16 gatunków drzew. Jednak skład gatunkowy i struktura drzewostanów są niejednorodne. Do ich zróżnicowania przyczyniają się lokalne uwarunkowania rzeźby, jak zróżnicowanie wysokości bezwzględnej nad poziomem morza i ekspozycja. Ważne znacznie odgrywa także działalność człowieka, która na przestrzeni wieków prowadzona tu była z różnym nasileniem (od



Rycina 1. Lokalizacja obszaru badań

Figure 1. Location research area

Źródło: opracowanie własne

Source: author's own work

intensywnej gospodarki leśnej do stopniowo wprowadzanej ochrony). Lasy porastające północne stoki masywu Babiej Góry na obszarze badań rozciągają się w skali pionowej od około 700 m n.p.m. w dolnym odcinku Rybnego Potoku aż po jego górną granicę przebiegającą średnio na wysokości 1370 m n.p.m. (Czaja, Kaczka 2014).

Największe zróżnicowanie struktury i składu gatunkowego lasu na obszarze badań występuje w obrębie regla dolnego. Rosną tam na siedliskach żyznej buczyny górskiej (*Dentario enneaphylli-Fagetum* i *Dentario glandulosae-Fagetum*) lasy bliskie pierwotnym oraz wtórne monokultury świerka pospolitego (*Picea abies* (L.) Karst). Liczebnie dominuje świerk, który tworzy 52% drzewostanu, następnie buk zwyczajny (*Fagus sylvatica* L.) – 34% i jodła pospolita (*Abies alba* Mill.) – 7%. Jednak wewnątrz regla dolnego wyróżnić można dwa obszary. Dolny, w którym drzewostany świerkowe tylko nieznacznie przekraczają 40% i w niewielkim stopniu ustępujący im buk. Z kolei jodła stanowi 8%, a po 1% drzewostanu tworzą jawor (*Acer pseudoplatanus* L.), olsza szara (*Alnus incana* (L.) Moench) i jesion wyniosły (*Fraxinus excelsior* L.). Natomiast w górnej części dolnego regla udział świerka jest już znacznie większy i przekracza 60% drzewostanów. To zróżnicowanie wynika z faktu, iż najniżej położona część regla dolnego przyłączona została do parku dopiero w 1997 r., a we wcześniejszym okresie była intensywnie wykorzystywana gospodarczo. Zagęszczenie drzew wynosi w tej części lasu 785 sztuk/ha (miąższość – 312 m<sup>3</sup>/ha), podczas gdy w wyżej położonej części regla dolnego jest ono znacznie większe 986 sztuk/ha (miąższość – 431 m<sup>3</sup>/ha). Równocześnie drzewostany regla górnego są zdecydowanie bardziej jednorodnie gatunkowo od porastających regiel dolny. Dominuje w nim świerk, który występuje tam naturalnie, a jego domieszki stanowi jarzębina (*Sorbus aucuparia* L.). Zagęszczenie drzewostanu jest znacznie niższe 414 sztuk/ha niż w reglu dolnym, jednak miąższość jest wyższa 431 m<sup>3</sup>/ha (Holeksa et al. 2004). Wynika to z faktu, że występuje tam drzewostan naturalny znajdujący się w stadium optymalnym i w początkowej fazie rozpadu (Szwagrzyk et al. 1999). W reglu dolnym drzewa są znacznie cieńsze i ich zagęszczenie jest znacznie większe niż w starszych drzewostanach regla górnego (Holeksa et al. 2004).

W dolnych częściach zlewni, nad korytami głównych potoków znaczną powierzchnię zajmują zbiorowiska nadrzeczne olszyny górskiej (*Alnetum incanae*) i bagiennej olszyny górskiej (*Caltho-Alnetum*). Pierwsze z nich tworzą rozległe płaty w obrębie niskich teras nad korytami Marków Potoku i Jaworzyny. Występują one do wysokości 780 m n.p.m. Z kolei zbiorowiska olszyny bagiennej rosną głównie w zagłębieniach w obrębie stoków oraz u ich podnóża w dolinach potoków Markowego, Rybnego i Jaworzyny. Zajmują one łącznie powierzchnię 34 ha i rozciągają się w pasie od 650 do 1005 m n.p.m. (Parusel et al. 2004).

Na badanym obszarze prócz zróżnicowania składu gatunkowego i struktury drzewostanów występuje zróżnicowanie w ilości zalegającego martwego drewna. Największa liczba

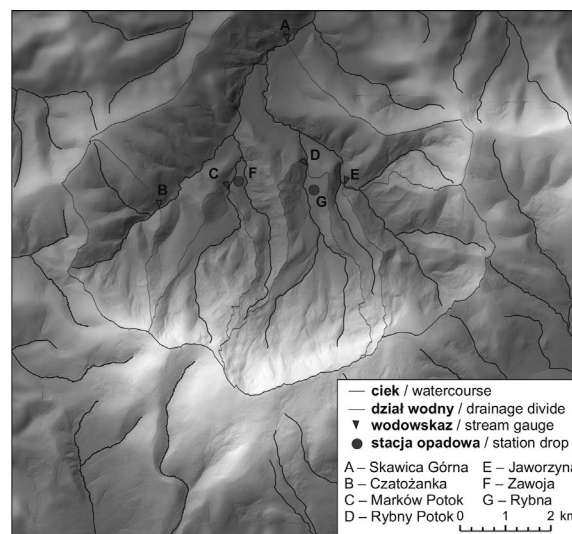
martwych drzew zgromadzona jest w rezerwach ścisłych, gdzie zalega średnio 96 sztuk/ha (o średniej miąższości 63 m<sup>3</sup>/ha). Na większości obszaru BgPN, który objęty został ochroną w 1954 r., średnia liczba martwego drewna wynosi 74 sztuki/ha (miąższość – 39 m<sup>3</sup>/ha), natomiast na obszarze przyłączonym do parku w 1997 r. – zaledwie 41 sztuk/ha, a miąższość 4 m<sup>3</sup>/ha (Holeksa et al. 2004).

### 3. Materiały i metoda badań

#### 3.1. Monitoring hydrologiczny i meteorologiczny

Monitoring hydrologiczny w zlewni górnej Skawy prowadzony jest od 1973 r. przez IMGW-PIB poniżej miejsca połączenia wszystkich potoków odwadniających masyw Babiej Góry, na posterunku wodowskazowym w Zawoi. Szczegółowymi badaniami objęto zlewnie czterech potoków: Czatożanki, Marków Potoku, Rybnego Potoku i Jaworzyny. Monitoring prowadzono w latach hydrologicznych 2012–2014 na posterunkach zlokalizowanych na granicy Babiogórskiego Parku Narodowego (ryc. 2), z zastosowaniem pływakowego czujnika poziomu wody z rejestratorem Thalimedes firmy OTT. Dodatkowo u ujścia Dejakowego Potoku oraz potoku Urwisko prowadzono monitoring stanu wody na łacie wodowskazowej. Monitoring opadów atmosferycznych na obszarze BgPN prowadzono na Rybnej Polanie (710 m.p.m.) z wykorzystaniem deszczomierzy typu SEBA RG 50, firmy SEBA Hydrometrie GmbH. Wyniki uzupełniono o dane pozyskane z IMGW-PIB dla stacji meteorologicznych w Zawoi (697 m n.p.m.).

W czasie wystąpienia wezbrania w maju 2014 r. zwiększono zakres prowadzonych pomiarów. W dniach 16–19 maja 2014 r. przeprowadzono pomiary parametrów fali



Rycina 2. Lokalizacja posterunków wodowskazowych  
Figure 2. Location of stream gauges

Źródło: opracowanie własne  
Source: author's own work

wezbraniowej, a także wykonano dokumentację fotograficzną. Bezpośrednio po przejściu fali wezbraniowej podczas prowadzenia badań terenowych wybrano miejsca lokalizacji przekrojów poprzecznych doliny w celu obliczenia przepływu maksymalnego. Przepływ maksymalny obliczono wg wzoru:

$$Q_{max} = P \cdot v$$

gdzie:

$P$  – pole powierzchni przekroju poprzecznego koryta [ $m^2$ ],

$v$  – średnia prędkość przepływu [ $m \cdot s^{-1}$ ].

Średnią prędkość przepływu ( $v$ ) obliczono, korzystając ze wzoru Manninga (formuły Manninga). Obliczone przepływy porównano z przepływami charakterystycznymi, obliczonymi zgodnie z zaleceniami IMGW za pomocą formuły opadowej (Biernat et al. 1991).

### 3.2. Kartowanie geomorfologiczne

W drugim etapie badań dokonano oceny przekształceń geomorfologicznych zaszłych w dniach 22–30 maja 2014 r., a następnie wykonano kartowanie geomorfologiczne koryta Rybnego Potoku i Marków Potoku, w których zaszły największe przekształcenia. Badania przeprowadzono z zastosowaniem metody kartowania terenowego opartego o rapularz i instrukcję przygotowaną w Zakładzie Geomorfologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego (Krzemień 2012). Na podstawie kartowania scharakteryzowano powstałe formy geomorfologiczne a następnie podzielono koryta na odcinki erozyjne, akumulacyjne oraz transportowe. Określono także ich cechy ilościowe i jakościowe. W obrębie zaszłych przekształceń den dolin za pomocą odbiornika GPS skartowano także położenie drzew oraz zakumulowanych kłód.

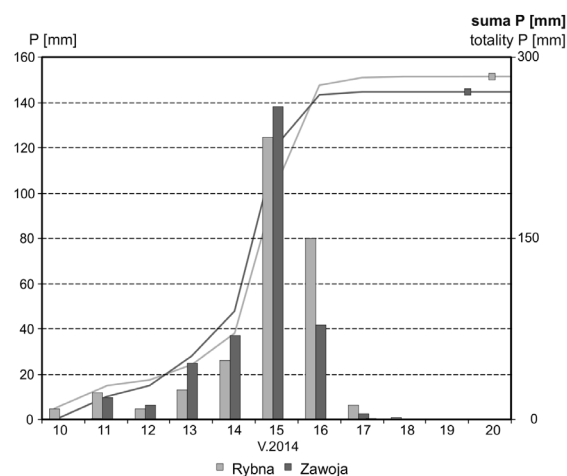
## 4. Wyniki

### 4.1. Uwarunkowania meteorologiczne

W drugiej dekadzie maja 2014 r. warunki meteorologiczne nad Europą kształtował niż „Yvette”, który przemieszczał się znad Półwyspu Bałkańskiego nad południowo-zachodnią Rumunię. Równocześnie z północnego zachodu zaczęły napływać nad Polskę chłodne masy powietrza polarno-morskiego znad Atlantyku, w rezultacie czego z południowego wschodu napłynęły nad Karpaty wilgotne masy powietrza powodujące w zachodniej ich części intensywne opady deszczu (Franczak 2015). W Zawoi dwudniowe (13–14 maja) opady wyniosły 62 mm i spowodowały wypełnienie retencji w zlewni górnej Skawicy.

W dniu 15 maja 2014 r. napływający znad Węgier i Rumunii ośrodek niżowy spowodował wzrost intensywności opadów deszczu, których natężenie dochodziło do 9,1 mm/godzinę. W zlewni górnej Skawicy (na posterunku w Zawoi) opad dobowy wyniósł 138,0 mm. Intensywny opad trwał jeszcze następnego dnia do godz. 6.00, a następnie zaczął stop-

niowo zanikać, choć przelotne opady deszczu trwały jeszcze przez cały dzień. Drugiego dnia (16 maja) suma opadów wyniosła od 41,5 mm w Zawoi do 80,1 mm na Rybnej Polanie. Na Rybnej Polanie odnotowano także najwyższą dwudniową sumę opadów (204,6 mm), natomiast łączna suma opadów w dniach 13–16 maja wyniosła w zlewni górnej Skawicy od 241,5 do 243,5 mm opadu (ryc. 3).



**Rycina 3. Dobowe opady atmosferyczne w dniach 10–20 maja 2014 r. na badanym obszarze**

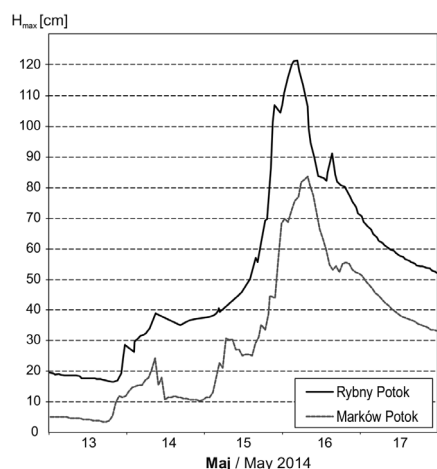
Figure 3. The daily precipitation on 10–20 May 2014. in the study area

**Źródło: opracowanie własne na podstawie danych IMGW-PIB i własnych danych**

Source: author's own work based on data from IMGW-PIB and own data

### 4.2. Przebieg wezbrania

W pierwszej dekadzie maja 2014 r. poziom wody górnej Skawicy kształtował się w strefie stanów niskich. Intensywny opad deszczu spowodował gwałtowną reakcję cieków, co przyczyniło się do uformowania wysokiej fali wezbraniowej. W dniu 13 maja o godz. 19.00 rozpoczął się ciągły przybór wody. Gwałtowny wzrost poziomu wody w ciekach rozpoczął się w dniu 15 maja o godz. 15.00 i trwał do godz. 7.00 dnia następnego, gdy nastąpiła kulminacja fali wezbraniowej. Przepływ maksymalny Skawicy w Zawoi wyniósł 76,6  $m^3 \cdot s^{-1}$ , a maksymalny odpływ jednostkowy 1,15  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ . Największy odpływ jednostkowy wystąpił ze zlewni Rybnego Potoku 2,15  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$ , a przepływ maksymalny osiągnął 19,7  $m^3 \cdot s^{-1}$ . W zlewni Markowego Potoku odpływ jednostkowy był nieco niższy 2,10  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$  (ryc. 4). Maksymalny odpływ jednostkowy w dniu 16 maja w zlewni górnej Skawicy na posterunku w Zawoi był najwyższy w zlewni górnej Skawy. Nieznacznie niższy maksymalny odpływ jednostkowy odnotowano w zlewni Stryszawki, w której podczas majowego wezbrania stwierdzono najwyższy maksymalny przepływ w historii prowadzenia badań (219,0  $m^3 \cdot s^{-1}$ ). Znacznie niższy  $q_{max}$  zaledwie 0,7  $m^3 \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$  zaobserwowano w zlewni Skawicy na posterunku w Skawicy



**Rycina 4. Hydrogram Rybnego Potoku i Markowego Potoku w dniach 13–17 maja 2014 r.**

Figure 4. Hydrograph of Rybny Potok and Marków Potok of 13–17 May 2014

**Źródło: opracowanie własne**

Source: author's own study

Dolnej (tab.1). Przyczyną tego były znacznie mniej intensywne opady w dolnej części zlewni. Najintensywniejsze opady miały miejsce nad masywem Babiej Góry oraz nad przylegającą do niego od zachodu Grupą Mędralowej.

### 4.3. Przekształcenia geomorfologiczne

Wezbranie z 15 na 16 maja 2014 r. spowodowało duże przeobrażenia w zlewni górnej Skawicy, jednak ich wielkość w poszczególnych subzlewniach była bardzo zróżnicowana. Stwierdzono największe zmiany w zlewni Rybnego Potoku (ryc. 5), w pozostałych zlewniach przeobrażenia geomorfologiczne były znacznie mniejsze i objęły głównie dolne odcinki biegu potoków. Największe zmiany wystąpiły spośród nich w zlewni Marków Potoku (ryc. 6A) a najmniejsze w zlewni Czatożanki.

Nie zaobserwowano znaczących zmian struktury koryt, a jedynie wystąpił wyraźny wzrost liczby i rozmiarów form. W górnych odcinkach koryt stwierdzono wzrost długości i wysokości form erozyjnych, natomiast w dolnych odcinkach powstało wiele nowych form erozyjnych oraz nastąpił wzrost powierzchni istniejących form akumulacyjnych, którym towarzyszyło powstanie form erozyjnych.

W zlewni Rybnego Potoku największe przeobrażenia koryta i strefy zalewowej wystąpiły w dolnym odcinku biegu potoku (odcinek 5), gdzie powierzchnia zajmowana przez formy akumulacyjne wzrosła z 1000 do 5730 m<sup>2</sup> (tab. 1; ryc. 6B). Największa powstała w tym odcinku koryta forma mierzyła 2170 m<sup>2</sup>. Duży wzrost liczby i powierzchni form akumulacyjnych (4-krotny) wystąpił również na całej pozostałej długości doliny, jednak powstałe tam formy mierzyły zazwyczaj do 50 m<sup>2</sup> powierzchni. Największy wzrost

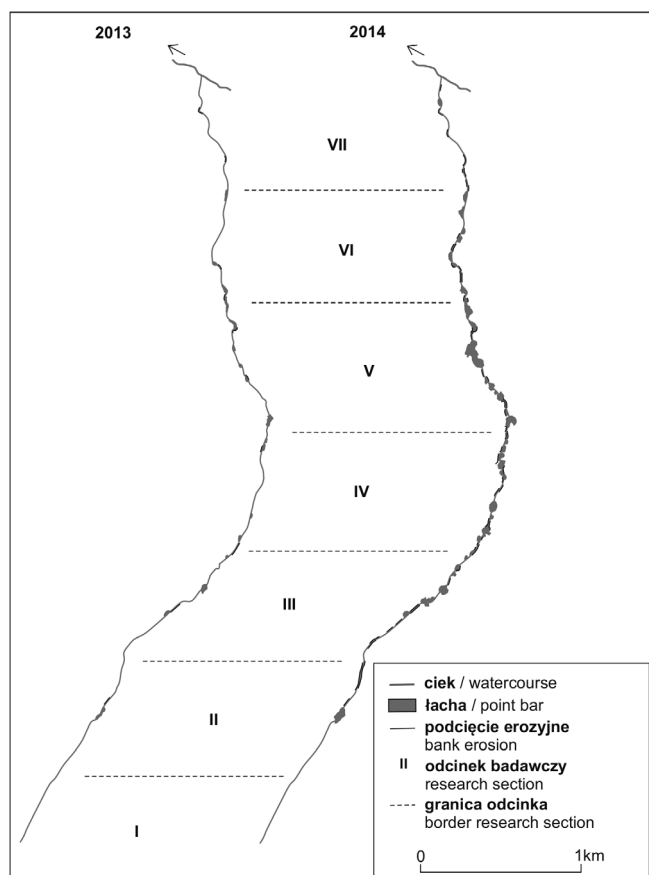
**Tabela 1. Maksymalny odpływ jednostkowy ze zlewni górnej Skawy w dniach 10–20 maja 2014 r.**

Table 1. The maximum outflow unit from the catchment of the upper Skawa on 10–20 May 2014

Data Date	Nazwa rzeki (nazwa posterunku) / Name of the river (hydrological station)					
	Skawa (Jordanów)	Skawa (Osielec)	Skawa (Sucha Beskidzka)	Stryszawka (Sucha Beskidzka)	Skawica (Skawica)	Skawica (Zawoja)
	96,6 km <sup>2</sup>	244,0 km <sup>2</sup>	468,0 km <sup>2</sup>	139,7 km <sup>2</sup>	139,0 km <sup>2</sup>	48,6 km <sup>2</sup>
	$q_{\max}$ [dm <sup>3</sup> s <sup>-1</sup> km <sup>-2</sup> ]					
10.V	7,1	5,5	9,0	4,9	12,9	17,9
11.V	6,4	5,0	8,2	4,5	11,7	16,1
12.V	7,9	5,8	9,1	5,5	13,6	19,5
13.V	7,4	5,4	8,7	5,3	13,3	19,5
14.V	13,6	8,6	24,8	43,0	57,6	67,5
15.V	332,3	227,0	114,7	458,3	295,7	539,1
16.V	1480,3	881,1	1149,6	1575,5	697,8	1576,1
17.V	156,3	150,0	237,2	313,0	94,2	216,1
18.V	70,3	69,7	120,1	130,9	67,6	116,5
19.V	38,5	41,4	52,1	75,5	49,2	74,5
20.V	23,1	28,8	33,3	48,3	38,1	65,0

**Źródło: opracowanie własne**

Source: author's own work



Rycina 5. Przekształcenia geomorfologiczne w zlewni Rybnego Potoku

Figure 5. Geomorphological transformations in the Rybny Potok catchment

Źródło: Franczak (2015); zmienione

Source: Franczak (2015); changed

liczby podcięć brzegowych miał miejsce w górnym odcinku biegu koryta (powyżej Stonowa), gdzie ich łączna długość wrosła 2-, 3-krotnie (tab. 2). Najdłuższe podcięcia erozyjne o średniej długość 80 m odnotowano w odcinku 2. Powstanie w wąskim odcinku biegu doliny licznych podcięć o wysokości dochodzącej do 7 m spowodowało dostanie się do koryta dużej liczby drzew, które utworzyły rozległe zwałowiska. W środkowym i dolnym biegu potoku długość powstałych podcięć erozyjnych wyniosła od 12 do 20 m, a ich wysokość – 1–1,5 m. Jedynie w obrębie zakoli, u podnóży wysokich teras nadzalewowych ich wysokość dochodziła do 6 m.

W zlewni Markowego Potoku największe przekształcenie dna doliny nastąpiło w dolnym biegu potoku, gdzie wykształcił się ciąg łach o powierzchni od kilku do 490 m<sup>2</sup> (ryc. 6A). Średnia powierzchnia powstałych tam form mierzyła 60 m<sup>2</sup>. Formom tym towarzyszyły podcięcia erozyjne o średniej długości 11 m i wysokości 4 m. Najwyższe powstałe formy mierzyły po powodzi błyskawicznej do 9 m wysokości.

W dolnym odcinku biegu Rybnego Potoku (ryc. 7B) w obrębie łóżyska potoku zdeponowanych zostało 129 kłód drzew. Większość z nich (67%) dostała się do koryta w bezpośrednim sąsiedztwie miejsca ich zdeponowania, w wyniku powstania podcięć erozyjnych. Z kolei 33% zdeponowanych w korycie Rybnego Potoku kłód została przetransportowana z wyżej położonych części zlewni (ryc. 8B). Zdecydowaną większość stanowił świerk (*Picea abies*) (89%), przy 11% udziale kłód olszy szarej (*Alnus incana*) (ryc. 8A). W badanym odcinku zlewni Marków Potoku zinventaryzowano 25 kłód drzew (ryc. 7A), spośród których 72% stanowiły kłody olszy szarej, a 28% kłody świerka (ryc. 8A). Około połowa (52%) kłód zdeponowanych w łóżysku Marków Potoku dostała się do koryta w miejscu ich akumulacji, a 48% została przytransportowana z wyższej części zlewni (ryc. 8B).

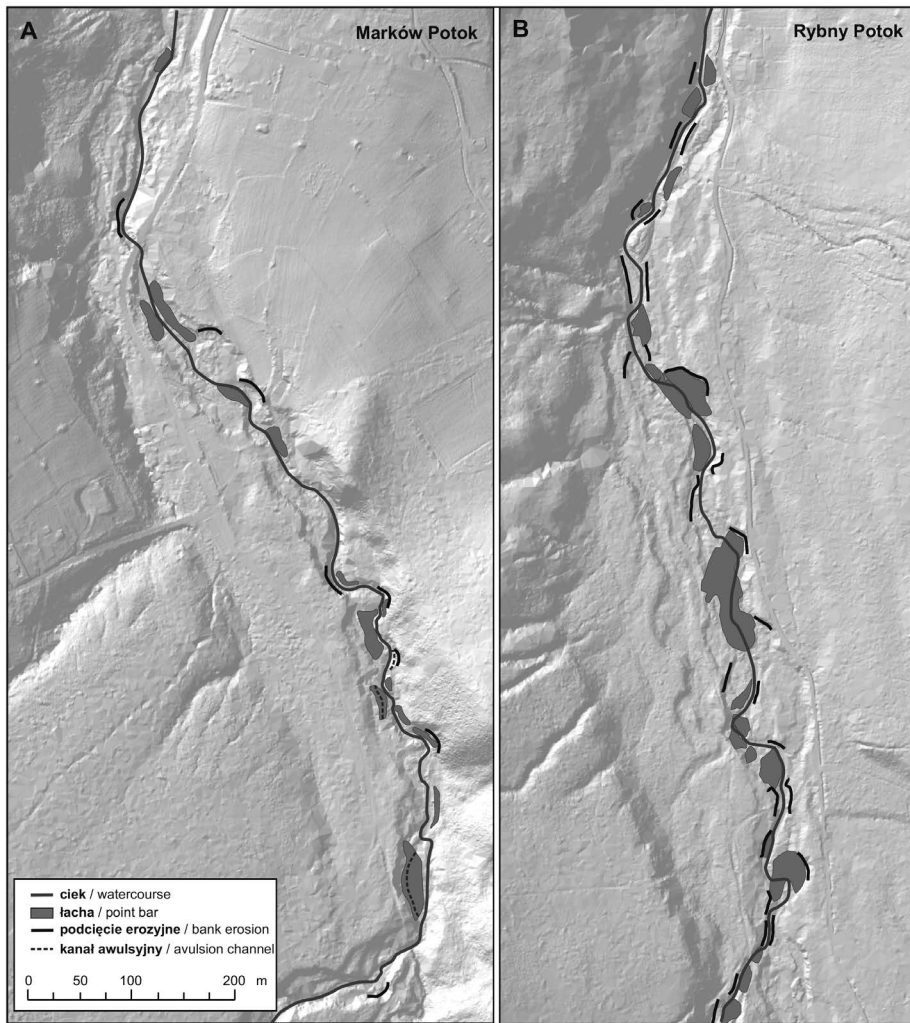
Tabela 2. Zmiany długości podcięć erozyjnych [m] i powierzchni łach [m<sup>2</sup>] w korycie Rybnego Potoku w wyniku powodzi błyskawicznej w maju 2014 r.

Table 2. Changes to bank erosion length [m] and b point bar area [m<sup>2</sup>] in the trough Rybny Potok as a result of flash flood in May 2014

Nr odcinka badawczego Number of tested zone	Długość pocięć erozyjnych [m] Bank erosion length [m]		Powierzchnia łach [m <sup>2</sup> ] Point bar area [m <sup>2</sup> ]	
	Lata / Years			
	2013	2014	2013	2014
I	0	0	0	0
II	50	420	150	665
III	60	136	200	850
IV	130	290	300	1 455
V	100	280	1 000	5 730
VI	20	106	150	770
VII	10	72	40	200

Źródło: opracowanie własne

Source: author's own work



**Rycina 6. Przekształcenia geomorfologiczne dolnego odcinka koryta Markowego Potoku (A) i Rybnego Potoku (B) w 2014 r.**

Figure 6. Geomorphological transformations of the lower part of Marków Potok (A) and Rybny Potok (B) channel in 2014.

**Źródło: opracowanie własne**  
Source: author's own work

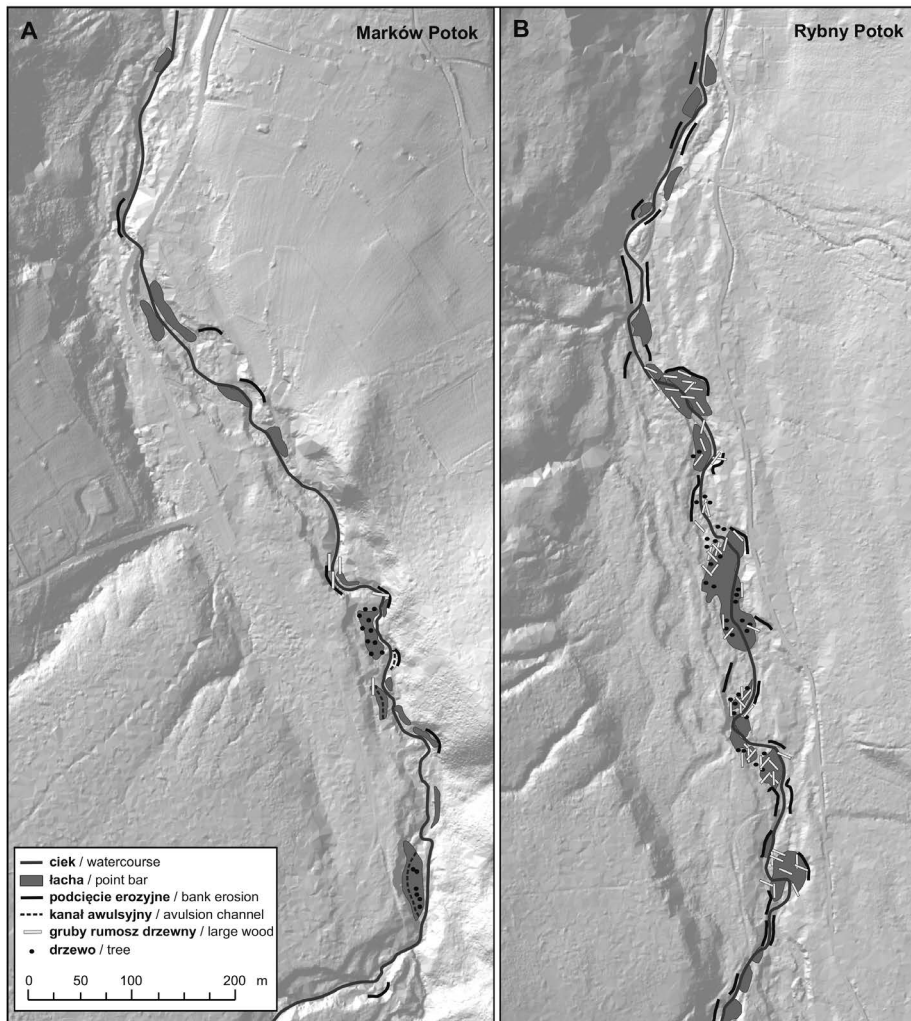
## 5. Dyskusja

Intensywne opady deszczu, które wystąpiły w połowie maja 2014 r. w rejonie masywu Babiej Góry, były jednymi z największych w historii stacji w Zawoi (pomiar od 1961), a opad z 15 maja był najwyższy 138,0 mm. Opad ten był o 15% wyższy od dotychczas najwyższego dobowego opadu z lipca 1970 r. (120,1 mm), gdy w zlewni górnej Wisły wystąpiła jedna z największych powodzi w historii (Franczak 2013, 2014b). Podobnie wysokie dobowe sumy opadów odnotowano w zlewni górnej Skawy podczas innych siedmiu zdarzeń w latach: 1934, 1958, 1960, 1970, 1983, 2001 i 2010 (Franczak 2013). Suma dobowego opadu, który spadł w zlewni górnej Skawicy 15 maja 2014 r. była jednak znacznie niższa od rekordowego opadu, który odnotowano 18 lipca 1970 r. na Leskowcu (275,1 mm). Tego samego dnia w Bieńkówce (zlewnia Paleczki) dobowy suma opadu wyniosła 209,1 mm, a w Zubrzycy Górnej (zlewnia Orawy) – 226,0 mm (Stach 2009). Jednak jak już wspomniano wcześniej, podczas tamtej fali opadowej maksymalna dobowy suma opadów w zlewni górnej Skawicy była niższa niż w 2014 r. Opady jakie odnotowano w Zawoi w maju 2014 r. nie pokrywają się jednak z miesiącami o najwyższych miesięcznych sumach opadów odnotowywanych w Karpatach Zachodnich.

Na tym obszarze najczęściej występują one w czerwcu i lipcu. Pomimo tego maj zalicza się jeszcze do okresu (od maja do września) o najwyższych miesięcznych sumach opadów atmosferycznych. Właśnie w maju odnotowano na pobliskiej stacji w Makowie Podhalańskim najwyższą miesięczną sumę opadów 521,1 mm (Cebulska, Twardosz 2012; Woźniak 2013). W maju 2014 r. suma opadów w Zawoi wyniosła 354,1 mm.

Wykształcona w rezultacie nawalnych opadów deszczu fala wezbraniowa charakteryzowała się bardzo stromym nachyleniem fazy przyboru, a czas jej koncentracji wyniósł zaledwie 14 godzin. Przepływ Skawicy w Zawoi wzrósł do 76,6 m<sup>3</sup>/s, a maksymalny odpływ jednostkowy wyniósł 1,57 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>-2</sup>. Wyższe wartości  $q_{max}$  odnotowano natomiast w jej subzlewniach, a maksymalną wartość osiągnęły w zlewni Szumiącej Wody 2,25 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>·km<sup>-2</sup>. Wartości te były jednak znacznie mniejsze od średniego maksymalnego odpływu jednostkowego obliczonego przez Bryndala (2014) dla polskiej części Karpat.

W czasie przemieszczania się fali wezbraniowej doszło do znacznego przemodelowania łóżysk babiogórskich potoków, spośród których największe przeobrażenia wystąpiły w zlewni Rybnego Potoku. Znaczące zmiany morfologii koryt odnotowano także w dolnym odcinku Marków Potoku oraz na Jaworzynie. Zmiany te były analogiczne jak wykazane przez licznych innych



**Rycina 7. Miejsca akumulacji grubego rumoszu drzewnego w dolnym odcinku koryta Marków Potoku (A) i Rybnego Potoku (B) po powodzi błyskawicznej w maju 2014 r.**

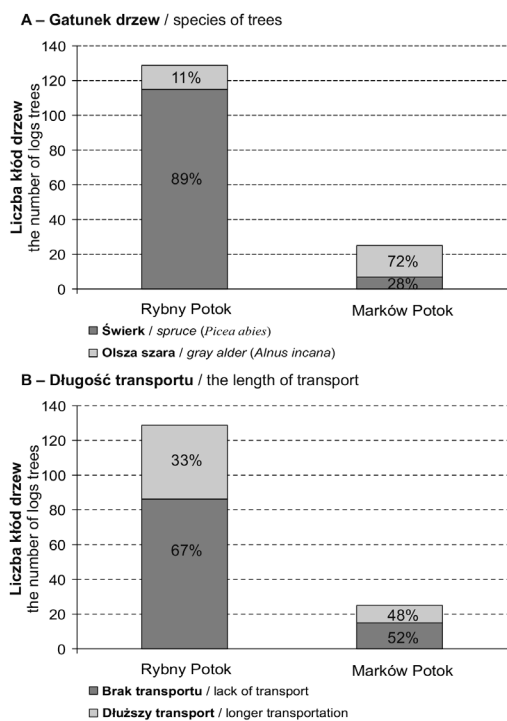
Figure 7. Accumulation places of large wood the lower part of Marków Potoku (A) and Rybny Potoku (B) channel after flash floods in May 2014

**Źródło: opracowanie własne**  
Source: Author's own work

autorów badających w polskich Karpatach wpływ wezbrań na zmiany morfologii koryt (m.in. Ziętara 1968; Krzemień 1992; Starkel 1996; Gorczyca 2004; Izmailow et al. 2008; Krzemień, Gorczyca 2010; Gorczyca et al. 2013). Zdecydowanie najmniejsze przeobrażenia wystąpiły w zlewni Czatożanki, gdzie jedynie miejscami doszło do pogłębienia koryta. Nie odnotowano natomiast w zlewni Czatożanki żadnych zmian w obrębie teras. Największe przekształcenia dna doliny wystąpiły w środkowej części biegu Rybnego Potoku we wspomnianym już odcinku 5 (ryc. 5B). W miejscu wyraźnego rozszerzenia dna doliny powstał szereg rozległych form akumulacyjnych. Przyczyniło się do tego intensywne porośnięcie brzegów koryta oraz terasy zalewowej przez płyty olszy szarej oraz świerka, na których nastąpiła akumulacja niesionego podczas przemieszczania się fali wezbraniowej materiału. Uformowały się zwałowiska materii organicznej o wysokości dochodzącej 3 m, które przegradzając światło przepływu wód wezbraniowych, powodowały tworzenie się powyżej wielkopowierzchniowych żwirowisk. Z kolei poniżej nich powstawały rozcięcia erozyjne o głębokości dochodzącej do 1,5 m. Jak wykazali już liczni autorzy (m.in. Mosler 1981; Wyżga et al. 2003; Wyżga, Zawiejska 2005; Kasprzak 2010) zatory zbudowane z rumoszu drzewnego są główną przyczyną zmian zachodzących w obrębie koryt.

Znaczny wzrost powierzchni zajętych przez formy akumulacyjne w dolinie Rybnego Potoku w przeciwieństwie do sąsiednich dolin, gdzie nie osiągnęły one tak znacznych rozmiarów (ryc. 8A), wynikał z morfologii dna doliny Rybnego Potoku oraz z rozmieszczenia na jej obszarze drzew (ryc. 8B). Zlewnia Rybnego Potoku charakteryzuje się wyraźną dwudzielnością. Stoki w górnej części zlewni cechują się dużym nachyleniem, a koryta dużymi spadkami przekraczającymi 350‰ (Franczak et al. 2015). Z kolei poniżej polany Słonów (Stonów) na długości ok. 1,5 km potok płynie stosunkowo szeroką doliną, której dno mierzy od 40 do 60 m szerokości, a miejscami dochodzi do 90 m. Spadek koryta zmniejsza się do zaledwie 80‰. Rozciągające się wzdłuż koryta terasy holocenne mierzą 0,5–1,5 m wysokości, a całą ich powierzchnię porastają zwarte drzewostany świerkowe i płyty olszy szarej.

Podczas wezbrania w maju 2014 r. w górnej części zlewni w wyniku powstania licznych pocięć erozyjnych do koryta dostała się znaczna ilość materii organicznej, w tym kłód drzew, z których część była następnie transportowana w dół doliny. W środkowym i dolnym biegu potoku wezbrane wody rozlały się na obszarze terasy zalewowej, a transportowany materiał organiczny został zdeponowany na porastających terasę drzewach. Dodatkowo swobodny przepływ wód wez-



Rycina 8. Gatunki drzew zdeponowanych w korycie (A) i odległość ich transportu (B) w dolnych odcinkach koryta Marków Potoku i Rybnego Potoku podczas powodzi w maju 2014 r.

Figure 8. Species of trees deposited in the trough (A) and the length of their transport (B) in the lower sections of the Marków Potok and Rybny Potok channel during the flood in May 2014.

Źródło: opracowanie własne

Source: author's own work

braniowych blokowały zatory złożone z rumoszu drzewnego, który dostawał się do koryta w dolnej części doliny. W wyniku nagromadzenia większej ilości kłód i drobnej materii organicznej utworzył się szereg zwałowisk, powyżej których wystąpiła akumulacja transportowanego materiału skalnego. Poniżej zwałowisk utworzyły się kotły eworsyjne i rynny erozyjne o głębokości dochodzącej do 2 m. Taki sam wpływ dużych zwałowisk rumoszu drzewnego obserwowany był w innych zlewniach karpackich, m.in. w zlewni Bystrzanki (Kijowska-Strugała 2015).

W obrębie powstałych żwirowisk i podcięć erozyjnych nastąpiła także depozycja transportowanych kłód drzew. Największa ich ilość zdeponowana została w obrębie żwirowisk powstałych na szerokich zakolach potoku. W obrębie pojedynczych form ich liczba dochodziła do kilku-, kilkunastu sztuk, natomiast w obrębie największego zwałowiska do 20 sztuk (Franczak 2014a). W pozostałych dolinach ich liczba w obrębie poszczególnych form nie przekraczała kilku sztuk. Wśród zdeponowanych w obrębie koryta Rybnego Potoku dominowały kłody świerka, co wynikało z dostania się ich do koryta w miejscach powstania podcięć erozyjnych w obrębie terasy nadzalewowej. Olsza szara ze względu na porastanie terasy zalewowej dominowała wśród

rumoszu drzewnego zdeponowanego w korytach, w których brak było dostawy drzew z wyższych teras nadzalewowych. Taka sytuacja miała miejsce w zlewni Marków Potoku, gdzie stanowiła ona 72% rumoszu drzewnego zdeponowanego w korycie.

Gruby rumosz drzewny, który w wyniku wystąpienia wezbrania dostał się do koryt spotęgował powstanie rozległych form akumulacyjnych w dnie doliny. Występowanie dużych zwałowisk może jednak w przyszłości przyczynić się do dalszego rozwoju tych form. W przypadku wystąpienia dużego wezbrania formy te będą zaburzać przepływ hydrauliczny i zatrzymywać niesiony materiał, powodując ich wzrost.

## 6. Podsumowanie

Intensywne opady deszczu, które wystąpiły w maju 2014 r. w zlewni górnej Skawicy, wywołały znaczne przekształcenia geomorfologiczne w obrębie łóżek potoków babiogórskich. Przekształcenia w obrębie poszczególnych dolin były jednak różne. Największe przekształcenia odnotowano w zlewni Rybnego Potoku odwadniającego kopułę szczytową masywu Babiej Góry. Uzyskane wyniki badań sugerują iż przyspieszony odpływ z górnych partii masywu wywołał niską infiltracją i dużymi spadkami spowodował znaczny wzrost energii wody, która powodowała znaczną erozję brzegów koryt i transportowała porwany materiał skalny i organiczny. Występowanie w środkowym i dolnym biegu potoku niskich teras zalewowych o dużym zagęszczeniu drzew spowodowało powstanie licznych zwałowisk o wysokości dochodzącej do kilku metrów. Powyżej nich rozwinął się szereg form akumulacyjnych, a poniżej erozyjnych.

W pozostałych dolinach w zlewni górnej Skawicy było znacznie mniej rozszerzeń dolin z gęsto zadrzewionymi terasami zalewowymi, co nie sprzyjało rozwojowi na ich obszarze wielkopowierzchniowych przekształceń łóżek potoków. W obrębie ich zlewni w górnych odcinkach dolin zachodziła silna erozja, a formy akumulacyjne powstały jedynie w obrębie zakoli potoków.

Niekiedy duże zwałowiska rumoszu drzewnego tworzące się w korytach mogą być wynikiem prowadzonej gospodarki leśnej. Podczas dużych wezbrań pozostałości kłód i gałęzi mogą przemieszczać się i tworzyć zatory, przyczyniając się do dalszych zmian w obrębie koryta.

## Konflikt interesów

Autor deklaruje brak potencjalnych konfliktów.

## Źródła finansowania badań

Badania terenowe sfinansowano ze środków własnych Autora, natomiast monitoring hydrologiczny przeprowadzono z wykorzystaniem sprzętu zakupionego w ramach finansowania NFOŚiGW w ramach umowy 298/2011/Wn-50/OP-MN/D.

## Literatura

- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T. 2008. Wpływ gwałtownych opadów na modelowanie rzeźby w Dolinie Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. *Landform Analysis* 8: 5–8.
- Biernat B., Bogdanowicz E., Czarnecka H., Dobrzyńska I., Fal B., Karwowski S., Skorupska B., Stachy J. 1991. Zasady obliczania maksymalnych rocznych przepływów rzek polskich o określonym prawdopodobieństwie pojawienia się. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Bryndal T. 2008. Parametry zlewni, w których wystąpiły lokalne powodzie. *Annales UMCS, Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 63: 177–200.
- Bryndal T. 2009. Przepływy maksymalne odnotowane podczas gwałtownych wezbrań, spowodowanych krótkotrwałymi ulewnymi opadami deszczu w małych zlewniach karpaccich, w: *Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych* (red. R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda). Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 329–334.
- Bryndal T. 2010. Parametry hydrologiczne wezbrań spowodowanych krótkotrwałymi intensywnymi opadami deszczu w Polsce. *Annales UMCS, Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 65: 43–71.
- Bryndal T. 2011. Identyfikacja małych zlewni podatnych na formowanie gwałtownych wezbrań (na przykładzie Pogórza Dynowskiego, Strzyżowskiego i Przemyskiego). *Przegląd Geograficzny* 83(1): 27–49.
- Bryndal T. 2014. Parametry hydrologiczne wezbrań opadowo-nawalnych w polskiej, słowackiej i rumuńskiej części Karpat. *Przegląd Geograficzny* 86(1): 5–21.
- Bucała A. 2012. Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego dolin potoków Jaszczce i Jamne w Gorcach. *Prace geograficzne IGiPZ PAN* 231: 1–145.
- Bucała A., Budek A. 2011. Zmiany morfologii koryt wskutek opadów ulewnych na przykładzie potoku Suszanka, Beskid Średni. *Czasopismo Geograficzne* 82(4): 321–332.
- Cebulski M., Twardosz R. 2012. Zmienność czasowa najwyższych miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Polskich Karpatach Zachodnich (1951-2005). *Prace Geograficzne* 128: 123–134. DOI 10.4467/20833113PG.12.010.0359.
- Ciepielowski A. 1970. Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych. *Przegląd Geograficzny* 15(2): 179–193.
- Czaja B., Kaczka R.J. 2014. Dendrochronologiczna charakterystyka górnej granicy lasu na Babiej Górze w strefie jej progresu. *Studia i Materiały CEPL w Rogowie* 40(4): 42–52.
- Dębski K. 1969. O potencjalnym najwyższym odpływie z krótkotrwałych deszczów nawalnych. *Rozprawy Hydrotechniczne* 23: 51–63.
- Długosz M., Głębińska P. 2008. Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progu Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r. w rejonie Sędziszowa Młp.). *Landform Analysis* 8: 13–20.
- Franczak P. 2013. Zagrożenie powodziowe w zlewni górnej Skawy. Praca magisterska. Zakład Hydrologii IGiP, Uniwersytet Jagielloński.
- Franczak P. 2014a. Geomorfologiczna rola katastrofalnych wezbrań w transformacji górskich koryt na przykładzie Rybnego Potoku (Masyw Babiej Góry): wstępne wyniki badań. *Zarządzanie Ochroną Przyrody w Lasach* 8: 82–94.
- Franczak P. 2014b. Rola wielkich wezbrań powodziowych w kształtowaniu życia ludności w zlewni górnej Skawy od XV wieku, w: *Współczesne problemy i kierunki badawcze w geografii* (red. P. Krąż) 2, Kraków, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, 117–129.
- Franczak P. 2015. Hydrologiczne i geomorfologiczne skutki ekstremalnego opadu w maju 2014 roku w zlewni Rybnego Potoku (Masyw Babiej Góry). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 70(2): 63–81.
- Franczak P., Hudyka M., Buczek K., Górnik M. 2015. Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność odpływu ze zlewni fliszowych na obszarze Masywu Babiej Góry. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 70(1): 96–116.
- Franczak P., Listwan-Franczak K. 2015. Zmiany geomorfologiczne i krajobrazowe zachodzące w małych zlewniach górskich pod wpływem katastrofalnych wezbrań i ich trwałość w krajobrazie. *Problemy Ekologii Krajobrazu* 39: 33–44.
- Gippel C. 1995. Environmental hydraulics of large woody debris in streams and rivers. *Journal of Environmental Engineering* 121: 388–444.
- Gorczyca E. 2004. Przekształcanie stoków fliszowych przez procesy masowe, podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny). Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 102 s.
- Gorczyca E., Krzemień K. 2008. Morfologiczne skutki ekstremalnego zdarzenia opadowego w Tatrach Regłowych w czerwcu 2007 r. *Landform Analysis* 8: 21–24.
- Gorczyca E., Wrońska-Wałach D. 2008. Transformacja małych zlewni górskich podczas opadowych zdarzeń ekstremalnych (Bieszczady). *Landform Analysis* 8: 25–28.
- Gorczyca E., Krzemień K., Wrońska-Wałach D., Sobucki M. 2013. Channel changes due to extreme rainfalls in the Polish Carpathians, w: *Geomorphological Impacts of Extreme Weather, Case Studies from Central and Eastern Europe* (red. D. Lóczy). Dordrecht, Springer, 23–35.
- Gurnell A.M., Gregory K.J., Petts G.E. 1995. The role of coarse woody debris in forest aquatic habitats: implications for management. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 5: 143–166.
- Holeksa J., Szwagrzyk J., Musiałowicz W., Parusel J. 2004. Struktura i dynamika lasów Babiogórskiego Parku Narodowego, w: *Babiogórski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza* (red. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Babiogórski Park Narodowy, Kraków, 528–596.
- Izmałow B., Kamykowska M., Krzemień K. 2008. Geomorfologiczna rola katastrofalnych wezbrań w transformacji górskiego systemu korytowego na przykładzie Wilszni (Beskid Niski), w: *Przyroda – Człowiek – Bóg* (red. B. Izmałow) IGiP UJ, Kraków: 69–81.
- Jankowski L., Margielewski W. 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Przegląd Geologiczny* 62(1): 29–35.
- Kasprzak M. 2010. Geomorfologiczne i ekologiczne skutki wezbrań, w: *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki* (red. P. Migoń). Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 141–203.
- Kijowska-Struga M. 2015. Transport zawiesiny w warunkach zmieniającej się antropopresji w zlewni Bystrzanki (Karpaty Fliszowe). *Prace geograficzne IGiPZ PAN* 247: 1–140.
- Krzaklewski P. 2008. Rola zdarzeń ekstremalnych w kształtowaniu meandrowych koryt górskich na przykładzie Czarnej Orawy w okresie 2007–2008. *Landform Analysis* 8: 45–48.

- Krzemień K. 1992. The high mountain fluvial system the western Tatra perspective. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne* 60: 51–65.
- Krzemień K., Gorczyca E. 2010. Ewolucja systemów korytowych pod wpływem antropopresji (na przykładzie wybranych rzek karpaccich), w: Przekształcenia struktur regionalnych, Aspekty społeczne, ekonomiczne i przyrodnicze (red. S. Cioka, P. Migoń). Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego UW, Wrocław, 431–439.
- Lach J., Lewik P. 2002. Powódź w lipcu 2001 na Ślądczyźnie i jej skutki, w: Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju Małopolski (red. Z. Górka, A. Jelonek) Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 199–204.
- Lenart W. 1993. Opad atmosferyczny, w: Podstawy hydrologii Dynamicznej (red. U. Soczyńska). Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 101–116.
- Lach J. 2003. Zmiany w morfologii den dolinnych Nisy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej powstałe w wyniku powodzi w lipcu 1997 roku. Praca doktorska. Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Łajczak A. 1998. Charakterystyka hydrograficzna, zasoby wodne, zagrożenie wód i wykonanie szczegółowej mapy hydrograficznej Babiogórskiego Parku Narodowego, w: Plan ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego, Dyrekcja BgPN, Zawoja, 1–118.
- Łajczak A. 2004. Wody Babiej Góry, w: Babiogórski Park Narodowy. Monografia Przyrodnicza (red. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Białogórski Park Narodowy, Zawoja-Kraków, 153–177.
- Miechówka A., Niemyska-Lukaszuk J., Zaleski T., Mazurek R. 2004. Gleby Babiogórskiego Parku Narodowego, w: Babiogórski Park Narodowy. Monografia Przyrodnicza (red. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Białogórski Park Narodowy, Zawoja-Kraków, 193–207.
- Mosler M.P. 1981. The influence of organic debris on channel morphology and bedload transport in a New Zealand forest stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 6: 571–579.
- Pasterniak K. 1983. Wody powierzchniowe, w: Park narodowy na Babiej Górze. Przyroda i człowiek (red. K. Zabierowski). PWN, Warszawa-Kraków, 63–78.
- Parusel J., Kasprowicz M., Holeksa J. 2004. Zbiorowiska leśne i zaroślowe Babiogórskiego Parku Narodowego, w: Babiogórski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza (red. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Białogórski Park Narodowy, Zawoja-Kraków, 431–475.
- Pociask-Karteczka J., Żychowski J. 2014. Powodzie błyskawiczne (flash floods) – przyczyny i przebieg, w: Woda w mieście (red. T. Ciupa, R. Suligowski). Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce, 213–226.
- Stach A. 2009. Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956–1980. Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań, Seria Geografia 85: 1–323.
- Starkel L. 2011. Złożoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im. *Landform Analysis* 15: 65–80.
- Szwagrzyk J., Holeksa J., Musiałowicz W. 1999. Operat ekosystemów leśnych i nieleśnych wraz z elementami ochrony gatunkowej roślin, w: Plan ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego, Dyrekcja BgPN, Zawoja, 1–109.
- Wołoszyn B.W., Baranowska-Janota M., Holeksa J., Łajczak A., Musiałowicz W., Szczęsny B., Szwagrzyk J., Celary W., Postawa T., Wołoszyn D. 2000. Synteza planu ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego, w: Plan ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego, Dyrekcja BgPN, Zawoja.
- Woźniak A. 2013. Opady w 2010 roku w Karpatach Polskich na tle wielolecia 1881–2010. *Prace Geograficzne* 133: 35–48.
- Wyźga B. 2007. Gruby rumosz drzewny: depozycja w rzece górskiej, postrzeganie i wykorzystanie do rewitalizacji cieków górskich. Wydawnictwo Instytutu Ochrony Przyrody PAN, Kraków, 1–176.
- Wyźga B., Zawiejska J. 2005. Wood storage in a wide mountain river: Case study of the Czarny Dunajec, Polish Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms* 30(12): 1475–1494.
- Wyźga B., Kaczka R.J., Zawiejska J. 2003. Gruby rumosz drzewny w ciekach górskich – formy występowania, warunki depozycji i znaczenie środowiskowe. *Folia Geographica. Series: Geographica-Physica* 33/34: 117–138.
- Wyźga B., Kaczka R., Zawiejska J. 2012. Zróżnicowanie depozycji grubego rumoszu drzewnego w ciekach górskich o średniej i dużej szerokości. *Prace i Studia Geograficzne* 50: 159–169.
- Ziętara T. 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Prace Geograficzne* 60: 1–116.
- Ziętara T. 2002. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły, w: Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju Małopolski (red. Z. Górka, A. Jelonek) Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 37–45.
- Żurawek R. 1999. Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodziami w lipcu 1997 r. oraz w lipcu 1998 r. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 45: 45–61.

## The role of catastrophic floods in shaping the morphology of river beds in small mountain catchment areas

Paweł Franczak

Jagiellonian University, Institute of Geography and Spatial Management, ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków, Poland

Tel. +48 12 6645263, e-mail: [p.franczak@uj.edu.pl](mailto:p.franczak@uj.edu.pl)

**Abstract.** Mountain streams are subjected to the continuous reshaping of their river beds during floods, with the greatest changes occurring during extreme floods caused by sudden and heavy rainfall. River bed transformations during these flash floods are more severe in forested areas, where wooden logs carried by swollen streams are more likely to be deposited on the ground, which in turn leads to the greater accumulation of other transported material and debris.

The study was conducted in the Rybny Potok catchment area (Babia Góra National Park). An extreme flash flood occurred on 15–16 May 2014 because of heavy rainfall, which, on 15 May amounted to 138 mm. The total amount of precipitation in the catchment area was 216.5 mm in three days. This resulted in sudden and full streams in spate, contributing to significant geomorphological transformations reaching all the way to the bottom of the river beds. During the flash flood, already established river beds and streams increased in size and many new river courses were formed.

**Keywords:** extreme events, flash flood, geomorphological transformations, Carpathians, forest

\*The theses proposed in this article were presented at the II National Scientific Conference entitled ‘The climatic conditionality of forest life’, organised by the Warsaw University of Life Sciences, Faculty of Forestry in Rogów on 16–17 June, 2015.

### 1. Introduction

The streams of the Beskidy region are characterised by large fluctuations of flow during the year and, therefore, are subject to continuous modelling by the processes of erosion and accumulation. However, the greatest changes that occur within their channels and flood zones during violent floods are caused by torrential rainfall. Flash floods, however, are local phenomena (Bryndal 2008), affecting small areas, and thus have not been given much attention in the literature. But locally, they can result in a very high risk of flooding (Bryndal 2008 and 2011, Pociask-Karteczka, Żychowski 2014), which, especially in mountainous areas, can take on catastrophic proportions.

Flash floods occur in small catchment areas experiencing short-term (lasting up to several hours) but very intense rainfall (Parczewski 1960), whose range usually does not

exceed 100 km<sup>2</sup>. Additionally, the area affected in half of such cases does not even reach 25 km<sup>2</sup> (Lenart 1993; Bryndal 2010), thus flash floods occur in one or, at most, several small adjacent catchment areas.

The high water flowing within the catchment area can result in a significant transformation of the river bed and floodplain. In addition, these geomorphological transformations are intensified during floods in heavily forested catchment areas, where the flood zone is overgrown with dense tree stands and large amounts of organic matter can fall into the river channel. The transported large woody debris is deposited within the channel and floodplain terraces, with mineral material increasing its accumulation above these deposits (Gurnell et al. 1995; Gippel 1995; Wyzga et al., 2003, 2012; Wyzga 2007). In turn, channel erosion increases below these debris deposits (Franczak 2014), resulting in modifications to the hydraulic conditions of river (Wyzga et al. 2012).

Received: 25.11.2015 r., reviewed: 18.06.2016 r., accepted: 12.07.2016 r.

The study of flash floods in small mountain catchments and subsequently incurred geomorphological transformations has been undertaken by a small number of authors. These phenomena have been the subject of only individual studies thus far. Study results available in the literature in this field focus mainly on describing the course of the floods, the property damage caused in its wake and also the geomorphological transformations that occurred (Dębski 1969; Ciepeliowski 1970; Żurawek 1999; Lach, Lewik 2002; Lach 2003; Gorczyca 2004; Bajgier-Kowalska, Ziętara 2008; Długosz, Gębica 2008; Gorczyca, Krzemień 2008; Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008; Krzaklewski 2008; Izmailow et al. 2008; Bryndal 2009, 2011; Bucała Budek 2011; Starkel 2011; Bucała 2012; Franczak 2014a; Franczak, Listwan-Franczak 2015).

The aim of this study was to investigate the geomorphological changes caused by catastrophic floods in small mountain catchment areas having densely afforested flood zones. The study was conducted on the example of the flood in May 2014 in the upper catchment of the Skawica River.

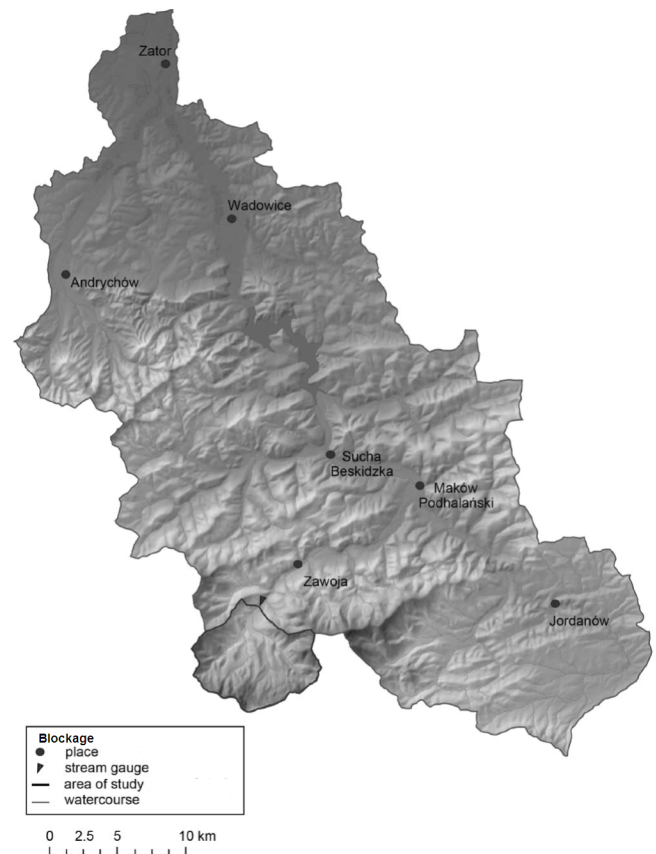
## 2. Study site

The catchment area of the upper Skawica River, an area of 48.6 km<sup>2</sup>, is located on the northern slopes of the Babia Góra Massif (Fig. 1). Towering over the Skawica valley, the Babia Góra Massif was thrust above the neighbouring mountain ridges by the isostatic uplifting of an element of a hanging wing during normal faulting activity. As a result, the northern slopes formed an edge zone (Jankowski, Margielewski 2014), rising approximately 500 m above the adjacent mountain ranges. The northern slopes of the massif form a cuesta, with a slope of 20° to more than 45° (Ziętara 2004). The upper parts of the catchment area (above approximately 1,000 m a.s.l.) are made up of resilient thick-bedded Magura sandstones, in turn, its lower fragment is made up of a thin-bedded hieroglyphic layer. A softer cover of Quaternary sediments is found at the foot of Babia Góra, within its valleys, forming Pleistocene and Holocene terraces and alluvial fans (Książkiewicz 1983). The predominant type of soil in the catchment area is poorly permeable acidic brown soils (Miechówka et al. 2004), on which evolved a classic layered plant system on the slopes: lower montane zone, upper montane zone, subalpine zone and alpine zone (Voloshin et al. 2000; Pasierbek et al. 2009).

The layout of the river network on the north side of the Babia Góra ridge is fan-like and convergent (Lajcak 1998, 2004), consisting of the Jaworzyna and Czatożanka streams and their main tributaries: Urwisko, Marków Potok, Rybny Potok, Dejaków Potok and Norczak. The largest of the studied catchments – Rybny Potok – has an area of 9.19 km<sup>2</sup>. The Rybny Potok catchment area, located in the central part of the massif, has the largest catchment length (5.11 km) and water-

shed (19.77 km). The greatest average width of the catchment is located in the western and eastern part of the Czatożanki (1.56 km) and Jaworzyna (1.55 km) massif basins. Amongst the studied catchment areas, Rybny Potok is located at the highest altitude and has the greatest denivelation (1,041 m). The studied catchment areas were dominated by slopes between 10° and 30°. The largest share of slopes with a gradient exceeding 40° was in the Rybny Potok catchment area – 3.9% (Franczak et al. 2015). Inclines in the sections of streams' sources significantly exceeded 250‰. The incline of the streams decreases along their course. Marków Potok has the highest average incline (170‰), whilst Jaworzyna has the lowest (75‰).

Forests are a key element of the natural environment of Babia Góra. In the area of the Babiogórski National Park (BgPN), they comprise an area of 2,868 ha, which together with the area occupied by mountain pine (327 ha) means that forest and shrub communities cover 95% of the massif located within the national park (Holeksa et al. 2004). Sixteen species of trees grow in these forests. However, the species composition and structure of the forest stands are heterogeneous. Their differentiation is caused by local conditions in the landscape, such as



**Figure 1.** Location of the research area

Source: Author's own work

differences in altitude above sea level and exposure. Human activity also plays an important role, to greater or lesser intensity over the centuries (from intensive forest management to gradually introduced protection). The forests growing on the northern slopes of Babia Góra in the study area extend in a vertical scale from about 700 m a.s.l. in the lower section of the Rybny Potok, extending to an average altitude of 1,370 m a.s.l. in its upper limit (Czaja, Kaczka 2014).

The greatest differences in the structure and species composition of the forest in the study area occur in the lower forest. Habitats of fertile mountain beech forests (*Dentario enneaphylli-Fagetum* and *Dentario glandulosae-Fagetum*) close to primary and secondary monocultures of Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.) are found there. Spruce dominates numerically, with 52% of trees; followed by beech (*Fagus sylvatica* L.) with 34%; and fir (*Abies alba* Mill.) with 7%. However, two areas can be distinguished in the lower montane. A lower area with stands wherein spruce is only slightly more than 40% with a somewhat lesser number of beech, 8% of fir and 1% of sycamore (*Acer pseudoplatanus* L.), grey alder (*Alnus incana* (L.) Moench) and ash (*Fraxinus excelsior* L.). However, in the upper portion of the lower montane zone, spruce makes up a significantly greater share of the stand, exceeding 60%. This diversity stems from the fact that the lowest part of the lower forest was incorporated into the park only in 1997 and had been intensively managed for economic purposes earlier. The density of trees in this part of the forest is 785 individuals/ha (volume of 312 m<sup>3</sup>/ha), whilst the upper part of the lower forest is a much higher at 986 individuals/ha (volume of 431 m<sup>3</sup>/ha). At the same time, stands of subalpine forests are much more homogeneous in species than the forests of the lower montane zone. Naturally growing spruce dominates there, with a mix of rowan (*Sorbus aucuparia*). The density of trees is much lower than in the lower montane zone, at 414 individuals/ha, but the volume is higher at 431 m<sup>3</sup>/ha (Holeksa et al. 2004). This is due to the fact that a natural stand at its optimal stage and in the initial stage of decomposition is located there (Szwagrzyk et al. 1999). In the lower montane zone, the trees are much smaller and stand density is much higher than those in the older stands of the subalpine zone (Holeksa et al. 2004).

In the lower parts of the basin, large areas along the major streams are occupied by riverine grey alder (*Alnetum incanae*) and swamp grey alder (*Caltho-Alnetum*) communities. The former form extensive patches within the low terraces above the riverbeds of the Marków and Jaworzyna streams. They occur to a height of 780 m a.s.l. In turn, the communities of swamp grey alder grow mainly in depressions within the slopes and at the foot of the Marków, Rybny and Jaworzyna stream valleys. They occupy a total area of 34 ha along a range from 650 to 1,005 m a.s.l. (Parusel et al., 2004).

In addition to the diversity of species composition and stand structure, the study area also varies by the amount of

residual dead wood present. The largest number of dead trees is found in the strict nature reserves, with an average of 96 trees/ha (with an average volume of 63 m<sup>3</sup>/ha). In most of the BgPN, which was brought under protection in 1954, the average amount of dead wood is 74 trees/ha (volume of 39 m<sup>3</sup>/ha), whilst in the area annexed to the park in 1997, it is just 41 trees/ha, volume of 4 m<sup>3</sup>/ha (Holeksa et al. 2004).

### 3. Materials and methodology

#### 3.1. Hydrological and meteorological monitoring

The hydrological situation of the upper Skawa River catchment area has been monitored since 1973 by the Institute of Meteorology and Water Management – National Research Institute (IMGW-PIB) below the junction where all streams drain from the Babia Góra massif at the water gauge in Zawoja. Detailed studies were made of the catchment areas of four streams: Czatożanka, Marków, Rybny and Jaworzyna. Monitoring was conducted in 2012–2014 at the hydrological stations located on the border of the BgPN (Fig. 2) using a float water level sensor with a Thalimedes OTT recorder. In addition, monitoring was conducted with the use of water gauges at the mouths of Dejakowy and Urwisko streams. Precipitation in the BgPN area was monitored at the Rybny Glade (710 m a.s.l.) using a SEBA RG 50 type rain gauge produced by SEBA Hydrometrie GmbH. Results were supplemented with data obtained from IMGW-PIB for the meteorological stations in Zawoja (697 m a.s.l.).

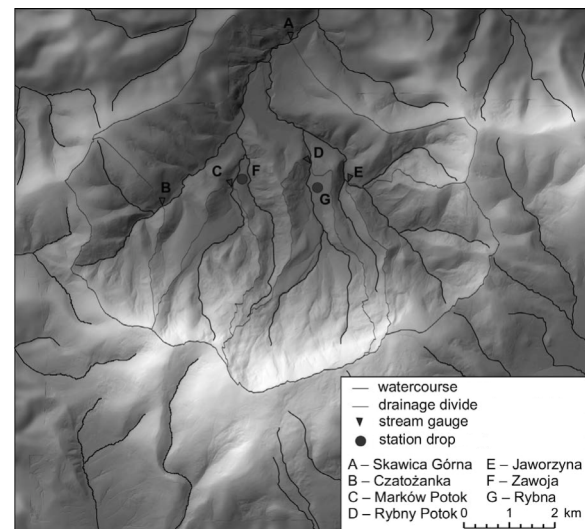


Figure 2. Location of stream gauges

Source: Author's own work

At the time of the floods of May 2014, I increased the scope of the measurements. Between 16 and 19 May 2014, the parameters of the flood wave were measured and photographic documentation was taken. Immediately after the passage of the flood wave during the field work, sites were chosen of valley cross-sections in order to calculate the maximum flow. The maximum flow was calculated according to the formula:

$$Q_{max} = P \cdot v$$

where

$P$  – the cross-sectional area of the river bed [ $m^2$ ],

$v$  – the average flow velocity [ $m/s$ ].

The average flow velocity ( $v$ ) was calculated by using Manning's Equation (Manning's formula). Flow calculations were compared to the characteristic flows, calculated as recommended by IMGW-PIB using the precipitation formula (Biernat et al. 1991).

### 3.2. Geomorphological mapping

The second stage of the study, carried out on 22–30 May 2014, assessed the geomorphological transformations that occurred and then the geomorphological maps that were made of the Rybny and Marków streams, which experienced the greatest changes. The research was conducted using the method of field mapping based on a journal diary and instructions prepared by the Department of Geomorphology of the Institute of Geography and Spatial Management of the Jagiellonian University (Krzemień 2012). Based on the mapping, the geomorphological forms that developed were characterised and then the stream channel was divided into sections that had experienced erosion, accumulation and transport. Their quantitative and qualitative characteristics were also determined. A GPS receiver was used to map the location of trees and accumulated logs within the transformed valley floors.

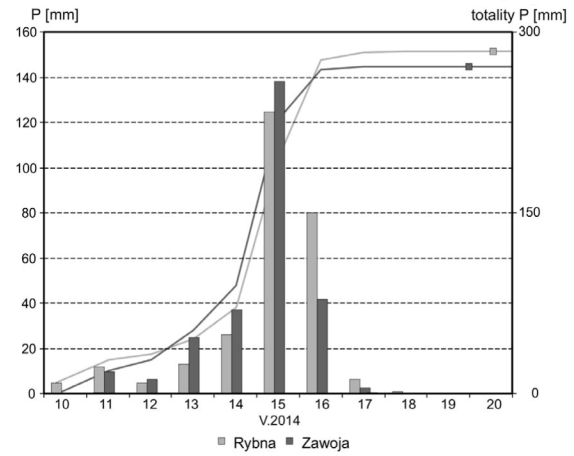
## 4. Results

### 4.1. Meteorological conditions

In the second decade of May 2014, meteorological conditions over Europe were shaped by the 'Yvette' low pressure system, which moved up from the Balkan Peninsula to southwestern Romania. At the same time, from the northwest, cold polar air masses from the Atlantic began moving over Poland. This resulted in moist air masses from the southeast moving over the Carpathians, causing intensive heavy rainfall in its western regions (Franczak 2015). Over two days (13–14 May), 62 mm of rain was measured in Zawoja and caused the retention basin of the upper Skawica catchment area to fill up.

On 15 May 2014, a low pressure system from Hungary and Romania increased the intensity of the rainfall, which

occurred at a rate of 9.1 mm/h. The upper Skawica catchment area (at the Zawoja hydrological station) recorded a daily precipitation of 138.0 mm. Heavy rain continued to fall the next day until 6:00 and then began to gradually taper off, although scattered showers fell during the entire day. On the second day (16 May), rainfall ranged from 41.5 mm in Zawoja to 80.1 mm in Rybny Glade. Rybny Glade also recorded the highest two-day total rainfall (204.6 mm), whilst the total precipitation over 13–16 May in the upper Skawica catchment area was from 241.5 to 243.5 mm (Fig. 3).

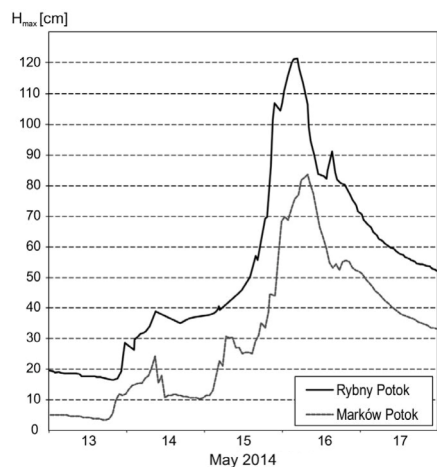


**Figure 3.** Daily precipitation on 10–20 May 2014 in the study area

Source: Author's own work based on data from IMGW-PIB and own data

### 4.2. The course of the flood wave

In the first decade of May 2014, the water level of the upper Skawica was in the low range. The water courses reacted rapidly to the intense rainfall, contributing to the formation of high flood wave. On 13 May at 19:00, the water began to continuously rise. The rapid increase in the water level of the streams began on 15 May at 15:00 and lasted until 7:00 the next day, when the flood wave culminated. The maximum flow of the Skawica River in Zawoja was 76.6  $m^3/s$ , and the maximum outflow unit was 1.15  $m^3/(s \cdot km^2)$ . The largest outflow unit occurred in the Rybny Potok catchment area at 2.15  $m^3/(s \cdot km^2)$ , and the maximum flow rate reached 19.7  $m^3/s$ . The outflow unit of the Marków Potok catchment area was slightly lower at 2.10  $m^3/(s \cdot km^2)$  (Fig. 4). The maximum outflow unit on 16 May in the upper Skawica catchment area at the Zawoja hydrological station was the highest for the upper Skawa catchment area. A slightly lower maximum outflow unit was recorded in the Stryaszawka catchment area, which had the highest maximum outflow in the history of taking measurements there during the May floods (219.0  $m^3/s$ ). A much lower  $q_{max}$  just



**Figure 4.** Hydrograph of Rybny Potok and Marków Potok on 13–17 May 2014

Source: Author's own study

$0.7 \text{ m}^3/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$ , was observed in the Skawica catchment area at the hydrological station in Skawica Dolna (Table 1). The reason for this was the significantly less intensive rainfall in the lower part of the catchment area. The most intense rainfall occurred over the Babia Góra Massif and the adjoining Mędralowa Mountain Group to its west.

### 4.3. Geomorphological transformations

The swollen streams in spate from 15 to 16 May 2014 resulted in major transformations of the Skawica's upper catchment area, but the extent of the changes in the sub-catchments was very diverse. The greatest changes were found in the Rybny Potok catchment (Fig. 5), whereas other catchments had much less extensive geomorphological changes, mainly affecting the lower sections of the streams. Amongst them, the greatest changes occurred in the Marków Potok catchment (Fig. 6A), whilst the smallest were found in the Czatożanka catchment.

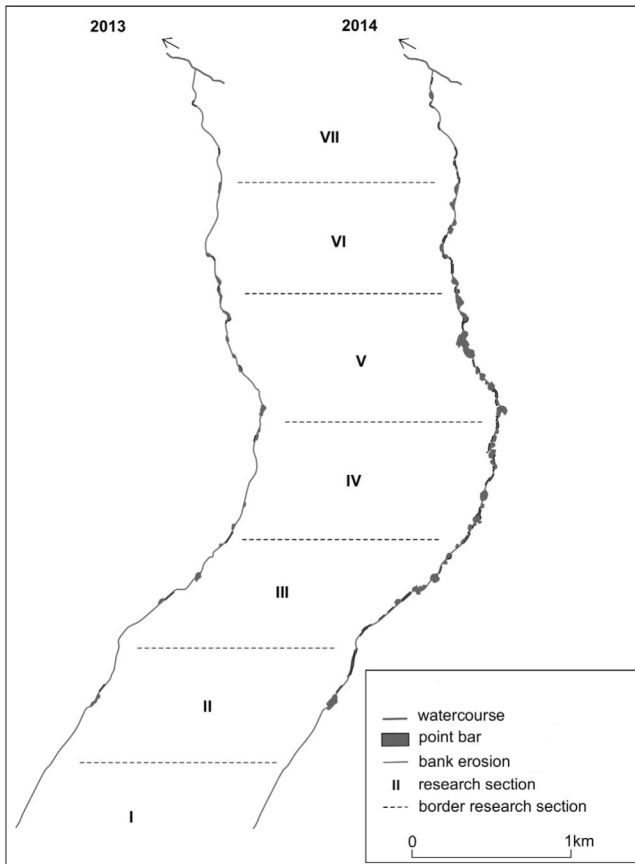
There were no significant changes in the structure of the water channels, and there was only a marked increase in the number and sizes of the forms of geomorphological transformations. In the upper sections of the streams, forms of erosion increased in length and height, whilst in the lower parts, many new forms of erosion were observed and the surface area of existing forms of accumulation increased, accompanied by the creation of forms of erosion.

In the Rybny Potok catchment, the largest transformations of the watercourse and flood zone occurred in the lower section of the stream (section V), where the area occupied by accumulation forms increased from  $1,000$  to  $5,730 \text{ m}^2$  (Table 1; Fig. 6B). The largest of these measured  $2,170 \text{ m}^2$ . The large increase in the number and area of the accumulation forms (fourfold) also appeared along the entire remaining length of the valley, but they typically had an area of no more than  $50 \text{ m}^2$ . The greatest

**Table 1.** The maximum outflow unit from the catchment of the upper Skawa on 10–20 May 2014

Date	Name of the river (hydrological station)					
	Skawa (Jordanów)	Skawa (Osielec)	Skawa (Sucha Beskidzka)	Stryżawka (Sucha Beskidzka)	Skawica (Skawica)	Skawica (Zawoja)
	$96.6 \text{ km}^2$	$244.0 \text{ km}^2$	$468.0 \text{ km}^2$	$139.7 \text{ km}^2$	$139.0 \text{ km}^2$	$48.6 \text{ km}^2$
	$q_{\text{max}} [\text{dm}^3 \text{ s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}]$					
10.V	7.1	5.5	9.0	4.9	12.9	17.9
11.V	6.4	5.0	8.2	4.5	11.7	16.1
12.V	7.9	5.8	9.1	5.5	13.6	19.5
13.V	7.4	5.4	8.7	5.3	13.3	19.5
14.V	13.6	8.6	24.8	43.0	57.6	67.5
15.V	332.3	227.0	114.7	458.3	295.7	539.1
16.V	1480.3	881.1	1149.6	1575.5	697.8	1576.1
17.V	156.3	150.0	237.2	313.0	94.2	216.1
18.V	70.3	69.7	120.1	130.9	67.6	116.5
19.V	38.5	41.4	52.1	75.5	49.2	74.5
20.V	23.1	28.8	33.3	48.3	38.1	65.0

Source: Author's own work



**Figure 5.** Geomorphological transformations in the Rybny Potok catchment

Source: Franczak (2015); changed

increase in the number of sites experiencing bank erosion occurred in the upper channel (above Stonowa), where their total length grew two- to threefold (Table 2). The longest bank erosion with an average length of 80 m was recorded in section II. As a result of the creation of numerous bank undercuts reaching a height of up to 7 m in a narrow section of the valley, a large number of trees fell into the channel, causing extensive large woody debris accumulations. In the middle and lower sections of the stream, the lengths of the eroded banks ranged from 12 to 20 m and their height was 1–1.5 m. Heights reaching 6 m were found only within meanders, at the foot of high fluvial terraces.

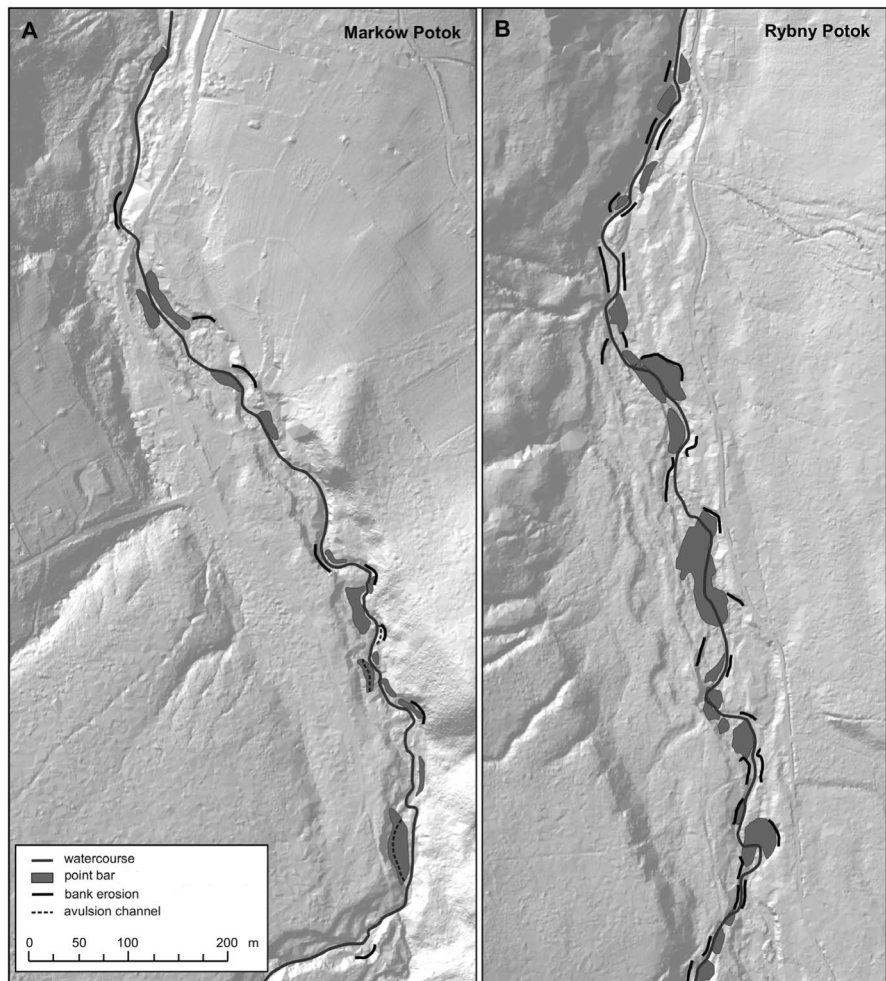
The greatest transformation of the Marków Potok channel occurred in the lower sections of the stream, where a series of point bars formed with an area of several to 490 m<sup>2</sup> (Fig. 6A). The average point bar area formed there was 60 m<sup>2</sup>. These bars were accompanied by undercutting erosion with an average length of 11 m and a height of 4 m. After the flash flooding, the highest forms measured 9 m in height.

One hundred and twenty-nine tree logs were deposited in the lower section of the Rybny Potok water channel (Fig. 7B). Most of them (67%) were deposited into the channel from the immediate vicinity as a result of bank erosion. However, 33% of the deposited logs in the Rybny Potok channel were transported from the upper sections of the catchment (Fig. 8B). Spruce (*P. abies*) (89%) accounted for the vast majority of the deposited large woody debris, with 11% made up of grey alder (*A. incana*) logs (Fig. 8A). Twenty-five tree logs (Fig. 7A) were inventoried in the studied area of the Marków Potok catchment, of which 72% were grey alder logs and 28% spruce (Fig. 8A). About half (52%) of the large woody debris deposited in the Marków Potok channel originated from the

**Table 2.** Changes to bank erosion length [m] and b point bar area [m<sup>2</sup>] in the trough Rybny Potok as a result of flash flood in May 2014

Number of tested zone	Bank erosion length [m]		Point bar area [m <sup>2</sup> ]	
	Years			
	2013	2014	2013	2014
I	0	0	0	0
II	50	420	150	665
III	60	136	200	850
IV	130	290	300	1 455
V	100	280	1 000	5 730
VI	20	106	150	770
VII	10	72	40	200

Source: Author's own work



**Figure 6.** Geomorphological transformations of the lower part of Marków Potok (A) and Rybny Potok (B) channel in 2014.

Source: author's own work

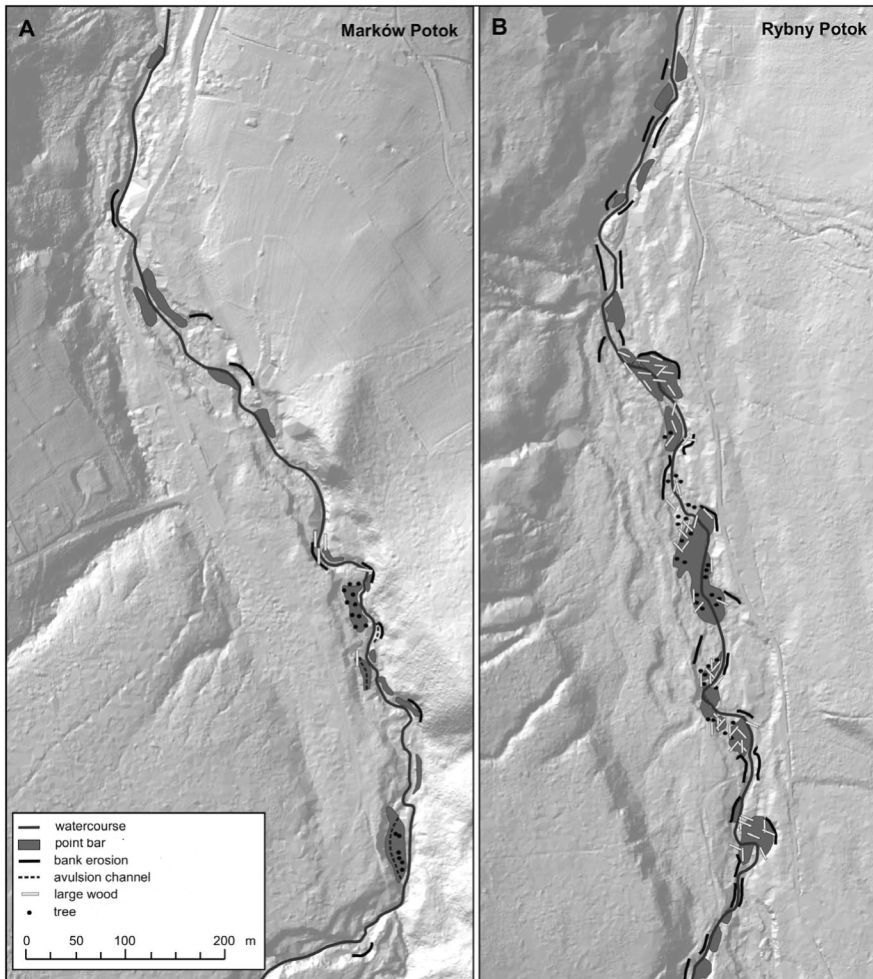
area in which the accumulation was found, whilst 48% was transported from the upper part of the catchment (Fig. 8B).

## 5. Discussion

The intense rainfall that occurred in mid-May 2014 in the Babia Góra region was one of the highest in the history of the Zawoja hydrological station (measurements from 1961), and the precipitation of 138.0 mm on 15 May was the highest. Precipitation was 15% higher than the previous highest daily rainfall from July 1970 (120.1 mm), whilst the upper Vistula basin experienced one of the largest floods in its history (Franczak 2013, 2014b). Similarly, high daily rainfall amounts were recorded in the Skawa catchment area during seven other events in 1934, 1958, 1960, 1970, 1983, 2001 and 2010 (Franczak 2013). The total daily precipitation that fell in the Skawica upper catchment on 15 May 2014, however, was much lower than the rainfall recorded on 18 July 1970 in Laskowiec (275.1 mm). On the same day, Bieńkówce (Palczki catchment) re-

corded a daily total precipitation of 209.1 mm, and the Zubrzyca Górna (Orava catchment) had 226.0 mm (Stach 2009). However, as mentioned earlier, during that particular flood wave, the maximum daily rainfall in the upper Skawica catchment area was lower than that in 2014. The rainfall noted at Zawoja in May 2014, however, did not occur in the months with the highest monthly totals of precipitation reported in the Western Carpathians. In this area, they most often occur in June and July. Despite this, May is still included in the period (May to September) with the highest monthly totals of precipitation. It was in May that the nearby station in Maków Podhalański recorded the highest monthly rainfall total of 521.1 mm (Cebulska, Twardosz 2012; Woźniak 2013). In May 2014, the total amount of rainfall in Zawoja was 354.1 mm.

The flood wave that formed as a result of the torrential rainfall was characterised by a very steep slope during the flood phase, concentrated over only 14 h. The flow of the Skawica in Zawoja increased to 76.6 m<sup>3</sup>/s and the maximum outflow unit was 1.57 m<sup>3</sup>/(s·km<sup>2</sup>). Higher values of  $q_{max}$  were



**Figure 7.** Accumulation places of large wood the lower part of Marków Potok (A) and Rybny Potok (B) channel after flash floods in May 2014

Source: Author's own work

recorded in its sub-catchments, and a maximum outflow unit value of  $2.25 \text{ m}^3/(\text{s}\cdot\text{km}^2)$  was reached in the Szumiąca Woda catchment. These values, however, were much smaller than the average maximum outflow unit calculated by Bryndal (2014) for the Polish Carpathians.

As the flood wave advanced, the Babia Góra stream channels were significantly transformed, with the greatest changes occurring in the Rybny Potok catchment. Extensive changes in the morphology of the stream bed were also recorded in the lower section of the Marków Potok and Jaworzyna Potok. These changes were similar to those demonstrated by numerous other authors studying the impact of floods on morphological changes to the river beds of the Polish Carpathians (including Ziętara 1968, Krzemień 1992; Starkel 1996; Gorczyca 2004; Izmailow et al. 2008; Krzemień, Gorczyca 2010; Gorczyca et al. 2013). By far, the smallest transformation occurred in the Czatożanki catchment, where only the channel was deepened in some places. No changes were recorded in the Czatożanki catchment to

the terrace. The largest transformations of the valley floor occurred in the middle of the Rybny Potok channel in the aforementioned section V (Fig. 5B). Several extensive accumulation forms developed in places where the valley bottom distinctly expanded. The intensive growth of patches of grey alder and spruce along the banks and on the flood plain contributed to this by accumulating the debris carried by the flood wave. Large accumulations of organic matter were formed, reaching a height of 3 m, and their blockage of the flood waters caused the formation of large areas of gravel deposits in front of them. Below the large woody debris, on the other hand, undercuttings formed up to a depth of 1.5 m. As already demonstrated by many authors (including Mosler 1981; Wyżga et al., 2003; Wyżga, Zawiejska, 2005; Kasprzak 2010), the dams resulting from woody debris are the main cause of the transformations within stream channels.

The significant increase in the size of the area of the accumulation forms in the Rybny Potok valley in contrast to neighbouring valleys, where they were not as large (Fig. 8A),

is due to the morphology of the Rybny Potok valley floor and the distribution of trees in its territory (Fig. 8B). The Rybny Potok catchment area has a marked dichotomy. The slopes in the upper part of the catchment are steep, and the stream bed has many inclines in excess of 350‰ (Franczak et al. 2015). On the other hand, below the Stonów meadow (Stonów), the stream flows in a relatively wide valley for approximately 1.5 km, which measures from 40 to 60 m wide, reaching even 90 m in places. The channel's incline decreases to only 80‰. The Holocene terraces extending along the channel are 0.5–1.5 m high, and their entire surface is covered with dense stands of spruce and patches of grey alder.

During the May 2014 flood, a very large amount of organic material fell into the stream channel as a result of extensive bank erosion in the upper part of the catchment, including tree logs, some of which were then transported to the lower sections of the valley. The swollen waters spilled onto the floodplain in the middle and lower sections of the stream, depositing organic matter amongst the trees growing on the terrace. In addition, the free flow of the flood water was blocked by the dams formed by the deposited large woody debris, transported to the lower parts of the valley. As a result of the accumulation of a large number of logs and fine organic matter, a number of dams were formed, holding back the transported rock material. Below the dams, plunge pools and eroded gullies were formed, up to a depth of 2 m. The same effect of extensive accumulations of large woody debris has been observed in other Carpathian catchment areas, including the Bystrzanka catchment (Kijowska-Strugała 2015).

Transported tree logs were also deposited on the resulting gravel bars and erosional undercuts. The largest amount was deposited on the gravel bars formed on the wide stream bends. Within these individual forms, several to almost 20 logs were deposited, with the largest having 20 (Franczak 2014). In the other valleys, there were no more than a few logs on the particular accumulation forms. Spruce logs dominated amongst those deposited in Rybny Potok, which had fallen into the water from the floodplain as banks experienced undercuts erosion. Grey alder, because of its overgrowth on the floodplain, dominated amongst the logs heaps found in the stream channel itself, which lacked trees transported from the fluvial terrace. Such a situation occurred in the Marków Potok catchment, where it represented 72% of the large woody debris deposited in the channel.

The large woody debris that fell into the stream channel as a result of the flood intensified the formation of extensive accumulation forms in the lower sections of the valley. The existence of very large piles of tree log debris may, however, contribute in the future to the enlargement of these forms. In the event of an extensive flood, they will interfere with the hydraulic flow, impeding the further transport of the bed load, and thereby increase in size.

## 6. Conclusions

The intense rainfall that occurred in May 2014 in the upper catchment of the Skawica caused significant changes in the geomorphology of the Babia Góra stream channels. The extent of the transformations, however, differed within individual valleys. The greatest transformation was recorded in the Rybny Potok catchment that drains the domed peak of Babia Góra. The data suggest that the accelerated outflow from the upper parts of the massif induced by low infiltration and steep inclines resulted in a significant increase in the energy of the water, which caused the extensive erosion of channel banks and transported the rock and organic materials that were swept away. The low floodplain with dense tree cover occurring in the middle and lower sections of the catchment set the stage for the numerous accumulations of large woody debris, with heights reaching up to several metres. Several different forms of accumulated material developed above these heaps, with erosional forms occurring below them.

The remaining valleys of the Skawica upper catchment did not have such a broad floodplain with dense tree cover, and thus the conditions were not as conducive to the development of such large-scale transformations of their stream channels. The upper parts of their catchment areas experienced extensive erosion, whilst accumulation forms developed only within stream meanders.

Sometimes extensive accumulations of large woody debris in stream channels may be the result of forest management activities. During large floods, the remains of logs and branches move and block water flow, thus contributing to further changes within the channel.

## Conflict of interest

The author declares no conflict of interest.

## Acknowledgements and source of funding

The field studies were financed by the author, whereas the hydrological monitoring was performed with equipment purchased under financing agreement #298/2011/Wn-50/OP-MN/D with the National Fund of Environmental Protection and Water Management.

## References

- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T. 2008. Wpływ gwałtownych opadów na modelowanie rzeźby w Dolinie Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich. *Landform Analysis* 8: 5–8.
- Biernat B., Bogdanowicz E., Czarnecka H., Dobrzyńska I., Fal B, Karwowski S., Skorupska B., Stachy J. 1991. *Zasady ob-*

- liczania maksymalnych rocznych przepływów rzek polskich o określonym prawdopodobieństwie pojawienia się. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Bryndal T. 2008. Parametry zlewni, w których wystąpiły lokalne powodzie. *Annales UMCS, Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 63: 177–200.
- Bryndal T. 2009. Przepływy maksymalne odnotowane podczas gwałtownych wezbrań, spowodowanych krótkotrwałymi ulewnymi opadami deszczu w małych zlewniach karpackich, in: Zasoby i ochrona wód. Obieg wody i materii w zlewniach rzecznych (eds. R. Bogdanowicz, J. Fac-Beneda). Fundacja Rozwoju Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk, 329–334.
- Bryndal T. 2010. Parametry hydrologiczne wezbrań spowodowanych krótkotrwałymi intensywnymi opadami deszczu w Polsce. *Annales UMCS, Sectio B, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 65: 43–71.
- Bryndal T. 2011. Identyfikacja małych zlewni podatnych na formowanie gwałtownych wezbrań (na przykładzie Pogórza Dynowskiego, Strzyżowskiego i Przemyskiego). *Przegląd Geograficzny* 83(1): 27–49.
- Bryndal T. 2014. Parametry hydrologiczne wezbrań opadowo-nawalnych w polskiej, słowackiej i rumuńskiej części Karpat. *Przegląd Geograficzny* 86(1): 5–21.
- Bucała A. 2012. Współczesne zmiany środowiska przyrodniczego dolin potoków Jaszce i Jamne w Gorcach. *Prace geograficzne IGiPZ PAN* 231: 1–145.
- Bucała A., Budek A. 2011. Zmiany morfologii koryt wskutek opadów ulewnych na przykładzie potoku Suszanka, Beskid Średni. *Czasopismo Geograficzne* 82(4): 321–332.
- Cebulska M., Twardosz R. 2012. Zmienność czasowa najwyższych miesięcznych sum opadów atmosferycznych w Polskich Karpatach Zachodnich (1951-2005). *Prace Geograficzne* 128: 123–134.
- Ciepielowski A. 1970. Maksymalne wielkości spływów jednostkowych z deszczów nawalnych. *Przegląd Geograficzny* 15(2): 179–193.
- Czaja B., Kaczka R.J. 2014. Dendrochronologiczna charakterystyka górnej granicy lasu na Babiej Górze w strefie jej progresu. *Studia i Materiały CEPL w Rogowie* 40(4): 42–52.
- Dębski K. 1969. O potencjalnym najwyższym odpływie z krótkotrwałych deszczów nawalnych. *Rozprawy Hydrotechniczne* 23: 51–63.
- Długosz M., Głębcica 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 Młp.). *Landform Analysis* 8: 13–20.
- Franczak P. 2013. Zagrożenie powodziowe w zlewni górnej Skawy. Praca magisterska. Zakład Hydrologii IGiP, Uniwersytet Jagielloński.
- Franczak P. 2014a. Geomorfologiczna rola katastrofalnych wezbrań w transformacji górskich koryt na przykładzie Rybnego Potoku (Masyw Babiej Góry): wstępne wyniki badań. *Zarządzenie Ochroną Przyrody w Lasach* 8: 82–94.
- Franczak P. 2014b. Rola wielkich wezbrań powodziowych w kształtowaniu życia ludności w zlewni górnej Skawy od XV wieku, in: Współczesne problemy i kierunki badawcze w geografii (ed. P. Krąż) 2, Kraków, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, 117–129.
- Franczak P. 2015. Hydrologiczne i geomorfologiczne skutki ekstremalnego opadu w maju 2014 roku w zlewni Rybnego Potoku (Masyw Babiej Góry). *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 70(2): 63–81.
- Franczak P., Hudyka M., Buczek K., Górnik M. 2015. Zróżnicowanie przestrzenne i zmienność odpływu ze zlewni fliszowych na obszarze Masywu Babiej Góry. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B – Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia* 70(1): 96–116.
- Franczak P., Listwan-Franczak K. 2015. Zmiany geomorfologiczne i krajobrazowe zachodzące w małych zlewniach górskich pod wpływem katastrofalnych wezbrań i ich trwałość w krajobrazie. *Problemy Ekologii Krajobrazu* 39: 33–44.
- Gippel C. 1995. Environmental hydraulics of large woody debris in streams and rivers. *Journal of Environmental Engineering* 121: 388–444.
- Gorczyca E. 2004. Przekształcanie stoków fliszowych przez procesy masowe, podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny). Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 102 s.
- Gorczyca E., Krzemień K. 2008. Morfologiczne skutki ekstremalnego zdarzenia opadowego w Tatrach Regłowych w czerwcu 2007 r. *Landform Analysis* 8: 21–24.
- Gorczyca E., Wrońska-Wałach D. 2008. Transformacja małych zlewni górskich podczas opadowych zdarzeń ekstremalnych (Bieszczady). *Landform Analysis* 8: 25–28.
- Gorczyca E., Krzemień K., Wrońska-Wałach D., Sobucki M. 2013. Channel changes due to extreme rainfalls in the Polish Carpathians, in: Geomorphological Impacts of Extreme Weather, Case Studies from Central and Eastern Europe (ed. D. Lóczy). Dordrecht, Springer, 23–35.
- Gurnell A.M., Gregory K.J., Petts G.E. 1995. The role of coarse woody debris in forest aquatic habitats: implications for management. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems* 5: 143–166.
- Holeksa J., Szwagrzyk J., Musiałowicz W., Parusel J. 2004. Struktura i dynamika lasów Babiogórskiego Parku Narodowego, in: Babiogórski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza (ed. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Babiogórski Park Narodowy, Kraków, 528–596.
- Izmałłow B., Kamykowska M., Krzemień K. 2008. Geomorfologiczna rola katastrofalnych wezbrań w transformacji górskiego systemu korytowego na przykładzie Wilszni (Beskid Niski), in: Przyroda – Człowiek – Bóg (ed. B. Izmałłow) IGiP UJ, Kraków: 69–81.
- Jankowski L., Margielewski W. 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Przegląd Geologiczny* 62(1): 29–35.
- Kasprzak M. 2010. Geomorfologiczne i ekologiczne skutki wezbrań, in: Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki (ed. P. Migoń). Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, 141–203.
- Kijowska-Struga M. 2015. Transport zawiesiny w warunkach zmieniającej się antropopresji w zlewni Bystrzanki (Karpaty Fliszowe). *Prace geograficzne IGiPZ PAN* 247: 1–140.

- Krzaklewski P. 2008. Rola zdarzeń ekstremalnych w kształtowaniu meandrowych koryt górskich na przykładzie Czarnej Orawy w okresie 2007–2008. *Landform Analysis* 8: 45–48.
- Krzemień K. 1992. The high mountain fluvial system the western Tatra perspective. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne* 60: 51–65.
- Krzemień K., Gorczyca E. 2010. Ewolucja systemów korytowych pod wpływem antropopresji (na przykładzie wybranych rzek karpackich), in: *Przekształcenia struktur regionalnych, Aspekty społeczne, ekonomiczne i przyrodnicze* (eds. S. Cioka, P. Migoń). Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego UW, Wrocław, 431–439.
- Lach J., Lewik P. 2002. Powódź w lipcu 2001 na Sądecczyźnie i jej skutki, in: *Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju Małopolski* (eds. Z. Górka, A. Jelonek) Instytut Geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 199–204.
- Lenart W. 1993. Opad atmosferyczny, in: *Podstawy hydrologii Dynamicznej* (ed. U. Soczyńska). Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa, 101–116.
- Lach J. 2003. Zmiany w morfologii den dolinnych Nysy Kłodzkiej i Białej Łądeckiej powstałe w wyniku powodzi w lipcu 1997 roku. Praca doktorska. Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Łajczak A. 1998. Charakterystyka hydrograficzna, zasoby wodne, zagrożenie wód i wykonanie szczegółowej mapy hydrograficznej Babiogórskiego Parku Narodowego, in: *Plan ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego*, Dyrekcja BgPN, Zawoja, 1–118.
- Łajczak A. 2004. Wody Babiej Góry, in: *Babiogórski Park Narodowy. Monografia Przyrodnicza* (eds. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Białogórski Park Narodowy, Zawoja-Kraków, 153–177.
- Miechówka A., Niemyska-Lukaszuk J., Zaleski T., Mazurek R. 2004. Gleby Babiogórskiego Parku Narodowego, in: *Babiogórski Park Narodowy. Monografia Przyrodnicza* (eds. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Białogórski Park Narodowy, Zawoja-Kraków, 193–207.
- Mosler M.P. 1981. The influence of organic debris on channel morphology and bedload transport in a New Zealand forest stream. *Earth Surface Processes and Landforms* 6: 571–579.
- Pasterniak K. 1983. Wody powierzchniowe, in: *Park narodowy na Babiej Górze. Przyroda i człowiek* (ed. K. Zabierowski). PWN, Warszawa-Kraków, 63–78.
- Parusel J., Kasprówicz M., Holeksa J. 2004. Zbiorowiska leśne i zaroślowe Babiogórskiego Parku Narodowego, in: *Babiogórski Park Narodowy. Monografia przyrodnicza* (eds. B.W. Wołoszyn, A. Jaworski, J. Szwagrzyk). Białogórski Park Narodowy, Zawoja-Kraków, 431–475.
- Pociask-Karteczka J., Żychowski J. 2014. Powodzie błyskawiczne (flash floods) – przyczyny i przebieg, in: *Woda w mieście* (eds. T. Ciupa, R. Suligowski). Instytut Geografii Uniwersytetu Jana Kochanowskiego, Kielce, 213–226.
- Stach A. 2009. Analiza struktury przestrzennej i czasoprzestrzennej maksymalnych opadów dobowych w Polsce w latach 1956–1980. *Uniwersytet Adama Mickiewicza w Poznaniu, Poznań, Seria Geografia* 85: 1–323.
- Starkel L. 2011. Łężoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im. *Landform Analysis* 15: 65–80.
- Szwagrzyk J., Holeksa J., Musiałowicz W. 1999. Operat ekosystemów leśnych i nieleśnych wraz z elementami ochrony gatunkowej roślin, in: *Plan ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego*, Dyrekcja BgPN, Zawoja, 1–109.
- Wołoszyn B.W., Baranowska-Janota M., Holeksa J., Łajczak A., Musiałowicz W., Szczęsny B., Szwagrzyk J., Celary W., Postawa T., Wołoszyn D. 2000. Synteza planu ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego, in: *Plan ochrony Babiogórskiego Parku Narodowego*, Dyrekcja BgPN, Zawoja.
- Woźniak A. 2013. Opady w 2010 roku w Karpatach Polskich na tle wielolecia 1881–2010. *Prace Geograficzne* 133: 35–48.
- Wyźga B. 2007. Gruby rumosz drzewny: depozycja w rzece górskiej, postrzeganie i wykorzystanie do rewitalizacji cieków górskich. Wydawnictwo Instytutu Ochrony Przyrody PAN, Kraków, 1–176.
- Wyźga B., Zawiejska J. 2005. Wood storage in a wide mountain river: Case study of the Czarny Dunajec, Polish Carpathians. *Earth Surface Processes and Landforms* 30(12): 1475–1494.
- Wyźga B., Kaczka R.J., Zawiejska J. 2003. Gruby rumosz drzewny w ciekach górskich – formy występowania, warunki depozycji i znaczenie środowiskowe. *Folia Geographica. Series: Geographica-Physica* 33/34: 117–138.
- Wyźga B., Kaczka R., Zawiejska J. 2012. Zróżnicowanie depozycji grubego rumoszu drzewnego w ciekach górskich o średniej i dużej szerokości. *Prace i Studia Geograficzne* 50: 159–169.
- Ziętara T. 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Prace Geograficzne* 60: 1–116.
- Ziętara T. 2002. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby terenu oraz niszczeniu infrastruktury osadniczej w górnej części dorzecza Wisły, in: *Geomorfologiczne uwarunkowania rozwoju Małopolski* (eds. Z. Górka, A. Jelonek) Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 37–45.
- Żurawek R. 1999. Zmiany erozyjne w dolinach rzek Sudetów Kłodzkich wywołane powodziami w lipcu 1997 r. oraz w lipcu 1998 r. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 45: 45–61.