

Złożoność czasowa i przestrzenna opadów ekstremalnych – ich efekty geomorfologiczne i drogi przeciwdziałania im

Temporal and spatial complexity of extreme rainfalls – their geomorphological effects and ways of counteract them

Leszek Starkel

Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. św. Jana 22, 31-018 Kraków

Zarys treści: W ocenie geomorfologicznych efektów ekstremalnych opadów istotne są zarówno złożoność czasowa, jak i rozkład przestrzenny opadów i obiegu wody. Trzy podstawowe typy opadów ekstremalnych: krótkotrwałe ulewy, opady rozlewne i pory opadowe różnią się nie tylko czasem trwania i wysokością, ale szczególnie natężeniem. Poznanie tych parametrów i ich związku z cechami podłoża (przepuszczalność, tempo infiltracji i retencji gruntowej) pozwala na wyznaczenie wartości progowych procesów erozyjnych i grawitacyjnych. Znajomość wysokości opadów dobowych i litologii głębszego podłoża jest niewystarczająca. Równie istotne jest określenie zasięgu przestrzennego ekstremalnego opadu, co przy braku gęstej sieci stacji możliwe jest poprzez rejestrację naziemną skutków ulewy. Autor ilustruje powyższe zagadnienia przykładami z ostatnich kilkunastu lat. Przeciwdziałanie skutkom ulew i powodzi zależy od wielu zmiennych i wymaga stosowania różnych środków. Na zakończenie autor proponuje wydzielenie kilku typów wezbrań, które może być użyteczne przy wyznaczeniu kierunków przeciwdziałania i przy prognozowaniu.

Słowa kluczowe: typy opadów ekstremalnych, czasowa złożoność, przestrzenna złożoność, efekty geomorfologiczne

Summary: In the evaluation of geomorphic effects of extreme rainfalls equally important are their temporal diversity and spatial distribution of rainfall and water circulation. Three main types of extreme rainfalls (heavy downpours, continuous rains and rainy seasons differ not only in the duration and totals but especially in their intensity. The recognition of these parameters and their relation to features of substratum (permeability, infiltration rate, groundwater storage) help to calculate the thresholds for erosional and gravitational processes. The recognition of only daily rainfall and lithology of deeper substratum is not enough. The equally important is the delimitation of spatial extend of extreme rainfall, what in case of very sparsely distributed raingauge network is possible to reconstruct by a ground survey of geomorphic effects. These questions are exemplified by events from last decades. The counteraction to the effects of heavy rains and floods depend on various parameters and different measures may be undertaken. In closing chapter the author propose typology of floods which may have practical value in counteractions and forecasting.

Key words: types of extreme rainfalls, temporal complexity, spatial complexity, geomorphological effects

Wstęp

W przebiegu procesów geomorfologicznych podstawową rolę odgrywa woda płynąca, przemieszczająca substancje mineralne. Istotna jest zarówno ilość tej wody, prędkość i siła przemieszczania, jak i czas trwania zjawiska. Istnieją określone wartości progowe,

przy których przekraczaniu pojawia się albo nagle nowy proces rzeźbotwórczy (np. spływ błotny), albo też już istniejący osiąga wielkość, która powoduje przekształcenie określonych form rzeźby. Mówimy wówczas o zjawisku ekstremalnym (Starkel 1986). W przypadku wody spadającej na powierzchnię gruntu przyczyną tego może być zmiana jednego

z trzech parametrów opadu: wysokości, czasu trwania i natężenia, a także związana ze spadkiem siła transportowa lub zmiana stanu przemieszczanej materii. Wielkości tych cech są ze sobą skorelowane w czasie trwania poszczególnych zdarzeń. Istnieje jeszcze jeden parametr, o którym często zapominamy, choć chcemy określić skutki ekstremalnego opadu. Jest to zasięg i zróżnicowanie przestrzenne opadu i związany z tym jego wpływ na spływ powierzchniowy i infiltrację.

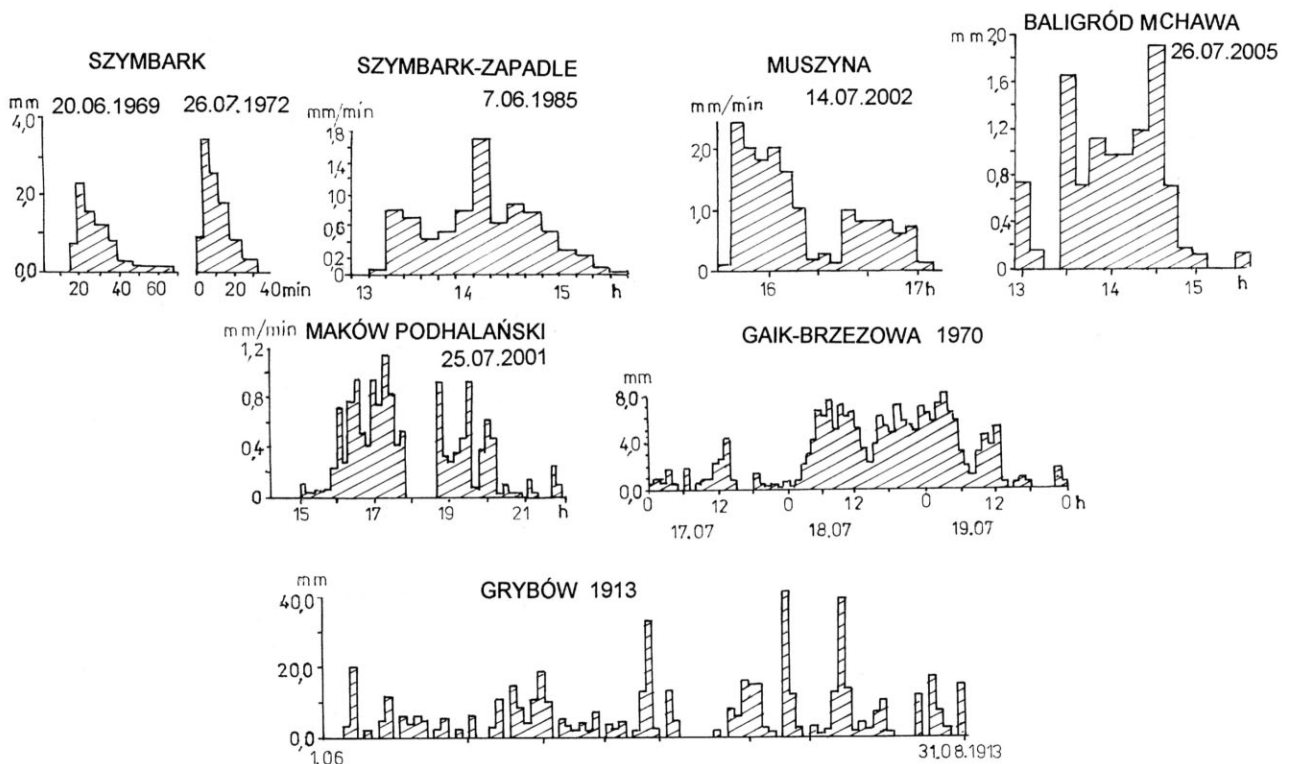
Typy ekstremalnych opadów

Wśród ekstremalnych opadów można wyróżnić trzy podstawowe typy (ryc. 1, Starkeł 1976, 1996, 2006, 2008).

1. Krótkotrwałe ulewy o małym zasięgu przestrzennym, a dużym natężeniu minutowym (do 2–4 mm min⁻¹, a nawet więcej), czasie trwania od ułamka godziny do kilku godzin i o wysokości 20–150 mm (w naszych warunkach klimatycznych). Podczas ulew obserwujemy intensywne splukiwanie, niekiedy spływy błotne nasyconej wodą gleby, na stromych wysokogórskich stokach spływy gruzowe, a w małych zlewniach lokalne wezbrania. Efekty ulew mogą być różne, zależnie od czasu wystąpienia maksymalnych natężeń (na początku, w środku lub na końcu opadu) (fot. 1–3).

- Opady rozlewne o natężeniach w granicach kilku do dwudziestu mm na godzinę, o czasie trwania od kilkunastu godzin do 3 dni (z przerwami nawet więcej) o łącznej sumie opadów sięgającej 200–500 mm. W czasie takich opadów obejmujących większe dorzecza (do kilkuset, a nawet kilku tysięcy km²), choć obserwujemy słabe splukiwanie powierzchniowe, to dochodzi do skoncentrowanego spływu linijnego i śródpokrywowego, prowadzącego do wystąpienia potoków z brzegów koryt (fot. 4). Towarzyszą im różnorodne zjawiska osuwiskowe obejmujące na ogół utwory pokrywowe mięszości do kilku metrów oraz intensywne procesy sufozyjne.
- Pory opadowe trwające przez kilka tygodni, a nawet miesięcy, gdy deszcze o niewielkim natężeniu padają z przerwami, a łączna suma opadów przewyższa często 500 mm. Wartości progowe opadów niezbędnych do uruchomienia procesów grawitacyjnych bywają wówczas przekraczane kilkakrotnie. Dochodzi do przesylenia wodą podłoża, spływ śródpokrywowy trwa tygodniami, stany wody w rzekach są długo podniesione, rzeki podmywają brzegi i przenoszą znaczne ilości drobnego rumowiska (fot. 5).

Od kilkunastu lat częstotliwość różnych opadów ekstremalnych wyraźnie wzrasta, a nakładanie się na siebie różnych typów opadów przynosi zwielokrotnione skutki, czego mogliśmy doświadczyć w lecie



Ryc. 1. Przykłady czasu trwania i natężenia opadów w Karpatach fliszowych: 7 krótkotrwałych ulew, opad rozlewny z 1970 r. oraz pora opadowa – lato 1913 (wg różnych źródeł)

Fig. 1. Duration and rainfall intensity of selected 7 downpours, one continuous rain from 1970 and one rainy season from 1913 in the Carpathians



Fot. 1. Depozycja w dnie doliny Kalinki koło Miechowa po przejściu fali powodziowej 15 września 1995 r. (fot. Z. Snieszko)

Phot. 1. Deposition of suspended load on the floor of Kalinka valley near Miechów after passing of flood wave at 15 September 1995 (photo Z. Snieszko)

1997 r. (ryc. 2) i od maja do września 2010 r. Opady w lecie 2010 r. były w części Karpat i przedpola wyjątkowe. Od maja do września mieliśmy kilka fal opadowych o charakterze opadów rozlewnych z nakładającymi się ulewami (por. ryc. 3). Dlatego w niektórych zlewniach pogórskich, np. Stradomki (dopływu Raby), notowano aż 5 wezbrań. Przykładowo w maju spadło w Gaiku-Brzezowej 474,6 mm, a w Szymbarku w czerwcu 222,5 mm. Suma za pięć miesięcy V–IX wynosiła w Gaiku-Brzezowej aż 1235,5 mm, a w Szymbarku 890,4 mm (tab. 1). Równoczesne sumy dobowe przekraczały niekiedy 100 mm.

Geomorfolodzy, a także geolodzy i hydrologi, rejestrując skutki opadów, często nie biorą pod uwagę wszystkich parametrów opadów i warunków podłoża (budowy geologicznej, rzeźby, gleb, szaty roślinnej), zadowalając się wysokością dobowego opadu mierzonego w jednym punkcie na terenie badanej doliny (zlewni) albo częściej poza nią, niekiedy w miejscu odległym o 15 i więcej kilometrów.



Fot. 2. Hoczewka w dolnym biegu w czasie przejścia fali powodziowej z okolic Baligródu 26 lipca 2005 r. i po niej (fot. M. Scelina, L. Starkel)

Phot. 2. Hoczewka stream in its lower course during passing of flood wave from Baligród region at 26 July 2005 (photo M. Scelina, L. Starkel)



Fot. 3. Wezbranie po lokalnej ulewie w dolinie Brenia w Kotlinie Sandomierskiej w czerwcu 2009 r.

Phot. 3. Flooding in Bren river valley after local downpour in June 2009, Sandomierz Basin



Fot. 4. Fala powodziowa w dolinie Wisły w rejonie Łęgu w Krakowie w lipcu 1997 roku

Phot. 4. Flooding in Vistula valley in Krakow (Łęg suburb) – July 1997



Fot. 5. Osuwiska na fliszu karpaccim powstałe po opadach w czerwcu 2010 r. w Kłodnem koło Limanowej (po lewej) i w Gorlicach (po prawej)

Phot. 5. Landslides over Carpathian flysch after rainfalls in June 2010 in Kłodne near Limanowa (on left) and Gorlice (on right)

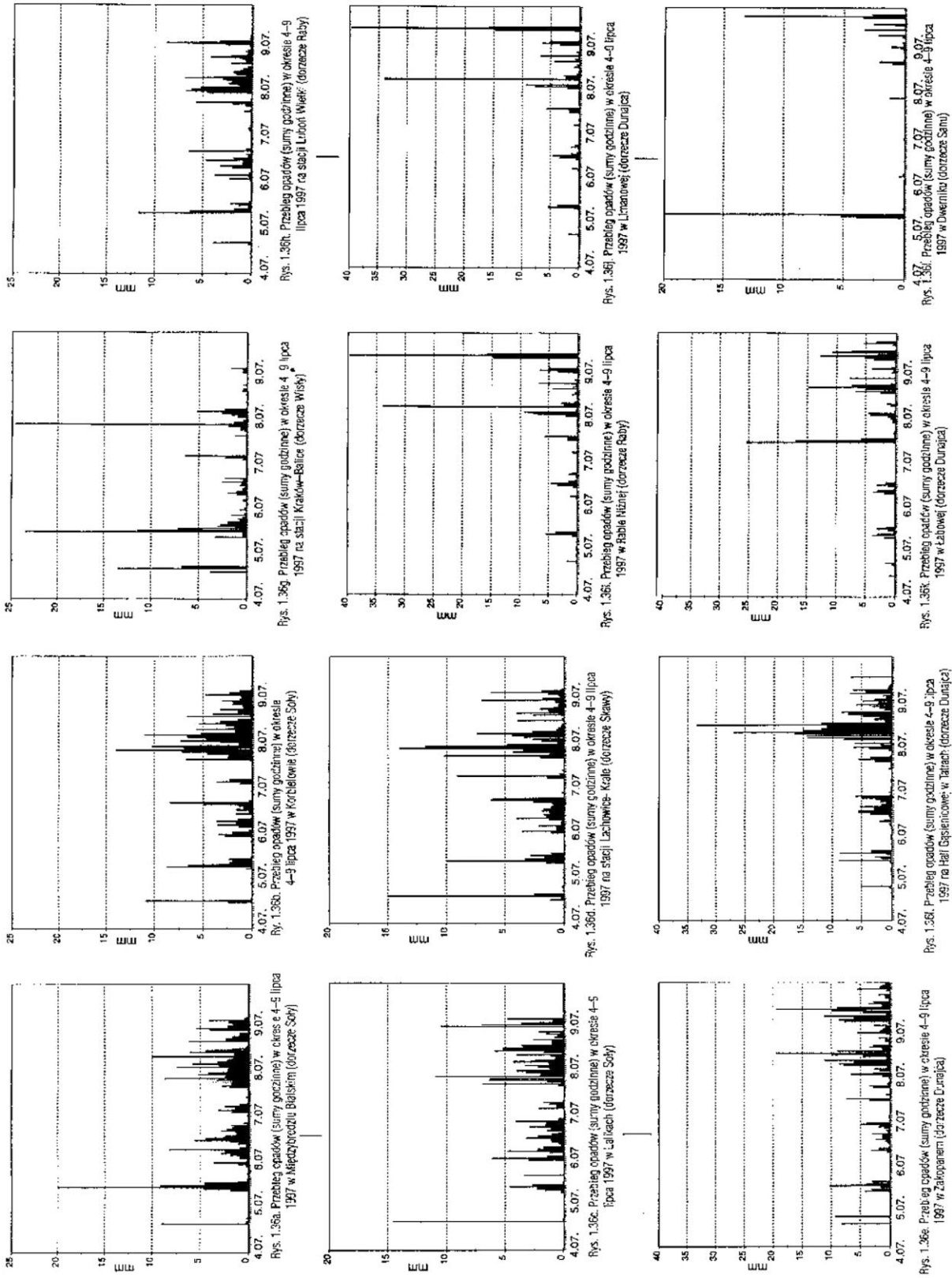
Tymczasem efekty opadów o różnych natężeniach mogą bardzo się różnić i obserwowane zjawiska albo tłumaczone są opacznie, albo stają się niewytłumaczalne. Dysponując jedynie dobowymi war-

tościami, starano się wyznaczyć wielkości graniczne wysokości opadów dla określonych procesów, które bez uwzględniania innych parametrów interpretowane są jako wiążące.

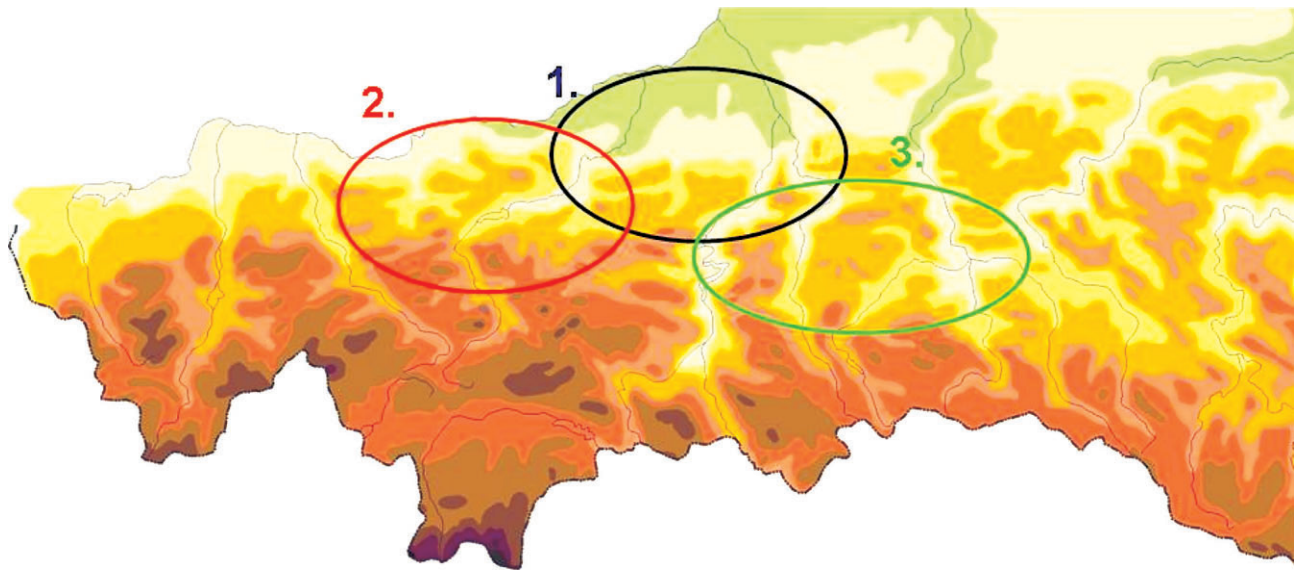
Tabela 1. Opady w lecie 2010 r. zarejestrowane na stacji naukowej Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Gaiku-Brzezowej k. Dobczyc i na stacji naukowej IGiPZ PAN w Szymbarku k. Gorlic (w mm)

Table 1. Monthly and selected daily rainfalls causing flooding and landslides in summer 2010 registered at two research stations Gaik-Brzezowa (Raba river catchment) and Szymbark (Ropa river catchment) (in mm)

	Gaik Brzezowa			Szymbark			
IV	74,9			IV	75,1		
V	474,6	1–3	69,9	V	210,2	2	11,0
		12	28,7			14–17	100,9
		15–18	239,7			16	47,0
		16	134,9			27	14,6
		22	23,7			31	22,6
		30–1 VI	81,0			31–1 VI	72,6
VI	225,3	1	59,3	VI	222,5	1	50,0
		3	74,8			3	107,0
		3–4	87,0				
		20	17,2			20	16,4
		24	29,5				
VII	179,5	4	15,9	VII	146,7		
		25	21,4			25	36,5
		27–28	112,7			27–28	55,3
		27	82,8			27	39,6
VIII	144,4	7	14,0	VIII	98,0	15–10	35,7
		15–16	38,5			16	20,9
		30–31	66,4			30–1 IX	73,7
		31	47,2			30	22,8
		31–1 IX	87,7				
IX	136,8	1	40,5	IX	37,9	1	41,6
		4	35,5			4	19,7
		10	15,2			10	13,8
IV–IX	1235,5			IV–IX	890,4		



Ryc. 2. Opady godzinowe w czasie powodzi w lipcu 1997 r. (wg Grel i in. 1999); w części zachodniej Beskidów dominują opady rozlewne, ku wschodowi krótkotrwałe opady burzowe
Fig. 2. Rainfall per hour during flood in July 1997 (after Grel et al. 1999). In western part of Beskidy Mts. prevail continuous rains, towards east short heavy downpours



Ryc. 3. Fazy najwyższych opadów w maju i czerwcu 2010 r. w dorzeczu górnej Wisły

1 – 12–16.05, 2 – 15–18.05, 3 – 1–3.06

Fig. 3. Phase of highest rainfall in May–June 2010 in the upper Vistula basin

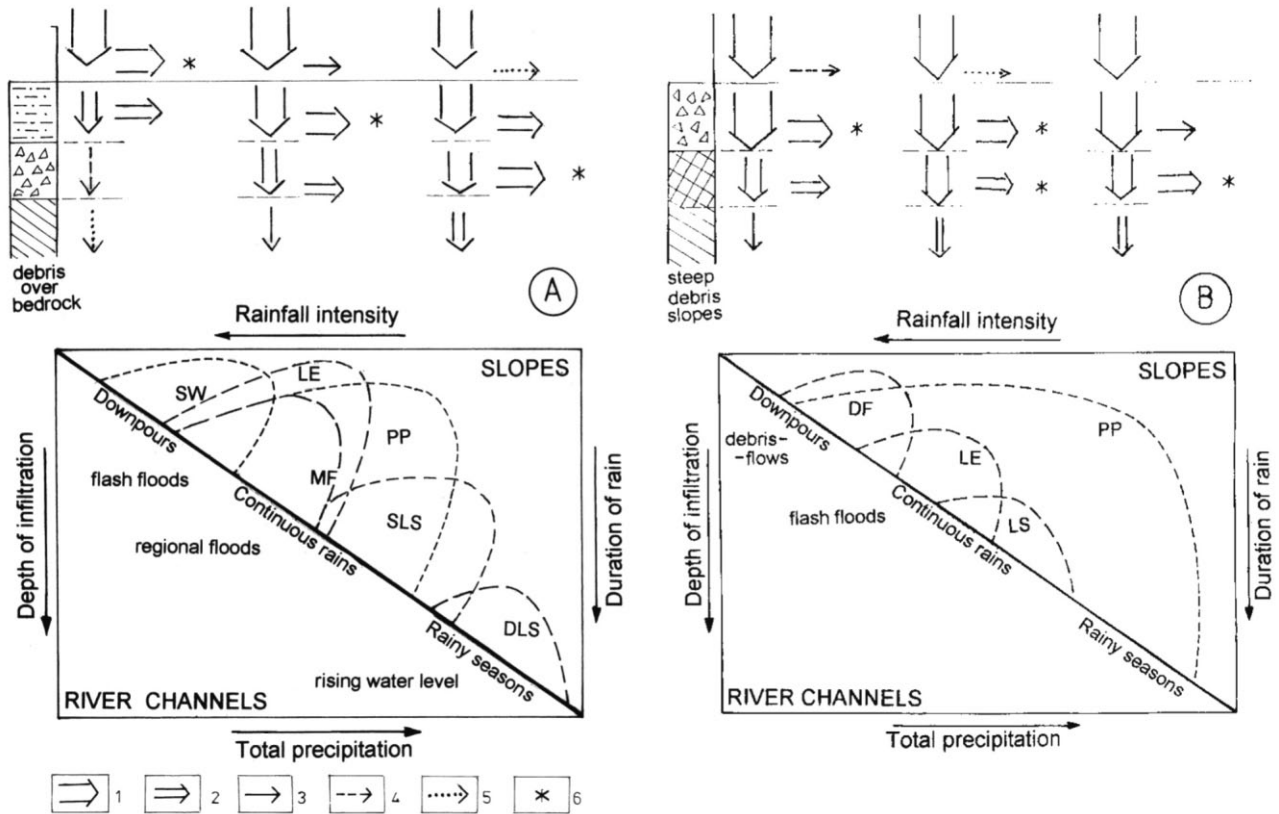
1 – 12–16.05, 2 – 15–18.05, 3 – 1–3.06

Cechy podłoża a obieg wody na stoku

Obok braku znajomości natężeń często nie bierze się pod uwagę cech podłoża (granulometria, przepuszczalność, nasiąkliwość i in.) i rzeźby, od których zależy rozdział wody opadowej na spływ powierzchniowy i infiltrację w głąb (znaczna część tej wody odpływa jako spływ śródpokrywowy – ryc. 4). Szczegółowe badania Słupika i Gila (Gil, Słupik 1972, Słupik 1973, 1981, Gil 1976, 1999) na stacji w Szymbarku, a potem również Froehlich przy udziale Słupika (Froehlich, Słupik 1980, Froehlich 1982) w zlewni Homerki wykazały, że o przebiegu procesów rzeźbotwórczych decyduje obieg wody na stokach i w korytach, a dopiero ten zależy od natężenia opadu i cech podłoża. Pomiar tych parametrów pozwala na skonstruowanie modeli obiegu wody na stoku (ryc. 4) i występowania różnych procesów rzeźbotwórczych (ryc. 5) (Froehlich 1999).

Niestety poza nielicznymi terenami monitoringu w Karpatach (również w Tatrach – Kotarba 1994 i na stacji w Łazach – Święchowicz 2002) i kilkoma zdarzeniami, dla których udało się pomierzyć natężenie opadów, a równocześnie także czasem parametry przepływu (np. ulewę koło Baligrodu – Cebulak i in. 2008 lub koło Muszyny – Dziewański i in. 2006), parametry te nie są mierzone, a czasami są w ogóle pomijane. Dla ulew na Wyżynie Miechowskiej (Starkeł red. 1997) i Krakowskiej (Niedbała, Soja 1998) rozkład opadów w centrum ulewy rekonstruowano na podstawie odległych stacji, skonfrontowanych z szacowanymi przepływami i ich skutkami geomorfologicznymi. Niekiedy informacje podawane o opadach przez różnych autorów różnią się zasadniczo i są żenujące, np. o ulewie w Dolinie Kościeliskiej w

Tatrach w dniu 5 czerwca 2007 r. Jedni podają opad 105 mm w ciągu 3 godz. (Bajgier-Kowalska, Ziętara 2008), drudzy 140,2 mm w ciągu 45 min (Gorczyca, Krzemień 2008). Można więc szacować średnie natężenie raz na $0,6 \text{ mm min}^{-1}$, a za drugim razem na $>3 \text{ mm min}^{-1}$. Gęsta sieć stacji opadowych koło Szymbarku pozwoliła wykazać, że dopiero suma opadu $>90 \text{ mm}$ przy natężeniu maksymalnym $>4 \text{ mm min}^{-1}$ w dniu 7 czerwca 1985 r. doprowadziła do rozcięcia koryta małej dolinki i usypania stożka gruzowego u jej wylotu (Gil 1998; ryc. 6). Niekiedy zupełne pominięcie budowy geologicznej geologicznej, np. w analizie przedpola na przedpolu Bieszczadów na północ od Baligrodu (obszar zbudowany ze stromo ustawionych, w przewodzie łupkowych warstw krośnieńskich) po ulewie 130 mm 26.05.2005 r. spowodował, że autorki artykułu (Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008), rejestrując skutki erozyjne spływu przy braku większych osuwisk i porównując ten teren z licznymi osuwiskami w Beskidzie Wyspowym o innej budowie, powstałymi po opadach rozlewnych w 1997 r. objaśniły te różnice innym rozkładem i wysokością opadów zamiast odmiennymi warunkami budowy, infiltracji i spływu (por. Cebulak i in. 2008). Wielu geomorfologów zadowala się wysokością opadów dobowych (czasem już rzędu np. 60 mm) zarejestrowanych w jednym odległym punkcie na Pogórze, uznając te wartości za reprezentatywne dla większego obszaru, przekraczające próg opadowy wystąpienia osuwisk (German 1998, Długosz, Gębica 2008). Wysokości dobowe opadu były też podstawą charakterystyki powodzi w 2001 r. w Beskidzie Sądeckim (Lach, Lewik 2002). 100-milimetrowy dobowy opad zmierzony w jednym punkcie koło Bogatyni ma tłumaczyć katastrofalną powódź w źródłowym odcin-

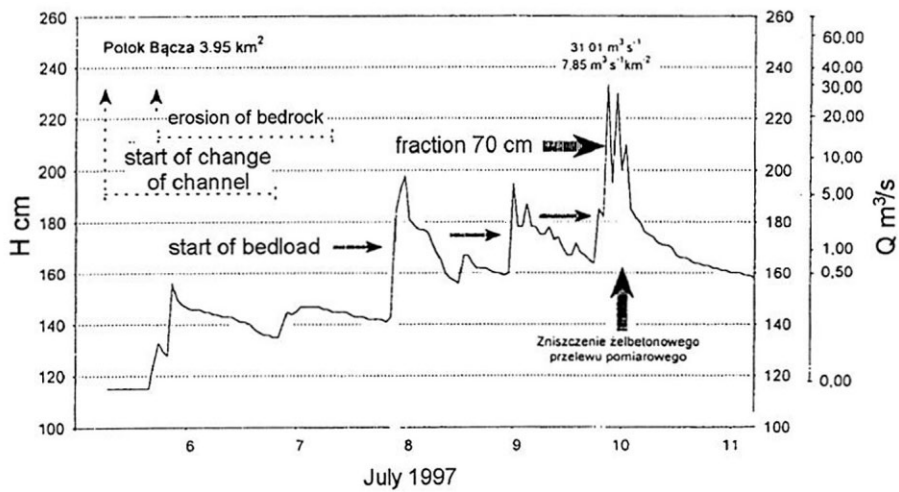


Ryc. 4. Modele typów opadów, splywu i infiltracji oraz procesów rzeźbotwórczych charakterystyczne dla średnich gór fliszowych (A) i dla piętra alpejskich gór (B) według Starkla (2008). Wraz ze spadkiem natężenia opadu i wzrostem przepuszczalności maleje splyw powierzchniowy

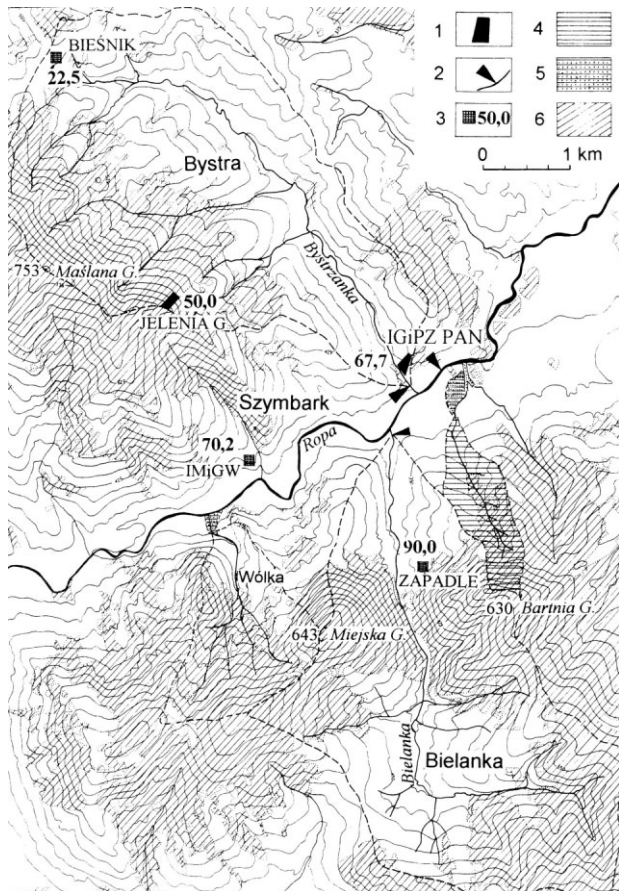
Fig. 4. Models of rainfall types, runoff and infiltration as well as geomorphic processes for the middle flysch mountains (A) and alpine landscape (B) (after Starkel 2008). With decrease of rain intensity and rise of bedrock permeability also the overland flow is reduced

ku Nysy Łużyckiej w dniu 10 sierpnia 2010 r. Od tych opracowań wyraźnie odbiegają opracowania IMGW powodzi lipcowej 1997 roku zawierające szczegółowe charakterystyki godzinowe opadów i przebiegu fal wezbraniowych (Starkel, Grela 1998, Dubiński i in. 1999, Grela i in. 1999), a także monitoring w zlewni Homerki (Froehlich 1998, 1999; ryc. 5).

Analiza pór opadowych dokonana przez Gila (Gil, Starkel 1979, Gil 1997) w połączeniu z pomiarami obiegu wody na stoku i ruchów osuwisk koło Szymbarku pozwoliła zrekonstruować przebieg zdarzeń osuwiskowych (ryc. 7, 8). W tym kierunku idą też nowsze zespołowe badania prowadzone na tej stacji przy udziale Thiela (Thiel 1989), Rączkowskie-



Ryc. 5. Fale wezbraniowe i tranzyt rumowiska w czasie serii ulew w zlewni Homerki (wg Froehlicha 1998)
Fig. 5. Flood waves and sediment bedload during cluster of heavy downpours in Homerka creek basin, flysch Carpathians (after Froehlich 1998)



Ryc. 6. Mapa stanowisk pomiarowych i przekształceń po ulewę z 7 czerwca 1985 r. w Szymbarku (wg Gila 1998) 1 – stok doświadczalny, 2 – limnigraf, 3 – deszczomierz i wysokość opadu, 4 – zlewnie potoku o największych przeobrażeniach, 5 – stożek napływowy, 6 – las

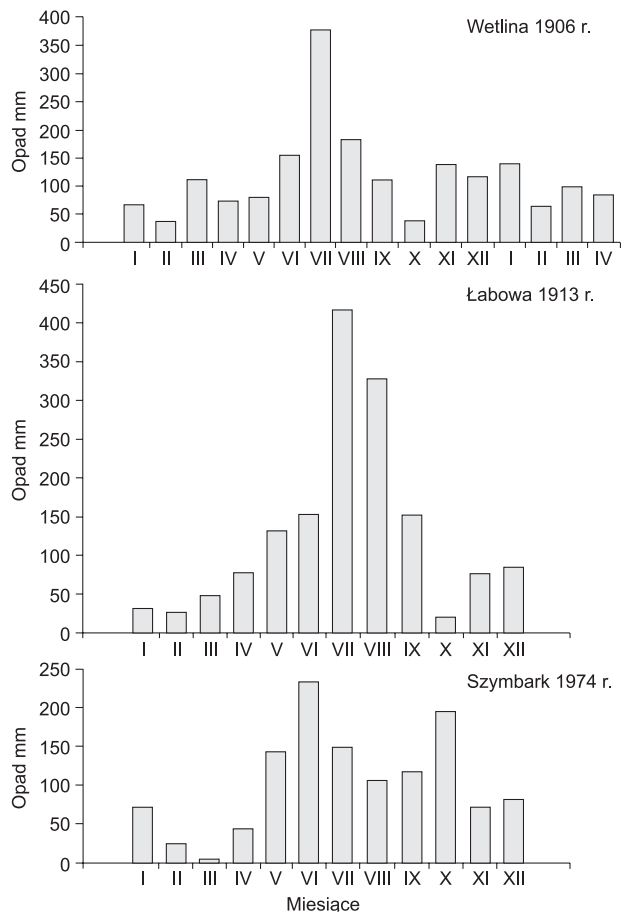
Fig. 6. Location of stations and damaged catchment after heavy downpour at June 7, 1985 in Szymbark (after Gil 1998)

1 – experimental slope, 2 – limnigraph, 3 – rain gauge and rainfall total, 4 – small catchment heavily damaged, 5 – alluvial fan, 6 – forest

go i in. (Rączkowski, Mrozek 2002). W ostatnich pracach posunięto się jednak chyba za daleko w generalizacji wartości progowych, charakterystycznych dla osuwisk karpaccich, wśród których występują różne typy ruchów, zależne zarówno od lokalnych warunków geologicznych, jak i od sekwencji natężeń i wysokości opadów.

Zasięg przestrzenny zdarzeń opadowych

Równoległą cechą wymagającą rozpoznania jest zróżnicowanie przestrzenne poszczególnych opadów i ich geomorfologicznych skutków. Rozpoznanie zasięgu opadów przy rzadkiej sieci pomiarowej, szczególnie w przypadku lokalnych ulew, jest zadaniem trudnym. Przy zwykłej interpolacji między odległymi stacjami otrzymujemy albo zawyżenie obszaru obje-

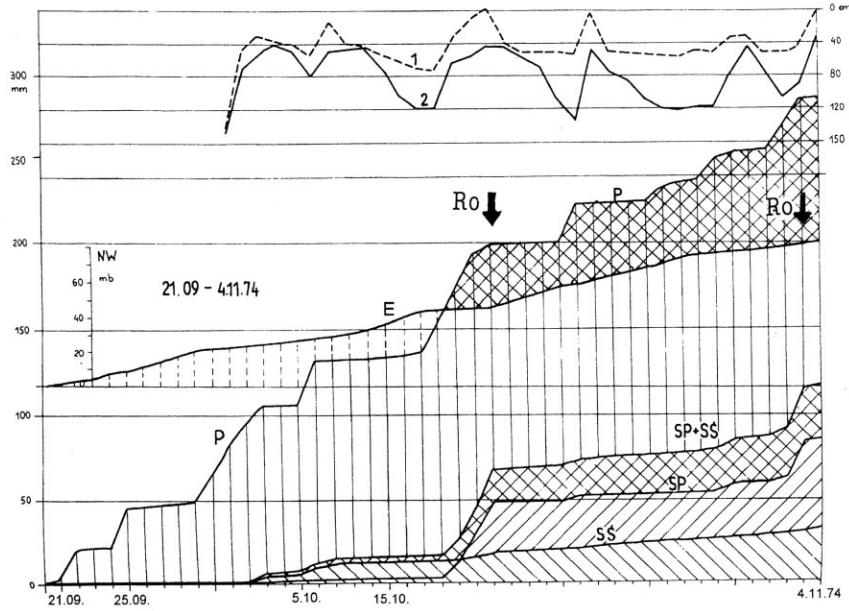


Ryc. 7. Miesięczne sumy opadów w czasie lat osuwiskowych w Karpatach fliszowych – 1906–1907, 1913 i 1974 (wg Gil, Starkel 1979)

Fig. 7. Monthly rainfall totals during landslide years 1906–1907, 1913 and 1974 (Gil, Starkel 1979)

tego ulewą, albo też zdarza się, że żadna stacja nie zarejestrowała wysokiego opadu widocznego w skutkach hydrologicznych i erozyjnych (por. Starkel, Singh 2004, s. 79).

W przypadku frontalnych opadów rozlewnych zasięg ich bywa uchwycony przez szereg stacji pomiarowych (Grela i in. 1999; ryc. 2). Natomiast tylko na nielicznych terenach w pobliżu stacji naukowych lub zbiorników wodnych sieć pomiarowa jest na tyle gęsta, że możliwe jest wykreślenie izohiet (Gil 1998), choć interpolacja bywa niesłusznie rozciągana poza centrum badanego obszaru (Soja i in. 1977). Niestety wielu rejestratorów efektów erozyjnych nie zwraca uwagi na zasięg przestrzenny ekstremalnego opadu, który wyznacza się często wzdłuż dostępnych dróg lub działów wodnych (Gorczyca, Wrońska-Wałach 2008). Dysponowanie gęstszą siecią pomiarową i zapisem minutowym natężeń opadu pozwala zrekonstruować także przemieszczanie się chmury burzowej w czasie (Cebulak i in. 2008; ryc. 9, 10). Stosowana w takim przypadku interpolacja izohiet może sztucznie rozszerzyć zasięg ulewy. Szczegółowy zasięg wspomnianej ulewy z 26 lipca 2005 r. odtworzono dokładniej poprzez



Ryc. 8. Elementy obiegu wody w okresie występowania ruchów masowych jesienią 1974 r. na stoku osuwiskowym w Szymbarku (wg Gil 1997)

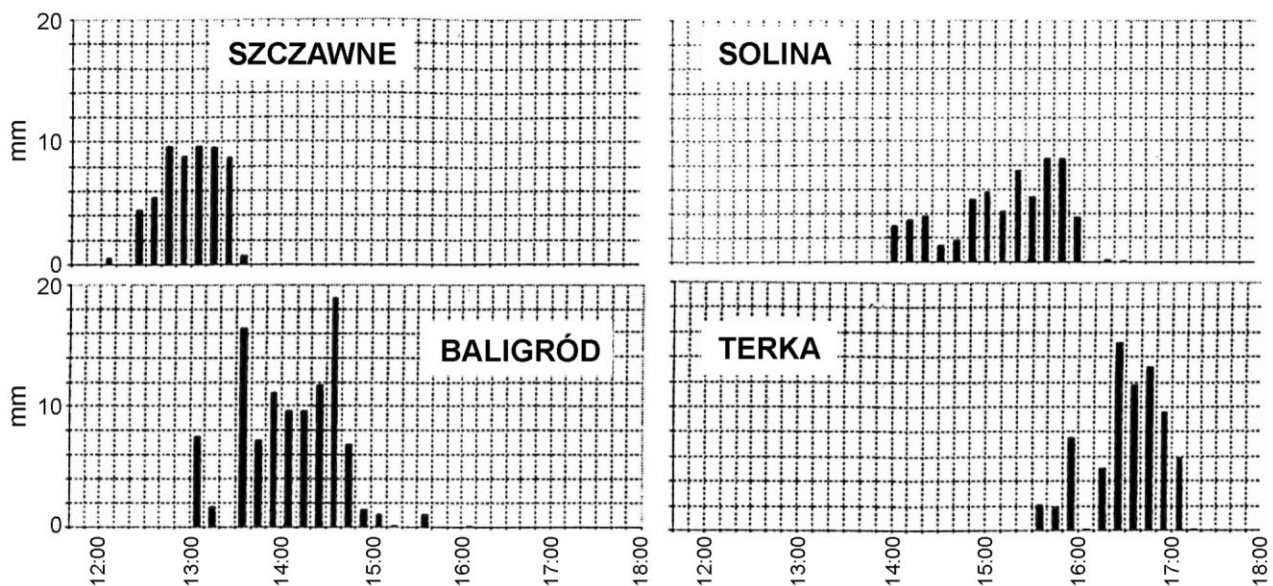
P – krzywa kumulatywna opadu w mm, SP – krzywa kumulatywna spływu powierzchniowego, SS – krzywa kumulatywna spływu śródglebowego, SP+SS – krzywa sumy odpływu wody, NW – krzywa kumulatywna niedosytu wilgotności powietrza, ZGW – zwierciadło wód gruntowych w cm (1 – górna część stoku, 2 – dolna część stoku), RO – dzień wystąpienia ruchów osuwiskowych (gruba strzałka – silnych, przerywana – słabych)

Fig. 8. Elements of water circulation during active landsliding in autumn 1974 on the slope in Szymbark (after Gil 1997)

P – cumulative curve of precipitation, SP – cumulative curve of overland flow, SS – curve of throughflow, SP+SS – curve of total water outflow, NW – curve of air moisture deficit in milibars, ZGW – groundwater table in the depth of 150 cm (1 – upper part of slope, 2 – lower part), RO – timing of mass movement (thick arrow – strong, dashed arrow – weak)

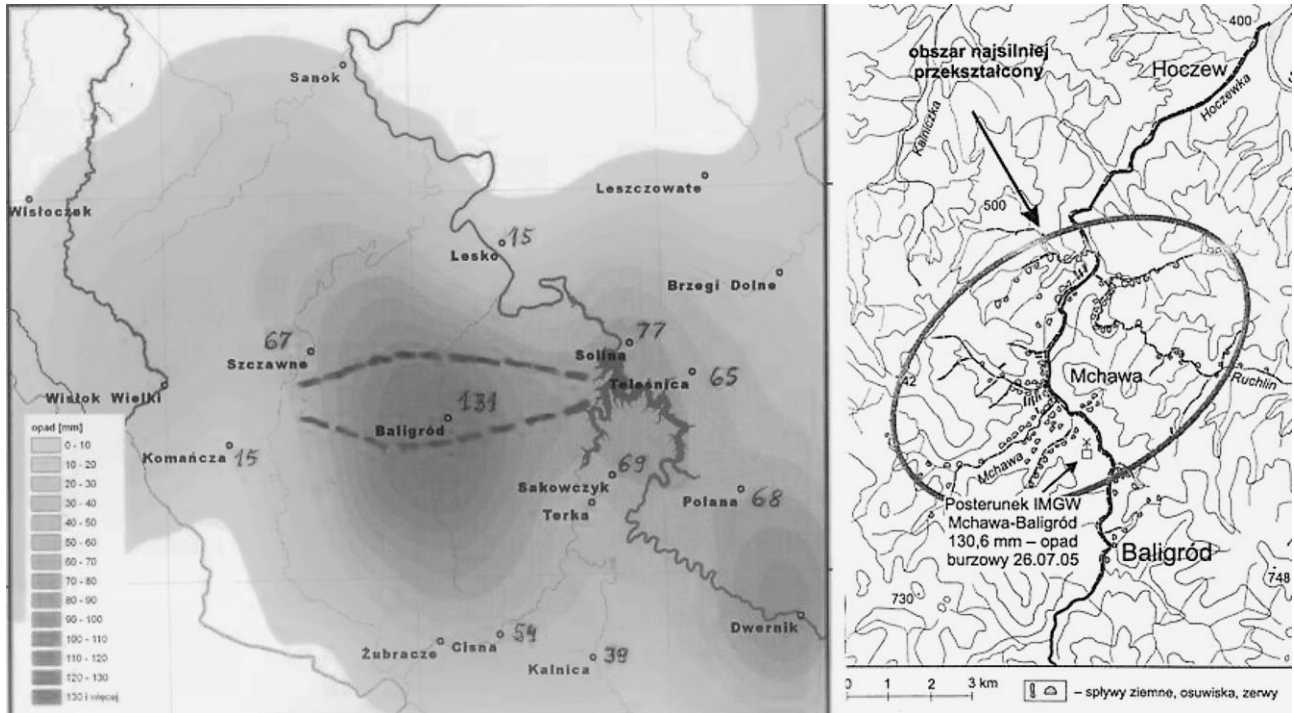
rejestrację śladów maksymalnych stanów wody i morfologicznych skutków w dziesiątkach małych i większych dolinek. Okazało się, że opad godzinowy ponad 60–80 min miał około 4-krotnie mniejszy zasięg (Cebulak i in. 2008) i nie przekraczał pasa szerokości 6–7 km biegnącego w poprzek południkowo

wydłużonych zlewni (ryc. 11, fot. 2). Korelując przestrzennie zmiany w przemieszczaniu się komórki burzowej, jesteśmy w stanie uchwycić zmiany w przebiegu fal powodziowych. Podobną sytuację obserwowano na przykład w Kotlinie Sandomierskiej w maju 2010 r., gdy wcześniejsze (lub równoczesne)



Ryc. 9. 10-minutowe natężenia ulewnego opadu 26 lipca 2005 r. w rejonie Baligródu i Soliny, przesuwającego się z zachodu na wschód (wg Cebulak i in. 2008)

Fig. 9. 10 minute rainfall intensity during heavy downpour at 26 July 2005 near Baligród and Solina, is shifting from W to E (after Cebulak et al. 2008)



Ryc. 10. Izohiety opadu ulewnego 26 lipca 2005 r. koło Baligródu wykreślone na podstawie interpolacji między stacjami (wg Cebulak i in. 2008). Soczewkowaty zasięg ekstremalnego opadu wyznaczony według rejestracji skutków w terenie przez Starkla (por. ryc. 11). Obok teren występowania skutków ulewy według rejestracji Gorczycy i Wrońskiej-Wałach (2008)

Fig. 10. Isohiet of heavy downpour on 26 July 2005 near Baligród drawn by interpolation between stations (look Cebulak et al. 2008). Lens-like extend of heavy rain drawn on the base of effects surveyed by Starkel (see Fig. 11). On the right area of heavy rain registered by Gorczyca and Wrońska-Wałach (2008)

pojawienie się intensywnego deszczu na przedpolu niż w górach spowodowało najpierw zalanie rozległych równin na zawału i przemoknięcie wałów, zanim nadeszły główne fale powodziowe z gór.

Formułowanie wniosków na wyrost

Z przeglądu dziesiątek na ogół niewielkich publikacji wynika, że obserwatorzy skutków ekstremalnych opadów wyciągają wnioski zbyt pochopnie, próbując szukać statystycznych relacji między dobową wysokością opadów (rzadziej godzinnymi wartościami), a skalą wezbrań i ich skutkami geomorfologicznymi (por. Starkel 2010). Tymczasem krążenie wody w czasie różnego typu opadów zależy głównie od natężenia opadu i aktualnych cech hydrogeologicznych podłoża. Generalizacja wyników i korelacja tak odległych procesów prowadzi do błędnych wniosków, które niekiedy w poszukiwaniu ogólnych prawidłowości bywają rozciągane na całe łańcuchy górskie (Guzetti i in. 2008).

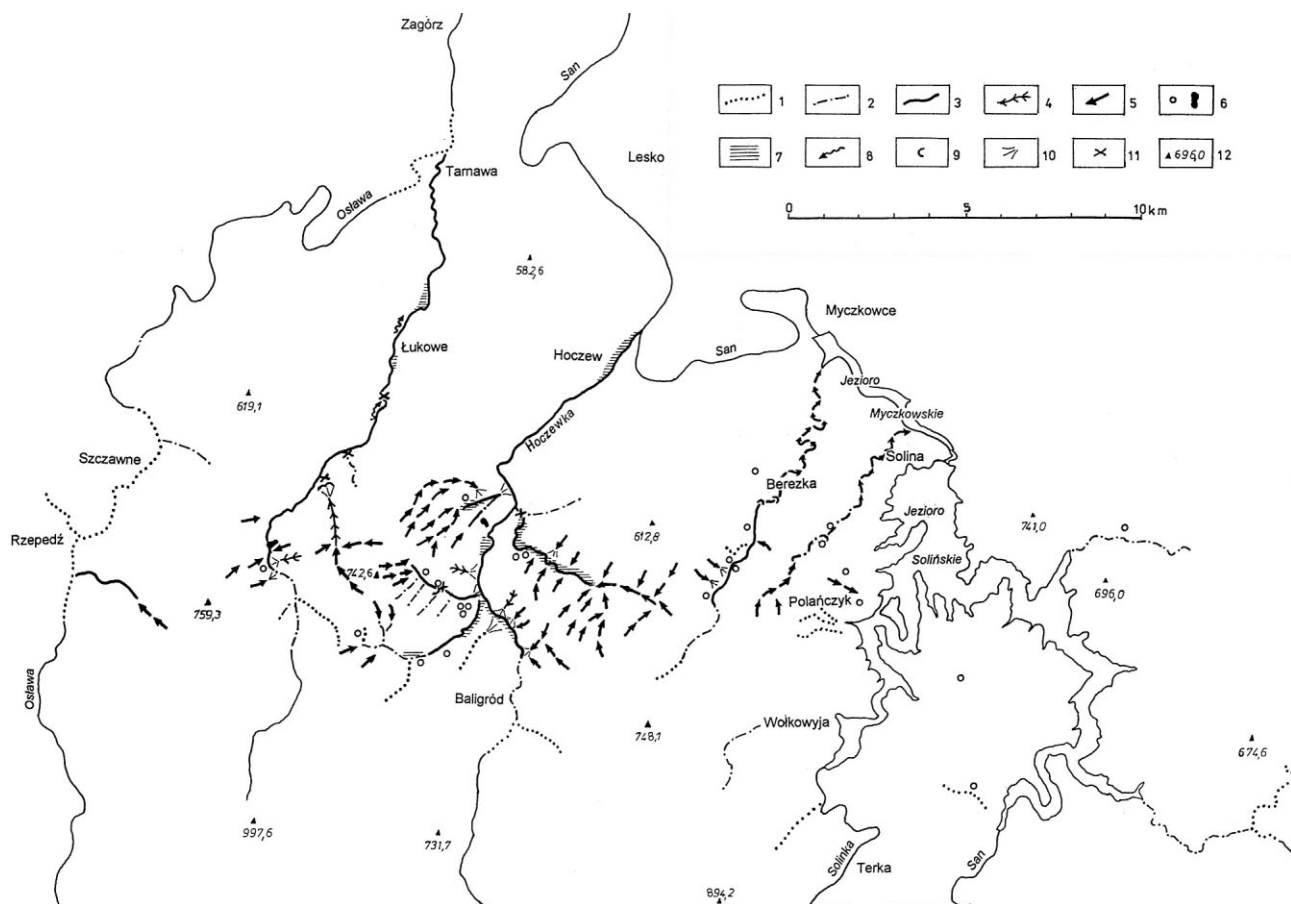
Bywamy zaszokowani wielością obiektów i magią wielkich cyfr, wysokimi współczynnikami korelacji np. między opadem dobowym (lub kilkudniowym) a aktywizacją osuwisk czy splywów gruzowych, szukając nawet prawidłowości w skali stref klimatycznych i w skali globalnej (Guzetti i in. 2008).

Jesteśmy czasem zafascynowani zgodnością mierzonych parametrów, niekiedy dla odległych przestrzennie punktów pomiarowych. Nasuwa się pytanie, czemu te stwierdzenia mają służyć. Czy na podstawie tak słabo uzasadnionych wartości granicznych można ustalać np. normy obliczeniowe dla przepustów mostowych opartych na tzw. wodzie stuletniej? Albo mówić o tempie degradacji gleb w zależności od wysokości opadu?

Korelacje dwóch odległych parametrów z wykluczeniem bezpośrednio zależnych grożą błędem i nie mogą być wykorzystywane do modelowania i prognozowania występowania ekstremalnych procesów.

Procesy obiegu wody są bardzo złożone i tak np. dla określenia potencjalnej osuwiskowości obszarów w Karpatach fliszowych nie wystarczy analiza cech litologicznych fliszu (por. Długosz 2009), ale niezbędna jest znajomość zarówno tektoniki podłoża dla konkretnego stoku, jak i cech fizycznych i hydrogeologicznych luźnych utworów pokrywowych o różnej miąższości, osłaniających litą skałę.

Czy w takich sytuacjach braku szeregu informacji o opadzie i podłożu nie lepiej zatrzymać się na opisie zjawisk i przyznać, że dotąd zebrane fakty nie pozwalają wyjaśnić wartości progowych powstawania form i osadów o tak wielkiej różnorodności?



Ryc. 11. Rejestracja geomorfologicznych skutków ulewy 26 lipca 2005 r. wykonana przez Starkla (wg Cebulak i in. 2008)
 1–3 – wysokość fali wezbraniowej (1 – poniżej 1 m, 2 – 1–2 m, 3 – 3–4 m), 4 – głębokie rozcięcia erozyjne, 5 – inne dolinki ze śladami erozji, 6 – małe sploty i zerwy oraz dwa większe osuwiska, 7 – równiny zalewowe, 8 – przerzuty koryt, 9 – zatory z drzew i rumowiska, 10 – stożki terencjalne, 11 – zerwane mostki, 12 – punkty wysokościowe

Fig. 11. Survey of geomorphological effects of downpour on 26 July 2005 elaborated by Starkel (in Cebulak et al. 2008)
 1–3 – height of flood water (1 – below 1 m, 2 – 1–2 m, 3 – 3–4 m), 4 – deep erosional gully, 5 – other small valleys with marks of erosion, 6 – small earth flows and slumps, as well two larger landslides, 7 – flooded plains, 8 – channel avulsions, 9 – channel jams build of trunks and debris, 10 – torrential fans, 11 – damaged bridges, 12 – elevation points

Drogi przeciwdziałania hydrogeomorfologicznym skutkom ekstremalnych opadów w górach i ich przedpolu

Przeciwdziałanie negatywnym skutkom opadów w górach i na ich przedpolu nie jest zagadnieniem prostym, trzeba wziąć pod uwagę zarówno typ opadu, podłoża, jak i typ efektywnego procesu rzeźbotwórczego. O ile w jednych przypadkach, aby zahamować erozję gleb na stoku, należy opóźnić czy ograniczać spływ powierzchniowy, to w innych odwrotnie – należy go przyspieszyć, aby zahamować osuwanie się. Podobnie jest z infiltracją i ze spływem gruzowym (Starkel 2003, Starkel i in. 2007).

W czasie krótkotrwałych ulew, aby zapobiec splukiwaniu, erozji liniowej i płytkim spływom glebowym na stokach, należy zapewnić zwiększoną infiltrację poprzez zwartą szatę roślinną na glebach o dobrej strukturze, a nadwyżki wody odprowadzać ze stoków umocnionymi rynnami spływu. W czasie opadów rozlewnych, choć infiltracja chroni stoki przed erozją,

wskazane jest drenowanie powierzchniowe lub podziemne, aby zapobiec nasyceniu gruntu wodą (w efekcie – jego uplastycznieniu lub upłynnieniu). Na stokach zagrożonych głębokimi osuwiskami w czasie zarówno opadów rozlewnych, jak i długich pór opadowych niezbędne jest drenowanie stoków, pokryw glebowych, a często nawet zabezpieczenie stoków i koryt rzecznych murami oporowymi. Należy jednak wystrzegać się wykonywania takich zabiegów na obszarze całych zlewni, aby nie wspomagać gwałtownych wezbrań. Tak np. w dolinie Ropy koło Szymbarku ochroną przeciwosuwiskową objęto głównie stoki zagrażające szlakom komunikacyjnym i ważniejszym obiektom (zwłaszcza zabytkowym). Trzeba pamiętać, że są też głębokie osuwiska chroniczne, których powierzchnia poślizgu położona jest głęboko poniżej poziomu koryt rzecznych (Gil, Kotarba 1977). W takim przypadku budowa różnych zapór czy stosowanie płytkich zastrzyków betonowych to zabiegi bezcelowe (fot. 6). Z przeglądu sposobów zapobiegania procesom stokowym wynika, że często trzeba podjąć decyzję, jakie metody należy stosować, aby



Fot. 6. Osuwisko w Bielance (powierzchnia poślizgu poniżej poziomu koryta potoku) aktywne i podcięte w czerwcu 2010 r.

Phot. 6. Active landslide in Bielanka, undercut in June 2010. Sliding plain below the level of river channel

uchronić się przed najbardziej groźnymi na danym stoku procesami.

Znacznie bardziej złożona jest regulacja koryt rzecznych (Wyźga 2008). Rzeki poza odpływem wody z gór wykonują istotną pracę, niosą rumowisko, segregując je z biegiem, pogłębiają i podmywają brzegi koryt. Drogi i osiedla zlokalizowane w dnach dolin są zagrożone przez wezbrania. Buduje się mury oporowe i małe stopnie wodne. Zabudowa biologiczna w odcinkach źródłowych na ogół wystarczająco chroni je przed erozją i zwiększeniem transportu rumowiska (Wyźga 2008). Często jednorodne zabiegi inżynierskie na długich odcinkach bywają groźne w skutkach na dłuższą metę. Betonowe koryta bardziej wyprostowane (ścinające zakola) nie tylko zwiększają spadek i przyspieszają spływ, ale hamują zasilanie i odnawianie zasobów wód gruntowych. Przyspieszony spływ wiąże się też z pogłębianiem koryt, wywołanym eksploatacją rumowiska z koryt, które nakłada się na naturalny proces erozji wgłębnej, wywołany zmniejszoną dostawą rumowiska przez ograniczenie użytków rolnych związane z wysiedlaniem ludności łemkowskiej i stopniowym wycofywaniem upraw z gruntów na stokach stromych i skalistych, a także zaniechaniem użytkowania dróg polnych (Soja, Prokop 1996, Wolski 2008, Wyźga 2008).

W dnach dolin pogórskich o mniejszych spadkach wyprostowywanie jedynie odcinków krętych koryt przyspiesza spływ wody, która nie mieści się w płytkim meandrowym korycie i wylewa na równinę zalewową. Przykłady ostatnich wezbrań na środkowych biegach Wielopolki czy Uszwicy pouczają, że przy dodatkowej, szczałkowej zabudowie koryt przez młynówki i małe przepusty drogowe wezbrane rzeki płyną całą szerokością dna. Przepusty mostowe na małych lub większych potokach Pogórza nie są przystosowane do rosnących przepływów maksymalnych (fot. 7). Dotyczy to także mostów na obwodnicach głównej magistrali Kraków–Przemyśl, których wykonawcy, po lokalnej powodzi latem 2009 r., tłumaczyli



Fot. 7. Mostek na potoku Stradomka w Łapanowie zniszczony po raz trzeci w 2010 r. (wrzesień 2010)

Phot. 7. Bridge over the Stradomka creek in Łapanów damaged the third time during one summer (September 2010)

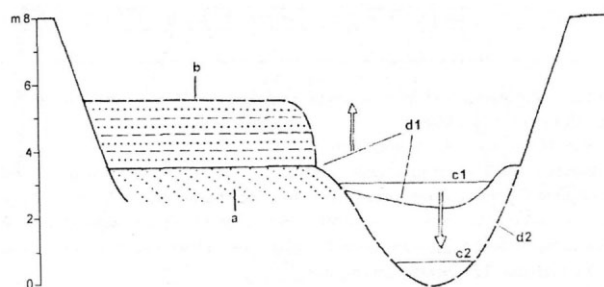
się oparciem na wyliczonych przepływach wody stuletniej. W efekcie centrum powiatowego miasteczka Ropczyce zalewane jest ostatnio corocznie przez Wielopolkę.

Na przedpolu Karpat sytuacja powodziowa jest jeszcze bardziej złożona. Koryta karpaccich dopływów Wisły zostały u wylotu z gór pogłębione w ostatnim stuleciu o 2–3 m przy walnym udziale eksploatacji rumowiska (Klimek 1991). W czasie wyższych stanów wody wzdłuż koryt tworzą się listwy niższej równiny zalewowej (ryc. 12), które w szybkim tempie są nadbudowywane – przekrój powodziowy koryta między wałami kurczy się (Starkeł 2001, Czyżowska 2003). Natomiast w północnej części Kotliny Sandomierskiej sytuacja powodziowa zależy od czasu nakładania się i wielkości fal powodziowych u zbiegu rzek. W trakcie intensywnych opadów mniejsze lokalne rzeki w samej kotlinie (Drwinka, Uszwica, Breń, Trześniówka) także wzbierają (fot. 3), niekiedy wyprzedzając duże rzeki z gór, jak to miało miejsce w maju i lipcu 2010 r., i powodując wcześniejsze nasiąknięcie wodą wałów. Mamy zatem przy powtarzających się falach opadów kolejne wezbrania w pierwej w zawalu, potem w międzywalu i w końcu po przerwaniu wałów w całym dniu doliny o szerokości 5–10 km z zalаныmi dziesiątkami wsi (ryc. 13, fot. 8). Przyczyny tych wezbrań obok lokalnych zaniedbań są złożone.

W połowie XIX w. po serii powodzi rząd austriacki przystąpił do regulacji i budowy obwałowań (Biełański 1984). Przy istniejącym wówczas głodzie ziemi w przeludnionej Galicji budowano wały jak najbliższe koryta, a potem zagrody w bezpośrednim sąsiedztwie obwałowań (a czasem nawet zakłady przemysłowe), uważając te miejsca za najbezpieczniejsze (ryc. 14A). Kolejne powodzie podnosiły poziom zalewowy międzywała (Starkeł 2001), który dziś leży nawet wyżej niż zawale. Przesiąkanie lub przelewanie się przez wał nakładających się fal prowadzi do katastrofalnych powodzi.

Jak przeciwdziałać takim klęskom? Nie można regulować sytuacji opadowych. Opóźnione spuszczenie wody z nielicznych zbiorników o różnym przeznaczeniu odgrywa rolę tylko czasami. Najlepszym doraźnym wyjściem w okresie częstych powodzi jest postulowana od dawna, ale rzadko stosowana budowa polderów (Nachlik, Wit 1998). Natomiast w perspektywie nadchodzącej dekady

trzeba opracować na kolejne dziesięciolecia program przesiedlenia części wsi z terenów potencjalnie często zalewanych. Ale przede wszystkim należy zbudować nowe wały oddalone co najmniej 500–1000 m od koryta Wisły i jej dopływów tak, aby zmieścić w północnej części Kotliny Sandomierskiej wody corocznych wezbrań Wisły czy Dunajca rzędu 1000–2000 m³ (ryc. 14B).



Ryc. 12. Budowa niższej równiny zalewowej związanej z pogłębieniem koryta

a – odsypy sprzed regulacji, b – osad pozakorytowy młodszy, c – średni poziom wody: c1 – sprzed regulacji, c2 – po regulacji, d – dno koryta: d1 – przed regulacją, d2 – po pogłębieniu koryta

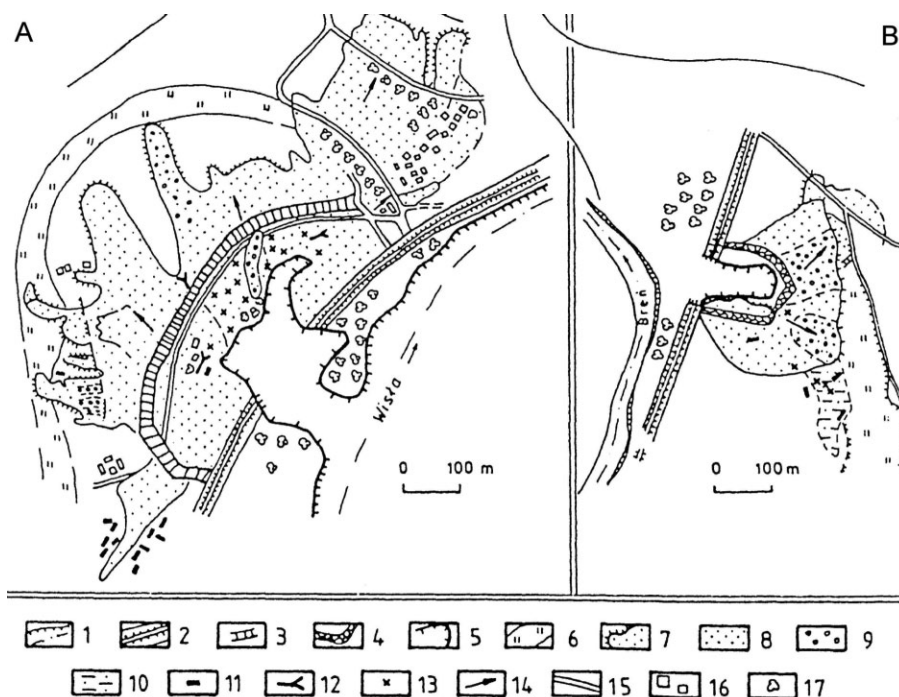
Fig. 12. Structure of lower floodplain connected with deepening of river channel

a – channel bars before regulation, b – younger overbank sediment, c – mean water level: c1 – before regulation, c2 – after regulation, d – channel bottom: d1 – before regulation, d2 – after deepening of channel



Fot. 8. Przekopany (w celu spłynięcia wód majowej powodzi), a następnie przerwany wał wisłany powyżej ujścia Brenia i rozległy stożek krewasowy (czerwiec 2010)

Phot. 8. The Vistula embankment first dug to drain the flood waters of Bren tributary in May 2010 and later in June was broken by Vistula flood which developed an evorsional kettle and extensive crevasse fan

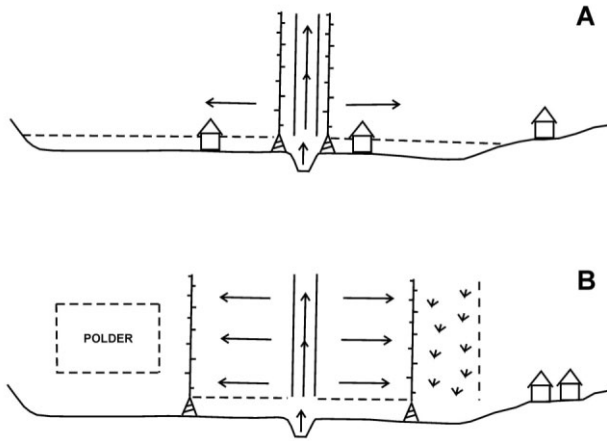


Ryc. 13. Skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych Wisły i Brenia w lipcu 1007 (wg Gębicy i in. 1998)

A – koło Komorowa, B – koło Otałęży. 1 – koryto rzeki, 2 – wał przeciwpowodziowy, 3-4 – wał po przerwaniu, 5 – zasięg rynien eworsyjnych, 6 – storozrecze, 7 – zasięg stożka krewasowego, 8 – piasek, 9 – żwir, 10 – mulek, 11 – subfosalne pnie, 12 – współczesne pnie, 13 – głazy, 14 – kierunki przepływu, 15 – drogi, 16 – budynki, 17 – rosnące drzewa

Fig. 13. Effects of breaking of embankments in Vistula and Bren valleys in July 1997 (after Gębica et al. 1998)

A – near Komorów, B – near Otałęży. 1 – river channel, 2 – embankment, 3-4 – wall after breaking, 5 – evorsional hollows, 6 – palaeochannel, 7 – limit of crevasse fan, 8 – sand, 9 – gravel, 10 – silt, 11 – subfossil trunks, 12 – present-day trunks, 13 – boulders, 14 – flow direction, 15 – roads, 16 – buildings, 17 – growing trees



Ryc. 14. Schemat niewłaściwego (A) i racjonalnego (B) użytkowania ziemi w dnach dolin rzecznych południowej Polski – lokalizacja użytków, budynków, obwałowań i polderów. Linia przerywaną zaznaczono zasięg wód powodziowych

Fig. 14. Scheme of incorrect (A) and correct (B) land use in the river valley floors of south-ern Poland – location of fields, buildings, embankments and polders. Doted line indicate the extend of flood waters

Strefa nowego międzywala powinna być zajęta przez użytki zielone, a wykluczone są utrudniające przepływ drzewa i zarośla łąkowe (choćby nawet zagnieździły się tam chronione gatunki ptaków) powinny zostać usunięte.

Mając na uwadze dużą złożoność zjawisk hydrologicznych i erozyjnych, towarzyszących ekstremalnym opadom, i konieczność szybkiego im przeciwdziałania, zaproponowałbym typologię powodzi, która mogłaby być wykorzystana przy ochronie przed skutkami ekstremalnych opadów w górach i na ich przedpolu.

Trzy podstawowe typy wezbrań:

- 1) typ gwałtowny – gdy w czasie ulewy o dużym natężeniu opadu następuje przekroczenie wartości progowych spływu, procesów grawitacyjnych i wezbrań w sposób nagły, zaskakujący;
- 2) typ narastający – gdy osiągnięcie wartości progowych następuje powoli, niekiedy z dużym opóźnieniem (w czasie opadów rozlewnych);
- 3) typ pulsacyjny – gdy kumulacja fali i zjawiska ekstremalne powtarzają się, a ich efekt może być nawet groźniejszy (trwalsze przekształcenia koryt).

W większych zlewniach obejmujących również przedpole gór przebieg wezbrań może być różnorodny, zależnie od złożoności opadu w czasie i przestrzeni. Można by wyróżnić:

- 1) typ synchroniczny – gdy w czasie opadu ciągłego woda spływa równocześnie z mniejszych zlewni i dochodzi nawet do ukształtowania czoła fali (w wysokich górach możliwy spływ gruzowy);
- 2) typ allochtoniczny (kumulatywny) – gdy fale z kilku dorzeczy nakładają się na siebie. Wówczas poniżej połączenia możemy obserwować kilka

kumulacji fali (rejestrowanej niekiedy w postaci kumulacji fali);

- 3) typ wyprzedzający – w dorzeczach górsko-niziny, gdy w pierw na przedpolu pada, następuje wezbranie i nasiąknięcie wałów, a dopiero potem nadchodzi fala z gór, kształtująca się wolniej poprzez spływ śródpokrywowy na stokach (przykładem maja–czerwca 2010 r.).

Rozpoznanie już w trakcie trwania ekstremalnego opadu, z jakim typem wezbrania mamy do czynienia, może być istotne dla zrozumienia mechanizmów działających w czasie zdarzenia i dla podjęcia określonego rodzaju działań ochronnych.

Autor dziękuje serdecznie za możliwość powołania się na dane opadowe ze stacji naukowych: dr Anicie Bokwie ze Stacji Zakładu Klimatologii IGiGP UJ w Gaiku-Brzezowej oraz dr. Eugeniuszowi Gilowi i dr. Witoldowi Bochenkowi ze Stacji Zakładu Geomorfologii i Hydrologii IGiPZ PAN w Szymbarku.

Literatura

- Bieleński A.K. 1984. Materiały do historii powodziowej w dorzeczu Górnej Wisły. Politechnika Krakowska, Kraków.
- Bajgier-Kowalska M., Ziętara T. 2008. Wpływ gwałtownych opadów na modelowanie rzeźby w Dolinie Kościeliskiej w Tatrach Zachodnich, *Landform Analysis*, 8: 5–8.
- Cebulak E., Limanówka D., Malota A., Niedbała J., Pyrc R., Starkel L. 2008. Przebieg i skutki ulewy w dorzeczu górnego Sanu w dniu 26 lipca 2005 roku. *Materiały Badawcze IMGW, Meteorologia*, 40.
- Czyżowska-Wiśniewska E. 2003. Powódzie i współczesna sedymentacja osadów powodziowych w dolinie Wisłoki. Rękopis rozprawy doktorskiej w IGiPZ PAN.
- Długosz M. 2009. W okresie przemian gospodarczych w Polsce. Ocena podatności na osuwanie w skali lokalnej i regionalnej – na przykładzie Beskidu Niskiego. W: W. Bochenek, M. Kijowska (red.) *Zintegrowany monitoring Środowiska Przyrodniczego. Funkcjonowanie Środowiska. Stacja IGiPZ PAN w Szymbarku*, s. 298–308.
- Długosz M., Gębica P. 2008. Geomorfologiczne skutki oraz rola lokalnych ulew i powodzi w kształtowaniu rzeźby progów Pogórza Karpackiego (na przykładzie ulewy z czerwca 2006 r. w rejonie Sędziszowa). *Landform Analysis*, 8: 13–20.
- Dubicki A., Słota H., Zieliński J. (red.) 1999. *Dorzecze Odry. Monografia powodzi*, lipiec 1997. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Froehlich W. 1982. The mechanism of fluvial transport and waste supply into the stream channel in a mountainous flysch catchment (in Polish). *Prace Geogr. IGiPZ PAN*, 143.

- Froehlich W. 1998. Transport rumowiska i erozja koryt potoków beskidzkich podczas powodzi w lipcu 1997 roku. W: L. Starkel, J. Grela (red.), Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 r., Konferencja naukowa, Kraków 7–9 maja 1998, s. 133–144.
- Froehlich W. 1999. Mechanizm i natężenie procesów erozji, transportu i sedymentacji powodziowej w świetle badań metodami klasycznymi, radioizotopowymi i magnetycznymi. W: A. Kostrzewski (red.), Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych, UAM Poznań, Bogucki Wyd. Nauk., s. 33–41.
- Froehlich W. 2006. Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydromorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym. W: A. Kostrzewski, J. Szpikowska (red.), Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. Poznań–Storkowo, s. 29–33.
- Froehlich W., Słupik J. 1980. Drogi polne jako źródło dostawy wody i zwietrzelin do koryta cieku. Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych, 235: 257–268.
- Froehlich W., Starkel L. 1991. Wartości progowe w ewolucji rzeźby Karpat fliszowych i Himalajów Dardzielińskich. Conference Papers IGIPZ PAN, 14: 49–58.
- German K. 1998. Przebieg wezbrania powodzi 9 lipca 1997 roku w okolicach Żegociny oraz ich skutki w krajobrazie. W: L. Starkel, J. Grela (red.), Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku, Konferencja naukowa, Kraków 7–9 maja 1998, s. 177–184.
- Gębica P., Patkowski B., Lasek A., Sokołowski T. 1998. Geomorfologiczne i sedimentologiczne skutki przerwania wałów przeciwpowodziowych w dolinie Wisły w lipcu 1997 roku. W: L. Starkel, J. Grela (red.), Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku. Konferencja naukowa, Kraków 7–9 maja 1998, s. 185–194.
- Gil E. 1976. Splukiwanie gleb na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku. Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 2.
- Gil E. 1997. Meteorological and hydrological conditions of landslides, Polish Flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31: 143–158.
- Gil E. 1998. Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 roku. Dokumentacja Geograficzna, 11: 85–107.
- Gil E. 1999. Obieg wody i splukiwanie na fliszowych stokach użytkowanych rolniczo w latach 1980–1990. Zeszyty IGIPZ PAN, 60.
- Gil E., Kotarba A. 1977. Model of slide slope evolution in flysch mountains (an example draw from the Polish Carpathians). *Catena*, 4, 3: 233–248.
- Gil E., Słupik J. 1972. The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash-down during heavy rain. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 6: 181–190.
- Gil E., Starkel L. 1997. Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 13: 207–220.
- Gorczyca E. 2004. Przekształcanie stoków fliszowych przez procesy masowe podczas katastrofalnych opadów (dorzecze Łososiny). Wyd. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, s. 1–101.
- Gorczyca E., Krzemień K. 2008. Morfologiczne skutki ekstremalnego zdarzenia opadowego w Tatrach Reglowych w czerwcu 2007 roku. *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.
- Grela J., Słota H., Zieliński J. (red.) 1999. Dorzecze Wisły, monografia powodzi lipiec 1997. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa.
- Guzzetti F., Peruccacci S., Rossi M., Stark C.P. 2008. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, 5: 3–17.
- Klimek K. 1991. Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie. W: I. Dynowska, M. Maciejewski (red.), Dorzecze górnej Wisły. Cz. 2. PWN, s. 231–259.
- Kotarba A. 1994. Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich. *Acta Univ. N. Copernici, Geografia* 27, Nauki Mat.-Przyr. 92: 21–34.
- Lach J., Lewik P. 2002. Powódź w lipcu 2001 roku na Sądecczyźnie i jej skutki. W: Z. Górka, A. Jelonek (red.), Geograficzne uwarunkowania rozwoju Małopolski, Instytut Geografii UJ, Kraków, s. 199–204.
- Nachlik E., Wit M. 1998. Możliwości i efekty realizacji polderów zalewowych dla wspomaganie ochrony Krakowa przed powodzią. W: L. Starkel, J. Grela (red.), Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku. Konferencja naukowa, Kraków 7–9 maja 1998, s. 277–282.
- Niedbała J., Soja R. 1998. Odpiły z opadu nawalnego w dniu 18 maja 1996 roku w Sułoszowej. Dokumentacja Geograficzna IGIPZ PAN, 11: 31–38.
- Rączkowski W., Mrozek T. 2002. Activity of landsliding in the Polish Flysch Carpathians by the end of 20-th century. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 36: 91–101.
- Słupik J. 1973. Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. Dokumentacja Geograficzna IG PAN, 2.
- Słupik J. 1981. Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych. *Prace Geograficzne IGIPZ PAN*, 142: 1–89.

- Soja R., Prokop P. 1996. Drogi jako element antropogenicznego przekształcania środowiska. R. Soja, P. Prokop (red.). Zintegrowany monitoring środowiska przyrodniczego, Bibl. Monitoringu Środowiska, Szymbark, s. 91–98.
- Soja R., Wit-Jóźwik K., Welc A. 1977. Opady atmosferyczne i deflacja w okolicach Szymbarku. Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 6.
- Starkel L. 1976. The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes. W: E. Derbyshire, J. Wiley (red.), *Geomorphology and Climate*, Chichester, s. 203–246.
- Starkel L. 1986. Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czasopismo Geograficzne*, 57, 2: 203–213.
- Starkel L. 1996. Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 30: 21–38.
- Starkel L. 2001. Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś. Monografie IGiPZ PAN, 2.
- Starkel L. 2003. Extreme meteorological events and their role in environmental changes, the economy and history. *Global Change*, 10: 7–13.
- Starkel L. 2006. Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 40: 7–19.
- Starkel L. 2010. Searching for regularities of slope modelling by extreme events (diversity of rainfall intensity – duration and physical properties of the substrate). *Geomorphology*.
- Starkel L. (red.) 1997. Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku). Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN, 8.
- Starkel L., Grela J. (red.) 1998. Powódź w dorzeczu górnej Wisły w lipcu 1997 roku. Materiały konferencji. Wyd. Oddziału PAN w Krakowie.
- Starkel L., Pietrzak M., Łajczak A. 2007. Wpływ zmian użytkowania ziemi i wzrostu częstotliwości ekstremalnych opadów na obieg wody i erozję oraz ochronę zasobów przyrodniczych Karpat. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 54: 19–30.
- Starkel L., Singh S. (red.) 2004. Rainfall, runoff and soil erosion in the globally extreme humid area. Cherrapunji region, India. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 191.
- Świąchowiec J. 2002. Współdziałanie procesów stokowych i fluwialnych w odprowadzaniu materiału rozproszonego i zawiesiny ze zlewni podgórskiej. W: *Przemiany środowiska na Pogórzu Karpackim*. T. 5. Inst. Geogr. UJ, Kraków.
- Thiel K. (red.) 1989. Kształtowanie fliszowych stoków karpaccich przez ruchy masowe. Instytut Budownictwa Wodnego PAN, Gdańsk–Kraków.
- Wolski J., 2007. Przekształcanie krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 214, 228 str.
- Wyżga B. (red.) 2008. Stan środowiska rzek południowej Polski i możliwości jego poprawy – wyodrębnione aspekty. Instytut Ochrony Przyrody PAN.