

Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, hydrologiczne i geomorfologiczne w Polsce¹

Extreme meteorological, hydrological and geomorphological events in Poland

Jacek A. Jania*, Zbigniew Zwoliński**

* *Katedra Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec, jacek.jania@us.edu.pl*

** *Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegiełowa 27, 61-680 Poznań, zbw@amu.edu.pl*

Streszczenie: W niniejszym opracowaniu omówiono charakterystyki ekstremalnych zjawisk geomorfologicznych dla dużych regionów morfogenetycznych Polski lub konkretnych przypadków studialnych, co wynika z różnego przebiegu i skutków procesów geomorfologicznych w zależności od ich skali przestrzennej. Zatem prezentowany opis tych zjawisk jest zróżnicowany pod względem szczegółowości. Stąd nacisk położono na geomorfologiczne zjawiska ekstremalne, natomiast ekstremalne zjawiska meteorologiczne i hydrologiczne przywołano skrótowo jedynie w tych przypadkach, kiedy wynikały z nich zdarzenia geomorfologiczne. Główny okres analityczny obejmuje lata 1951–2000, ale często uwzględniano także sporządzenia wcześniejsze oraz z początku XXI w. Za ekstremalne zjawisko geomorfologiczne w polskich warunkach morfoklimatycznych uznano każdy proces, który przez swoje duże natężenie albo czas trwania prowadzi do usuwania, przemieszczania (transportu) oraz depozycji dużych ilości substancji mineralnych. Procesy takie wywołują istotne zmiany w ukształtowaniu terenu, czy to w postaci przekształceń istniejących form terenu lub powstania nowych form erozyjnych i denudacyjnych, czy to w postaci form akumulacyjnych. Podano katalog ekstremalnych zjawisk geomorfologicznych (G-1 do G-9). W wyniku analizy ekstremalnych zjawisk geomorfologicznych na obszarze Polski uzyskano rozpoznanie głównych rodzajów tych zdarzeń w poszczególnych regionach oraz, w wielu przypadkach, ich natężenia. Generalnie ujmując zmienność przestrzenną, można stwierdzić, że różnice w natężeniu i rodzajach ekstremów geomorfologicznych występują w malejącym gradiencie południkowym z południa na północ, z najmniejszymi zagrożeniami w pasie pojezierzy i ponownym niewielkim ich wzrostem na wybrzeżu. Występuje także drugorzędny gradient równoleżnikowy z zachodu na wschód, w tym przypadku bardziej zmienia się rodzaj najczęstszych zdarzeń ekstremalnych. Ze względu na ciągłe ocieplanie się klimatu w skali globalnej, odnotowane obserwacyjnie również w Polsce, należy spodziewać się wzrostu częstości oraz intensywności meteorologicznych, hydrologicznych, a w konsekwencji też geomorfologicznych zdarzeń ekstremalnych.

Słowa kluczowe: zjawiska ekstremalne, ekstremalne zjawiska geomorfologiczne, regiony Polski

Abstract: In present article the attention has been paid on discussion about characteristic of extreme geomorphologic phenomena for big morphogenetic regions of Poland or for specific case study, what results from diverse course and effects of geomorphic processes depending on their spatial scales. Therefore presented description of these phenomena is diversified

¹ Niniejszy artykuł został opracowany na podstawie raportów zespołów realizujących zadanie 5 w ramach projektu zamawianego MNiSzW „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)” (PBZ-KBN-086/PO4/2003) zrealizowanego w latach 2004–2009. Zadanie 5 „Zbadanie prawidłowości przebiegu zdarzeń ekstremalnych w poszczególnych regionach Polski (na przykładach obszarów wzorcowych)” było koordynowane przez Z. Michalczyka (UMCS), natomiast kierownikami raportów regionalnych byli: A. Kotarba (IGiPZ PAN, Kraków), W. Chełmicki (UJ), P. Migoń (UWr), P. Jokiel (UŁ), Z. Zwoliński (UAM), S. Musielak (USz), A.T. Jankowski (UŚ). W opracowaniu wykorzystano także raporty i publikacje zespołów M. Grzesia (UMK), J. Wibig (UŁ), M. Gutry-Koryckiej (UW), R. Przybyłaka (UMK), B. Wiśniewskiego (USz), W. Florka (PAP, Słupsk), E. Zawadzkiej-Kahlau (UG) i wiele innych sprawozdań cząstkowych oraz publikowanych i niepublikowanych wyników badań, które zawarto w raporcie końcowym projektu (www.ekstrema-polskie.pl).

according to details. Hence in the article the emphasis has been put on extreme geomorphic phenomenon, whereas extreme meteorological and hydrological phenomena were mentioned shortly, only there when they were the reason of geomorphologic events. The main analytical period comprise years between 1951 and 2000 year, however, earlier observations and also from the beginning of XXI century were taken into consideration. As an extreme geomorphologic phenomena in Polish morphoclimatic conditions was recognized every process that, because of its intensity or duration, leads to removing, displacement (transportation) or deposition of huge amounts of mineral matter. Such processes can produce substantial changes of relief, in the form of transformation of existing landforms or can lead to form new erosion and denudation landforms and also accumulation landforms. The extreme geomorphologic phenomena catalogue has been given (G-1 to G-9). As a result of analysis of extreme geomorphologic phenomena on the territory of Poland the main types of these events of individuals regions were gained and, in many cases, their intensity. Express in general spatial diversity, we can verify that differences in the intensity and types of extreme geomorphologic phenomena appear in decreasing longitudinal gradient from the South to the North, with smaller threat in the lake district belt and again small their growth along the seaside. There is also the secondary parallel gradient from the West to the East. In this case the type of the most frequently extreme event changes. With regard to global warming, recorded also in Poland, we can expect an increase of frequency and intensity of meteorological, hydrological, and as a result of them also geomorphologic extreme events.

Key words: extreme phenomena, extreme geomorphological phenomena, regions of Poland

Wprowadzenie

Analizy występowania zdarzeń ekstremalnych dla całego obszaru Polski wskazują na zróżnicowanie przestrzenne ich natężenia, częstości i trendów. Różnice te, wynikające z odmienności warunków środowiskowych w zróżnicowanych regionach fizycznogeograficznych (w tym szczególnie klimatycznych, a także pod względem stopnia zurbanizowania i sposobu użytkowania gruntów), były znane i opisywane już wcześniej. Jednakże dopiero w projekcie „Ekstremalne zdarzenia meteorologiczne i hydrologiczne w Polsce (ocena zdarzeń oraz prognozowanie ich skutków dla środowiska życia człowieka)” podjęto próbę usystematyzowania wiedzy o specyfice zjawisk ekstremalnych w głównych regionach kraju. Bardziej dogłębne studia przeprowadzono na wybranych obszarach reprezentatywnych. W ramach wielowątkowego, interdyscyplinarnego projektu badawczego nie zakładano szczegółowego skartowania występowania zdarzeń ekstremalnych i zagrożenia nimi w sposób jednolity dla całej Polski. Tego typu zadanie musi stanowić odrębne przedsięwzięcie badawcze. W ramach zadania 5 poszukiwano prawidłowości przebiegu zjawisk ekstremalnych w głównych regionach kraju na podstawie studiów wybranych przypadków – obszarów wzorcowych na tle zebranych danych o tego typu zdarzeniach w całym regionie.

W niniejszym opracowaniu starano się zwrócić uwagę na charakterystyki ekstremalnych zjawisk geomorfologicznych dla dużych regionów morfogenetycznych Polski lub konkretnych przypadków studialnych. Należy zaznaczyć, że z uwagi na obszerność zebranego materiału poznawczego oraz tylko częściowe jego opublikowanie, zwłaszcza w wydawnictwach monograficznych dla analizowanych wielkich regionów Polski, prezentowany opis jest zróżnicowany pod względem szczegółowości. W tej pracy główny nacisk położono na geomorfologiczne zjawiska

ekstremalne, natomiast ekstremalne zjawiska meteorologiczne i hydrologiczne przywołano skróto-wo jedynie w tych przypadkach, kiedy wynikały z nich zdarzenia geomorfologiczne. Główny okres analityczny obejmuje lata 1951–2000, ale często uwzględniano także spostrzeżenia wcześniejsze oraz z początku XXI w. Należy podkreślić, że z racji wielkiego bogactwa literatury źródłowej zrezygnowano w tej pracy z jej cytowania, kierując czytelników do internetowego portalu, podsumowującego wyniki projektu: www.ekstrema-polskie.pl.

Ekstremalne zjawiska geomorfologiczne

W zakresie studiów nad ekstremalnymi zjawiskami geomorfologicznymi na obszarze Polski w pierw je zdefiniowano i przeprowadzono ich klasyfikację, szczególnie była w tym rola prof. L. Starkła. Za ekstremalny w polskich warunkach klimatycznych uznano każdy proces, który przez swoje duże natężenie albo czas trwania prowadzi do usuwania, przemieszczania (transportu) oraz depozycji dużej ilości substancji mineralnych. Procesy takie wywołują istotne zmiany w ukształtowaniu terenu, czy to w postaci przekształceń istniejących lub powstania nowych form erozyjnych i denudacyjnych, czy to w postaci form akumulacyjnych.

Analiza występowania geomorfologicznych zdarzeń ekstremalnych ściśle nawiązuje do zdarzeń meteorologicznych i hydrologicznych. Wśród nich zostały wyróżnione najważniejsze ekstremalne zjawiska i zdarzenia geomorfologiczne, spotykane w Polsce (G-1 do G-9) – rejestrowane na ogół poza standardową siecią pomiarową:

- G-1. Intensywna erozja gleby w czasie deszczów nawalnych (spłukiwanie, erozja wązowa, sufuzja, płytkie ruchy masowe) lub rozlewnych. Przy

badaniu tych zjawisk konieczne jest nawiązanie do charakterystyk opadowych (wartości graniczne opadów: średnie natężenie $> 0,5 \text{ mm min}^{-1}$, graniczne sumy dobowe opadów: $> 30 \text{ mm}$, $> 100 \text{ mm}$).

- G-2. Intensywna erozja gleby w czasie roztopów (spłukiwanie, płytkie ruchy masowe). Zwrócenie uwagi na wartości graniczne zjawisk meteorologicznych, przy których może wystąpić zjawisko: grunt przemarznięty, szybkie tajenie śniegu, opad deszczu.
- G-3. Procesy osuwiskowe – różnego typu, od zerw, osuwisk, spływów gruzowych po soliflukcję, głębokie osuwiska skalne, obrywy skalne. Wartości graniczne: zerwy, osuwiska – wysoka suma opadów; spływ gruzowy – duże natężenie opadu (+ suma); głębokie osuwiska – długotrwałe opady (wysoka suma miesięczna, małe natężenie).
- G-4. Intensywna erozja rzeczna (boczna, wgłębna, przerzut koryta). Wartości graniczne zjawisk hydrologicznych: przy przepływie zbliżonym do pełnokorytowego.
- G-5. Intensywna akumulacja w korycie (odsypy). Wartości graniczne zjawisk hydrologicznych: przy przepływie zbliżonym do pełnokorytowego.
- G-6. Intensywna akumulacja na równinie zalewowej (przekroczony przepływ pełnokorytowy).
- G-7. Intensywna deflacja i akumulacja eoliczna (na obszarach bez szaty roślinnej). Ważny jest czas trwania wiatrów o prędkościach $> 17 \text{ m s}^{-1}$ i wyższych (np. porywy $> 20 \text{ m s}^{-1}$). Także inne skutki geomorfologiczne silnych wiatrów, takie jak na przykład wykroty drzew.
- G-8. Intensywna abrazja brzegów morskich i innych zbiorników wodnych.
- G-9. Inne zdarzenia geomorfologiczne.

Opracowano typologię hydrometeorologicznych zjawisk ekstremalnych decydujących o występowaniu procesów rzeźbotwórczych zaburzających równowagę systemów stokowych i korytowych. Wśród opadów uruchamiających różne procesy i wywołujących istotne zmiany w rzeźbie Polski wyróżniono trzy zasadnicze typy: opady ulewne, opady rozlewne i pory opadowe. Opady ulewne mają zazwyczaj zasięg lokalny (kilka do kilkudziesięciu km^2). Ich natężenie maksymalne sięga $1\text{--}5 \text{ mm min}^{-1}$. W ciągu dziesiątek minut do 2–3 godzin suma opadu może osiągnąć 30–150 mm (a nawet do 200 mm). Taki opad przekracza możliwości infiltracji gruntu i dochodzi do gwałtownego spływu powierzchniowego, przekształcającego się w linijny, tworzenia żłobin, a niekiedy zdarcia całej warstwy gleby. Towarzyszy temu erozja linijna, w specyficznych warunkach rozwój kanałów sufozycznych, upływnianie pokryw stokowych i tworzenie spływów błotno-gruzowych na stromych stokach górskich. W małych zlewniach deszcze o takiej intensywności prowadzą do powstawania fal powodziowych. Opady rozlewne o zasięgu regionalnym są

charakterystyczne zwłaszcza dla obszarów górskich w miesiącach letnich. Trwają przez 2–5 dni, w czasie których suma opadu może sięgać 200–600 mm, a natężenie na ogół nie przekracza 5–10 mm na godzinę. Po nasyceniu gleby wywołują niewielki spływ powierzchniowy. Jednakże równoczesny spływ śródpokrywowy prowadzi do aktywizacji kanałów sufozycznych. Następuje także formowanie się wezbrań w potokach. Po opadach rozlewnych dochodzi do tworzenia się licznych osuwisk ziemnych, rzadziej skalnych. Odrębnym ekstremum opadowym są długotrwałe okresy opadowe, gdy przez miesiąc lub kilka miesięcy z przerwami pada deszcz o niewielkim natężeniu. Jednak suma miesięcznego opadu może sięgać 200 mm. Możliwe jest wówczas uruchamianie głębokich osuwisk skalnych.

Stwierdzono zróżnicowanie przebiegu i skutków procesów geomorfologicznych w zależności od ich rozległości i rozciągłości. Na obszarach pagórkowatych (pogórza, wyżyny i wysoczyzny morenowe wznoszące się nad szerokimi równinami podstokowymi, zalewowymi lub obniżeniami wytopiskowymi) intensywne spłukiwanie na terenach uprawnych w czasie ulew prowadzi do spłaszczania i wydłużania stoków poprzez rozbudowę równin deluwialnych, wkraczających często w dna dolin. Zmiany o charakterze lokalnym, takie jak osuwiska, wąwozy i in., prowadzą do rozczłonkowania stoków i zmiany kształtu stoku. Zmiany o charakterze linijnym wzdłuż biegu rzek objętych wezbraniem prowadzą, przeważnie w ich górnym biegu, do przekształceń erozyjnych koryta i równiny zalewowej. W biegu dolnym z kolei prowadzą do procesów w przewadze akumulacyjnych, niekiedy połączonych z przerzutami koryt. Wiązą się zwykle z opadami rozlewnymi lub nagłymi roztopami. Zmiany rzeźby na większym obszarze, zarówno na stokach, jak i w dnach dolin, rejestrowane są w przypadku opadów rozlewnych lub gwałtownych roztopów, uzupełnionych ulewami, gdy wartości progowe różnych procesów bywają przekroczone w czasie jednego zdarzenia, np. w lipcu 1997 r.

Zjawiskiem istotnym morfogenetycznie są wiatry o prędkościach sięgających w czasie porywów poza górami $30\text{--}50 \text{ m s}^{-1}$, a podczas trąb powietrznych oraz wiatrów huraganowych innego typu, pojawiających się coraz częściej w ostatnich dwóch dekadach, nawet $50\text{--}100 \text{ m s}^{-1}$. Powodują one deflację na wysuszonych glebach piaszczystych i pylastych, a także masowe powały drzew i wykroty. Procesy te obejmują różne przestrzenie, w zależności od rodzaju ekstremalnie silnych wiatrów. Wykroty na stokach „przygotowują” powierzchnie gruntu do późniejszego oddziaływania opadów o natężeniu ekstremalnym.

Na wybrzeżu Bałtyku wiatry wiejące od morza wywołują sztormy jesienne i zimowe, które powodują abrazję klifów morskich oraz płaskich wybrzeży piaszczystych. Intensywność cofania brzegu może

sięgać nawet ponad 1 m a^{-1} . W ostatniej dekadzie stwierdzono wyraźny wzrost częstości sztormów, a tym samym intensywności abrazji brzegów morskich na przeważającej części polskiej linii brzegowej Bałtyku. Szacuje się, że dla całego polskiego wybrzeża otwartego morza średnie roczne cofanie się brzegów może osiągać $0,4 \text{ m a}^{-1}$. Abrazja brzegów śródlądowych zbiorników wodnych nierzadko ma charakter intensywny. Jednakże zbiorniki te są narażone na depozycje materiału mineralnego o natężeniu ekstremalnym.

Zjawiskiem wymagającym szczególnej uwagi jest występowanie zgrupowań ekstremalnych zdarzeń w kolejnych latach (ang. *clustering events*), które wyciskają znaczące piętno na ewolucji rzeźby.

Na obszarze Polski występuje wyraźne regionalne zróżnicowanie intensywności geomorfologicznych procesów ekstremalnych. Nawiązuje ono do przestrzennych gradientów występowania meteorologicznych zdarzeń ekstremalnych oraz amplitudy rzeźby terenu.

Karpaty

Na terenie Karpat polskich w odniesieniu do opadów atmosferycznych o charakterze ekstremalnym stwierdza się ich większą nieprzewidywalność niż w innych regionach. Występują zarówno znaczne sumy opadów w okresach roku, w których nie są spodziewane, jak i długotrwałe okresy bezopadowe. Wyjątkowo suchy okazał się październik 1951 r. W Krakowie nie wystąpił wtedy ani jeden dzień z deszczem. Stwierdzono ogólnie zmniejszanie się ilości opadów w okresie od lipca do października, wzrost natomiast w pozostałych miesiącach. Wyniki dotychczas prowadzonych analiz zmienności opadów wykazują, że pojawianie się zdarzeń opadowych o różnym natężeniu, czy też czasie trwania, nie można traktować jako jednorodnego procesu losowego. Uzyskane wyniki pozwalają stwierdzić, że o dużym natężeniu opadów krótkotrwałych decyduje głównie nasilenie termiczno-dynamicznych prądów pionowych w obszarze frontów chłodnych i innych obszarach zbieżności spływu.

Badania wykazały wzrost częstości występowania silnych opadów. Zdarzenia o największym natężeniu wystąpiły w latach 60. i 70. XX w., natomiast długotrwałe opady w sezonie letnim osiągnęły największe sumy na początku XX w. (np. 1903, 1913). Niezwykłym nasileniem opadów, określanym jako kłęska pogodowa, odznaczył się lipiec w 1997 r. Wystąpiły długotrwałe intensywne opady, szczególnie w Karpatach i Sudetach. Opady te wywołały wezbrania i powodzie obejmujące swym zasięgiem największe obszary w porównaniu do poprzednich powodzi (czerwiec–lipiec 1958, lipiec 1970, 1973). Podobne zdarzenia miały miejsce w 2010 r., czyli już po okresie realizacji projektu zamawianego.

Rozpatrywano wpływ cyrkulacji atmosferycznej na występowanie ekstremalnych zjawisk i zdarzeń geomorfologicznych. Stwierdzono intensyfikację cyrkulacji atmosferycznej z sektora zachodniego w ostatnich dwóch dekadach. Groźne zjawiska atmosferyczne występują często przy przejściu chłodnego frontu atmosferycznego. Należą do nich silne wiatry, burze z silnymi i długo trwającymi wyładowaniami elektrycznymi, opady gradu. W badanym 50-leciu zaobserwowano wzrost częstości dni z frontami chłodnymi. W latach 80. największe wartości ich częstości przekraczały 20%.

Podsumowując wyniki badań meteorologicznych i klimatologicznych, można wykazać słaby trend spadkowy średnich rocznych wartości ciśnienia atmosferycznego, bardzo małe prawdopodobieństwo wystąpienia gwałtownych zmian ciśnienia w ciągu doby, wzrost średniej rocznej temperatury od lat 70. XX w., wzrost dynamiki zmian warunków termicznych w dziesięcioleciu 1991–2000, wzrost liczby dni suchych w warunkach miejskich, wzrost opadów w kwietniu i maju, zmniejszanie się opadów od lipca do października, zmniejszanie się zachmurzenia w sezonach zimowych w latach 1971–2005, wzrost zachmurzenia przez chmury konwekcyjne, częstsze występowanie burz w Krakowie niż na terenach pozamiejskich, zmniejszanie się liczby dni z mgłą w Krakowie (od 55 w latach 1961–2000 do 24 w dekadzie 1991–2000). Wyniki potwierdzają ogólne zdanie o bardzo zróżnicowanej pogodowo dekadzie 1991–2000, która to zmienność trwa w dalszych latach. Geomorfologiczne sytuacje ekstremalne związane są zazwyczaj z występowaniem głębokich niżów w południowej Polsce. Ich pojawianie się łączyć należy z intensyfikacją cyrkulacji atmosferycznej z sektora zachodniego.

Studia hydrologicznych zjawisk ekstremalnych w dorzeczu górnej Wisły wykonano dla zlewni karpaczkich od Beskidu Śląskiego po Bieszczady i przedpole gór. W zakresie wezbrań stwierdzono, że w półroczu letnim ich liczba wahała się od 3 do 7, a średni czas trwania od 1,7 do 5,8 dnia. Największa liczba wezbrań (>5 w roku) charakterystyczna była dla zlewni położonych w górnej części dorzecza Dunajca (zlewnie tatrzańskie, Łososina), Skawy, Soły. Najdłuższy średni czas trwania wezbrań ($>4,5$ dnia) występował w zlewniach w górnej części dorzecza Dunajca. Przepływy kulminacyjne były od 1,9 do 7,0 razy wyższe od przepływu granicznego, a przepływy średnie – od 1,4 do 3,5 razy. Najwyższe przepływy graniczne i średnie, odniesione do przepływu granicznego, stwierdzono w przekrojach: Sękówka–Gorlice, Uszwica–Borzęcin, Łubinka–Nowy Sącz, Skawinka–Radziszów oraz w zlewni Stobnicy, Stradomki i Uszwicy. W półroczu zimowym liczba wezbrań wahała się od 1 do 8, a średni czas trwania – od 2,7 do 7,2 dnia. Najwięcej wezbrań (>5 w roku) występowało w dorzeczu Soły. Najdłuższe wezbrania charakterystyczne były dla zlewni w górnej części dorzeczy

Sanu i Wisłoka, a także w dorzeczu Dunajca. Przepływy kulminacyjne były od 1,4 do 5,1 razy wyższe od przepływu granicznego, a przepływy średnie – od 1,2 do 2,5 razy. Najwyższe przepływy graniczne i średnie, odniesione do przepływu granicznego, stwierdzono w przekrojach: Sękówka–Gorlice, Uszwica–Borzęcin, Wiar–Krówniki, Wielopolka–Brzeźnica. Zwykle wezbrania w półroczu letnim cechowały się krótszym czasem trwania i większą objętością odpływu niż wezbrania w półroczu zimowym. Dla wezbrań letnich charakterystyczne były też wyższe ekstremalne i średnie przepływy niż w półroczu zimowym. W 54 zlewniach karpackich większa liczba wezbrań występuje w półroczu letnim (dotyczy to zwłaszcza zlewni położonych we wschodniej części regionu), a w 27 zlewniach zimą. W jednej zlewni (Osława–Szczawne) stwierdzono taką samą liczbę w obu półroczach.

Analiza niskich stanów wody wykazała, że w półroczu letnim liczba niżówek wahała się od 0,05 do 1,72, a średni czas trwania od 7 do 27 dni. Największe liczby niżówek (>1,4) charakterystyczne były dla dorzeczy Wisłoka i Wisłoki, Soły i małych zlewni pogórskich. Najdłuższe czasy trwania przeciętnej niżówki, wynoszące ponad 20 dni, stwierdzono w przekrojach: Biały Dunajec–Harenda, Dunajec–Golkowice, Grabianka–Grabiny, Iłownica–Czechowice–Dziedzice, Niedziczanka–Niedzica, Olszynka–Siepietnica, Poprad–Stary Sącz, Poprad–Muszyna, Raba–Proszówki, Ropa–Klęczany, Uszwica–Borzęcin, Wisłoka–Mielec. Średnie przepływy niżówkowe stanowiły od 63 do 91% przepływu granicznego, a minimalne – od 49 do 87%. Najniższe przepływy średnie i minimalne (najgłębsze niżówki) stwierdzono w zlewniach we wschodniej części Karpat, a także w zlewniach pogórskich, najwyższe zaś (płytkie niżówki) – w dorzeczu Dunajca. Zimą liczba niżówek wahała się od 0,2 do 1,6, a średni czas ich trwania – od 7 do 32 dni. Najczęściej (przynajmniej raz w każdym roku) niżówki zimowe występowały w dorzeczu Dunajca. Najdłuższe niżówki zimowe (ponad 20 dni) odnotowano w górnej części dorzecza Dunajca, w dorzeczu Soły. Średnie przepływy niżówkowe stanowiły od 54 do 89% przepływu granicznego, a minimalne – od 49 do 87%. Najpłytsze niżówki występowały w dorzeczu Dunajca, Soły i w niektórych zlewniach we wschodniej części Karpat (Wisłok–Tryńcza, Wisłok–Żarnowa, San–Przemyśl, San–Radomyśl), a najgłębsze w dorzeczu Wisłoki i w górnej części dorzecza Sanu. W ponad 60 zlewniach liczba i długość niżówek w półroczu letnim była większa od liczby i długości niżówek w półroczu zimowym. W zlewniach cząstkowych i różnicowych w górnej części dorzecza Dunajca liczba i długość niżówek zimowych była wyższa od letnich. Maksymalny deficyt niżówkowy w 52 zlewniach stwierdzono latem, a w zlewniach w górnej części dorzecza Dunajca – zimą. O ile zaobserwowano pewne związki pomiędzy występowaniem wezbrań oraz niżówek a wskaźnikami cyrkulacji T. Niedźwiedzia, o

tyłe współczynniki korelacji z NAO i innymi wskaźnikami były słabe i zazwyczaj nieistotne statystycznie. Stwierdzono, że wartości odpływów jednostkowych o 10% prawdopodobieństwie przewyższenia w dorzeczach karpackich dopływów Wisły spadają w kierunku wschodnim.

W zakresie studiów nad ekstremalnymi zdarzeniami geomorfologicznymi w Karpatach przeprowadzono badania nad uwarunkowaniami i mechanizmami ich powstawania:

- Określono wartości progowe opadów atmosferycznych uruchamiających głębokie osuwiska na terenie Karpat fliszowych. Dla osuwisk o znanych datach inicjacji ruchu mas wyznaczono okresy opadowe – sumę i czas trwania opadów. Do najgroźniejszych zjawisk w Karpatach należą wysokie letnie opady rozlewne obejmujące duże powierzchnie.
- Badania prowadzone w Beskidzie Wyspowym, Pogórzu Wielickim, Beskidzie Niskim, Bieszczadach i w Tatrach Zachodnich wykazały niewielką częstość występowania opadów o katastrofalnych skutkach, gdyż w badanych zlewniach mają one miejsce średnio co 20–30 lat. Zdarzają się jednak w niektórych rejonach Karpat (np. dorzecze Łososiny w latach 1997–2000) okresy z koncentracją ekstremalnych zdarzeń opadowych nazywane zdarzeniami grupowymi (ang. *clustering events*). W sytuacji takiej następuje przekroczenie progów uaktywniania procesów morfogenetycznych o bardzo dużej zdolności morfotwórczej.
- Szczególnie ważne morfogenetycznie są sytuacje, kiedy dochodzi do nałożenia się różnych typów opadów. Na przykład w dorzeczu Soły i Skawy podczas opadów rozlewnych w lipcu 1997 r. doszło do nałożenia się krótkotrwałych ulew o dużym natężeniu na opady rozlewne. Natomiast w dorzeczu Dunajca do zastąpienia opadu rozlewnego codziennymi ulewami. Spowodowało to równoczesne kilkakrotne przekroczenie równowagi systemów stokowych i korytowych. Ekstremalne natężenie procesów bywa też osiąganę w czasie roztopów, zwłaszcza po ostrej zimie z gruntem przemarzniętym do głębokości 0,5–1 m i równoczesnym opadem deszczowym. W efekcie następuje intensywny wpływ powierzchniowy i wezbrania powodziowe.
- Stwierdzono zasadnicze znaczenie opadów rozlewnych dla uruchamiania intensywnych procesów stokowych w Tatrach (spływy gruzowe) oraz osuwisk w Karpatach. Na podstawie cyfrowych danych morfometrycznych oraz odnośnie do litologii podłoża wykonano mapę podatności na osuwanie dla obszaru polskich Karpat fliszowych w skali 1:200 000 wraz z objaśnieniami, która jest opracowaniem komplementarnym dla inwentaryzacji i badań procesów osuwiskowych prowadzonych przez Państwowy Instytut Geologiczny (por.

<http://geoportal.pgi.gov.pl/portal/page/portal/geosam/osuwiska> oraz <http://geozagrozenia.pgi.gov.pl/>.

- Na podstawie zebranych informacji o najważniejszych 46 osuwiskach karpaccich ustalono ich parametry środowiskowe (budowa geologiczna, morfologia, warunki hydrologiczne i meteorologiczne).
- Analiza stopnia przekształcenia stoków przez płytkie ruchy masowe w następstwie zdarzeń opadowych i roztopowych w latach 1997, 1998, 2000, 2005, 2007 wykazała, że bardziej skuteczne pod względem morfolotwórczym są zdarzenia o charakterze złożonym. Opady o dużej intensywności, spadające na podłoże nasycone już wodą, inicjują w Karpatach fliszowych płytkie ruchy osuwiskowe łączące cechy zsuwu i spływu oraz uaktywniają starsze osuwiska. Prowadzi to do przemieszczeń dużych objętości materiału zwietrzelinowego, który często dociera do systemu korytowego. Usunięcie zwietrzeliny ze stoków podwyższa progową wartość opadu inicjującego procesy osuwiskowe.
- Stwierdzono, że sposób użytkowania gruntów i jego zmiany mają wyraźny wpływ na procesy stokowe. Na podstawie analizy 30-letnich stacjonarnych pomiarów prowadzonych na poletkach doświadczalnych w zlewni eksperymentalnej Bystrzanki k. Gorlic w Beskidzie Niskim potwierdzono, że na stokach użytkowanych rolniczo rozmiary erozji gleb zależą przede wszystkim od rodzaju upraw. Erozja gleby na uprawach ziemniaków przekracza średnio 25 t ha^{-1} w roku i jest wyższa 20 razy od erozji na uprawach zbożowych i prawie 300 razy aniżeli na łąkach. Wzrost powierzchni użytków zielonych oraz nieużytków modyfikuje przemieszczanie się wody na stokach w kierunku wzrostu spływu śródglebowego, skutkując wzrostem uwilgotnienia dolnych części stoków. Natomiast wzrost powierzchni zajętych pod budownictwo i sieć komunikacyjną przyspiesza odprowadzanie wody ze stoków i wzrost fali kulminacyjnej podczas wezbrań w korytach rzecznych.
- Transformacja górskiego systemu korytowego jest ograniczona zwykle do głębokiej rynny rozcinającej sterasowane dno doliny. W strefach przejściowych między systemem koryta skalnego a systemem koryta aluwialnego podczas katastrofalnych wezbrań dochodzi do wycinania rynien, ze znacznym lokalnym przegłębieniem koryta nawet do 2 m. Może się to przejawiać również zniszczeniem systemów progów skalnych założonych na cienko- i średnioławicowych piaskowcach. W wyniku erozji wgłębnej i bocznej rumowisko korytowe wzbogacane jest świeżym materiałem. Przeobrażanie koryt potoków górskich jest największe w korycie głównym, zwłaszcza w strefach zablokowanych kłódami drzew.

- Na podstawie budowy form akumulacyjnych, a szczególnie stożków napływowych, można wnosić, że w skali holocenu zdarzenia ekstremalne mogły występować co jakiś czas, o czym świadczy naprzemianległość drobnego i grubego materiału w ich budowie. Stąd można sądzić, że tego typu ekstremalne zdarzenia nie są wyjątkowe w historii rozwoju rzeźby gór i ich przedpoła, zwłaszcza ich rola morfolotwórcza jest zawsze znacząca.

Sudety i obszar przedsudecki

Ekstremalne zdarzenia przyrodnicze, występujące w dorzeczu górnej Odry, są różnorodne pod względem swojej natury i uwarunkowań, mają też różny zasięg przestrzenny. Generalnie ujmując, częstotliwość zdarzeń tego typu jest umiarkowana w skali Polski – są one rejestrowane rzadziej niż w Karpatach i na Pogórzu Karpackim, ale częściej niż na obszarach wyżynnych i na Niżu Polskim. Wskazuje to na większą odporność i zdolności buforowe środowiska górskiego Sudetów w stosunku do środowiska Karpat. W nizinnej części dorzecza górnej Odry zdarzenia ekstremalne są rzadkie, szczególnie hydrologiczne i geomorfologiczne, będąc w większości efektem propagacji skutków zdarzeń generowanych w Sudetach.

Częstotliwość zdarzeń wyjątkowych i niekorzystnych dla środowiska życia człowieka jest różna. Za najważniejsze z aplikacyjnego punktu widzenia należy uznać epizody i okresy opadów o znacznej intensywności, wywołane nimi wezbrania opadowe na rzekach sudeckich oraz silne wiatry, w tym fenowe. Mniejszą częstotliwość i mniej dotkliwe skutki mają wywoływane ulewnymi opadami epizody znacznej erozji gleb, spływy gruzowe w najwyższych partiach Sudetów, nagłe, a wydajne opady śnieżne (niekiedy z lawinami) oraz stany niżówkowe na rzekach dolnośląskich.

Najdalej idące konsekwencje środowiskowe mają ekstremalnie duże opady atmosferyczne. W sensie genetycznym można rozróżnić opady: (a) wywołane przez makroskalową konwergencję kontrastowo odmiennych mas powietrznych oraz (b) o genezie konwekcyjnej. Opady typu (a) są bardziej rozciągnięte w czasie, trwają kilkanaście do kilkudziesięciu godzin i obejmują zwykle znaczną część zlewni górnej Odry lub nawet cały jej obszar. Intensywność tego typu opadów na ogół nie przekracza 10 mm h^{-1} . Szczególne znaczenie ma ich intensyfikacja na dowietrznych stokach gór o dużej wysokości względnej, wywołana dodatkową kondensacją pary wodnej podczas orograficznej deformacji pola przepływu powietrza w sektorze chłodnym frontu atmosferycznego, przy intensywnej cyrkulacji z kierunku północnego. W takich warunkach na grzbietach górskich i w górnym odcinku stoków północnych natężenie opadów może incydentalnie przez kilka kolejnych godzin osiągać

20 mm h⁻¹. W Sudetach wielokrotnie obserwowano dobowe sumy opadu przekraczające 200 mm. Opady drugiego typu (b) obejmują obszar co najwyżej setek km² i są uwarunkowane przez: duży zapas pary wodnej w troposferze, wolny ruch masy powietrznej, obecność warstwy hamującej powstrzymującej spontaniczny rozwój licznych komórek konwekcyjnych oraz przez lokalne blokowanie frontu chłodnego przez masyw Sudetów. Opady takie nie wykazują wzrostu intensywności wraz z wysokością i osiągają wydajność nawet 50–100 mm h⁻¹.

Wiatr o niszczącej sile powstaje w dwojaki sposób: (a) podczas przemieszczania się z zachodu na wschód głębokich niżów atmosferycznych i (b) przy rozwoju potężnych komórek konwekcyjnych. Pierwszy jest charakterystyczny dla chłodnej połowy roku przy silnym poziomym gradiencie ciśnienia i zwykle obejmuje obszar całego Dolnego Śląska, osiąga w porywach prędkość powyżej 30 m s⁻¹, powodując głównie straty w lasach i zakłócenia w komunikacji. W przedniej (cieplej) części niżu na grzbietach i północnych stokach gór dochodzi do intensyfikacji przepływu powietrza w postaci fenu, który może osiągać 50 m s⁻¹.

Rozwój potężnych komórek konwekcyjnych, generujących ekstremalne opady atmosferyczne lub wiatr o niszczącej sile, jest m.in. uwarunkowany obecnością w dolnej troposferze warstwy hamującej powstrzymującej spontaniczny rozwój konwekcji. Dzięki temu, pod warunkiem istnienia równowagi chwiejnej poniżej i powyżej warstwy hamującej, może dochodzić do punktowego „przebiecia” tej warstwy przez silne prądy wstępujące od podłoża i rozwoju ku górze potężnej chmury cumulonimbus, której szczyt sięga nawet do wysokości 12–15 km. Deszcze nawalne o genezie konwekcyjnej powstają przede wszystkim nocą i przy powolnym ruchu masy powietrznej dodatkowo osłabianym na obszarze Sudetów. Wiatr o genezie konwekcyjnej powstaje w komórkach podobnych jak przy opadach ekstremalnych, przyjmując postać szkwału (ang. *downburst*), np. 30 maja 2005 r. we Wrocławiu, albo znacznie rzadziej trąby powietrznej, np. 15 sierpnia 2008 r. w okolicach Strzelec Opolskich. Prędkość wiatru wywołanego przez szkwał może przekraczać 50 m s⁻¹, a w przypadku trąby powietrznej może zbliżać się nawet do 100 m s⁻¹. Stwierdzono preferencję do tworzenia się tego typu zjawisk w gorących i wilgotnych masach powietrznych wkraczających do Polski od południa z wykorzystaniem obniżzeń terenowych, tzn. po zawietrznej stronie Bramy Morawskiej (Śląsk Górny i Opolski) oraz w mniejszym stopniu Sudetów Środkowych (Nizina Śląska). Gwałtowny wiatr w postaci trąby powietrznej lub szkwału jest obserwowany głównie podczas dnia i przy szybszym ruchu masy powietrznej. Zarówno w przypadku ekstremalnych zdarzeń opadowych, jak i wiatrowych nie stwierdzono istotnego trendu zmiany ich częstości i intensywności w czasie.

Najważniejszym czynnikiem atmosferycznym odpowiedzialnym za zejścia dużych lawin śnieżnych w Karkonoszach jest przenoszenie przez wiatr dużych mas śniegu z rozległej wierzchowiny grzbietowej w górne odcinki północnych stoków, gdzie, zdeponowane na twardej i często zlodowaciałej pokrywie śnieżnej, narastają aż do utraty stabilności i zsuwają się w postaci lawin do kotłów polodowcowych i nisz źródłiskowych (taki charakter miała lawina z 20 marca 1968 r. w Białym Jarze).

Zasięg przestrzenny zdarzeń ekstremalnych w Sudetach i na Dolnym Śląsku jest bardzo zróżnicowany. W ostatnich dekadach odnotowano takie, które:

1. objęły niemal całe dorzecze górnej Odry (ekstremalnie wysokie opady w lipcu 1997 r.; rozlewne/nawalne deszcze w pierwszej połowie sierpnia 2006 r.);
2. były ograniczone do jednej zlewni III–IV rzędu (wysokie opady w Górach Orlickich w lipcu 1998 r.);
3. były ograniczone do jednej zlewni V–VI rzędu („oberwanie chmury” w Księginicach Wielkich w 1986 r.).

Podobnie zróżnicowany zasięg przestrzenny miały ekstremalne zdarzenia anemologiczne: od lokalnych trąb powietrznych i szkwałów po epizody silnego wiatru notowane w skali całego dorzecza górnej Odry. Konsekwencją zróżnicowanego zasięgu zdarzeń meteorologicznych jest zróżnicowany przestrzennie zasięg zdarzeń hydrologicznych, a w szczególności oddziaływania fali wezbraniowej. Zdarzenia pierwszego typu powodują wezbrania i powodzie o zasięgu regionalnym, w tym o dotkliwych skutkach na obszarach znacznie oddalonych od regionu nawiedzonego przez wysokie opady atmosferyczne, podczas gdy zdarzenia typów pozostałych (2) i (3) skutkują wezbraniem w rzekach wyższego rzędu w ograniczonym stopniu.

O ile zależności przyczynowo-skutkowe i przestrzenne pomiędzy ekstremalnymi zdarzeniami meteorologicznymi i hydrologicznymi są stosunkowo czytelne, to związek z procesami geomorfologicznymi jest niejednoznaczny. Większość sytuacji hydrologicznych (ale nie wszystkie), podczas których został przekroczony przepływ pełnokorytowy, przyniosła ze sobą zmiany w rzeźbie den dolinnych, polegające na zmianach położenia koryta, powstaniu nowych form erozyjnych i lokalnie wymuszonej depozycji na równinie zalewowej. Zmiany takie obserwowane były zarówno podczas wezbrań w skali regionalnej (lipiec 1997 r.), jak i lokalnej (Góry Izerskie w sierpniu 2006 r.). Trwałość powstających form jest jednak niewielka i są one szybko niwelowane środkami inżynierskimi w ramach prac ratunkowych. Niestabilność stoków górskich odnotowano w nielicznych przypadkach i nie stwierdzono prostego związku między wysokością/natężeniem opadu a uruchamianiem osu-

wisk czy spływów gruzowych. Częste były przypadki, gdy silne opady nie powodowały żadnych widocznych przemieszczeń mas skalno-zwietrzelinowych na stokach. Oprócz czynnika geologicznego (duża odporność podłoża) istotną rolę odgrywa obecność materiału zwietrzelinowego, który może być uruchomiony (lub jego brak). Wyczerpanie źródła materiału sprawia, że czynnik opadowy jest niewystarczający do zainicjowania ruchów masowych na stokach sudeckich – dotyczy to zwłaszcza spływów gruzowych. Równocześnie, analizując dane opadowe z sierpnia 2006 r., można było potwierdzić wcześniejsze przypuszczenia, że wartość progowa opadu godzinowego niezbędna do zainicjowania spływu gruzowego wynosi około 20 mm h^{-1} i jest niższa od wyznaczonej w Tatrach. Warunek opadowy jest konieczny, ale niewystarczający – kluczowe znaczenie ma obecność materiału zwietrzelinowego na stoku podatnym na ten proces.

W ostatnich 60 latach nie odnotowano znaczącej liczby zjawisk ekstremalnych w systemie stokowym, jednak wnioskowanie na tej podstawie o małym stopniu zagrożenia procesami tego typu jest nieuzasadnione. Zapis środowiskowy wskazuje na występowanie zdarzeń katastrofalnych w przeszłości, przy ich rzadkiej powtarzalności. Najintensywniejsze zmiany korytowe stwierdzono w miejscach dawnej eksploatacji surowców skalnych i nie odzwierciedlają one wyłącznie naturalnych tendencji danego odcinka rzeki. Obserwacje przeprowadzone po wezbraniu Kwisy 7–8 sierpnia 2006 r., które było największym zdarzeniem tego typu po 1945 r. na górnym odcinku cieków, potwierdzają dominację tendencji erozyjnej sudeckich rzek. Przyczyn można upatrywać w zaniku upraw rolnych na dużych obszarach stoków w tym dorzeczu i generalnie w całych Sudetach.

Dla najbardziej narażonych na przekształcenia zlewni górskich i podgórszych właściwsze jest sporządzanie map zagrożeń i map ryzyka, opartych na: (a) analizie lokalnych warunków topograficznych i geologicznych zlewni i (b) uwzględnieniu prawidłowości funkcjonowania górskiego systemu fluwialnego, zwłaszcza podczas wezbrań. W połączeniu z analizą użytkowania terenu możliwe jest wyznaczenie stref największego zagrożenia i ryzyka, przydatne do planowania miejscowego. Takie podejście nie dostarcza odpowiedzi na pytanie „kiedy?”, natomiast odpowiada na pytanie „gdzie, jeśli?”. Dla obszaru testowego Kotliny Jeleniogórskiej mapy takie sporządzono w różnych skalach przestrzennych, każdorazowo dostosowując sposób prezentacji zagadnienia. Epizodyczny charakter zdarzeń ekstremalnych, ich często lokalny zasięg i niejednoznaczne związki pomiędzy zdarzeniami różnego typu sprawiają, że prognozowanie ich występowania i skutków dla ludzi jest zadaniem trudnym.

Pas wyżyn

Analizy zjawisk ekstremalnych na wyżynach środkowej Polski przeprowadzono głównie na Wyżynie Lubelskiej. Studia te były zestawiane z danymi ze stacji obserwacyjnych lub z badaniami w innych częściach pasa wyżyn. Rozkład ekstremalnych wartości wybranych charakterystyk termicznych wykazał, że w ciągu 22 lat (spośród 54 analizowanych, tj. 1951–2004) nie notowano wartości uznawanych za ekstremalne według przyjętej klasyfikacji. W przebiegu ekstremalnych charakterystyk termicznych można wyróżnić cztery okresy różniących się częstością występowania „dodatnich” i „ujemnych” wartości ekstremalnych: 1951–1963 – okres z przewagą „ujemnych” ekstremów, 1964–1977 – to okres przewagi „dodatnich” ekstremów, 1978–1988 – to dominacja „ujemnych” wartości ekstremalnych, 1989–2004 – to wyraźna przewaga „dodatnich” wartości ekstremalnych.

Stwierdzono cyrkulacyjne uwarunkowania wystąpienia na Lubelszczyźnie dobowych sum opadu atmosferycznego $\geq 100 \text{ mm}$ oraz wystąpienia wiatrów silnych ($v > 10 \text{ m s}^{-1}$) i bardzo silnych ($v > 15 \text{ m s}^{-1}$). W przypadku tego regionu odnotowano małą częstość występowania tego zjawiska w porównaniu do obszarów polskiego wybrzeża Bałtyku czy szczytowych partii gór. Podobne rezultaty uzyskano w odniesieniu do Wyżyny Śląskiej. Analiza anomalnych opadów atmosferycznych na Lubelszczyźnie wskazuje na znaczne zróżnicowanie przestrzenne i czasowe wybranych charakterystyk tych opadów. Rozkład przestrzenny wymienionych charakterystyk nawiązuje do ukształtowania terenu regionu lubelskiego. Natomiast pod względem czasowym stwierdzono, że najczęściej lat o ujemnej anomalii opadowej wystąpiło w dekadzie 1951–1960, a najmniej w dekadzie 1971–1980. Natomiast lat o dodatniej anomalii opadowej najczęściej wystąpiło w dekadzie 1961–1970, a najmniej w dekadzie 1981–1990. Zwraca uwagę prawie jednakowa liczba przypadków zarówno lat o ujemnej, jak i dodatniej anomalii opadowej w dekadzie 1991–2000.

Przeanalizowano także przebieg ekstremalnych i anomalnych zdarzeń hydrologicznych dla Wyżyny Lubelskiej z otoczeniem. Wahania stanów wody w małych rzekach Lubelszczyzny utrzymują się w granicach 150–300 cm. Wyższą zmienność stwierdzono w dużych rzekach województwa oraz w rzekach granicznych. Amplituda wahań na Bugu w Strzyżowie przekracza 700 cm, tylko nieco mniejsza jest zmienność stanów Wisły na odcinku lubelskim. Wezbrania rzek Lubelszczyzny są bardzo nieregularne. Wszystkie największe wezbrania Wieprza w Kośminie wystąpiły w okresie wiosennym. Minimalne przepływy odnotowano w różnych porach roku, ale najczęściej pojawiają się w sierpniu, wrześniu i lipcu. Na obszarze wyżynnym przeważają wzrosty wartości przepływów minimalnych miesięcznych, a na Podlasiu w

części miesiący zaobserwowano tendencje spadkowe. Natomiast przepływy maksymalne miesięczne generalnie wykazują spadek wartości z wyjątkiem Bystrzycy w Sobianowicach (efekt zwiększenia spływu wody z obszaru zurbanizowanego Lublina). Maksymalny odpływ jednostkowy z opadów burzowych osiąga wysokie wartości od 2,6 do 27,1 m³·s⁻¹·km⁻².

Na podstawie zebranego materiału hydrologicznego podjęto próbę adaptacji formuły F. Pagliariego do obliczania maksymalnego natężenia przepływu w potokach Niecki Nidziańskiej. Opracowana formuła może być stosowana dla cieków, których zlewnia ma powierzchnię nie większą niż 40 km². Analiza parametrów fizjograficznych zlewni wskazuje, że zlewnie, w których wystąpiły powodzie, są predysponowane do gwałtownych wezbrań. Jest zatem możliwość ich wskazania z zaleceniem zastosowania w nich środków biernej ochrony powodziowej.

Dynamikę rozwoju wezbrań i niżówek na wyżynach przeanalizowano na przykładzie Ciemięgi k. Lublina. Wezbrania mogą występować we wszystkich miesiącach, z tym że te bardzo wysokie pojawiają się w okresie roztopów wiosennych i po wysokich opadach letnich. Częściej stwierdzono wezbrania wiosenne, rzadziej letnie. Największe z nich wystąpiły w latach 1996, 1999, 2003, 2005 i 2006. W czasie największych wezbrań odnotowano bardzo duże spływy wody, które stanowiłyby istotne zagrożenie dla budowli hydrotechnicznych i towarzyszących im zbiorników wody. Wynika to również z transportowania przez wody dużej ilości zawiesiny pochodzącej z erozji lasów. W czasie wezbrania w 2005 r. dobowy przyrost przepływu wynosił aż 6,65 m³ s⁻¹, co potwierdza gwałtowny przebieg wezbrania roztopowego.

Wielkość przepływów niżówkowych wiąże się bezpośrednio z zasilaniem rzeki wodami podziemnymi. Zwraca uwagę mała liczba zdarzeń w latach 2000–2003, w czasie wysokich opadów i wysokich stanów wód podziemnych. Natomiast w 1977 r. przepływy niżówkowe wystąpiły w ciągu 145 dni. Łącznie zarejestrowano 120 okresów wystąpienia przepływów niżówkowych, które pojawiły się w 842 dniach, czyli w 18% dni lat 1995–2007. Minimalne odpływy jednostkowe tylko sporadycznie nie osiągają 1 dm³·s⁻¹·km⁻². Na obszarze wyżynnym dominują niżówki okresu letniego. Długotrwałe susze hydrologiczne stwierdzono w latach 1951–1954, 1982–1985, 1992–1993, 2002–2003 obejmujące zarówno półroczu letnie, jak i zimowe, obserwowane też na innych obszarach Polski. W mniejszym stopniu zaznaczyły się susze lat 1969, 1971–1972 oraz 1976. Pozostałe okresy pomimo lokalnych poważnych skutków w tych profilach nie uwiarydliły się. Rzeki obszaru wyżynnego zasilane są w dużej części z zasobów podziemnych, w tym przez źródła. Najwydajniejsze źródła, przekraczające okresowo nawet 400 dm³·s⁻¹, funkcjonują na Roztoczu Środkowym, na obszarze zbudowanym z gez i opok. Najwyższe średnie wydaj-

ności stwierdzono w latach 1999–2000 r. Natomiast najniższe wartości zaobserwowano w 2004 r. lub w 2008 r. Największe zróżnicowanie wydajności w latach 1998–2008 stwierdzono na Roztoczu Środkowym i Zachodnim oraz na Wyniosłości Giełczewskiej.

Poddano analizie ekstremalne zdarzenia geomorfologiczne na wyżynach międzyrzeczy Wisły i Bugu oraz Wisły i Pilicy. Stwierdzano pojawianie się lokalnych skutków geomorfologicznych nawalnych deszczów i powodzi. Tereny lessowe stwarzają sprzyjające warunki dla występowania erozji gleb i erozji wąwozowej. Mają one zdecydowanie mniejszy zasięg przestrzenny i natężenie w porównaniu z obszarami górskimi. Jednakże w skali kraju na wyżynach lessowych erozja gleb może być bardzo duża.

Niż Polski – strefa staroglacjalna

W odniesieniu do meteorologicznych zjawisk ekstremalnych na nizinach wzorcowe badania meteorologiczne prowadzono w Łodzi, ze względu na położenie i dostępność długiego ciągu danych. W skali XX w., w Łodzi systematycznie rosła roczna liczba dni z opadem, a jednocześnie malała liczba dni bezopadowych. Zaznaczył się także niewielki spadek intensywności opadów dobowych (dotyczyło to wszystkich miesięcy oprócz czerwca). Równocześnie maksymalne sumy dobowe opadów cechował niewielki trend malejący. We wszystkich miesiącach oprócz grudnia wzrastał systematycznie wskaźnik suchości Peda. W skali roku największe i najbardziej wyraźne zmiany dotyczyły miesiąca sierpnia: wyraźnie malały maksymalne sumy dobowe opadu i wzrastał jednocześnie wskaźnik suchości.

Długość i głębokość niżówek w środkowej Polsce wykazuje istotny związek z zasobnością strefy aktywnej wymiany i głębokością rozcięć dolinnych. Szczególnie długie (nawet do 280 dni) i głębokie niżówki letnie dotyczą najbardziej małych rzek Wielkopolski. W pozostałych rzekach czas trwania niżówek rośnie zwykle wraz z przyrostem wielkości dorzecza. Wyraźną barierą dla rozwoju niżówki głębokiej jest wysoki odpływ bazowy. Obliczone prawdopodobieństwo przekroczenia maksymalnego czasu trwania niżówki w regionie wynosi średnio około 4% i jest najwyższe w Wielkopolsce, a najniższe w Małopolsce i w okolicach Łodzi. Rozkłady prawdopodobieństwa „różnoimiennych”, miesięcznych przepływów ekstremalnych są różne, choć dla przepływów maksymalnych i miesięcy roztopowych (II, III, IV) typowe są rozkłady: gamma i Weibulla, a dla miesięcy wezbrań letnich (VI, VII, VIII) – rozkłady gamma i log-gamma; dla przepływów minimalnych najbardziej charakterystyczne są rozkłady Weibulla. Pamięć hydrologiczna w szeregach miesięcznych i rocznych maksimów przepływu jest „słaba i krótka”, a w

szeregach minimów „dobra i długa”. W przeprowadzonych badaniach, znalazła potwierdzenie teza K. Dębskiego, że bardzo wysokie wezbrania mogą się w Polsce zdarzyć praktycznie w każdej porze roku. Wyraźnie zaznacza się w analizowanym okresie systematyczne przesuwanie się pory najniższych przepływów: z wczesnego lata (1951–1960), ku wczesnej jesieni (1991–2000). Występuje też niewielki spadek zmienności przepływów (głównie wskutek wzrostu zmienności przepływu w miesiącach roztopowych). Zdefiniowane w tych badaniach regionalne indeksy względnej częstości niskich i wysokich stanów wody podziemnej wskazują na spadek częstości wezbrań i wzrost częstości niżówek w wodach podziemnych w 2 ostatnich dekadach XX w.

Województwo łódzkie należy do obszarów najmniej zagrożonych osuwiskami powstającymi z przyczyn naturalnych, choć warunki geologiczne mogą im sprzyjać w miejscach, gdzie powstaną stoki o dużym nachyleniu (podcięte stoki dolin i zbiorników wodnych, wyrobiska kopalń i tereny głębokich prac inżynierskich). Szczególnie podatne na powstawanie osuwisk są wyrobiska kopalń odkrywkowych; częstotliwość i rozmiary osuwisk w KWB „Bełchatów” należą do największych w Polsce. Do 1988 r., w wyrobisku tym zanotowano 238 osuwisk; w późniejszych latach wystąpiło jeszcze 48 większych tego rodzaju zdarzeń przy czym największe, o kubaturze 3500 m³, miało miejsce w 2005 r. Na obszarze nizin nie stwierdzono istotniejszych przejawów procesów fluwialnych, a z innych procesów geomorfologicznych lokalnie może pojawiać się deflacja na silnie przesuszonych wiosną wielkoobszarowych uprawach rolnych.

Niż Polski – strefa młodoglacjalna

W efekcie badań zjawisk ekstremalnych na pojezierzach stwierdzono interesujące i istotne prawidłowości.

- Analizując ekstremalne zdarzenia meteorologiczne, stwierdzono częstsze występowanie dni gorących i tendencje spadkową w ilości dni mroźnych (przy wyraźnym zróżnicowaniu pomiędzy częścią wschodnią a zachodnią pasa pojeziernego). Wydaje się, że następuje pewien wzrost przypadków huraganowych wiatrów na pojezierzach w ostatnich dwóch dekadach. Przy czym obszarami częstszego ich występowania są pojezierza wschodnie oraz północno-zachodnia część Pojezierza Pomorskiego. Podobna tendencja zdaje się pojawiać we wzroście częstotliwości nawalnych opadów deszczu.
- Rzeki płynące w strefie młodoglacjalnej można podzielić na duże rzeki tranzytowe, których reżim wodny jest definiowany przez warunki fizjograficzne (rzeźbę, budowę geologiczną, warunki za-

silania, pokrycie terenu) panujące w górnych częściach ich zlewni (Wisła, Odra i Warta) oraz rzeki małe i średniej wielkości, których reżim rzeczny dyktowany jest przez warunki geologiczne, morfologiczne, a przede wszystkim klimatyczne właściwe tej strefie. Zjawiska o charakterze ekstremalnym mają w obu grupach odmienne uwarunkowania i przebieg.

- Główną przyczyną ekstremalnych zdarzeń hydrologicznych w dolinach rzek tranzytowych jest powstawanie zatorów lodowych. Stwierdzono trend spadkowy zagrożenia powodzią z zatorów lodowych na pojezierzach i na rzekach nizinnych. Jednakże z uwagi na występującą zmienność międzyroczną sytuacji pogodowych zimą, nie można ich wykluczać w przyszłości. Ważnym czynnikiem modyfikującym przebieg zdarzeń wezbraniowych na rzekach tranzytowych są wały przeciwpowodziowe, które od średniowiecza wpływają na wzrost wysokości wezbrań (zwłaszcza tych, które mieszczą się w paśmie między wałami), i powstanie tzw. terasy technicznej nadbudowującej równinę zalewową. Dotyczy to przede wszystkim Odry, gdzie wiąże się to ponadto z akumulacją osadów obciążonych zanieczyszczeniami przemysłowymi, w tym metalami ciężkimi. Szczególnie zagrożone zdarzeniami ekstremalnymi i ich skutkami są Żuławy (powódzie opadowe, roztopowe, zatorowe i sztormowe) oraz odcinek Wisły przylegający do zbiornika wrocławskiego (intensyfikacja akumulacji w górnej części zbiornika, łatwość jego zlodzenia, erozja jego brzegów; rozwój wyboju miejscowego (erozji dennej) i erozji bocznej poniżej zbiornika), a także dolny odcinek Odry, na który przenoszą się skutki dużych wezbrań uformowanych w górnych partiach jej dorzecza.
- Ekstremalne zdarzenia hydrologiczne w dolinach rzek drugiej grupy, tj. średnich i małych, pojawiają się niezwykle rzadko, a w rozumieniu takim, jakie stosuje się w odniesieniu do rzek południowej i środkowej Polski – nie występują w ogóle (z wyjątkiem zdarzeń spowodowanych gospodarczą działalnością człowieka).
- Istotną rolę w retencjonowaniu wód, a tym samym w przeciwdziałaniu wezbraniom (ale także niżówkom) odgrywają jeziora o różnej genezie, wielkości i morfologii mis. One same podlegają procesom związanym ze zmianami klimatu i oddziaływaniem ekstremalnych zdarzeń meteorologicznych. W wyniku przeprowadzonych badań stwierdzono tendencję wzrostową temperatur wód jeziornych latem, zwłaszcza zbiorników płytkich i o małej powierzchni. Skutkuje to przyśpieszoną eutrofizacją, stymulowaną dostawą nutrientów pochodzenia rolniczego. Wiąże się to zapewne też z powrotem w ostatniej dekadzie na obszar pojezierny aktywnie działających wielko-

obszarowych gospodarstw rolnych. Konsekwencją ocieplania się klimatu i eutrofizacji, a także wzmózonego parowania jest stopniowe zmniejszanie się powierzchni jezior, a w dłuższej perspektywie czasowej zanikanie najmniejszych. Stwierdzono również krótsze okresy zlodzenia jezior (przy znacznym zróżnicowaniu przestrzennym na linii zachód–wschód).

- Zdarzenia geomorfologiczne związane z wezbraniami, głównie wiosennymi – roztopowo-opadowymi, które wystąpiły w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat, przyniosły nieznaczne efekty akumulacyjne w postaci odsypów piaszczystych w bezpośrednim sąsiedztwie koryt rzecznych, przy niemal zupełnym braku znaczących śladów erozji. Dominującą rolę w transporcie fluwialnym wszystkich rzek płynących w strefie młodoglacjalnej odgrywają wysokie przepływy wody. W przypadku bardzo małych cieków, o powierzchni zlewni od kilku do kilkudziesięciu kilometrów kwadratowych, efekty zdarzeń ponadprzeciętnych (głównie roztopowo-opadowych, ale w górnych częściach zlewni związanych również z intensywnymi, wiosennymi opadami) są bardziej dostrzegalne niż efekty procesów przeciętnych. W jeszcze większym stopniu dotyczy to transportu fluwialnego, którego intensywność w takich ciekach wzrasta wówczas kilkusetkrotnie.
- Procesy osuwiskowe na pojezierzach są raczej rzadkie, jednakże występują głównie na krawędziach morfologicznych dużych form dolinnych (np. dolna Wisła). Najintensywniejsza wodna erozja gleb występuje także w strefach krawędziowych dolin młodoglacjalnych, rynien subglacjalnych, wytopisk oraz na polach ornym w obrębie stoków (szczególnie długich > 100 m i o nachyleniach ponad 4–6°) różnych wypukłych form rzeźby (kemy, wały i pagóry moren czołowych, również ostańce erozyjno-denudacyjne i pagórki moreny dennej). Szczególnie intensywna erozja gleb występuje na polach z wielkoobszarową uprawą ziemniaków (np. plantacje w rejonie Lęborka) i szparagów (np. na północ od Połczyna-Zdroju) oraz wzdłuż tzw. ścieżek technologicznych (np. ślady po dużych maszynach rolniczych). Stwierdza się też wzrost znaczenia deflacji gleb.

Obszar pojezierzy należy uznać za najmniej narażony na wszystkie typy przyrodniczych zdarzeń ekstremalnych zarówno pod względem obszaru ich oddziaływania, jak i częstości występowania, w porównaniu z innymi regionami Polski.

Wybrzeże Bałtyku

Dla wybrzeża Bałtyku przeprowadzono badania, koncentrujące się przede wszystkim na unikatowej

interakcji morza z lądem oraz rzekami Przymorza. W tle tych zjawisk prowadzących do ekstremalnych zdarzeń oceanograficznych są meteorologiczne procesy cyrkulacyjne związane z Oscylacją Północnoatlantycką (NAO), a w konsekwencji z przemieszczaniem się ośrodków barycznych nad Bałtykiem.

Wyniki analiz danych meteorologicznych pokazują zwłaszcza wieloletnie trendy klimatyczne, w tym cyrkulacyjne i termiczne oraz zlodzenia Bałtyku, a także odniesienia do sytuacji pogodowych na wybrzeżu polskim. Stwierdzono wyraźnie zachodzące nadal. Dotyczy ono atmosfery, szczególnie zimą, ale również latem, oraz średniego wzrostu temperatury wody morskiej. Te trendy termiczne powodują coraz słabszy rozwój morskiej pokrywy lodowej w zimie. Ten fakt z kolei, wraz z trendem wskazującym na częstsze występowanie silnych sztormów zimą, wzmacnia niszczenie brzegów klifowych i akumulacyjnych. Polskie wybrzeże pozbawione od dłuższego czasu przyłepy lodu morskiego nie jest przez nią chronione przed abrazją sztormowych fal zimą. Zatem częstsze spiętrzenia sztormowe skutkują efektywniejszą abrazją. W ostatnich dwóch dekadach stwierdzono także wzrost prędkości wiatrów zimą. Wyniki studiów nad trendami wzrostu prędkości wiatrów nad Bałtykiem znajdują potwierdzenie w przeprowadzonej analizie częstotliwości pojawiania się sztormowych spiętrzeń wody w strefie brzegowej Bałtyku. Od 1947 do 2007 r. na polskim wybrzeżu zarejestrowano 252 wezbrania sztormowe (+ 70 cm powyżej stanów średnich, tj. 500 cm), z czego aż w 70 przypadkach wystąpiły wezbrania szczególnie wysokie, tzn. + 100 cm. Ilość wezbrań sztormowych od 1947 do 2007 r. wyraźnie wzrosła średnio od 2 do 6 rocznie. Pora występowania sztormów to przede wszystkim okres jesienno-zimowy (od października do marca), a wyróżniające się w tym względzie miesiące to: listopad, grudzień i styczeń. Szczególnie wysokie wezbrania alarmowe odnotowano przy podnoszeniu się poziomu wód powyżej metra nad poziom odniesienia. W badanym okresie wezbrania takie zarejestrowane zostały: w Świnoujściu 46 razy, w Kołobrzegu 47, w Uście 26, we Władysławowie 24, a w Gdańsku 37.

W porównaniu z ekstremalnymi, wysokimi poziomami morza w analizowanym okresie (1947–2007), ekstremalnie niskie poziomy wody występowały znacznie rzadziej. Zanotowano je tylko w 107 terminach. Stwierdzono, że ich ilość w ciągu ostatnich 60 lat wzrosła od 1,3 do 2,2 rocznie. Największa częstotliwość występowania niżówek w morzu to miesiące od października do marca. Co ciekawe, wszystkie one wystąpiły w okresach sztormowych. Jest to bardzo niebezpieczne dla żeglugi w rejonach przybrzeżnych wód płytkich. Szczególnie niskie ekstremalne poziomy morza (–100 cm poniżej poziomu odniesienia) odnotowano tylko na zachodnim odcinku polskiego wybrzeża (w Świnoujściu 6 razy, w Koło-

brzegu raz). Takie alarmowe spadki poziomu wód nie wystąpiły w portach środkowego i wschodniego odcinka polskiego brzegu. Charakterystyczne jest zwiększanie się maksymalnej rocznej amplitudy położenia poziomów wód na wszystkich polskich stacjach morskich w badanym okresie od 1947 r. Większe amplitudy pomiędzy poziomami ekstremalnymi stwierdzono na zachodnim odcinku polskiego wybrzeża (Świnoujście – 3,03 m, Kołobrzeg – 2,77 m) niż na wybrzeżu wschodnim (Ustka – 2,32 m, Gdańsk – 2,30 m).

Dla określenia przyczyn oraz przestrzennego rozmieszczenia geomorfologicznych zdarzeń ekstremalnych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin przeprowadzono wieloletnie badania, które umożliwiają ustalenie wpływu procesów o charakterze przeciętnym i ekstremalnym na rozwój tego wybrzeża. Sformułowano ogólną prawidłowość, że za rozwój wybrzeża klifowego odpowiedzialne są przede wszystkim procesy ekstremalne, które w przypadku tego środowiska morfogenetycznego są immanentną cechą rozwoju wybrzeża klifowego. W oparciu o identyfikację punktów wysokościowych i topograficznych na mapach w skali 1:25 000 z lat 1886 i 1961, obliczono tempo cofania klifów wolińskich na 0,8 m a⁻¹. Natomiast wielkości pojedynczego cofnięcia korony klifu mogą dochodzić do kilku-kilkunastu metrów podczas pojedynczego zdarzenia ekstremalnego, tak jak to miało miejsce w listopadzie 1995 r. (12 m). Jak ustalono w trakcie badań, ważnym czynnikiem inicjującym wystąpienie zjawisk ekstremalnych są intensywne opady deszczu oraz opady śnieżne i wzmożone tajanie pokrywy śnieżnej. Te zjawiska meteorologiczne generują nasilenie procesów stokowych, głównie związanych z osuwaniem, osiadaniem, spłukiwaniem oraz obrywaniem, przyczyniających się do utworzenia zespołów form o kubaturze i powierzchni rzędu kilkuset m³ i m². Wielkie przemieszczenia stokowe dochodzące do 180–380 m³ oraz 110–420 m² obserwowano w kwietniu 2004 r.

Dokonując oceny wpływu zjawisk ekstremalnych na funkcjonowanie środowiska geograficznego strefy brzegowej Bałtyku i dolin Przymorza, ustalono przyczynę zarejestrowanych ostatnio zmian (silne sztormy, które wystąpiły późną jesienią 2004 r., a także w sezonach 2005/06 i 2006/07), jak też morfologiczne i sedymentacyjne następstwa obserwowanych zjawisk i procesów. Badania brzegu morskiego na odcinku od Łaz do przetoki jeziora Kopań wykazały, że w latach 1960–2005 linia brzegowa na odcinku 19 km (km brzegu: 264,0–283,0) uległa przesunięciu w głąb lądu średnio o 2,13 m, zaś w latach 1990–2005 o 3,75 m, co dowodzi nasilenia się procesów abrazyjnych w ostatnim dziesięcioleciu XX w. Największą erozję obserwowano na wschód od falochronów portowych. W analizowanym 45-leciu linia brzegowa przesunęła się tu o 40,8 m, a w okresie 1995–2005 ponad 19 m. W latach 2000–2007 na badanym odcinku brzegu odno-

towano 20 zjawisk sztormowych. Przeprowadzona analiza szkód spowodowanych przez sztormy, które wystąpiły na badanym odcinku w latach 2000–2007, wykazała istnienie znaczącej zbieżności pomiędzy intensywnością szkód wyrządzonych przez duże sztormy z odcinkami cofania się linii brzegowej i podstawy klifu w okresach kilkudziesięcioletnich. Ekstremalne sztormy odgrywają decydującą rolę w kształtowaniu ogólnej tendencji rozwojowej linii brzegowej.

Wpływ zdarzeń ekstremalnych na współczesny rozwój nizin nadmorskich, kos i mierzei zbadano dla dwóch wybranych rejonów, tj. dla wybrzeża Mierzei Karwieńskiej i Helskiej. W latach 1985–1995, czyli w okresie odpowiadającym okresowi systematycznych pomiarów brzegowych, na odcinku wybrzeża Lubiatowo–Karwia stany morza >570 cm występowały aż 43 razy, a w latach 1951–1995 103 razy. Poziom morza ponad 600 cm w latach 1985–1995 występował 10 razy. W latach 2006–2007 poziom powyżej 570 cm wystąpił 9 razy, w tym 2 razy poziom 592 cm. Czas relaksacji brzegu pomiędzy kolejnymi sztormami był zbyt krótki, aby mogły się rozwinąć znaczące procesy wydmotwórcze. Niemniej stwierdzone obniżenie parametrów form brzegowych wpływało na coraz większą podatność systemu brzegowego na wpływ zdarzeń ekstremalnych. Efekty średniookresowego oddziaływania wszystkich czynników dynamicznych na badanym odcinku między Karwią a Stilo w obrębie brzegowego systemu abrazyjno-akumulacyjnego wykazały przewagę erozji nad akumulacją. Bardzo duże straty, niemieszczące się we wcześniejszych klasyfikacjach zmian brzegów wydmowych, występowały w latach 2004–2008, zachodząc ze szczególną intensywnością w wydmach sąsiadujących z klifem w Jastrzębiej Górze i wschodniej części mierzei. Fakt ten wskazuje na zmniejszanie się zasobów piasków holocenów na genetycznie akumulacyjnym odcinku brzegu. Wpływa to na dalszy wzrost erozji brzegów w warunkach zwiększającej się ilości znaczących sztormów i powolnego wzrostu poziomu morza, powodujących zachwianie naturalnej równowagi i bilansu osadów. Badania skutków ekstremalnych procesów oceanograficznych, sprzężonych z geomorfologicznymi (abrazja wydm i klifów, osuwiska na klifach), prowadzono w wielu miejscach całego wybrzeża. W zakresie ich skutków materialnych szczególną uwagę zwrócono na Mierzę Karwieńską z niskim zapleczem rolniczym Niziny Karwieńskiej, Ustki oraz Dziwnowa. Mierzę Karwieńska jest jednym z lepiej poznanych stanowisk obserwacyjnych z długą serią pomiarową. W odniesieniu do skali czasu, w którym nastąpiło utworzenie się mierzei, procesy wpływające na jej niszczenie można uznać za serię czynników i zdarzeń ekstremalnych, wpływających na całkowity zanik niektórych elementów systemu brzegowego i radykalną zmianę rzeźby. Stwierdzono, że zmienny odpływ Czarnej Wody w kierunku zachodnim oddziaływał na przerwę w rozwoju wydm w

centralnej części mierzei, które są relatywnie najniższe i podlegają aktualnie najsilniejszej abrazji. Przy wysokich sztormowych poziomach morza skutkowało to reakcjami pogłębiającymi zagrożenie systemu wydmowego, łącznie z przerwaniem jego ciągłości i wlewami wód morskich na zaplecze wydm. Takie częstsze sytuacje oddziałują lokalnie na grunty rolne (m.in. podniesienie zasolenia wód gruntowych). Jednakże istotniejsze jest to, że środkowa część Niziny Karwieńskiej podlega silnej antropresji. Następuje szybka zmiana użytkowania gruntów z rolnych (zwykle użytki zielone na tzw. Błotach Karwieńskich) na tereny o zabudowie hotelowej i jednorodzinnej (często pensjonaty). Przy rozbudowie bazy noclegowej i zaplecza turystyczno-rekreacyjnego nie uwzględnia się większości przeciwwskazań, wynikających z zagrożeń środowiska naturalnego, szczególnie związanych ze wzrostem poziomu morza i zdarzeń ekstremalnych. W konsekwencji w dalszej perspektywie czasowej XXI w. można spodziewać się stopniowych strat materialnych w nowo powstającej infrastrukturze i budynkach. Zagrożenia i straty w zakresie rolnictwa będą niższe w porównaniu z obszarem Żuław, ze względu na rodzaj użytków i dominującą funkcję rekreacyjną tego terenu.

Podstawą określenia ekstremalnych zdarzeń eolicznych na polskim wybrzeżu Bałtyku były notowania prędkości i kierunków wiatru. Zostały opracowane dane z okresu trzydziestolecia (1961–1990) dla dwóch stacji meteorologicznych (Świnoujście i Kołobrzeg), zlokalizowanych na wybrzeżu zachodniopomorskim. Natomiast dla czterech stacji reprezentujących pozostałą część wybrzeża Polski (Ustka, Łeba, Hel, Gdańsk Nowy-Port) dysponowano jedynie danymi z dziesięciolecia 1981–1990. Wykazano ogromną rolę wiatrów silnych i bardzo silnych, pomimo że ich frekwencja jest stosunkowo niewielka. Z obliczeń wykonanych dla Mierzei Łebskiej wynika, że dla transportu eolicznego najbardziej efektywne są wiatry o prędkości większej od 10 m s^{-1} . Przenoszą one około 80% całości materiału, a więcej jedynie w ciągu około 8% czasu. Za ekstremalne zdarzenia eoliczne uznano takie, podczas których obliczona wielkość potencjalnego transportu eolicznego jest większa od 10% średniego rocznego transportu określonego dla wielolecia oraz zdarzenia trwające do kilkudziesięciu godzin, podczas których pomierzona na stacji meteorologicznej prędkość wiatru nie spada poniżej 10 m s^{-1} . W trzydziestoleciu 1961–1990 w Świnoujściu stwierdzono wystąpienie 24 tak zdefiniowanych zdarzeń ekstremalnych, z których pięć miało miejsce w okresie 1981–1990. Najsilniejsze z tych zdarzeń, podczas których wielkość potencjalnego transportu eolicznego przekraczała 20% transportu średniego rocznego, wystąpiły w latach: 1974, 1978 i 1986. W Kołobrzegu podczas wielolecia 1961–1990 odnotowano jedynie 6 zdarzeń ekstremalnych, w tym 2 w okresie 1981–1990. Najsilniejsze

z nich wystąpiły w latach 1962 i 1972. Na pozostałych stacjach w dziesięcioleciu 1981–1990 stwierdzono odpowiednio: Ustka – 4 zdarzenia ekstremalne (1981, 1985); Łeba – 6 zdarzeń ekstremalnych (1 bardzo silne w 1989); Hel – 2 zdarzenia ekstremalne (1 bardzo silne w 1983); Gdańsk – 3 zdarzenia ekstremalne, wszystkie bardzo silne (1981).

Wnioski końcowe

W wyniku analizy zjawisk ekstremalnych na obszarze Polski uzyskano rozpoznanie głównych rodzajów zdarzeń ekstremalnych w poszczególnych regionach oraz, w wielu przypadkach, ich natężenia. Generalnie ujmując zmienność przestrzenną, można stwierdzić, że różnice w natężeniu i rodzajach ekstremów geomorfologicznych występują w malejącym gradiencie południkowym z południa na północ, z najmniejszymi zagrożeniami w pasie pojezierzy i ponownym niewielkim ich wzrostem na wybrzeżu. Odnotowano także drugorzędny gradient równoleżnikowy z zachodu na wschód, w tym przypadku bardziej zmienia się rodzaj najczęstszych zdarzeń ekstremalnych.

Kartowanie przeglądowe potencjalnych zagrożeń zdarzeniami ekstremalnymi natrafia na problemy metodyczne. Powodem są różne skale zmienności przestrzennej zdarzeń ekstremalnych: od przemieszczania się rozległych ośrodków barycznych, z nagłymi skokami ciśnienia w wielu regionach, do zdarzeń lokalnych, a w skali przeglądowej można je uznać za punktowe, takich jak opady nawalne, gradobicia z małych komórek konwekcyjnych, lub trąb powietrznych czy szkwałów, dotyczących obszar kilkudziesięciu-kilkuset kilometrów kwadratowych. Reasumując, uzyskane wzorce i, co ważne, poznanie mechanizmów powstawania zdarzeń ekstremalnych dają większą możliwość zrozumienia i zabezpieczenia się przed ich skutkami. Wyniki te stanowią także dobry początek dla podjęcia wysiłku jednolitego skartowania zagrożeń najważniejszymi zdarzeniami ekstremalnymi w skali przeglądowej dla całego kraju.

Jednym z efektów badań i doświadczeń związanych z realizacją projektu zamawianego było zgromadzenie zaleceń i sugestii praktycznych, odnoszących się do zapobiegania niektórym zdarzeniom ekstremalnym i minimalizowania ich skutków. Są to zalecenia różnej rangi i różnie adresowane, chociaż głównym adresatem jest społeczeństwo obywatelskie każdego miasta i każdej gminy w Polsce. Wprawdzie poszczególne regiony naszego kraju są zagrożone odmiennymi nieco zjawiskami ekstremalnymi, ale nie ma obszarów, które byłyby takiego potencjalnego zagrożenia pozbawione zupełnie. Zatem świadomość ocieplania się klimatu i potencjalnego nasilania się naturalnych zjawisk ekstremalnych winna towarzyszyć działaniom planistycznym, dostosowy-

waniu otaczającego środowiska życia ludzi do nasilających się zagrożeń, jak również codziennych zachowań i zwyczajów.

Poniższe zalecenia odnośnie do decyzji strategicznych i sugestie praktyczne nie są pełne. Stanowią one zaledwie zaczątek dla zgromadzenia i usystematyzowania praktycznych działań, jakie winny być przeprowadzane w długofalowych i aktualnych zmaganiach ze skutkami ekstremów, także o charakterze geomorfologicznym:

- Szeroka akcja uświadamiania wszystkim mieszkańcom, władzom wszystkim szczebli, planistom, urbanistom i przedsiębiorcom faktu ocieplania się klimatu i wzmożenia częstości oraz natężenia zdarzeń ekstremalnych, zwłaszcza wzrostu opadów (szczególnie nawalnych), ekstremalnie wysokich temperatur (szkodliwych w mieście) oraz susz na obszarach rolniczych, a także wzrostu ilości sztormów morskich niszczących brzeg.
- Odejście od zabudowy równin zalewowych dużych i średnich rzek. Wskazane jest usunięcie z nich zabudowy mieszkalnej, a zwłaszcza magazynów i zakładów mogących stworzyć zagrożenie skażeniami w czasie zalania (np. składy czy fabryki chemiczne).
- Świadome tworzenie „polderów zalewowych” i kanałów ulgi na wypadek powodzi, nawet w przypadku mniejszych rzek. W okresach bez powodzi (zwykle kilka, kilkanaście lat) mogą to być tereny zielone (rolnicze użytki zielone) i/lub rekreacyjne z małą architekturą wypoczynkową, ścieżkami rowerowymi ewentualnie inną tanią infrastrukturą (obszary zamykane w czasie powodzi).
- Wyłączenie stoków potencjalnie zagrożonych osuwiskami z obszarów dopuszczonych do zabudowy w lokalnych planach zagospodarowania przestrzennego (co zresztą jest prawnie uregulowane, ale nie zawsze przestrzegane).
- Wystrzeżenie się oddawania pod zabudowę zagłębień terenu (leżących poza dolinami rzecznyymi), które mogą być podtopione przez nawalne opady (trudności z odprowadzeniem wód kanalizacji burzowej z miejsc położonych nisko).
- Spowalnianie spływu wód opadowych na terenach górskich i pagórkowatych. Tworzenie małej retencji, gdzie tylko to jest możliwe, zwłaszcza na potokach górskich i podgórskich (np. w połączeniu z małymi elektrowniami wodnymi). Jednakże z zachowaniem możliwości migracji ryb na tarliska oraz przepływu biologicznego w okresie niżówek. Zaowocuje to także uatrakcyjnieniem krajobrazu zarówno Karpat, jak i Sudetów, podobnie wyżyn, przez małe zbiorniki wodne np. z lokalną funkcją rekreacyjną.
- Pozostawianie wszędzie, także na terenach nizinnych, obszarów o nieutwardzonej powierzchni gruntu dla umożliwienia naturalnej infiltracji wód opadowych oraz dla zmniejszania koncentracji

spływu powierzchniowego do zamkniętych i otwartych systemów kanalizacyjnych. Dbanie o szybsze odprowadzanie wód z opadów nawalnych na obszarach nizinnych do rzek lub na tereny do tego przeznaczone. Szczególne dbanie o drożność kanalizacji, przepustów, rowów melioracyjnych na obszarach o małej amplitudzie rzeźby.

- Ewidencja/inwentaryzacja terenów o utrudnionej infiltracji oraz wzmożonym spływie powierzchniowym w czasie intensywnych deszczów/roztopów – przez samorządowe służby geodezyjne i organa zajmujące się planowaniem przestrzennym (na podstawie aktualnych zdjęć lotniczych lub wysoko rozdzielczych obrazów satelitarnych). Jest to istotne dla podejmowania decyzji o sposobie zagospodarowania terenu.
- Uświadomienie władzom lokalnym, planistom, mieszkańcom miejscowości nadmorskich i właścicielom różnych nieuchronności zagrożenia abrazją morską brzegów, zwłaszcza na szczególnie narażonych odcinkach wybrzeża. Ochrona przed dalszą zabudową stref narażonych na abrazję morską. Unikanie tworzenia sztucznych przeszkód dla transportu rumowiska z prądami przybrzeżnymi wzdłuż linii brzegowej. W pobliżu klifów morskich bardzo przemyślane odprowadzanie wód opadowych z miejsc zabudowanych celem zmniejszenia zagrożenia tworzenia się osuwisk na klifie.
- Nasadzenia śródpolne na obszarach nizin/równin z lekkimi glebami pylastymi dla zmniejszenia deflacji (wywiewania) i spowolnienia prędkości wiatru przed wioskami i osiedlami eksponowanymi ku zachodowi. Zachowanie odpowiedniej odległości od budynków w przypadku sadzenia szpalców drzew rosnących wysoko.
- Unikanie wylesień w górach i na obszarach pagórkowatych, aby tereny leśne spowalniały spływ powierzchniowy wód opadowych. Dbanie, by poręby były małe i szybko nasadzone nowym lasem. Zadbanie, aby praca ciężkiego sprzętu leśnego nie uszkadzała gleby, co przy opadach nawalnych prowadzi do skoncentrowanej erozji gleb i wąwozowej wzdłuż dróg leśnych lub linii „żywki” drzew.
- Zalecanie rolnikom, którzy mają grunty na stokach, orki w poprzek stoku (poziomicowo), a nie wzdłuż, zgodnie z kierunkiem nachylenia, czyli naturalnej drogi spływu wody. Zapobiega to wzrostowi podatności gleby na erozję.

Generalnym zaleceniem jest traktowanie narastania częstości różnego rodzaju zdarzeń ekstremalnych przy ich dużej zmienności międzyrocznej jako elementu funkcjonowania środowiska życia i gospodarowania ludzi. Ze względu na ciągłe ocieplanie się klimatu w skali globalnej, odnotowane obserwacyjnie również w Polsce, należy spodziewać się wzrostu częstości oraz intensywności meteorologicznych, hydrologicznych, a w konsekwencji także geomorfologicznych zdarzeń ekstremalnych.