

\* Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii

\*\* Zakład Geomorfologii  
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Grzegorz JANICKI\*, Piotr ZAGÓRSKI\*\*, Leszek GAWRYSIAK\*\*

*Rozwój rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu  
w strefie północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej*

---

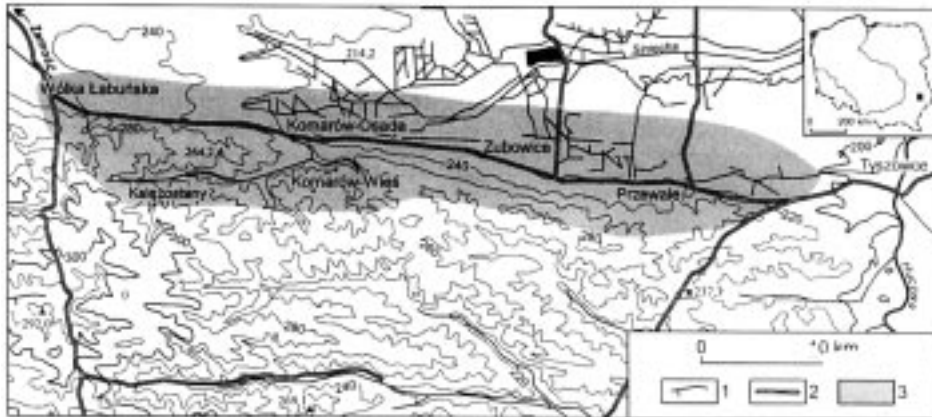
The development of relief forms under the influence of a heavy rainfall  
at the northern edge of the Sokal Plateau-ridge

WSTĘP

Katastrofalny opad atmosferyczny, w czasie którego przekroczone zostają wartości progowe i zaburzona zostaje równowaga geosystemu, jest doskonałym „naturalnym” eksperymentem służącym do poznania mechanizmów sływu powierzchniowego i funkcjonowania systemów denudacyjnych. Zestawienie skutków geomorfologicznych umożliwia zaś ocenę wpływu tego typu zdarzeń na zmiany rzeźby terenu. Monitoring zaś takich zdarzeń ekstremalnych oraz poznanie uwarunkowań sływu powierzchniowego i rozwoju procesów morfologicznych może przyczynić się do zmniejszenia strat gospodarczych, które nieodłącznie towarzyszą tym zjawiskom (Starkel 1996).

Dobrym „poligonem” dla badań nad skutkami gwałtownych ulew okazał się rejon północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej, gdzie w okolicach Zubowic w powiecie zamojskim 7 maja 1996 r. wystąpił gwałtowny opad atmosferyczny. Ulewa objęła swoim zasięgiem następujące wsie: Wólka Łabuńska, Krzywy Stok, Księżostany, Komarów Wieś, Komarów Osada, Wolica Brzozowa, Zubowice i Przewale. Strefa wysokiego opadu rozciągała się od Wólki Łabuńskiej do Tyszowiec na przestrzeni ok. 20 km wzdłuż lessowej, północnej krawędzi

Grzędy Sokalskiej (ryc. 1). Sugeruje to, że bezpośrednią przyczyną wystąpienia w tym regionie katastrofalnego deszczu była przeszkoda orograficzna, w postaci krawędzi, która zintensyfikowała konwekcję powietrza. Z przeprowadzonych wywiadów wynika, że strefa ta generuje opady burzowe, co potwierdzają zanotowane w późniejszym okresie deszcze: nawalny z sierpnia 1999 r. i ulewne z okresu letniego 2000 r.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny i strefa gwałtownej ulewy w dniu 7.05.1996 r.: 1 – rzeki, 2 – drogi główne, 3 – strefa gwałtownego opadu

Location sketch and area of the heavy rainfall May 7, 1996: 1 – rivers, 2 – main roads, 3 – area of the heavy rainfall

#### METODA BADAŃ

Badania terenowe zostały przeprowadzone bezpośrednio po ulewie w dniach od 9 do 15 maja. Objęły one inwentaryzację powstałych form metodą kartowania geomorfologicznego. Przy kartowaniu uwzględniano formy większe, o szerokości i głębokości rzędu co najmniej kilku decymetrów oraz długości powyżej kilkunastu metrów. Pominięto z przyczyn technicznych formy najmniejsze. W obliczeniach kubatury (objętości) powstałych form przyjęto wielkości średnie dla głębokości/mięższości i szerokości. Zestawione dane w bilansie denudacyjnym mają więc charakter jedynie szacunkowy. Przy czym wydaje się, że reprezentują one zdecydowanie zaniżone wielkości erozji i akumulacji.

Rekonstrukcję parametrów splywu stokowego i charakterystykę powstałych form rzeźby oparto na metodzie analizy systemu deluwialnego i metodach geometrii hydraulicznej. Metoda analizy systemu deluwialnego (system stoku zmy-

wowego – *sloperwash system*) opracowana przez TeisseyreVa (1991a, 1994) umożliwia opisanie obiegu materii i energii w czasie spływu stokowego (subsystem kaskadowy) oraz prześledzenie zmian w morfologii terenu (subsystem morfologiczny). Z reguły system deluwialny obejmuje zlewnię cząstkową suchej doliny ze stożkiem deluwialnym u jej wylotu. Ze względu na powszechny charakter występowania suchych dolin model systemu deluwialnego ma znaczenie uniwersalne i może być stosowany dla różnych typów krajobrazów i różnych stref morfoklimatycznych.

W systemie deluwialnym można wyróżnić trzy strefy: zasilania, transportową i depozycyjną. Strefa zasilania (*source zone*) to górna część systemu deluwialnego, obejmująca w głównej mierze wierzchowinę oraz zbocza dolin. Strefa ta dostarcza materiału, który następnie jest transportowany i akumulowany w środkowej lub dolnej części systemu deluwialnego. W strefie zasilania dominują procesy erozji, głównie w postaci rozbryzgu (*rainsplash*) oraz splukiwania powierzchniowego, rozproszonego (*ruissellement diffus*) lub liniowego (*rill wash*) (Maruszczak, Trembaczowski 1958; Gerlach 1966; Jahn 1968a, b; Klimaszewski 1981). Często określa się te procesy łącznie jako zmyw powierzchniowy (*sheet flow*) (Summerfield 1991; Teisseyre 1992, 1994; Czekerda 1992; Rodzik i in. 1998) czy erozja deszczowa (ablacja – *pluvial ablation*) (Klimaszewski 1981; Gil 1998). Transport i akumulacja odgrywają w strefie zasilania mniejszą rolę. W wyniku rozwoju procesów rozbryzgu i splukiwania w obszarze wierzchowinowym następuje niszczenie tekstury gruzelkowej gleby i tworzenie pokrywy rozbryzgowo-spływowej (Teisseyre 1994).

W środkowej części systemu deluwialnego, obejmującej dno suchych dolin lub niecek stokowych, dominują procesy transportu materiału nad procesami erozji i akumulacji. Dlatego też określa się tę strefę mianem transportowej (*transfer zone, transportation zone*). W tej części systemu rozwija się głównie zmyw powierzchniowy typu hortonowskiego (Horton 1932, 1945; Raczkowski 1958; Teisseyre 1992, 1994), przede wszystkim jako erozja bruzdowa (*rill erosion*) i epizodyczna erozja korytowa (*episodic channel erosion*) (Teisseyre 1992, 1994; Janicki, Zagórski 1997; Janicki, Zgłobicki 1998; Rodzik i in. 1998). Procesowi erozji bruzdowej często towarzyszy proces *cross-grading*, przejawiający się stopniowym rozmywaniem stref międzybruzdowych poprzez rozbryzg, splukiwanie i „erozję boczną” (Teisseyre 1992, 1994). Zmyw hortonowski (erozja liniowa, erozja bruzdowa) prowadzi we wklęsłych elementach stoku do utworzenia się systemu bruzd erozyjnych (*rills*), lub rozwoju tzw. bruzdy głównej (*master rill, main rill*), powstałej w wyniku łączenia się sąsiednich bruzd w większą formę pod wpływem procesu *cross-grading* (Horton 1945; Kostrzewski i in. 1989, 1992; Teisseyre 1992). Rozwój „erozji korytowej” (*channel erosion*) warunkuje powstanie koryt epizodycznych (*episodic channels*), które w czasie ulewy funkcjonują jako łożyska

okresowych cieków proluwialnych (Teisseyre 1992, 1994). Ze względu na charakter dna koryta epizodyczne można podzielić na erozyjne i depozycyjne lub transportowo-depozycyjne (Teisseyre 1992). Charakter dna koryta jest kontrolowany jedynie przez roślinność (zmiana współczynnika szorstkości).

W strefie zasilania systemów deluwialnych, które odznaczają się występowaniem wysokich krawędzi wąwozów lub teras uprawowych, rozwijają się procesy erozji podpowierzchniowej (*piping*, *tunneling*). W wyniku działalności infiltrujących wód powstają różnego rodzaju zagłębienia typu *studni* lub podziemnych *tuneli* (*wells*, *sinkholes*). Geneza tych form, wyróżnianych wcześniej jako: wertepy, studnie, kotły i leje sufozyjne lub sufozyjno-eworsyjne (Jahn 1948; Maruszczak 1954; Maruszczak, Trembaczowski 1958; Ziemnicki 1959; Czepe 1960; Buraczyński, Wojtanowicz 1971, 1974), najczęściej była wiązana w literaturze polskiej z sufozją. W szczególności Reniger (1959) łączyła genezę tych form z procesami sufozji lub mikrosufozji, Maruszczak (1954, 1958) z procesami „sufozji chemicznej i selektywnej mechanicznej”, a Starkel (1960) z „epizodyczną sufozją mechaniczną”. Teisseyre (1994) proponuje nazwać te przejawy działalności infiltracyjnej wód proluwialnych i proniwalnych jako *piping* (erozja podpowierzchniowa), który wymaga indywidualnego opracowania w literaturze polskiej. Przejawy erozji podpowierzchniowej są obserwowane najczęściej na obszarach z miększą pokrywą lessową, gdzie tworzą charakterystyczny typ rzeźby, który określany jest jako „kras lessowy” lub „pseudokras” ze względu na podobieństwo do zjawisk krasowych (Malicki 1946; Maruszczak 1954).

Dolna część systemu deluwialnego nazywana jest strefą depozycyjną (*depositional zone*). Obejmuje ona obszar podstawy stoku (*footslope*, *toeslope*), który w zależności od pokrycia roślinnego może mieć charakter depozycyjny lub erozyjno-transportowy. W systemach o gęsto zarośniętych dolnych partiach stoku dominuje depozycja, w wyniku której powstają stożki deluwialne (*deluvial fans*) i/lub pokrywy deluwialne. W systemach stokowych, w których podstawa stoku pozbawiona jest wystarczającego pokrycia roślinnego przeważają procesy erozji i transportu nad depozycją, co powoduje rozwój pedymentacji (Teisseyre 1994). Utworzone w strefie depozycyjnej formy akumulacyjne rzeźby terenu zbudowane są głównie z utworów deluwialnych: z piasków, mułów i żwirów glebowych, rzadziej z proluwialnych (Teisseyre 1991b, 1994).

Warunki (paleo)hydrologiczne spływu stokowego zrekonstruowano w oparciu o morfometrię wybranych koryt epizodycznych i reguły geometrii hydraulicznej. Podstawowe zmienne zależne systemu deluwialnego: średnią szerokość ( $w$ ) i średnią głębokość ( $\bar{d}$ ) obliczono bezpośrednio w terenie. Współczynnik Manninga ( $n$ ) odczytano z tablic, spadek hydrauliczny ( $S$ ) obliczono na podstawie map topograficznych. Prędkości spływu ( $V$ ) obliczono wg formuły Manninga, gdzie  $V = 1/n R^{2/3} S^{1/2}$ . Dla form płytkich i szerokich spełniających warunek:  $w/d \leq 18$  promień hydrauliczny  $R \approx d$ . Liczba Frouda opisuje

jącą charakter przepływu otrzymano ze wzoru  $Fr = V/gd$ , gdzie  $g$  oznacza przyspieszenie siły ciężkości. Naprężenie ścinające ( $\tau_0$ ) zaś ze wzoru  $\tau_0 = p gRS$ , gdzie  $p$  oznacza gęstość wody.

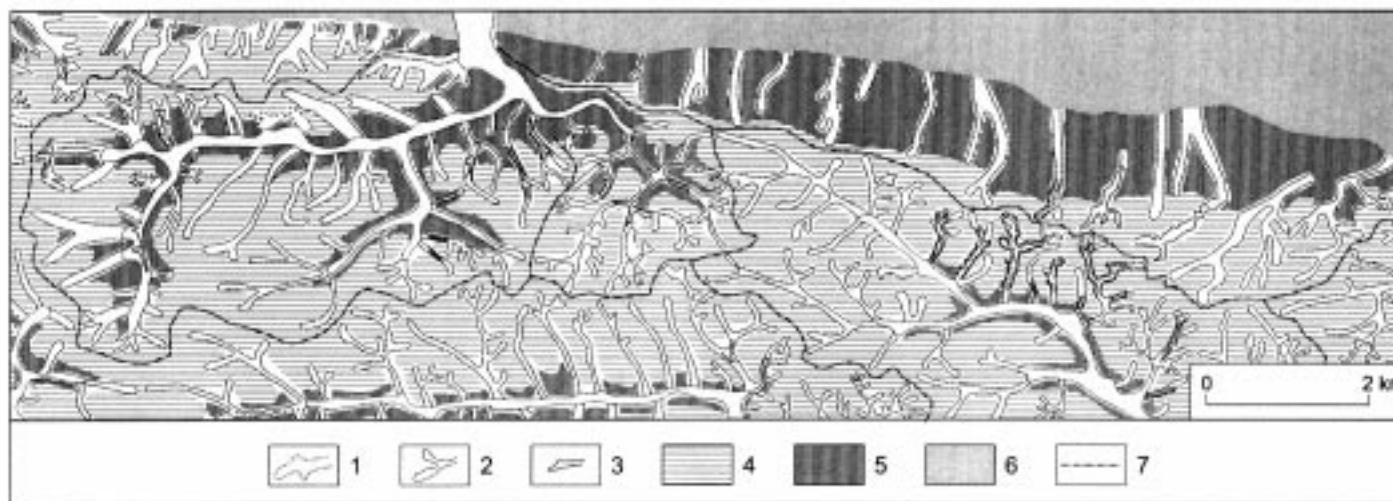
#### CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Opisywany obszar położony jest na pograniczu dwóch regionów: Grzędy Sokalskiej i Padolu Zamojskiego (Chałubińska, Wilgat 1954). Jest to rejon źródłowy rzeki Sieniochy, będącej lewobrzeżnym dopływem Huczwy (rzeka IV rzędu). W zachodniej części tego obszaru, na NW od Komarowa przebiega dział wodny rozdzielający dorzecza Wieprza i Bugu (ryc. 1).

Obszar objęty badaniami wyraźnie dzieli się na trzy zróżnicowane pod względem krajobrazowym strefy: grzędy, krawędzi grzędy i padolu (doliny) Sieniochy. Strefa grzędy reprezentuje krajobraz słabo rozciętych wierzchowin lessowych i była wyróżniona w literaturze jako Płaskowyż Komarowa, należący do północnej części Grzędy Sokalskiej (Buraczyński, Wojtanowicz 1979). Wysokości bezwzględne w tej strefie dochodzą do 260–280 m n.p.m. Deniwelacje w obrębie grzędy osiągają wartości rzędu 20–60 m, podczas gdy absolutne różnice wysokości względnej na obszarze badań wynoszą 90 m (ryc. 1). Długość stoków jest bardzo zróżnicowana od kilkudziesięciu do kilkuset metrów i zależy od stopnia rozcięcia poziomu wierzchowinowego przez systemy dolinne. Spadki terenu wynoszą średnio  $2^\circ$  na poziomie wierzchowinowym,  $5\text{--}10^\circ$  na skłonie wierzchowiny i  $> 10^\circ$  na zboczach dolin erozyjno-denudacyjnych (ryc. 2).

Powierzchnię grzędy rozcina gęsta sieć, charakterystycznych dla obszarów z miąższą pokrywą lessową, form erozyjno-denudacyjnych typu: suche doliny (*tilke*), niecki (*delle*), młode rozcięcia erozyjne i formy sufozyjne (Maruszczak 1972; Buraczyński, Wojtanowicz 1979). Obszar grzędy położony na zachód od Komarowa charakteryzuje się silnym rozczłonkowaniem przez system dużej doliny Księżostany. W górnym, równoleżnikowym odcinku tej doliny występują słabo wydajne źródła, które zasilają strumień zanikający w środkowej części doliny. Dno doliny Księżostany w górnym odcinku znajduje się na wysokości 250 m n.p.m., a w dolnym schodzi do 220 m n.p.m. Profil doliny jest wyrównany, a spadek dna przekracza 4% na odcinku 7 km. Z doliną główną łączy się szereg mniejszych dolin erozyjno-denudacyjnych, dolinek nieckowatych i rozcięć erozyjnych (wąwozów). W odcinku środkowym i dolnym dolina odznacza się płaskodennym, akumulacyjnym dnem, którego szerokość u wylotu doliny przekracza 500 m.

Strefa krawędziowa stanowi łagodnie nachyloną (średnio  $2\text{--}5^\circ$ ) ku północy powierzchnię. Jest to krawędź denudacyjna (denudacyjno-akumulacyjna) o za-



Ryc. 2. Szkic geomorfologiczny północno-zachodniej krawędzi Grzędy Sokalskiej: 1 – dna dużych dolin, 2 – niecki i suche doliny erozyjno-denudacyjne, 3 – wąwozy, 4 – wierzchowiny lessowe, 5 – stoki pokryte lessem, 6 – równiny teras akumulacyjnych i erozyjno-denudacyjnych, 7 – działy wodne

Geomorphological sketch of the north-west edge of the Sokal Plateau-ridge: 1 – floors of big valleys, 2 – troughs and erosion-denudation dry valleys, 3 – ravines, 4 – planations with loess cover, 5 – slopes with loess cover, 6 – plains of erosion-denudation and accumulation terraces, 7 – watersheds

łożeniach tektonicznych (Harasimiuk 1980; Maruszczak, Sirenko 1989/90). Rozwinęła się ona na pograniczu miękkich wapieni marglistych, występujących w podłożu doliny Sieniochy (Padół Zamojski) i odpornych opok budujących grzędę (Maruszczak 1972; Buraczyński, Wojtanowicz 1979). Krawędź ta jest ukierunkowana subrównoleżnikowo. Ten charakterystyczny dla rzeźby (orografii) Grzędy Sokalskiej kierunek morfologiczny, wyróżniony przez Jahna (1956) jako wołyński, nawiązuje do biegu warstw opok i margli górnokredowych występujących w podłożu (Maruszczak 1972).

Krawędź grzędy jest nadbudowana miększą pokrywą lessową. Jej wysokość dochodzi do 60 m. W okolicy Zubowic krawędź ma charakter zwarty. Jej powierzchnię urozmaicają jedynie nieliczne dolinki nieckowate i wąwozy. Długość stoków dochodzi do 1000 m. W okolicach Komarowa krawędź jest rozcięta przez ujściowy, południkowy odcinek doliny Księżostany (ryc. 2).

Wzdłuż krawędzi przebiega granicę fizycznogeograficzną między Grzędą Sokalską a Padołem Zamojskim. Kontrast między regionami podkreśla podmokła dolina górnej Sieniochy, która przylega do północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej. Dolina Sieniochy położona jest na wysokości około 210 m n.p.m. Dno i zbocza doliny Sieniochy są słabo czytelne w rzeźbie Padołu Zamojskiego. Odznacza się ona małym wcięciem w podłożu zbudowane z fluwialnych, piaszczystych osadów mezoplejstoceniowych (Buraczyński, Wojtanowicz 1979). Dolinę wypełniają holoceniowe osady mineralno-organiczne, głównie namuły i torfy, na których rozwinęły się gleby mułowo-bagiennie i mułowo-torfowe. W dolinie rzeki Siniochy dominują użytki zielone, w części wschodniej występują również powierzchnie leśne.

Na utworach lessowych grzędy, pod zbiorowiskami lasów liściastych *Tilio-Carpinetum* i *Potentillo albae-Quercetum*, wytworzyły się urodzajne gleby brunatnoziemne (Turski, Słowińska-Jurkiewicz 1994). Ze względu na długotrwałe użytkowanie rolnicze występuje na tym terenie, charakterystyczna dla obszarów lessowych, mozaika gleb o różnym stopniu zerodowania (Klimowicz 1993; Klimowicz, Uziak 1993). Na płaskiej powierzchni wierzchowinowej zachowały się przeważnie typowe, uprawne gleby płowe o charakterystycznym profilu  $A_p$ -Et-Bt<sub>1</sub>-Bt<sub>2</sub>-BC-C-C<sub>ca</sub> (Turski, Słowińska-Jurkiewicz 1994). Na zboczach i wypukłych elementach rzeźby uległy one znacznej erozji i mają profile zredukowane do dolnych poziomów ( $A_p$ -Bt<sub>2</sub>-BC-C-C<sub>ca</sub>) lub orka prowadzona jest w obrębie skały macierzystej (tzw. prarzędziny  $A_{p_{Ca}}$ -C<sub>ca</sub>), natomiast w obniżeniach terenu zostały nadbudowane deluwiami (gleby deluwialne). Działalność rolnicza na tym terenie występowała już w okresie prehistorycznym i związana była z kulturami późnoneolitycznymi (Gurba 1961). Główna faza rozwoju rolnictwa historycznego przypada na okres późnośredniowieczny (Myśliński 1958). Od drugiej połowy XIX wieku areał gruntów ornych przekroczył 90% powierzchni terenu (Topograficzna Karta Królestwa Polskiego 1839; Mapa Ta-

ktyczna Polski 1936). Zbiorowiska leśne zachowały się głównie na obszarach nieprzydatnych rolniczo i zagrożonych przez erozję wąwozową (zbocza wąwozów i parowów). Obecnie zwarte lasy występują jedynie na południowych zboczach doliny Księżostany i we wschodniej części doliny Sieniochy. Dominującym typem użytkowania są grunty orne, ponad 95% (Mapa topograficzna 1980). Strukturę upraw tworzą przeważnie zboża (pszenica, jęczmień) oraz rośliny okopowe (ziemniaki, buraki cukrowe).

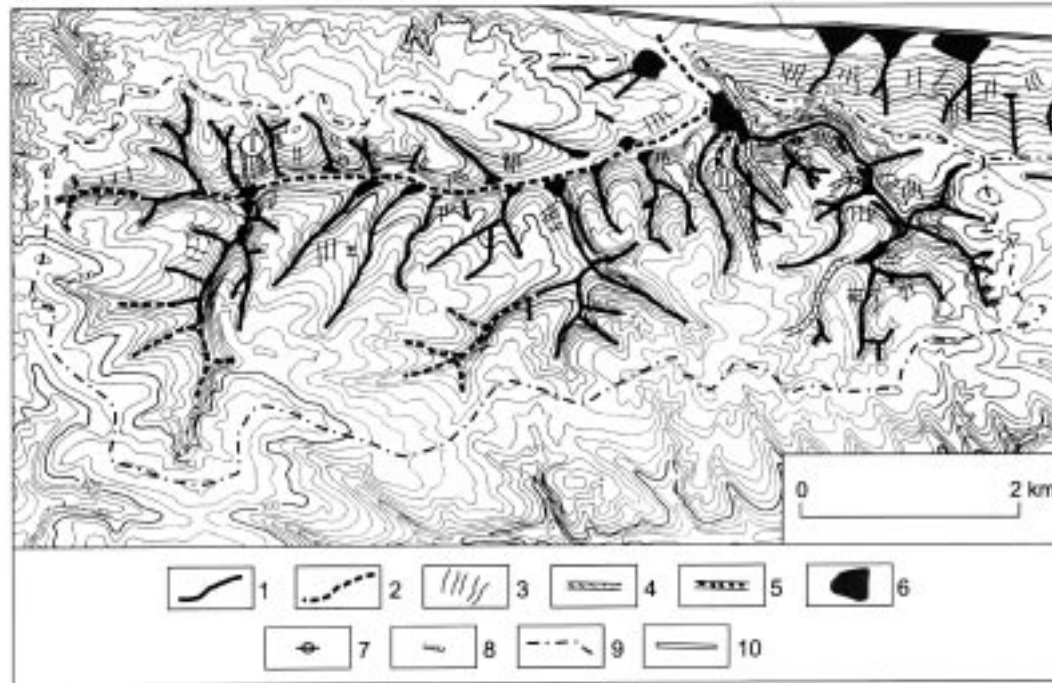
W opisywanym rejonie występuje tylko indywidualna własność rolna. Gospodarstwa chłopskie odznaczają się dużym rozdrobnieniem, przeciętna wielkość gospodarstwa wynosi ok. 5–7 ha. Przy takiej strukturze agrarnej występuje również znaczne rozdrobnienie działek rolnych, duża gęstość granic rolnych oraz dróg dojazdowych. Uprawa roli prowadzona jest zgodnie ze spadkiem, wzdłuż stoków, prostopadle do krawędzi grzędy. Ten niekorzystny kierunek uprawy, przyspieszający erozję, związany jest z małą szerokością działek rolnych. Ta charakterystyczna dla „ściany wschodniej” struktura agrarna powstała w wyniku licznych podziałów spadkowych jako efekt przeludnienia wsi lubelskiej w drugiej połowie XIX wieku (Maruszczak 1949). Okres międzywojenny nie poprawił sytuacji rolnictwa na ciągle przeludnionej wsi, a niewłaściwa polityka rolna wobec wsi i rolnictwa w okresie Polski Ludowej utrwaliła tę nieprzepracowaną strukturę agrarną i przyczyniła się również w znacznym stopniu do zacołania technologicznego rolnictwa „ściany wschodniej” (Miszczuk 1993).

Pod krawędzią Grzędy Sokalskiej poprowadzona jest droga Zamość–Tyszowce, przy której ulokowane są wsie: Komarów Wieś, Komarów Osada, Wolica Brzozowa, Zubowice i Przewale. Droga, częściowo utwardzona, przebiega również przez dolinę Księżostany. W opisywanym obszarze drogi dojazdowe, z reguły nieutwardzone (polne), poprowadzone są zgodnie z kierunkiem uprawy wzdłuż stoku, prostopadle do osi doliny Księżostany lub krawędzi grzędy. Taki przebieg dróg znacząco zmienia warunki spływu wód opadowych i wpływa na rozwój procesów erozji i akumulacji w zlewni (ryc. 3 i 4).

#### CHARAKTERYSTYKA ULEWY I WARUNKI SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO

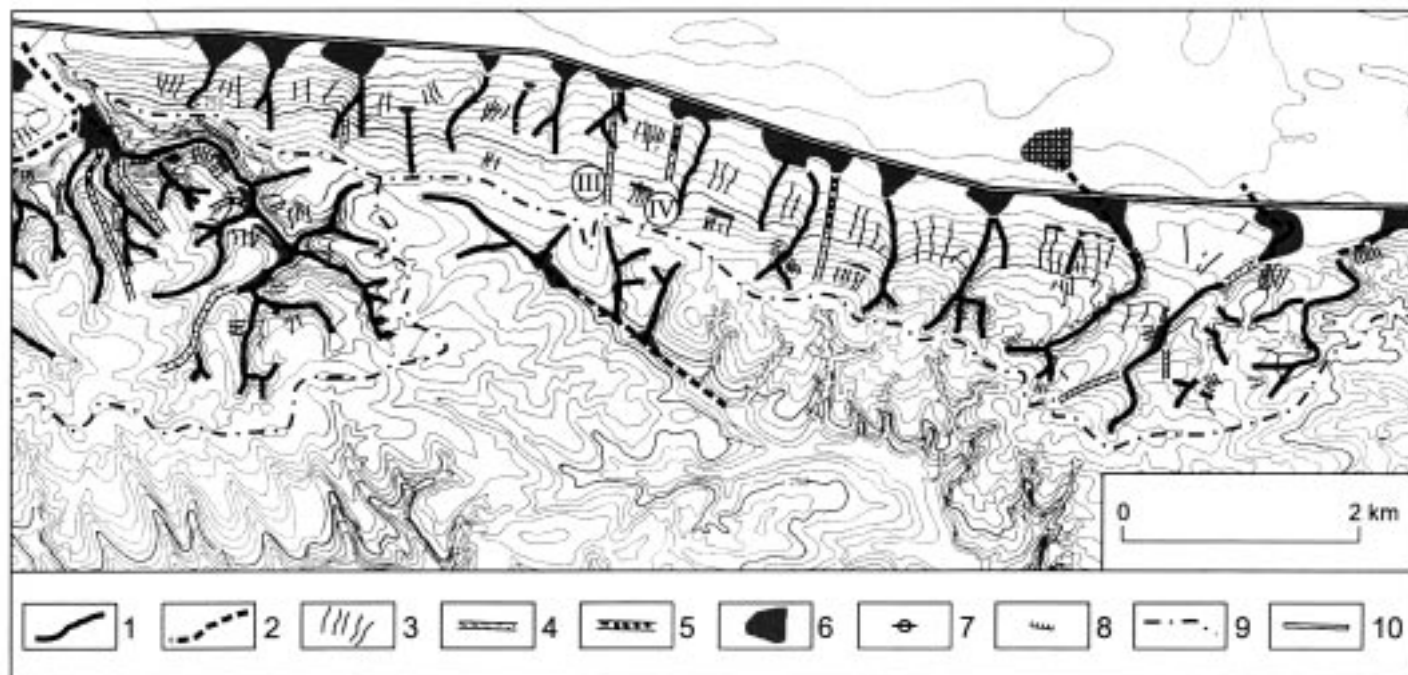
Występowanie gwałtownych ulew i bardzo wydajnych opadów związane jest genetycznie z odpowiednim typem cyrkulacji atmosferycznej (Chomicz 1951; Zinkiewicz, Michna 1956; Parczewski 1960; Michałowski 1962; Stopa 1962; Kaszewski, Siwek 2000). Maksymalne sumy opadów, często określane jako opady „stuletnie” albo katastrofalne, powodujące powodzie na małych rzekach, oprócz odpowiednich układów barycznych wymagają współwystąpienia szeregu czynników termiczno-dynamicznych i wilgotnościowych, które sprzy-





Ryc. 3. Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy z dnia 7.05.1996 r. – zlewnia suchej doliny erozyjno-denudacyjnej: 1 – epizodyczne koryta erozyjne, 2 – epizodyczne koryta transportowo-depozycyjne, 3 – powierzchnie silnej erozji bruzdowej, 4 – wąwozy drogowe, 5 – kotły eworsyjne w dnach wąwozów drogowych, 6 – stożki deluwialne, 7 – studnie sufozyjne, 8 – krawędzie i podcięcia erozyjne, 9 – działki wodne, 10 – drogi główne

Geomorphological results of the rainfall on May 7, 1996 – catchment of the erosion-denudation valley: 1 – erosion episodic channels, 2 – transport-deposition episodic channels, 3 – area of the intensive rill wash, 4 – road ravines, 5 – potholes in the bottom of the road ravines, 6 – deluvial fans, 7 – wells, 8 – edges and erosion scarps, 9 – watersheds, 10 – main roads



Ryc. 4. Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy z dnia 7.05.1996 r. – strefa krawędziowa. Objasnienia jak na ryc. 3  
Geomorphological results of the rainfall on May 7, 1996 – edge zone. See Fig. 3

jają intensywnemu rozwojowi prądów pionowych (Parczewski 1960). Intensywnym procesom konwekcji sprzyjają również czynniki lokalne. Parczewski (1960) wykazał, że gwałtowne ulewy związane są z obszarami o dużych kontrastach wysokościowych i termiczno-wilgotnościowych. Takie warunki występują na Wyżynie Lubelskiej (*sensu lato*) w strefach krawędzi lessowych przylegających do obszarów wybitnie uwilgotnionych (Rodzik i in. 1998), tak jak strefa północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej.

W pierwszym tygodniu maja Polska znajdowała się w obszarze słabogradientowym, określonym przez typ cyrkulacji atmosferycznej  $0_A$  – wg klasyfikacji Lityńskiego (Pawłowska i in. 2000). Pogoda w Polsce była zdeterminowana przez układ wysokiego ciśnienia z centrum nad Ukrainą, który wywołał napływ ciepłego powietrza zwrotnikowego z południa. W następnych dniach sytuacja baryczna bardziej się skomplikowała. Od 7 maja zaznaczyło się wyraźnie oddziaływanie rozległego ośrodka niżowego, z centrum nad Zatoką Biskajską i drugorzędym niżem nad Alpami. Pogoda w Polsce południowej kształtowana była przez oddziaływanie pofalowanego frontu ciepłego, związanego z zatoką niskiego ciśnienia wymienionych depresji atmosferycznych. Na przedpolu frontu notowano opady przelotne, które w rejonie Zubowic w okresie od 1 do 6 maja dały w sumie 7 mm opadu.

7 maja 1996 r. słoneczna i upalna pogoda wywołała silne nagrzanie terenu, które sprzyjało intensywnym procesom konwekcji. Na stacji meteorologicznej w Zamościu zanotowano maksymalną temperaturę powietrza w Polsce  $+ 25^{\circ}\text{C}$  (Codzienny Biuletyn Synoptyczny 1997). W godzinach popołudniowych procesy te doprowadzały do wzrostu zachmurzenia i rozwoju chmur *comulonimbus*. Na posterunku meteorologicznym IMiGW w Przewalu o godz. 18.40 zaobserwowano nagle „załamanie” pogody, spadek temperatury oraz intensywny opad burzowy. W czasie ulewy zanotowano również znaczne zmniejszenie widoczności oraz krótkotrwały opad drobnego gradu. Gwałtowna ulewa trwała ok. 40 min., zakończyła się o godz. 19.20. Była to więc burza o krótkim czasie trwania, z przedziału 31–60', który to typ w obszarze lubelskim odznacza się największą częstotliwością występowania (Michałowski 1962). Podczas ulewy na stacji w Przewalu spadło 37,8 mm opadu, a suma dobową wyniosła 51 mm. W Zubowicach, odległych o 3 km na zachód od Przewala, w centrum opadu, oszacowano jednorazowy opad na około 60 mm, opad dobowy zaś na 80 mm (ryc. 1). Intensywność opadu określono na około 1 mm/min. Gwałtowna ulewa została określona przez obserwatora na stacji w Przewalu jako „burza o natężeniu silnym” z gwałtownymi wyładowaniami elektrycznymi. Według klasyfikacji Chomicza (1951) należała ona do deszczy nawałnych I stopnia ( $B_1$ ). Sąsiednie stacje zarejestrowały natomiast jedynie niewielkie sumy opadów dobowych (Tomaszów Lub. 6 mm) lub ich brak (Zamość, Wysokie).

Na podstawie danych pomiarowych i analizy sytuacji barycznych można wysnuć pogląd, że ten intensywny opad w strefie krawędzi Grzędy Sokalskiej wiązał się z opisywaną zatoką niskiego ciśnienia i rozwojem związanego z nią frontu ciepłego. Front ten prawdopodobnie po przejściu przez tereny Polski Środkowej (noc 6/7 maja) został zablokowany przez rozwijający się układ wysokiego ciśnienia z centrum nad Morzem Bałtyckim, a następnie zaczął przemieszczać się na południe Polski, już jako front chłodny. Wolno przemieszczający się front (*quasi*-stacjonarny) w godzinach wieczornych 7 maja dochodzi do strefy krawędzi Grzędy Sokalskiej. Ta przeszkoda orograficzna wzmocniła wzrost prądów pionowych, które doprowadziły do rozwoju chmur *comulonimbus*. Dodatkowo duże nagrzanie podłoża lessowego grzędy wzmocniło procesy konwekcji w strefie frontu. Znaczna ewaporacja zaś z obszarów podmokłych doliny Sieniochy zwiększyła dostawę pary wodnej do rozwijających się chmur *Cb*. W rezultacie doszło do intensywnej kondensacji pary wodnej i silnego wypiętrzenia chmury burzowej, o czym świadczy opad gradu i intensywny opad atmosferyczny. W relacjach ludności miejscowej katastrofalny opad deszczu miał charakter „oberwania chmury” – „pekło niebo” („Kurier Lubelski” z 9 maja 1996 r.), „oberwanie chmury nad Komarowem” („Dziennik Wschodni” z 9 maja 1996 r.).

Krótkotrwały i intensywny opad atmosferyczny wywołał w okolicy Zubowic, na uwilgotnionej powierzchni terenu, gwałtowny spływ stokowy i powstanie fali powodziowej w dolinie Sieniochy – „potop” w relacjach środków masowego przekazu. W obszarach koncentracji spływu w dnach dolin i nieckach wysokość fali dochodziła do 0,5 m. W strefach podparcia spływu walnego, na przepustach i nasypach drogowych wysokość fali maksymalnie osiągnęła wysokość 2,5 m. Spływ stokowy spowodował duże zniszczenia w areale świeżo zasianych upraw roślin przemysłowych oraz zalanie wielu gospodarstw rolnych. Na drodze biegnącej wzdłuż krawędzi Grzędy Sokalskiej wystąpiła duża depozycja materiału transportowanego przez wody opadowe. Potoki „błota” uniemożliwiły przejazd na trasie Tyszowce–Zamość, ruch drogowy został przywrócony dopiero po kilku dniach, co było zrelacjonowane w środkach masowego przekazu („Dziennik Wschodni” z 9 maja 1996 r., „Kurier Lubelski” z 9 maja 1996 r.).

Małe straty na parowanie (bardzo duża wilgotność powietrza w czasie burzy) i infiltrację (grunt uwilgotniony) przyczyniły się do wzrostu opadu efektywnego, który wywołał gwałtowny spływ powierzchniowy (tab. 1). Duże prędkości i gwałtowność spływu wód opadowych związane były również z opóźnieniem wegetacji roślinności uprawnej (fot. 1). Przedłużający się okres zimowy (pokrywa śnieżna występowała jeszcze w kwietniu) spowodował zahamowanie wegetacji roślinności i opóźnienie prac polowych. Rolnicy weszli na pola i rozpoczęli zabiegi agrotechniczne dopiero pod koniec kwietnia i na początku maja. Przed wystąpieniem ulewy zboża ozime tworzyły już zwartą po-

krywę roślinną (fot. 2), podczas gdy zboża jare znajdowały się dopiero w fazie wzrostu. Natomiast znaczna część arealu upraw roślin przemysłowych (buraki cukrowe, kukurydza) i okopowych pozbawiona była niemal zupełnie pokrywy roślinnej.

Ważnym czynnikiem, który odegrał dużą rolę w ukierunkowaniu spływu wód opadowych, były drogi polne (dojazdowe). W czasie ulewy pełniły one rolę stref koncentracji spływu wód, w przypadku wąwozów i wcięć drogowych (głębocznic), lub stref wymuszonej depozycji materiału, w przypadku drogowych wałów deluwialnych (fot. 3). Rozcięcia drogowe (wąwozy drogowe) w wielu przypadkach funkcjonowały w czasie ulewy jako łożyska wód epizodycznych. Charakteryzowały się one krętym przebiegiem, zmienną szerokością i głębokością. Słaba przepuszczalność nawierzchni dróg i brak roślinności przyczyniły się do zwiększenia spływu i wzrostu siły erozyjnej wód opadowych. Uwidocznili się to powstaniem licznych zagłębień w kształcie kotłów (maksymalnie do 1,7 m) i progów erozyjnych (fot. 4).

Gwałtowny i turbulentny przepływ wystąpił również w dnach młodych rozcięć erozyjno-denudacyjnych typu wąwozów, świadczą o tym liczne formy rozmycia dna: kociołki eworsyjne (*potholes*), wyrwy erozyjne typu *chutsch and puth*. Spływ wody opadowej w tych formach po przekroczeniu zdolności retencyjnej zlewni wąwozowej spowodował utworzenie koryt erozyjnych i usunięcie materiału zalegającego w dnach wąwozów. Efektem było znaczne pogłębienie erozyjne den wąwozów. W ich górnych i środkowych odcinkach rozwinęły się rozcięcia dochodzące do 0,8 m.

W oparciu o parametry morfometryczne wybranych koryt epizodycznych wykonano w ich odcinkach ujściowych rekonstrukcję (paleo)hydrauliczną spływu stokowego (tab. 1). Obliczone prędkości spływu dla zlewni o różnych wielkościach (od 3 do 99 ha) są zbliżone i wynoszą od 0,9 do 1,64 m/s<sup>-1</sup>. Są to jednocześnie średnie prędkości dla gwałtownego spływu stokowego. Maksymalne prędkości spływu podawane w literaturze przekraczają 2–3 m/s<sup>-1</sup>, minimalne zaś prędkości potrzebne do powstania koryta erozyjnego w sprzyjających warunkach wynoszą jedynie 0,1 m/s<sup>-1</sup> (Teisseyre 1992; Janicki, Zgłobicki 1998). Wskaźnik liczby Frouda opisujący charakter przepływu w jednym przypadku dla dużej zlewni (100 ha) wyniósł 0,9, co oznacza spokojny przepływ wody. Dla zlewni średnich (11,5 ha i 32 ha) liczba Frouda równała się 1, co świadczy o przepływie zbliżonym do gwałtownego. Jedynie dla małej zlewni (3 ha) przepływ miał charakter bardzo gwałtowny ( $Fr = 1,7$ ). Wydaje się więc, że charakter przepływu zależy od wielkości zlewni lub zmienia się z turbulentnego na spokojny wraz z długością spływu.

Napężenie ścinające i wskaźnik odpływu jednostkowego również zależą od wielkości zlewni. Dla zlewni o powierzchni 3 ha napężenie ścinające było największe ( $\tau_0 = 7,9 \text{ kG/m}^2$ ). W zlewniach o powierzchniach 11,5 ha i 32 ha





Fot. 1. Erozja bruzdowa i proces cross-grading na polu z uprawą buraków cukrowych. Książostany (fot. P. Zagórski)

Rill wash and cross-grading process on the field with sugar beets. Książostany (photo P. Zagórski)



Fot. 2. Bruzda główna na polu ze zwartą roślinnością zbożową. Zubowice (fot. P. Zagórski)

Main rill on the field with winter crop cover. Zubowice (photo P. Zagórski)

wartości naprężenia wynosiły odpowiednio  $6,3 \text{ kG/m}^2$  i  $7,3 \text{ kG/m}^2$ . Są to średnie wartości naprężenia ścinającego dla małych zlewni stokowych, które są w stanie zerodować i usunąć warstwę gleby (Teisseyre 1992). Wyjątkowo niskie naprężenie ścinające ( $1 \text{ kG/m}^2$ ), zbliżone do wartości obliczonych dla koryt depozycyjno-transportowych, zaobserwowano w zlewni o powierzchni 99 ha. Dla tej zlewni obliczono również najmniejszy wskaźnik odpływu jednostkowego ( $0,4 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ ). W pozostałych przypadkach zrekonstruowany odpływ jednostkowy ( $q$ ) mieścił się w granicach średnich wartości wskaźnika podawanych w literaturze dla małych zlewni (kilka hektarów) w obszarach lessowych i wynosił od 1,69 do  $8,11 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ .

## PROCESY I ICH SKUTKI GEOMORFOLOGICZNE

Gwałtowna ulewa uaktywniła procesy rozbryzgu oraz po przekroczeniu zdolności infiltracyjnej zlewni i fazy detencji procesy spłukiwania powierzchniowego. Procesy spłukiwania rozproszonego wystąpiły głównie na wierzchowinie i stokach, w strefie zasilania systemu deluwialnego (ryc. 3 i 4). Najbardziej narażone na działanie ablacji i spływu powierzchniowego były obszary upraw buraka cukrowego, gdzie działalności bombardującej kropel deszczu i rozbryzgowi sprzyjał brak zwartej roślinności (fot. 1). W wyniku rozbryzgu zniszczona została gruzelkowata struktura gleby. Dalsze jej powierzchniowe przemywanie i krótka redepozycja spowodowały utworzenie charakterystycznej pokrywy rozbryzgowo-spływowej. Taka pokrywa po wyschnięciu dobrze chroniła glebę przed erozją.

Duże natężenie opadu atmosferycznego wywołało intensywne spłukiwanie rozproszone oraz zmyw powierzchniowy typu hortonowskiego. Na skłonach wierzchowiny i słabo nachylonych stokach, położonych blisko działu wodnego, powstały liczne żłobiny (mikrobruzdy, żłobki ablacyjne). Na stokach wystąpiły erozja bruzdowa (linijna) i rozmywanie stref międzybruzdowych (*cross-grading*). W wyniku rozwoju erozji bruzdowej powstawały liczne bruzdy erozyjne. Ich charakter i przebieg był w większym lub mniejszym stopniu kontrolowany przez roślinność i kierunek uprawy. Jeżeli kierunek upraw był równoległy do spadku, wówczas bruzdy były proste, w miarę regularne, a ich szerokość była w pewnym stopniu uwarunkowana szerokością rzędów upraw (fot. 1). Przy poprzecznym do spadku kierunku upraw w wielu przypadkach bruzdy były nieregularne, miały zmienną szerokość i czasem tworzyły „anastomozujące” systemy rozmyć z dzielącymi się i ponownie łączącymi bruzdami. Rozmiary tych form erozyjnych były zróżnicowane. Szerokość ich mieściła się w przedziale od 0,10 do 0,50 m, a głębokość od 0,20 do 0,25 m. Długość bruzd była kon-





Fot. 3. Epizodyczne koryto erozyjne podparte poprzecznie biegnącą drogą polną, przechodzące w depozycyjno-transportowe. Zubowice (fot. P. Zagórski)

Erosion episodic channel stopped by perpendicular field-path and then changing in transport-deposition channel. Zubowice (photo P. Zagórski)



Fot. 4. Silna erozja na zbiegu dróg polnych. Zubowice – wąwóz drogowy (fot. P. Zagórski)

Strong erosion at the crossing of the field-paths. Zubowice – road ravine (photo P. Zagórski)

trolowana przez następstwo upraw na stoku i przebieg dróg polnych. Zwykle wraz z długością stoku rosła też długość i głębokość bruzd erozyjnych.

Proces *cross-grading* powodował stopniowe rozmywanie stref międzybrzdowych poprzez rozbryzg, splukiwanie i „erozję boczną” (fot. 1). Prowadziło to do powstawania obszarów rozmycia, drenowania sąsiednich bruzd i tworzenia nowych form erozyjnych. Następnym procesem erozji brzdowej i procesu *cross-grading* jest łączenie się sąsiednich bruzd w większą formę brzdę główną. Takie formy były obserwowane zarówno na polach o słabym pokryciu roślinnością (uprawy buraków i zbóż jarych), jak również na obszarach uprawnych o zwartej roślinności zbożowej (fot. 2). Charakteryzowały się one szerokością od 0,4 do 1,2 m i stosunkowo niewielką głębokością od 0,25 do 0,35 m. Znacznie słabsze skutki procesu *cross-grading* i erozji brzdowej obserwowane były na polach ziemniaków, gdzie radliny stworzyły znacznie lepsze warunki do infiltracji wody. U podnóży stoków z uprawą ziemniaków występowały zamulenia materiałem deluwialnym.

W strefie transportowej systemu deluwialnego, w dnach suchych dolin wystąpiło splukiwanie linijne, w postaci erozji brzdowej lub epizodycznej erozji korytowej. Koncentracja spływu w osiach suchych dolin lub niecek denudacyjnych przyczyniła się do rozwoju erozji korytowej i powstania epizodycznych koryt (ryc. 3 i 4). Epizodyczne koryta tworzyły w czasie ulewy łożyska okresowych cieków proluwialnych. Należały one do największych form rzeźby terenu powstałych podczas opisanej ulewy (fot. 3). Przebieg koryt epizodycznych był zbliżony do prostego i z reguły zgodny z przebiegiem osi największego spadku suchej doliny. Jednak często był on modyfikowany przez występowanie poprzecznych do osi doliny przeszkód w postaci teras uprawowych, dróg śródpolnych lub zmiany upraw na stoku (fot. 3).

Na polach ornych pozbawionych pokrywy roślinnej lub z mało zwartą pokrywą roślinną, np. uprawa buraków (mały współczynnik szorstkości), powstawały koryta erozyjne. Natomiast na polach, gdzie występowało gęste pokrycie roślinne, np. zboża, trawy (duży współczynnik szorstkości), rozwijały się koryta depozycyjne lub transportowo-depozycyjne. Występowanie w obrębie dna suchej doliny kilku różnych upraw prowadziło do zmiany charakteru koryta z erozyjnego na depozycyjne i odwrotnie. Również rozwinięte na granicach działek rolnych wysokie miedze (skarpy uprawowe) i drogi polne powodowały podparcie spływu w korytach epizodycznych i zmianę ich charakteru z erozyjnego na transportowo-depozycyjny. W pierwszej fazie spływu stokowego na takich przeszkodach tworzyły się stożki deluwialne, które w następnych fazach spływu były poprzecznie rozcinane przez splukiwanie brzdowe do około 0,20–0,25 m (fot. 3). U podnóża skarpy uprawowej zachodziło zjawisko intensywnej erozji i często występowały zagłębienia w kształcie kotłów eworsyjnych.

Epizodyczne koryta erozyjne przyczyniły się zarówno do erozyjnego pogłębienia den suchych dolin, jak również do przetransportowywania i odprowadzania poza system doliny materiału pochodzącego z erozji gleby na stoku. W systemie koryta epizodycznego możemy wyróżnić zatem również strefę transportową (Teisseyre 1994). Występowała ona głównie na polach porośniętych zwartą roślinnością (fot. 3). W obrębie takiego koryta nie występowała prawie wcale erozja. Natomiast akumulacja objawiała się występowaniem niewielkich odsypów utworzonych najczęściej z toczniców glebowych i osadów piaszczystych.

Długość koryt epizodycznych była bardzo zmienna, od kilkudziesięciu metrów do kilkuset metrów (koryta erozyjne) i więcej w przypadku koryt depozycyjno-transportowych. Szerokość koryt była kontrolowana przez powierzchnię zlewni suchych dolin, w której rozwinęły się koryta, i wahała się od 0,7 m w górnych odcinkach suchych dolin do 3,6 m w odcinkach środkowych. W odcinkach ujściowych niektórych koryt depozycyjno-transportowych ich szerokość dochodziła nawet do kilkunastu metrów. Głębokość koryt, o której można mówić jedynie przy korytach erozyjnych, była względnie stała, nie uwzględniając drobnych form erozyjnych w dnie koryta. Średnia głębokość koryt wynosiła ok. 0,35 m i sięgała do tzw. podeszwy uprawowej (Bac, Ostromecki 1950; Gerlach 1966, 1967; Gil 1976; Teisseyre 1992, 1994; Rodzik i in. 1998; Janicki, Zgłobicki 1998). Koryta rozwijały się w wyjątkowo podatnej na erozję warstwie ornej gleby o strukturze gruzełkowej. Struktura blokowa gleby poniżej zasięgu pługa dobrze zabezpieczała glebę przed erozją.

Do form erozyjnych związanych z wirowym (turbulentnym) ruchem wody należą kotły eworsyjne. Małe formy kotłów były obserwowane głównie na stokach o zmiennym spadku, w dnach bruzd erozyjnych i bruzd głównych oraz w dnach koryt epizodycznych. Ich szerokość dochodziła średnio do 0,2–0,7 m, a głębokość nie przekraczała 0,5 m.

W dnach wąwozów drogowych wytworzyły się liczne schodkowe formy typu wyrw erozyjno-eworsyjnych. Największymi formami erozyjnymi, które powstały w wąwozach drogowych, były przegłębienia znacznych rozmiarów w postaci kotłów eworsyjnych. W wielu przypadkach głębokość kotłów dochodziła do 1,0 m, a w ekstremalnych warunkach do 1,2–1,7 m. Najsilniejsza erozja wystąpiła na zbiegu dróg polnych w miejscu koncentracji odpływu (fot. 4).

Do form zarejestrowanych na terenie badań należały również zagłębienia typu studni lub podziemnych tuneli. Pionowe studnie występowały na krawędzi terasy uprawowej i na zboczach wąwozów. Średnice ich wlotów wynosiły średnio 0,42 m, a głębokość dochodziła do 2 m. U wylotu tuneli gromadził się materiał wymywany. Dwie spośród stwierdzonych studni, które były w stadium starczym z zapadniętymi stropami tuneli, w czasie ulewy zostały jedynie odświeżone.



Fot. 5. Terasowate rozmycia i ślady ściekania (*terrace-like scours*). Zubowice (fot. P. Zagórski)  
Terrace-like scours and rill marks. Zubowice (photo P. Zagórski)



Fot. 6. Duży stożek napływowy wtórnie rozcięty. Widoczne na powierzchni ripplemarki. Księżostany (fot. P. Zagórski)  
Big alluvial fan secondary cut. Rippleson on the surface. Księżostany (photo P. Zagórski)

Z silnym przepływem wody wiązało się powstawanie podcięć i krawędzi erozyjnych (*erosion scarps*) oraz obrywów (*slumps*). Obserwowano je głównie w wąwozach drogowych, a ich wielkość zależała od wysokości podcinanej krawędzi.

Wśród drobnych form erozyjnych występujących w strefie depozycji materiału na stożkach deluwialnych można wyróżnić również terasowate rozmycia (*terrace-like scour*). Formy te powstawały w końcowej fazie spływu, związanej z wyraźnie zmniejszoną siłą transportową (fot. 5). Krawędzie teras z rozmycia dochodziły do wysokości 6–10 cm. Niektóre z nich były silnie porozcinane mikrobruzdami i żłobinami. Przemywanie wcześniej osadzonych w wyniku podparcia osadów deluwialnych prowadziło niejednokrotnie do rozcinania powierzchni stożków napływowych, tworzenia nowych koryt epizodycznych i ich terasowania.

Do największych form akumulacyjnych w rejonie ulewy należały stożki deluwialne. Charakteryzowały się wyrównaną lub w wielu przypadkach sterasowaną powierzchnią. Z osłabieniem przepływu w końcowej fazie ulewy wiązała się zmiana depozycji na powierzchni stożków napływowych, o czym świadczą mikroformy akumulacyjne typu ripplemarków. Duże formy stożków o powierzchni od 420 do 2500 m<sup>2</sup>, miąższości od 0,20 do 0,40 m tworzyły się u wylotu dolin nieckowatych, wąwozów i dróg polnych (ryc. 3 i 4). W wyniku podparcia odpływu wód obciążonych materiałem deluwialnym przez drogę asfaltową Przewale–Komarów (w strefie krawędzi) na jej powierzchni została zdeponowana warstwa namulów o miąższości 0,15–0,20 m. Stożki deluwialne zbudowane były głównie z deluwiów glebowych lub częściowo z osadów drobnopiaszczystych (fot. 6). U wylotów wąwozów, rozcinających osady podlesowe, występowały stożki proluwialne z otoczkami kredowymi (opoki, wapienie margliste).

Znacznie mniejszych rozmiarów stożki deluwialne i proluwialne powstawały w wyniku poparcia przez terasy śródpolne, zmianę rodzaju uprawy i poprzecznie do stoku biegnącej drogi (fot. 3). Powierzchnie takich form nie przekraczały 130 m<sup>2</sup>, a miąższość dochodziła do 0,20 m. Podobne formy, związane z erozją bruzdową, powstawały również u wylotu bruzd w obrębie spłaszczeń stokowych lub u podnóża stoku. W wielu przypadkach tworzyły one formy bocznie łączących się stożków w pokrywy deluwialne o szerokości do 3–5 m i miąższości kilku, kilkunastu centymetrów. Powierzchnie takich pokryw były często porozcinane drobnymi kanalikami i lekko laminowane.

Powstałe formy rzeźby terenu mają charakter epizodyczny i szybko są niwelowane przez zabiegi agrotechniczne. W sprzyjających warunkach formy te mogą się jednak rozwijać, zwłaszcza gdy po gwałtownym opadzie będą występować ulewne deszcze o charakterze rozlewnym lub wystąpią gwałtowne roztopy.

## PRÓBA BILANSU DENUDACYJNEGO

Przeprowadzono próbę bilansu dla dwóch różnych stref obszaru badań: zlewni suchej doliny erozyjno-denudacyjnej i zlewni słabo rozczłonkowanej krawędzi. Erozę oszacowano na podstawie kubatury większych form erozyjnych. Nie uwzględniono erozji w wyniku zmywu powierzchniowego. Akumulacje obliczono na podstawie depozycji materiału w dnach koryt depozycyjno-transportowych i większych stożkach deluwialnych. W obliczeniach nie wzięto pod uwagę depozycji materiału transportowanego na krótkim dystansie w obrębie zrównań śródstokowych i w strefie teras uprawowych czy na granicy upraw. Przyjęto, że materiał transportowany na krótkie odległości był deponowany w obrębie stoków i dlatego można go pominąć w bilansie całej zlewni, chociaż jego rola jest istotna, a praca wykonana podczas tego transportu jest znaczna. W tak zestawionym bilansie zlewni suchej doliny erozę oszacowano na ok. 1797 m<sup>3</sup>, a akumulację na ok. 2037 m<sup>3</sup>. Jeśli przyjęlibyśmy, że ze zlewni odtransportowano niewielką część wyerodowanego materiału, to wyliczona nadwyżka mogłaby być wskaźnikiem wielkości zmywu powierzchniowego (10% całej erozji). Niektórzy badacze uważają, że podczas takich zdarzeń ekstremalnych wielkość zmywu może obejmować nawet 50% wyniesionego materiału (Buraczyński, Wojtanowicz 1974). Wielkość zmywu powierzchniowego zależy od wielu czynników, wśród których najważniejsza jest struktura pokrycia roślinnego i stan jej wegetacji. Kartowanie geomorfologiczne wykazało, że procesy spłukiwania liniowego dominowały podczas ulewy w Zubowicach. Jedynie lokalnie zmyw powierzchniowy mógł przekroczyć 10% sumy wyerodowanego materiału.

W wydzielonej zlewni krawędziowej obliczono erozę na ok. 3169 m<sup>3</sup>, podczas gdy akumulacji uległo ok. 2939 m<sup>3</sup> wyerodowanego materiału. Ponad 200 m<sup>3</sup> zostało wyniesione poza zlewnię do doliny Siniochy. Trzeba podkreślić, że w tej zlewni akumulacja została częściowo wymuszona przez nasyp drogi biegnącej wzdłuż krawędzi. Miąższość usuniętej warstwy ze zlewni suchej doliny określono na 0,09 mm, a wielkość denudacji jednostkowej na około 2 mm · km<sup>-2</sup>. W zlewni krawędziowej wartości te były znacznie większe, odpowiednio 0,2 mm i ponad 3 mm · km<sup>-2</sup>. Takie zróżnicowanie wartości wskaźników denudacji dla opisywanych zlewni wytłumaczyć można stopniem rozczłonkowania i geometrią stoków. Długie i słabo rozczłonkowane, o względnie prostym profilu stoki w zlewni krawędziowej przyczyniły się do silniejszej erozji, niż stosunkowo krótkie i wypukło-wklęsłe stoki w zlewni suchej doliny.

Ulewa z 7 maja w znaczący sposób wpłynęła na przeobrażenie rzeźby. Największe zmiany wystąpiły w dnach wąwozów drogowych oraz suchych dolin. W obrębie tych form dominowała głównie erozja bruzdowa i „korytowa” (fot. 3). Najbardziej spektakularne formy tworzyły się również w nieckach zbo-

czowych (niecki i smugi denudacyjne), które wyraźnie przyczyniają się do rozczłonkowania poprzecznego stoku i rozwoju dolin nieckowatych typu hortono-wskiego (niecki zmywowe). Istotną rolę w wynoszeniu materiału odgrywały biegnące równoległe do nachylenia stoku erozyjne formy drogowe: wąwozy drogowe i wcięcia drogowe. Szczególnie silna erozja była obserwowana w miejscu krzyżowania się dróg polnych i koncentracji spływu. Wąwozy drogowe (głębocznicze) zostały pogłębione o 6,4–7,7 cm, a suma wyniesionego materiału osiągnęła wartość 328 m<sup>3</sup> (tab. 2).

Tab. 2. Maksymalna denudacja rzeczywista w wybranych zlewniach cząstkowych  
Maximum real denudation in the selected partial catchments

Obszar badań	Powierzchnia (ha)	Denudacja (m <sup>3</sup> )	Denudacja rzeczywista (mm)
Pole buraczane (I*)	0,23	12,3	5,02
Wąwóz drogowy (II*)	0,20	127,7	63,85
Wąwóz drogowy (III**)	0,15	108	72,97
Wąwóz drogowy (IV**)	0,12	92	76,66

\* lokalizacja – patrz ryc. 3; \*\* lokalizacja – patrz ryc. 4.

Na stokach i wierzchowinach wystąpiło duże zróżnicowanie natężenia erozji, które zależało od rodzaju roślinności uprawnej, stanu jej wegetacji i zabiegów agrotechnicznych. Najmniejsze zmiany zanotowano na polach o zwartej roślinności zbożowej i trawiastej, która pełniła rolę ochronną (fot. 2). Na powierzchniach, gdzie występowała uprawa roślin okopowych (głównie buraków cukrowych) o orce zgodnej ze spadkiem, skutki okazały się katastrofalne (fot. 1). W wyniku intensywnej erozji powierzchniowej i erozji bruzdowej denudacja na wydzielonym polu z burakami o powierzchni 0,23 ha wyniosła 5,02 mm, podczas gdy dla zlewni suchej doliny erozyjno-denudacyjnej denudacja oszacowana została na około 0,1 mm (tab. 1).

Materiał pochodzący ze stoków i usunięty z den suchych dolin i wąwozów był akumulowany częściowo u ich wylotów w postaci stożków deluwialnych (ryc. 3 i 4). W strefie krawędziowej znaczna część tego materiału została deponowana na powierzchni drogi asfaltowej (20–25 cm miąższości). Akumulacja osadów deluwialnych odbywała się również na zrównaniach podstokowych i w osiach suchych dolin w wyniku podparcia przez drogi polne lub zmianę roślinności uprawnej (fot. 3 i 6).

Wartości erozji całkowitej (1797 m<sup>3</sup> i 3169 m<sup>3</sup>) i erozji jednostkowej obliczone dla obszaru badań (145,5 t · km<sup>-2</sup> i 382,3 t · km<sup>-2</sup>) są znacznie mniejsze od podawanych w literaturze. Buraczyński i Wojtanowicz (1971) dla ulewy w czerwcu 1969 r. w Dzierzkowicach podają wartość 2899 t · km<sup>2</sup>. Podobny

rząd wielkości wyznaczyli Maruszczak i Trembaczewski (1958) –  $2435 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2}$  – dla gwałtownego deszczu w okolicach Piasków Szlacheckch. Znacznie wyższe wartości, tj.  $61\ 200\text{--}71\ 700 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2}$  ( $612\text{--}717 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$ ), zostały też wyliczone dla ulewy w dolinie Kalinki we wrześniu 1995 r. przez Czyżowską (1996). Wydaje się, że różnic w wielkości erozji należy szukać w natężeniu i wydajności opadów, które w Zubowicach były prawie 2 razy mniejsze od podawanych w literaturze. Zdecydowanie słabsze urzeźbienie opisywanego terenu, przejawiające się stosunkowo małym rozcięciem stoków przez młode formy erozyjno-denudacyjne typu wąwozów, oraz dwukrotnie większa powierzchnia zlewni cząstkowych przyczyniły się również do zmniejszania wielkości erozji.

Tab. 3. Bilans denudacyjny omawianych zlewni po ulewie 07.05.1996 r.  
Denudation balance in the examined catchments after a heavy rainfall on May 7, 1996

Formy	Zlewnia	
	Sucha dolina erozyjno-denudacyjna	Strefa krawędziowa
Powierzchnia zlewni ( $\text{km}^2$ )	23,8	15,5
Koryta erozyjne ( $\text{m}^3$ )	1564	2584
Rozcięcia i kotły ( $\text{m}^3$ )	127,7	200
Bruzdy i żłobiny ( $\text{m}^3$ )	105,6	385
Erozja (razem) ( $\text{m}^3$ )	1797,3	3169
Zmyw powierzchniowy ( $\text{m}^3$ )	239,7	316,9
Denudacja (razem) ( $\text{m}^3$ )	2037	3485,9
Stożki i pokrywy deluwialne ( $\text{m}^3$ )	1387	2739
Koryta depozycyjne ( $\text{m}^3$ )	650	200
Akumulacja ( $\text{m}^3$ )	2037	2939
Bilans ( $\text{m}^3$ )	+ 239,7	- 230
Denudacja (mm)	0,09	0,2
Denudacja jednostkowa ( $\text{t} \cdot \text{km}^{-2}$ )	145,5	382,3

## WNIOSKI

1. Z wystąpieniem gwałtownego opadu wiąże się powstanie zespołu charakterystycznych form erozyjnych i akumulacyjnych. Stopień przekształcenia rzeźby danego terenu zależy od intensywności i czasu trwania opadu, rodzaju podłoża, intensywności użytkowania rolniczego, stanu roślinności i zdolności retencyjnej podłoża. Występowanie zwartej roślinności zbożowej w znacznym stopniu wpłynęło na zahamowanie erozji i zrównoważenie denuda-



cji jednostkowej, której duże wartości zanotowano na obszarach upraw buraczanych, nieco słabsze – ziemniaczanych.

2. Dużą rolę w natężeniu spływu stokowego i erozji gleb odgrywa wielkość i geometria zlewni.

3. Powstałe formy rzeźby terenu mają charakter epizodyczny i szybko są niwelowane przez zabiegi agrotechniczne. W sprzyjających warunkach formy te mogą się jednak rozwijać, zwłaszcza gdy po gwałtownym opadzie będą występować ulewne deszcze o charakterze rozlewnym lub gwałtowne roztopy.

4. Tempo erozji den suchych dolin jest o rząd większe niż stoków. Świadczy to o dominacji transportu podłużnego nad poprzecznym, który przeważa w czasie zdarzeń sekularnych (zwłaszcza podczas erozji uprawowej).

5. Najbardziej przeobrażone w wyniku gwałtownej ulewy są wąwozy drogowe. Są to jednocześnie formy, które współcześnie najbardziej dynamicznie rozwijają się w słabo urzeźbionych rolniczych obszarach lessowych.

6. Wartości wyliczone dla ulewy w Zubowicach są znacznie mniejsze od podawanych w literaturze. Główne przyczyny to natężenie i wydajność opadów, dużą rolę odgrywa również wielkość zlewni oraz stopień rozczłonkowania i rozcięcia stoków (morfologia/geometria stoków).

7. W czasie gwałtownej ulewy występuje bardzo duże zróżnicowanie natężenia erozji, widoczne jest to w dysproporcji wskaźników denudacji rzeczywistej (pole buraczane czy wąwozy drogowe). W związku z tym trzeba bardzo ostrożnie interpretować uśrednione wartości denudacji całkowitej i jednostkowej w zlewni. Nie można też bezkrytycznie porównywać wielkości denudacji dla zlewni różnych rang (uporządkowania).

8. W czasie gwałtownych ulew w rzeźbie strefy krawędziowej dochodzi do wynoszenia materiału poza zlewnię oraz do rozczłonkowania stoków. Zlewnie suchych dolin natomiast zachowują słaby związek lub brak z systemami fluwalnymi, co dowodzi ich znacznej autonomiczności.

Autorzy składają podziękowania prof. dr. hab. Michałowi Kaszewskiemu z Zakładu Meteorologii i Klimatologii UMCS za pomoc w opisie genezy ulewy w Zubowicach.

#### LITERATURA

- Bac S., Ostromecki J. (red.), 1950: Badania nad erozją gleb w Polsce. PWRiL, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1971: Przebieg i skutki gwałtownej ulewy w Dzierzkowicach na Wyżynie Lubelskiej. Biul. Lub. Tow. Nauk., Ser. D, 12: 61–68.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1974: Rozwój wąwozów lessowych w okolicach Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku. Ann. UMCS, sec. B, 26: 135–168.

- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1979: Typy rzeźby południowo-wschodniej części Wyżyny. *Ann. UMCS, sec. B*, 34: 159–179.
- Chałubińska A., Wilgat T. 1954: Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. [W:] *Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG*, Lublin: 3–44.
- Chomicz A. 1951: Przebieg, rozmieszczenie i częstotliwość deszczy nawałnych w Polsce. *Gospodarka Wodna*, 7–8: 262–265.
- Codzienny Biuletyn Synoptyczny 1997: IMiGW, Warszawa.
- Czekierda K. 1992: Słownik ekologiczny polsko-angielski. Fundacja Terra Sana, Warszawa.
- Czeppe Z. 1960: Zjawiska sufozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu. *Z badań czwartorzędu w Polsce, Biul. I. G.*, 150: 297–332.
- Czyżowska E. 1996: Skutki geomorfologiczne i sedimentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 r. (Wyżyna Miechowska). *Przegl. Geol.*, 44, 8: 813–816.
- Gerlach T. 1966: Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie). *Prace Geogr. IG PAN*, 52: 1–111.
- Gerlach T. 1967: Ważniejsze poglądy na rozwój stoków i stan badań nad współczesnymi procesami stokowymi. *Przegl. Geogr.*, 39: 503–518.
- Gil E. 1976: Spłukiwanie gleb na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku. Dokument. *Geograf. IGiPZ PAN*, 2: 1–65.
- Gil E. 1998: Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulewy w Szymbarku w dniu 7 czerwca 1985 roku. *Dok. Geograf. IGiPZ PAN*, 11: 85–107.
- Gurba J. 1961: Neolityczne osadnictwo na obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej, *Ann. UMCS, sec. B*, 5: 215–232.
- Harasimiuk M. 1980: Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. *Wyd. UMCS, Lublin*.
- Horton R. E. 1932: Drainage basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union*, 13: 350–361.
- Horton R. E. 1945: Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56: 275–370.
- Jahn A. 1948: Research on the structure and temperature of the soils in Western Greenland. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. A*: 50–59.
- Jahn A. 1956: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. *Prace Geogr. IG PAN*, 7, Warszawa.
- Jahn A. 1968a: Selektowna erozja gleb i jej znaczenie w badaniach. *Przegl. Geogr.*, 40: 419–424.
- Jahn A. 1968b: Morphological slope evolution by linear and surface degradation. *Geogr. Polonica*, 14: 9–21.
- Janicki G., Zagórski P. 1997: Klasyfikacja i warunki rozwoju form rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu. [W:] *Materiały seminarium: „Geomorfologiczny i sedimentologiczny zapis powodzi – teraźniejszość, przeszłość”*, 21–22.05.1997, Kraków: 12–14.
- Janicki G., Zglobicki W. 1998: Wartości progowe w rozwoju koryt epizodycznych na terenach lessowych Wyżyny Lubelskiej. [W:] *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce. Stan aktualny i perspektywy*, red. K. Pękala, t. 1. IV Zjazd Geomorfologów Polskich 3–6 czerwca 1998, UMCS, Lublin: 119–121.
- Kaszewski M., Siwek K. 2000: O częstotliwości maksymalnych dobowych opadów atmosferycznych w dorzeczu Wieprza w latach 1991–1998 na tle wieloletnim. *Przegl. Geofiz.*, 45, 2: 161–169.
- Klimaszewski M. 1981: *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.

- Klimowicz Z. 1993: Zmiany pokrywy glebowej w obszarze utworów lessowych i lessowatych w zależności od okresu użytkowania i rzeźby terenu. 47, Lublin.
- Klimowicz Z., Uziak S. 1993: The effect of multi-year agricultural utilization on the Lublin Upland soils. LTN, Lublin.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z. 1989: Morphologic effects of heavy rainfall (24 May, 1983) over relief features of the scarpland in the middle Parsęta valley, West Pomerania, Poland. *Quaestiones Geographicae*, Spec. Issue 2: 101–110.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z. 1992: Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjanych – Pomorze Zachodnie. *Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią*. T. 18, Ser. A, *Geografia Fizyczna*: 55–82.
- Mapa Taktyczna Polski 1 : 100 000, 1936, ark. Tyszowce. WIG, Warszawa.
- Mapa topograficzna 1 : 50 000, 1980, ark. Tyszowce. GUGiK, Warszawa.
- Malicki A. 1946: Kras lessowy. The karst phenomena in the beds of loess. *Ann. UMCS*, sec. B, 1: 131–155.
- Maruszczak H. 1949: Zmiany w zaludnieniu województwa lubelskiego w latach 1822–1946. *Ann. UMCS*, sec. B, 4.
- Maruszczak H. 1954: Wzrost obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. *Ann. UMCS*, sec. B, 8: 123–262.
- Maruszczak H. 1958: Charakterystyczne formy rzeźby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. *Czas. Geogr.*, 29: 335–354.
- Maruszczak H. 1972: Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. [W:] *Geomorfologia Polski*. Polska Południowa, góry i wyżyny, red. M. Klimaszewski. T. 1, Warszawa: 340–384.
- Maruszczak H., Sirenko I. 1989/90: Problemy regionalizacji geomorfologicznej wschodniej części wału metakarpackiego. *Ann. UMCS*, sec. B, 44/45: 37–64.
- Maruszczak H., Trembaczowski J. 1958: Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu. *Ann. UMCS*, sec. B, 11: 129–160.
- Michałowski M. 1962: Burze atmosferyczne w Lublinie. *Ann. UMCS*, sec. B, 17: 307–324.
- Miszczuk A. 1993: Wyludnianie się wsi a rolnictwo wschodniej Lubelszczyzny. *Dok. Geogr.*, 2, IGiPZ PAN, Warszawa.
- Myśliński K. 1958: Z dziejów rozwoju wsi lubelskiej w XIV i XV wieku. *Rocznik Lubelski*, 1: 37–56.
- Parczewski W. 1960: Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach. *Wiadomości Służ. Hydr. i Met.*, 8, 3.
- Pawłowska J., Jankowska A., Pindor T. 2000: *Kalendarz typów cyrkulacji atmosferycznej według J. Lityńskiego (1991–1999)*. IMiGW, Warszawa.
- Raczkowski W. 1958: Zagadnienie denudacji na obszarze pól. *Czas. Geogr.*, 29: 355–371.
- Reniger A. 1959: Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody. *Rocz. Nauk Roln.*, 54: 81–108.
- Rodzic J. 2000: Klasyfikacja form drogowych na obszarach lessowych. *Materiały V Zjazdu Geomorfologów Polskich*, 11–14.09.2000, Toruń: 194–195.
- Rodzic J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W. 1998: Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych. *Dok. Geograf. IGiPZ PAN*, 11: 45–68.

- Starckel L. 1960: Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie. IG PAN, Prace Geogr., 22.
- Starckel L. 1996: Monitoring zdarzeń katastrofalnych. [W:] Główne problemy monitoringu w Polsce, Zesz. Nauk. Komitetu „Człowiek i Środowisko” PAN, 16: 93–106.
- Stopa M. 1962: Burze w Polsce. IG PAN, Prace Geograficzne 34, Warszawa.
- Summerfield M. A. 1991: Global Geomorphology. Longman Scientific & Technical, New York: 163–189.
- Teisseyre A. K. 1991a: The deluvial (slopewash) system: A proposal. Biul. Pol. Acad. Sci., Ser. Earth Sci., 39, 4: 381–388.
- Teisseyre A. K. 1991b: Soil sand as deluvial (slopewash) deposit, with examples from the loessial area of Henryków, Lower Silesia, south-west Poland. Biul. Pol. Acad. Sci., Ser. Earth Sci., 39, 4: 374–380.
- Teisseyre A. K. 1992: Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. AUW, Prace Geol.-Mineral., 31, Wrocław.
- Teisseyre A. K. 1994: Splyw stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. AUW, Prace Geol.-Mineral., 43, Wrocław.
- Topograficzna Karta Królestwa Polskiego, 1839.
- Turski R., Słowińska-Jurkiewicz A. 1994: Gleby wytworzone z lessów. Lub. Tow. Nauk., Lublin.
- Ziemnicki S. 1959: Znaczenie skarpy w terenie erozyjnym. Roczn. Nauk Roln., 73-F-4: 715–746.
- Zinkiewicz W., Michna E. 1956: Częstotliwość występowania gradów w województwie lubelskim w zależności od warunków fizjograficznych. Ann. UMCS, sec. B, 10: 223–295.

#### SUMMARY

A heavy rainfall causes important morphological consequences and changes of relief in a certain area. It is conditioned by bedrock lithology, relief type, vegetation cover, land management and cultivation structure. The aim of this paper is to present a transformation of relief in the loessy areas (Sokal Plateau-ridge) when studying the forms originated as a result of a heavy rainfall on 7 May 1996 at Zubowice near Zamość. This rainfall occurred on the area of over 40 km<sup>2</sup>, from Wólka Łabuńska to Tyszowce (Fig. 1). Occurrence of an orographic obstacle, i.e. the northern edge of the Sokal Plateau-ridge, was one of the direct causes of this catastrophic rainstorm in this region. It created upward currents and rotational movement of air-masses of cyclonic type. Rainfall centre was at Zubowice where the continuous precipitation was estimated for about 60 mm, and daily precipitation for 80 mm.

The greatest effects of the heavy rainfall occurred in slopes and valley sides. The results were also dependent on cultivated plants. In surfaces with root plants and downslope ploughing these effects were catastrophic (Tables 1, 2). Considerably smaller changes were recorded in the fields with dense vegetation playing a protective role. Sheet flow and rill wash were the dominant processes. In the sides of erosion-denudation dry valleys with loose crop plants the rills directed to valley axis were formed. Runoff concentration along this axis resulted in originating master rills and episodic channels.

Field-paths in the anthropogenic ravines directed downslope were important for the slope fluvial system and for material removing. During the heavy rainfall the anthropogenic ravines worked as episodic channels with turbulent flow. As a result many potholes (down to 1.7 m deep), erosion scarps and slumps were formed. Especially strong erosion was noticed at a crossing of field-paths where runoff was concentrated.

Material removed from slopes and eroded from bottoms of dry valleys and ravines was accumulated as deluvial fans at slope-foots and also in mouths of valleys and ravines. Accumulation of deluvial sediments occurred also at pediments and along the axes of dry valleys as a result of stopping by field-paths or change of crop plants. In edge zone a considerable part of this material was deposited as the 20–25 cm thick cover on the surface of an asphalt road, which made difficulties in road traffic.

As a result of the described events 5532.9 m<sup>3</sup> of material were removed from the examined areas, which surface lowered by 0.12 mm on the average (in the catchment of dry valley – 0.09 mm; in the edge zone – 0.2 mm). The extent of relief transformation in two examined areas can be defined by denudation index which was 130 t · km<sup>-2</sup> on the average (145.5 t · km<sup>-2</sup> in the catchment of dry valley, and 382.3 t · km<sup>-2</sup> in the edge zone). Values of this index indicate that this type of extreme events is important for relief evolution in the loessy areas of the Lublin Upland.