

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

8

ROLA GWAŁTOWNYCH ULEW
W EWOLUCJI RZEŻBY
WYŻYNY MIECHOWSKIEJ
(NA PRZYKŁADZIE ULEWY
W DNIU 15 WRZEŚNIA 1995 ROKU)

POD REDAKCJĄ
LESZKA STARKŁA



WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN

z ostatnich lat

1995

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., zł 4,-
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., zł 4,-
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., zł 4,-
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego, 131 s., zł 4,-
33. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA, B. KRAWCZYK, K. BŁAŻEJCZYK – Warunki biometeorologiczne Supraśla, 68 s., zł 4,-
34. P. KORCELLI – Regional patterns in Poland's transformation: The first five years, 62 s., zł 4,-
35. E. NOWOSIELSKA – Bezrobocie – przegląd aktualnych tendencji, problemów i wyników badań (w krajach rozwiniętych), 70 s., zł 4,-
36. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa Polski 1989–1992, 60 s., zł 4,-

1996

37. A. B. ADAMCZYK – Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce; J. BARANOWSKI – Wielkość zachmurzenia w Warszawie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej, 71 s., zł 4,-
38. H. POWĘSKA, T. KOMORNICKI – Przejścia graniczne: Kostrzyn, Słubice, Świecko, Gubin – podstawowe funkcje i strefa oddziaływania na terenie Polski i Niemiec; J. PAPIS, T. KOMORNICKI – Miasto Duszniki Zdrój jako gmina przygraniczna, 50 s., zł 4,-
39. L. KOLENDOWICZ – Burze na obszarze Polski północno-zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery, 115 s., zł 4,-
40. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo i gospodarka żywnościowa w okresie restrukturyzacji 1989–1994, 47 s., 31 il., zł 4,-
41. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: I, 72 s., zł 4,-
42. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: II, 98 s., zł 4,-

1997

43. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: III, 68 s., zł 5,-
44. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: IV, 127 s., zł 5,-
45. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: V, 44 s., zł 5,-
46. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: VI, 96 s., zł 5,-
47. P. EBERHARDT – Problematyka narodowościowa Estonii, 44 s., zł 5,-

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 8

**ROLA GWAŁTOWNYCH ULEW
W EWOLUCJI RZEŻBY
WYŻYNY MIECHOWSKIEJ
(NA PRZYKŁADZIE ULEWY
W DNIU 15 WRZEŚNIA 1995 ROKU)**

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 8

**ROLE OF HEAVY DOWNPOURS
IN THE EVOLUTION OF THE MIECHÓW UPLAND
(WITH DOWNPOUR OF 15 SEPTEMBER 1995
AS THE EXAMPLE)**

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

8

ROLA GWAŁTOWNYCH ULEW
W EWOLUCJI RZEŻBY
WYŻYNY MIECHOWSKIEJ
(NA PRZYKŁADZIE ULEWY
W DNIU 15 WRZEŚNIA 1995 ROKU)

POD REDAKCJĄ
LESZKA STARKŁA



KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor: Roman Szczęsny

Zastępca Redaktora: Jerzy Grzeszczak

Członkowie: Zygmunt Babiński, Krzysztof Błażejczyk,
Piotr Eberhardt, Marek Jerczyński, Adam Kotarba, Władysława Stola

Sekretarz: Ewa Jankowska

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania

Polskiej Akademii Nauk

ul. Twarda 51/55

00-818 Warszawa

Adresy autorów tomu:

Marta Cygan, Jerzy Czulak, Jadwiga Niedbała, Jerzy Niedbała, Tadeusz Niedźwiedz –
Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział Kraków, ul. Borowego 13,
30-215 Kraków

Elżbieta Czyżowska, Leszek Starkel – Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór
i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,
ul. św. Jana 22, 31-018 Kraków

Krystyna Dwucet, Zbigniew Śnieszko – Katedra Paleogeografii Czwartorzędu
Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 60, 41-200 Sosnowiec

Zofia Piechowicz, Osiedle Sikorskiego 16/19, 32-200 Miechów

Jacek Rutkowski – Zakład Kartografii Geologicznej, Wydział Geologii i Ochrony
Środowiska AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

Opracowanie redakcyjne: Ewa Jankowska

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN,
Warszawa 1997

PL ISSN 0012-5032

ISBN 83-86682-24-8

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Wprowadzenie. Rola zdarzeń ekstremalnych – <i>Leszek Starkel</i>	7
1. Historia i metoda badań	10
1.1. Stan badań nad historyczną erozją gleb nalessowych w Polsce – <i>Zbigniew Śnieszko</i>	11
1.2. Stań badań nad rolą ekstremalnych opadów w ewolucji rzeźby wyżyn lessowych – <i>Elżbieta Czyżowska</i>	15
1.3. Metoda i przebieg badań – <i>Elżbieta Czyżowska</i>	19
2. Charakterystyka obszaru badań	21
2.1. Budowa geologiczna – <i>Jacek Rutkowski</i>	21
2.2. Rzeźba terenu – <i>Elżbieta Czyżowska</i>	25
2.3. Pokrywa glebowa – <i>Zbigniew Śnieszko</i>	29
2.4. Użytkowanie ziemi – <i>Krystyna Dwucet, Zofia Piechowicz</i>	33
3. Katastrofalny deszcz nawalny w górnej części dorzecza Nidzicy w dniu 15 września 1995 r. – <i>Tadeusz Niedźwiedź</i>	38
4. Przeplwy kulminacyjne i wielkość odpływu fali powodziowej w dorzeczu górnej Nidzicy w dniach 15/16 września 1995 r. – <i>Marta Cygan, Jerzy Czulak, Jadwiga Niedbała, Jerzy Niedbała</i>	43
5. Przebieg erozji i rekonstrukcja spływu – <i>Elżbieta Czyżowska</i>	54
6. Charakterystyka sedimentologiczna osadów deluwialnych, proluwialnych i aluwialnych – <i>Elżbieta Czyżowska</i>	63
7. Zmiany fizykochemiczne cech lessów i gleb nalessowych po redepozycji spowodowanej gwałtowną ulewą – <i>Krystyna Dwucet, Zbigniew Śnieszko</i>	76
8. Przekształcenie wąwozów – <i>Jacek Rutkowski</i>	86
9. Wnioski	93
9.1. Rola opadów ulewnych w przekształcaniu rzeźby – <i>Leszek Starkel, Elżbieta Czyżowska, Jacek Rutkowski</i>	93
9.2. Znaczenie badań osadów powodziowych w dolinie Kalinki dla interpretacji neholoceńskich profili w zlewniach lessowych – <i>Zbigniew Śnieszko</i>	94
9.3. Wskazania gospodarcze – <i>Leszek Starkel</i>	101
Literatura	103
Role of heavy downpours in the evolution of the Miechów Upland (with downpour of 15 september 1995 as the example). (Summary)	108

WPROWADZENIE.
ROLA ZDARZEŃ EKSTREMALNYCH
Leszek Starkel

Spośród ekstremalnych zdarzeń opadowych wyciskających swe piętno na rzeźbie rozróżniamy gwałtowne krótkotrwałe ulewy (od ułamka godziny do kilku godzin), 2–5-dniowe opady rozlewne i pory opadowe trwające przez szereg tygodni i miesięcy (Starkel 1976, 1996a). Opady rozlewne obejmujące duże obszary, magazynując wodę w warstwie zwietrzelinowej prowadzą do powodzi w całych dorzeczach oraz do uaktywnienia płytkich ruchów masowych, a długotrwałe opady przez nasycenie wodą podłoża do powstania głębokich osuwisk (w Karpatach). Natomiast krótkotrwałe ulewy cechuje duże natężenie opadu i ograniczony obszar, nie przekraczający zazwyczaj kilkudziesięciu km² (ryc. 1). Natężenia przekraczające 1 mm/min, a nawet dwu-trzykrotnie wyższe powodują, że zostaje przekroczona zdolność infiltracyjna podłoża i rozpoczyna się spływ powierzchniowy. Dlatego tak istotny w przypadku gwałtownych ulew jest typ gleb, rzeźba terenu i stan użytkowania ziemi.

Lokalne ulewy ograniczone do niewielkich obszarów są głównym czynnikiem rzeźbotwórczym w rolniczych obszarach wyżynnych. Równocześnie obejmując tereny oddalone od stacji meteorologicznych i ośrodków administracji państwowej, nie są one monitorowane i jako nie będące w rejestrze są niedooceniiane przez różnorodne ośrodki decyzyjne. Tymczasem właśnie te zdarzenia, choć ograniczone do kilku wiosek (rzadziej kilku gmin), powodujące olbrzymie straty w rolnictwie, sieci dróg czy budownictwie wymagają stałego monitoringu. Monitoring taki istnieje w wielu krajach Europy czy też w USA i służy nie tylko do regulacji dotyczących ubezpieczeń, ale zmusza do zmiany planów gospodarki przestrzennej, kierunku orki i rodzaju upraw, sieci dróg oraz zasad gospodarki wodnej i lokalizacji budynków.

Ulewa w dniu 15 września 1995 r. w obszarze górnej Nidzicy na Wyżynie Miechowskiej stała się impulsem do podjęcia na nowo zagadnienia, na które wielokrotnie zwracali uwagę polscy geomorfolodzy, gleboznawcy i melioranci rolni, wśród nich pracownicy Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie. Ale choć ulewy powtarzały się wielokrotnie wiosną 1996 r. w całej południowej Polsce, to właśnie to pojedyncze zdarzenie z września 1995 r. zostało wyjątkowo nagłośnione przez środki masowego przekazu, gdyż miało miejsce przed wybo-

rami prezydenckimi i mogło stanowić pretekst do wzajemnego obciążania się odpowiedzialnością za błędy w gospodarce rolnej i przestrzennej, oraz za zbyt powolne udzielanie pomocy powodzianom.

Tak się złożyło, że bezpośrednio po ulewie różne osoby i placówki rozpoczęły mniej lub bardziej szeroko zakrojone obserwacje i pomiary, nie dysponując niestety żadnymi danymi hydrometeorologicznymi z miejsca katastrofy, bo tam stacje takie nie istniały.

Udało się jednak doprowadzić do spotkania przedstawicieli tych jednostek i 20 października 1996 r. na zebraniu Komisji Nauk Geograficznych Oddziału PAN w Krakowie zostały wygłoszone pierwsze komunikaty o ulewie i jej skutkach.

Jako inspirator tej publikacji pragnę serdecznie podziękować uczestnikom badań i autorom za chęć współpracy, wytrwałość i opracowanie wyników. Dotyczy to zarówno kolegów z Oddziału Krakowskiego IMiGW, Katedry Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego, Zakładu Kartografii Geologicznej Akademii Górniczo-Hutniczej jak i macierzystego Zakładu oraz nauczycielki z Kaliny Wielkiej Pani Zofii Piechowicz.

Specjalne podziękowania jestem winien Pani mgr Elżbiecie Czyżowskiej, która wzięła na siebie żmudne prace techniczne związane z przygotowaniem do druku niniejszej monografii o skutkach jednej ulewy.

1. HISTORIA I METODA BADAŃ

1.1. STAN BADAŃ NAD HISTORYCZNĄ EROZJĄ GLEB NALESSOWYCH W POLSCE

Zbigniew Śnieszko

Erozja gleb jest określeniem używanym przez gleboznawców i oznacza całościowy proces denudacyjny, prowadzący do zmniejszenia miąższości profilu glebowego, aż do jego całkowitego zaniku. Pojęcie to pojawia się w tytułach wielu opracowań (np. Ostromęcki 1947; Jahn 1968), ale nie figuruje ani w „*Słowniku pojęć geograficznych*” (Pietkiewicz, Żmuda 1973), ani w podręczniku geomorfologii (Klimaszewski 1981). Brak pojęcia erozja gleb w terminologii geograficznej wynika z faktu, iż w polskim słownictwie dotyczącym procesów stokowych terminowi *e r o z j a g l e b* przeciwstawia się pojęcie *d e n u d a c j a*. Termin ten obejmuje zarówno mechaniczne, jak i chemiczne oddziaływanie procesów egzogenicznych. W tym opracowaniu zachowany zostanie termin erozja gleb ze względu na tradycję polskich badań związaną z nurtem gleboznawczym.

Do głównych procesów powodujących erozję gleb w strefie umiarkowanych klimatów należy splukiwanie, erozja wąwozowa, a w warunkach antropopresji również deflacja. Tylko pierwszy z tych procesów w dostatecznym stopniu został zbadany na obszarach lessowych Polski. Dotychczasowe badania wskazują, że lessowe obszary Garbu Tenczyńskiego, Wyżyny Miechowskiej, Opatowskiej, Płaskowyżu Proszowickiego, Zachodniego Roztocza i Płaskowyżu Nałęczowskiego należą do regionów o największym zagrożeniu erozją gleb (Reniger 1950; Józefaciuk, Józefaciuk 1987 i in.). Celem tego opracowania jest zwrócenie uwagi na różnorodność stosowanych metod badawczych, mających doprowadzić do oceny tempa, wielkości i skutków procesu erozji gleb na obszarach lessowych. Należy zaznaczyć, że badania te dotyczą obszarów objętych użytkowaniem rolniczym. W literaturze polskiej wielokrotnie poddawano analizie różnice w przebiegu i intensywności procesów erozji gleb w naturalnych i antropogenicznych geosystemach. Obszerne na ten temat dane bibliograficzne zostały zamieszczone w podręczniku geomorfologii M. Klimaszewskiego (1981). Do tego zagadnienia ustosunkowywał się także autor we wcześniejszych własnych publikacjach (Śnieszko 1995). W niniejszym podrozdziale zwrócona zostanie uwaga na

niedostatki stosowanych metod badawczych dostarczających informacji o wielkości procesu.

Od ukazania się pierwszej w literaturze polskiej znaczącej pracy o erozji gleb nalessowych upłynęło prawie 70 lat (Bac 1928). Opublikowane od tego czasu wyniki uzyskiwano stosując różnorodne podejścia metodyczne. Część prac poświęconych analizie zróżnicowania natężenia erozji jest oparta na bezpośredniej obserwacji skutków procesu w krótkich przedziałach czasowych. Badania te dotyczą erozji wąwozowej i spłukiwania (erozji powierzchniowej). W odniesieniu do erozji wąwozowej analizowano tempo przyrostu form, a zatem intensywność procesu prowadzącego do bezpowrotnej degradacji gleb (Cegła 1958; Ziemiński, Kudasiwicz 1975; Ziemiński, Mazur, Pałys 1975; Ziemiński, Pałys 1979 i inni). Badania te dostarczyły danych o tempie rozwoju form będących efektem erozji brzdowej, ale ich ekstrapolacja w dłuższym okresie czasu okazuje się utrudniona. Badania morfologicznych skutków współczesnych ulew wskazują, że rozwój wąwozów i parowów przebiega skokowo. Z drugiej strony, obserwacje tych form erozji brzdowej, które osiągnęły stadium dojrzałości, wskazują na znaczne osłabienie w tym etapie tempa wzrostu wielkości formy i na przewagę procesów stabilizujących stoki. O skokowym rozwoju wąwozów świadczą dane uzyskane zarówno w badaniach opartych na obliczeniach ilości zawiesiny wynoszonej ze zlewni przez rzeki, jak i obserwacje morfologicznych skutków katastrofalnych ulew (omówienie tych badań w rozdziale 1.2). Uwaga badaczy jest skupiona na formach szczególnie aktywnych. Dobrym przykładem jest znany z opracowań przez zespół S. Ziemińskiego wąwóz w Magierowie (Ziemiński, Pałys 1979). Powstał on w 1945 r. i w pierwszej fazie rozwijał się stosunkowo szybko. W okresie od 1945 do 1963 r. forma rosła średnio rocznie o 20 m, a od 1963 do 1972 r. czoło wąwozu przemieszczało się ku górze już tylko o 5 m rocznie. W kolejnym okresie 1972–1977 cofnęło się zaledwie o 3 m (Ziemiński, Pałys 1979). Na etapie zahamowania wzrostu długości wąwozu wystąpiły aktywne rozmywy boczne. Od 1945 do 1976 r. powstała forma o długości 450 m i maksymalnej szerokości około 25 m. Oznaczało to bezpowrotny ubytek gleby z powierzchni 11 250 m² w ciągu 31 lat. Na obszarach lessowych istnieje obecnie duża grupa wąwozów o ustabilizowanych stokach, gdzie procesy wzrostu wielkości formy są wyhamowane i jedynie katastrofalne opady ożywiają erozję.

Szczególnie cenne, ze względu na ilościowy charakter danych, są obserwacje dotyczące wynoszonej ze zlewni zawiesiny (Sadurska 1964, 1982; Sadurska, Maruszczak 1982). Potwierdzają one skokowy przebieg erozji. W ujęciu bilansowym pomijane są te produkty denudacji, które pozostają w zlewni u podnóży stoków, na ich spłaszczeniach i w zagłębieniach bezodpływowych. Pominięte są także procesy deflacji, które w obszarach użytkowanych rolniczo odgrywają ogromną rolę (Gerlach 1966).

Należy stwierdzić, że dotychczas zebrane dane pozwalają na liczbową charakterystykę ilości materiału wynoszonego ze zlewni przez rzekę w przeliczeniu na powierzchnię (Sadurska 1964; Maruszczak i in. 1979; Sadurska, Maruszczak

1982). Wymienione wyżej badania dla okresu ostatnich kilkudziesięciu lat dostarczają podstawowych danych o przebiegu i natężeniu procesu oraz co najważniejsze o jego uwarunkowaniu.

Odrębny nurt badawczy ilustrują prace, koncentrujące się na odtwarzaniu przebiegu erozji gleb w dłuższych okresach czasu, w oparciu o analizę osadów korelatnych. Są to kilkumetrowej miąższości deluwia u podnóży stoków, zachowane dziś w suchych dolinach, oraz osady powodziowe złożone w dnach dolin rzecznych. Na ich podstawie szacuje się względne zmiany tempa erozji w czasach historycznych i wcześniej.

Badania te opierające się na geologicznych kryteriach podlegają poważnym ograniczeniom. Dotyczą one przede wszystkim ustaleń chronologicznych (Śnieszko 1995). Ponadto, przy ocenie tempa erozji na podstawie osadów niesłychanie ważnym jest fakt rozpoznania mechanizmu budowania poszczególnych ogniw w oddzielnych profilach. Pojedyncze ekstremalne ulewy pozostawiają po sobie osad tylko w wybranych miejscach u podnóża stoku. Kolejne podobne zdarzenia mogą prowadzić do akumulacji w innych z kolei miejscach. Oznacza to, że pokrywa deluwialna tworzyła się w całości znacznie dłużej, niż to by wynikało z analizy tempa przyrostu osadów w pojedynczych profilach geologicznych. Komplikuje to poważnie ustalenia czasu formowania poszczególnych ogniw profilu osadów stokowych. Szacunki erozji w wyniku analizy osadów pozostawionych w zlewni są również zaniżone, gdyż wykonano je z pominięciem materiału odprowadzonego na zewnątrz.

W profilach geologicznych zachowane są ślady erozji gleb z okresu, do którego można odnosić przekazy historyczne dotyczące ekstremalnych zdarzeń klimatycznych i zmian w użytkowaniu (ostatnie 800 lat – Semkowicz 1922; Maruszczak 1988 i in.), jak też z pradziejów, dla których rekonstruuje się dane paleoklimatyczne w oparciu o materiały geologiczne.

O roli erozji gleb w ewolucji obszarów lessowych wiadomo w sposób pośredni ze studiów archeologicznych nad rekonstrukcją sieci osadniczej (Kruk 1973, 1993). Źródła archeologiczne wskazują na okresy możliwych przekształceń pokrywy glebowej na podstawie dokładnego rozpoznania areálu użytkowanego rolniczo, a także rekonstrukcji sposobu użytkowania. Najstarsze dane archeologiczne z lessowych płątów Polski, weryfikowane przez badania geologiczne odnoszą się do neolitu. Wskazanie przez archeologów na potencjalną dużą presję ówczesnej gospodarki wywieraną na pokrywę glebową zostało potwierdzone przez badania interdyscyplinarne w Krakowie-Pleszowie (Wasylikowa i in. 1985) oraz w dorzeczu środkowej Nidzicy (Śnieszko 1995; Kruk i in. 1996). Oddziaływanie człowieka znalazło odbicie w zmianie bilansu denudacyjnego. Nastąpiła erozja bruzdowa w dolinach epizodycznie odwadnianych, jak i sedymentacja mad w dolinach rzecznych. Narastające wylesianie i ekstensywne rolnictwo neolityczne wkraczające na stoki były odpowiedzialne za pierwszą w holocenie na obszarach lessowych Polski fazę erozji gleb. Kolejna faza intensywnej erozji miała miejsce dopiero we wczesnym średniowieczu. Wydatowane stoki

kopalne wąwozu w Nietulisku Małym świadczą, że erozja bruzdowa rozpoczęła się tu około 1000 lat temu. Datowania erozji bruzdowej w Jędrzejówce wskazują na początki tego procesu w XII w. (Śnieszko 1991). Osady powodziowe odpowiadające okresowi ostatniego tysiąclecia wskazują na przyspieszanie erozji gleb w miarę wzrostu powierzchni bezleśnej oraz zmian zachodzących w sposobie użytkowania (Starkel (red.) 1990, 1996b).

Osobną grupę prac poświęconych erozji gleb nalessowych stanowią specjalistyczne badania gleboznawcze, oparte na analizie stopnia „ogłowienia” profilu glebowego. Powszechne są analizy zróżnicowania miąższości gleby w zależności od jej położenia w katenie (Czarnecki 1969; Reniger 1957; Ziemiński, Mazur 1956; Koreleski 1973), jak i badania miąższości strefy odwapnienia (Koreleski 1973). W tej grupie są liczne prace dotyczące praktycznego aspektu tego procesu i poświęcone wpływom erozji gleb na zmiany ich własności użytkowych (Chudecki 1955; Dobrzański i in. 1958). R. Turski i in. (1987) stwierdzają zmianę właściwości poziomów próchnicznych wytworzonych na pojawiających się w wyniku erozji coraz to niższych poziomach genetycznych gleb płowych. W konkluzji autorzy stawiają pytanie „czy zawsze i za wszelką cenę należy na glebach wytworzonych z lessów stosować zabiegi przeciwerozyjne”. Ten dość radykalnie sformułowany postulat wynika z faktu, że najmniej korzystne właściwości mają poziomy uprawne (orne) rozwinięte na zerodowanych do poziomu Bt glebach płowych, a najkorzystniejszymi dla uprawy roślin właściwościami cechują się odwapnione poziomy C. Oznacza to, że gleby głębiej erodowane mogą mieć lepsze właściwości użytkowe, niż erodowane płytko. Autorzy tego opracowania, zwrócili także uwagę na szybką regenerację gleby na skale lessowej. Tłumaczy to paradoks dotyczący skutków erozji gleb na obszarach lessowych, polegający na tym, że najbardziej podatne na erozję uprawiane gleby nalessowe tworzą obszary niezwykle trwałych kultur rolniczych. Kilkusetletnie użytkowanie gleb nalessowych nie ogranicza ich zasobności w takim stopniu, że mogłoby je wykluczyć z użytkowania. Decydują o tym właściwości skały macierzystej, która posiada wszystkie korzystne cechy gleby słabo próchnicznej (dobre stosunki powietrzno-glebowe, wysycony jonami kompleks próchniczny, duży stopień względnie trwałej agregatyacji). W obrębie frakcji koloidalnej lessów vistuliańskich zawartość próchnicy może przekraczać 2%. Coroczne nawożenie czyni z lessu materiał zasobny w składniki pokarmowe. Zatem największym zagrożeniem dla obszarów rolniczych na lessach jest erozja wąwozowa, która powoduje bezpowrotne straty pokryw glebowej. W wyniku zdercia przez procesy erozji powierzchniowej epipedonów ukształtowanych w naturalnych warunkach, powstaje na powierzchni lessowej nowa jakościowo gleba. Wśród gleb rozwiniętych na różnych skałach macierzystych najmniejszy wpływ wywiera erozja na skład granulometryczny gleb wytworzonych z lessu i utworów lessopodobnych (Dobrzański i in. 1958; Mazur 1958, 1983).

W wyniku erozji gleb nalessowych w sposób istotny zmienia się skład próchnicy. Ubywa w niej kwasów huminowych, kosztem wzrostu zawartości fulwo-

kwasów. Zwiększa się także udział frakcji wolnych i luźno związanych z mineralną fazą gleby (Turski i in. 1987). W erodowanych glebach nalessowych notuje się duże obniżenie zawartości azotanów, fosforu i potasu, a w mniejszym stopniu – wapnia, magnezu i glinu. Intensywnie wynoszone są także mikroelementy (Turski i in. 1987). Te ogólne uwagi w praktyce są weryfikowane przez badania szczegółowe, w których zwraca się uwagę na złożoność procesu. W efekcie erozji proces zmian właściwości poziomów ornych różnicuje się w zależności od typu gleby. Na przykład: w procesie niszczenia przez erozję profilu gleby brunatnoziemnej właściwości poziomów ornych pogarszają się do momentu zdercia poziomu Bt, a następnie poprawiają się, kiedy zostają odstąpione poziomy BC, C i C_{ca}. Właściwości gleb deluwialnych pogarszają się, kiedy do podnóża stoku dociera materiał z poziomów Bt, a polepszają się w miarę narastania erozji na stoku i przemieszczania do jego podnóża materiału z poziomów BC i C.

Dane o erozji gleb nalessowych wskazują, że obejmuje ona także płaskie wierzchowiny. Badania geodezyjne Baca (1928) wykazały, że w ciągu 50 lat grzbiety i stoki uległy obniżeniu o około 25 cm. Oznacza to, że erozja zabierała rocznie z powierzchni lessowych 5 mm materiału glebowego. Podobne informacje o kilkumilimetrowej rocznej denudacji stoków lessowych podają inni badacze (Mazur 1958; Mazur, Pałys 1985). Ekstrapolując te dane, dla okresu użytkowania gruntów nalessowych trwającego często kilkaset lat można sądzić, że miejsca, w których zachowały się do dziś reliktywne wczesnoholoceńskie profile glebowe, zostały najpóźniej objęte zabiegami agrotechnicznymi. W obszarze użytkowanym nieprzerwanie tylko przez 300 lat powinien zniknąć profil glebowy uformowany przed odlesieniem. Współcześnie na większości stoków lessowych o nachyleniach przekraczających 10° prawie cały poziom orny rozwinięty jest albo na resztkach poziomów B gleb leśnych, albo w poziomach C (Koreleski 1973; Licznar, Drozd 1988). Na stokach o nachyleniach mniejszych erozja odsłania poziomy B i Bt o podwyższonej gęstości objętościowej, mniejszej porowatości ogólnej, zmniejszonych zapasach próchnicy oraz ograniczonej ilości przyswajalnych form makro- i mikroelementów.

W wyniku erozji pojawiają się nowe kategorie genetyczne gleb. Są to deluwia glebowe, które w fazach stabilizacji stoku i przy osłabieniu erozji ulegają dalszej ewolucji, w kierunku gleb deluwialnych (na deluwacjach rozwijają się poziomy glebowe typowe dla lokalnego siedliska roślinnego i stosunków wodno-powietrznych). Fazie erozji gleb towarzyszy powszechnie formowanie w dolinach rzecznych tak zwanych mad rolniczych. Akumulacja ich rozpoczęta w początkach subboreału, szczególnie intensywnie przebiegała w okresie ostatnich stuleci (Falkowski 1982; Starkel (red.) 1996b).

1.2. STAN BADAŃ NAD ROLĄ EKSTREMALNYCH OPADÓW W EWOLUCJI RZEŻBY WYŻYNY LESSOWYCH

Elżbieta Czyżowska

W klimacie umiarkowanym znaczenie zdarzeń ekstremalnych, do jakich można zaliczyć krótkotrwałe ulewy, było w warunkach naturalnych ograniczone. Wylesienie, uprawa roślin, szczególnie okopowych, oraz inne typy antropopresji, powodują, że ich znaczenie stało się pierwszoplanowe (Maruszczak, Trembaczowski 1956). Geomorfologiczne znaczenie opadów ulewnych jest szczególnie duże w obszarach zbudowanych z osadów małodopornych, do jakich można zaliczyć pokrywę lessową. O wielkości przeobrażeń rzeźby wyżyn lessowych decydują obok charakteru rzeźby: wysokość i natężenie opadu, wilgotność gleby oraz rozkład opadów w okresie poprzedzającym wystąpienie ulewy, rodzaj i charakter użytkowania ziemi (Buraczyński, Wojtanowicz 1971).

Informacje o występowaniu i skutkach gwałtownych ulew są niekiedy notowane w raportach meteorologicznych, czy sięgając w przeszłość – w kronikach parafialnych lub innych dokumentach. Mimo fragmentaryczności poznania czasu i obszaru występowania ulew w Polsce południowej możliwe jest jednak stwierdzenie pewnych prawidłowości w przeobrażaniu rzeźby.

Jedną z pierwszych wzmianek o ulewie, na obszarach lessowych, dotyczy roku 1936. W dniach 13 i 14 maja nastąpiło „oberwanie chmury” w okolicach Kazimierza nad Wisłą (tab. 1; ryc. 1), w wyniku którego wezbrał potok Grodas (Mikulski 1954). Nie posiadamy informacji o czasie trwania, intensywności jak również skutkach geomorfologicznych czy też gospodarczych zdarzenia.

Dokładniejsze informacje dotyczą deszczu ulewnego w dniu 22 maja 1937 r. w dolinie Prądnika. Opad ulewny wystąpił w godzinach popołudniowych (16⁵⁰ – 17³⁰), podczas których spadło około 80 mm opadu. Jego maksymalne natężenie wynosiło około 2 mm/min (Kondracki 1937). Autor informuje o głównych zmianach zaistniałych w korycie Prądnika, na jego równinie zalewowej, jak również na pobliskich stokach oraz w formach wązozowych. Opisywana ulewa objęła swoim zasięgiem dorzecze Kalinki, przy czym intensywność opadu, jak również skutki przeobrażenia rzeźby były prawdopodobnie mniejsze (izohieta 60 mm) (ryc. 2). Ulewa z maja 1937 r. jest nadal żywa w pamięci mieszkańców miejscowości położonych w zlewni Kalinki. Jest to pierwsza informacja o wystąpieniu opadu ulewnego w obszarze będącym tematem niniejszego opracowania.

Kolejne opisywane ulewy obejmowały niewielkie obszary Wyżyny Krakowsko-Małopolskiej, jak również Wyżyny Lubelskiej i Rostocza (tab. 1).

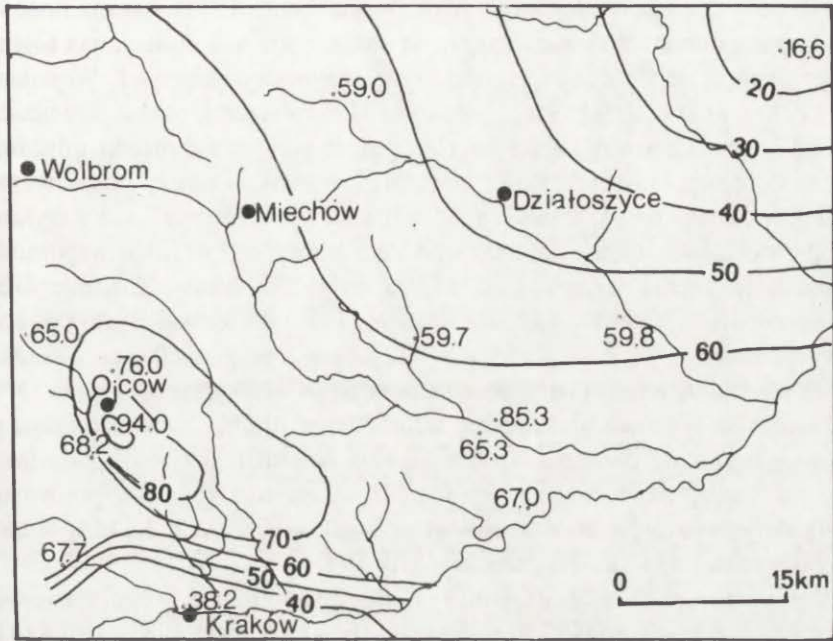
Dokładny opis czasowego rozkładu natężenia opadu, jak również zaistniałych zmian w rzeźbie lessowej, odnajdujemy w pracach: H. Maruszczaka i T. Trembaczowskiego (1956), S. Ziemnickiego (1956) oraz J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1971). W obydwóch pracach została zwrócona uwaga na przestrzenny rozkład wielkości erozji liniowej oraz splukiwania powierzchniowego. Maksymalne natężenie procesów erozji zostało stwierdzone w najbardziej stromych,

Zestawienie wybranych ulew w obszarach lessowych wyżyn południowopolskich

The list of selected downpours in South-Polish loess Uplands

Obszar	Termin	Czas trwania opadu	Suma opadu [mm]	Natężenie opadu [mm/sek]	Literatura
Dolina Grodasa	13/14.05.1936	–	–	–	Z. Mikulski (1954)
Dolina Prądnika	22.05.1937	16 ⁵⁰ –17 ³⁰	94	2,02	J. Kondracki (1937)
Dolina Kalinki	22.05.1937	–	–	–	informacja ustna
Izbica koło Krasnegostawu	16/17.08.1949	–	–	–	Z. Mikulski (1954)
Dolina Kalinki	1.06.1953	–	40,7	–	S. Gilewska (1958)
Dolina Bystrej	10.06.1954	–	>50	–	E. Sadurska, H. Maruszczak (1982)
Piaski Szlacheckie	23.05.1956	15 ⁰⁰ –17 ⁰⁰	81,3 (100)	0,68	H. Maruszczak, J. Trembaczowski (1956)
Dolina Bystrej	11.05.1958	–	25	–	E. Sadurska, H. Maruszczak (1982)
Dolina Bystrej	9.08.1960	–	>50	–	E. Sadurska, H. Maruszczak (1982)
Dolina Bystrej	28.05.1963	–	>50	–	E. Sadurska, H. Maruszczak (1982)
Dzierzkowice	15.06.1969	14 ³⁰ –15 ⁰⁰	65 (100)	0,68–3,11	J. Buraczyński, J. Wojtanowicz (1971)
Dolina Kalinki	15.09.1995	18 ⁰⁰ –22 ⁰⁰	150–180*	3–4*	T. Niedźwiedz (1996)
Zubowice, Osada Komarów	7.05.1996	18 ⁴⁵ –19 ⁰⁰	30–40	–	informacja ustna
Tereszpol, Kukiełki	7.05.1996	14 ⁰⁰ –22 ⁰⁰	–	–	informacja ustna
Dolina dolnej Nidzicy	15.05.1996	17 ⁰⁰ –18 ³⁰	–	–	informacja ustna
Dolina Prądnika	15.05.1996	19 ⁰⁰ –20 ⁰⁰	–	–	informacja ustna
Dolina Kalinki	15.05.1996	21 ⁰⁰ –22 ³⁰	–	–	informacja ustna
Dolina Prądnika	18.05.1996	18 ⁰⁰ –20 ³⁰	–	–	informacja ustna
Dolina Kalinki	18.05.1996	18 ⁰⁰ –21 ³⁰	–	–	informacja ustna
Dolina Nidzicy – Skalbmierz	21.05.1996	0 ⁰⁰ –2 ⁰⁰	–	–	informacja ustna
Dolina Nidzicy	4.06.1996	2 ⁰⁰ –3 ⁰⁰	–	–	informacja ustna
Porąbka, Sucha	10.06.1996	19 ⁰⁰ –19 ²⁰	–	–	informacja ustna
Garbowa	16.09.1996	–	–	50	Rodzick, Janicki, Zgłobicki (1996)

* wartości rekonstruowane.



Ryc. 2. Wielkość opadu atmosferycznego w dniu 22 maja 1937 r. na Wyżynie Małopolskiej (Kondracki 1937)

The precipitation totals on 22 May 1937 in Małopolska Upland (according to Kondracki 1937)

środkowych oraz dolnych odcinkach stoków. Wyróżniono strefy akumulacji materiału mineralnego obejmujące zagłębienia śródstokowe oraz dolne partie stoków. Średnia gęstość rozcięć erozyjnych na stokach wahała się w przedziale od $0,5 \text{ km/km}^2$ (Buraczyński, Wojtanowicz 1971) do około $2,3 \text{ km/km}^2$ (Maruszczak, Trembaczowski 1956). Ilość materiału wyniesionego ze żłobin podczas opadu w Dzierzkowicach oszacowano na $622,2 \text{ m}^3/\text{km}^2$ (Buraczyński, Wojtanowicz 1971), natomiast podczas opadu w Piaskach Szlacheckich wartość ta była wyższa i wynosiła $1432,5 \text{ m}^3/\text{km}^2$. Intensywne przeobrażenie rzeźby wystąpiło również w wąwozach. Najistotniejsze zmiany zaznaczyły się w środkowej oraz dolnej partii dolin. W wielu przypadkach notowano przesunięcie górnej krawędzi wąwozu, o wartość od kilkunastu cm do około 5 metrów (Maruszczak, Trembaczowski 1956; Buraczyński, Wojtanowicz 1971). Notowano również rozcięcia podłoża kredowego, które mogło sięgać 100% pierwotnej głębokości wąwozu (Maruszczak, Trembaczowski 1956). Występowało poszerzanie wąwozów w wyniku procesów obrywania pakietów lessowych oraz podcinania stromych ścian podczas kulminacji przepływów. Proces depozycji materiału lessowego oraz okruchów skalnych zaznaczył się głównie w ujściowych partiach wąwozów, w postaci rozległych, o znacznej miąższości stożków proluwialnych (Marusz-

czak, Trembaczowski 1956; Buraczyński, Wojtanowicz 1971). Łączna ilość wyniesionego materiału obejmująca zarówno obszary suchych dolinek, jak również powierzchnie stokowe szacowana jest przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1971) na około 2290 t/km^2 . Natomiast H. Maruszczak oraz J. Trembaczowski (1956) podają wartość zbliżoną, choć prawdopodobnie zaniżoną, gdyż ograniczoną do erozji liniowej – 2435 t/km^2 . Dla porównania należy podać wartość erozji obliczoną przez A. Reniger (1959) dla ulewy w Lipowej, która wyniosła od 3200 do $29\,400 \text{ t/km}^2$, natomiast podczas ulewy w Parchatce wspomniana wartość była jeszcze wyższa – od 18 100 do $46\,200 \text{ t/km}^2$. Znacznie niższą wartość podają E. Sadurska i H. Maruszczak (1982) dla zlewni Bystrej podczas deszczu ulewnego 11 maja 1958 r. – $86,7 \text{ t/km}^2$, przy wielkości wskaźnika „chwilowego unoszenia” materiału mineralnego $14\,4795 \text{ g/sek}$.

Badania prowadzone na Wyżynie Lubelskiej w dłuższym okresie czasu pozwalają wykazać, iż coroczna wielkość erozji, bez udziału zjawisk katastrofalnych, jest bardzo zróżnicowana. Jej wartości są często znikome w porównaniu z wyliczonymi dla zdarzeń ekstremalnych – 0,01; 0,05; 0,19; 1,11; $1,90 \text{ t/km}^2$ i w czasie ulewy 67 t/km^2 (Ziemnicki, Orlik 1971).

Znacznie niższe wielkości zanotowano dla spływu roztopowego, gdzie wielkość erozji osiągała wartość $13,50 \text{ t/km}^2$ (Orlik, Czerwiński 1983). Nowsze badania dotyczące erozji gleb lessowych, oparte na codziennym pomiarze ilości materiału zawieszono, rzucają nieco odmienne światło na rolę zjawisk sekularnych w obszarach lessowych (Sadurska, Maruszczak 1982). Wzrost natężenia denudacji mechanicznej nie jest bezpośrednio związany z sumą opadu atmosferycznego (zauważono zależność odwrotną!). Główne znaczenie ma zróżnicowanie układu nakładających się procesów geomorfologicznych, występujących w danym okresie czasu. Na rolę zdarzeń sekularnych wskazują dane z okresu dwudziestolecia (1952–1971), gdy z obszaru zlewni Bystrej ($36,6 \text{ km}^2$) zostało wyniesione około 21 278 ton materiału mineralnego w zawieszynie, z czego 48,7% wyżej wymienionej ilości materiału zostało odtransportowane podczas 7 dni (6 dni roztopów wiosennych, 1 dzień z opadem ulewnym). Wartość dla poszczególnych lat wynosi od 6,8 do $54,4 \text{ t/km}^2/\text{rok}$.

Analizując bilans akumulacji podczas ulewy w Dzierzkowicach, J. Buraczyński i J. Wojtanowicz (1971) podają wielkość depozycji materiału mineralnego $1337 \text{ m}^3/\text{km}^2$. Akumulacja w wąwozach stanowiła około 15,5% materiału wyerodowanego i wyniesionego z wąwozów, natomiast wielkość materiału zdeponowanego w stożkach proluwialnych – dwukrotnie przewyższała wartość materiału wyerodowanego z danego wąwozu. Dlatego autorzy przypuszczają, iż w nadbudowywaniu powierzchni stożków proluwialnych znaczny udział mają deluwia zmyte ze stoków.

Dla okresu 1969–1995 brak informacji dotyczących opadów ulewnych biorących udział w transformacji obszarów lessowych Polski Południowej. Dopiero ulewa we wrześniu 1995 r. na Wyżynie Miechowskiej zwróciła uwagę na aktualność problemu (Czyżowska 1996; Dwucet, Śnieszko 1996).

1.3. METODA I PRZEBIEG BADAŃ

Elżbieta Czyżowska

Badania skutków gwałtownej ulewy mającej miejsce 15 września 1995 r. na Wyżynie Miechowskiej podjęte zostały przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie z inicjatywy Profesora Leszka Starkla. Podczas pierwszego etapu prac terenowych, w dniach 17–25 września 1995 r., poza ogólną rejestracją zmian, autorka opróbowwała osady równiny zalewowej w dolinie Kalinki. Przeprowadzono je dla kilku profili poprzecznych. Opróbowanie obejmowało również osady stożków deluwialnych oraz proluwialnych, zdeponowanych na równinie zalewowej Kalinki i Nidzicy oraz na spłaszczeniach śródstokowych. E. Czyżowska (1996) wykonała również wstępne kartowanie i skatalogowanie głównych form erozyjnych występujących na obszarach stokowych, jak również w suchych dolinkach. Strefy erozji i akumulacji osadów aluwialnych, deluwialnych i proluwialnych dla zlewni Kalinki oraz okolic Giebułtowa zostały zarejestrowane na podkładzie topograficznym w skali 1:10 000. Wykonano również naziemną dokumentację fotograficzną głównych form erozyjnych i sedymentacyjnych. Analizy uziarnienia osadów pylastych, pylasto-ilastych i piaszczystych wykonano metodą laserową w laboratorium Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie. Określenia żywirowo-głazowej frakcji osadów dokonano w terenie.

Niezależnie od badań prowadzonych przez IGiPZ PAN w obszarze wystąpienia ulewy, studia nad rekonstrukcją przebiegu opadu atmosferycznego (natężenie, suma), jak również fali powodziowej zostały podjęte przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Oddział w Krakowie. Rekonstrukcja opadu atmosferycznego została dokonana na podstawie zdjęć satelitarnych. Elementem pomocniczym była suma opadów pomierzona na dwóch posterunkach opadowych (Miechów, Książ Wielki) znajdujących się w brzeżnej strefie katastrofalnego opadu atmosferycznego. Powyższa rekonstrukcja została wykonana przez Profesora Tadeusza Niedźwiedzia, wyniki jej zostały przedstawione w rozdziale 3. Rekonstrukcja przepływów maksymalnych w dnie doliny Kalinki i Nidzicy została wykonana przez mgr Martę Cygan, mgr. Jerzego Czulaka, mgr Jadwigę Niedbałą, mgr. inż. Jerzego Niedbałą. Dokładne omówienie metodyki jest przedstawione w rozdziale 4.

Podczas drugiego etapu prac prowadzonych w dolinie Kalinki włączył się działający niezależnie zespół Uniwersytetu Śląskiego (dr Krystyna Dwucet, dr hab. Zbigniew Śnieszko). 20 września 1995 r. Z. Śnieszko wykonał serię zdjęć lotniczych obszaru objętego ulewą, szczegółowo dokumentując przestrzenny rozkład erozji i depozycji występującej w obszarach stokowych, ze zwróceniem uwagi na związek natężenia erozji z użytkowaniem. Opróbowano także osady aluwialne i deluwialne w kolejnych stanowiskach, w celu przeprowadzenia szczegółowych badań fizykochemicznych cech osadów powodziowych i po-

równania ich z cechami wyjściowymi osadów lessowych. Analizy zostały wykonane w laboratorium Instytutu Geografii Uniwersytetu Śląskiego (Dwucet, Śnieszko 1996).

Kolejne badania w dolinie Kalinki były prowadzone w sezonie letnim 1996 r. po trzech kolejno zanotowanych opadach ulewnych (rozdz. 3). Podczas badań terenowych opróbowano profile osadów aluwialnych (w poprzednio wyznaczonych przekrojach równiny zalewowej Kalinki). Opróbowano również kilkanaście stożków deluwialnych. W początkowym etapie badania były prowadzone przez zespół Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Krakowie oraz Instytut Geografii Uniwersytetu Śląskiego. Do dalszych prac, podejmujących tematykę transformacji form wązowych w okresie gwałtownych opadów atmosferycznych włączył się profesor Jacek Rutkowski z Zakładu Kartografii Geologicznej, Wydziału Geologii i Ochrony Środowiska, Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie. Szczegółowe badania objęły dwa wąwozy wycięte w namulach, żwirach, rumoszu oraz skale litej, w których założono sieć niwelacyjną pozwalającą na monitorowanie w przyszłości zmian wywołanych zdarzeniami katastrofalnymi, jak również sekularnymi. Opis metody wykonywania profili niwelacyjnych oraz prezentacja rezultatów transformacji form dolinnych podczas zdarzeń katastrofalnych jest przedstawiona w rozdziale 8.

Podczas końcowego etapu badań prowadzonych w dolinie Kalinki do zespołu badawczego została włączona nauczycielka mgr Zofia Piechowicz, opracowująca problematykę zagospodarowania przestrzennego analizowanego obszaru.

2. CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

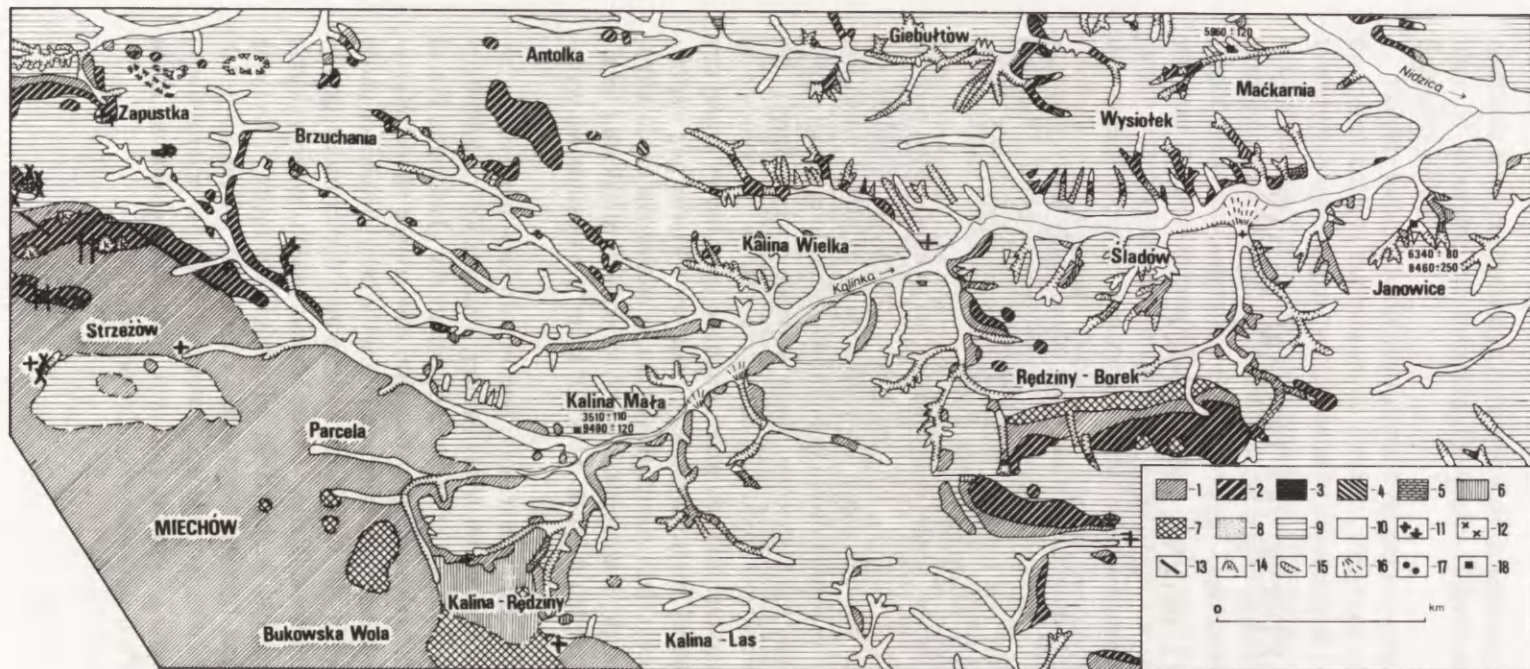
2.1. BUDOWA GEOLOGICZNA

Jacek Rutkowski

W budowie geologicznej dorzecza Kalinki biorą udział osady kredy, paleogenu i neogenu (miocenu), przykryte szeroko rozprzestrzonymi utworami czwartorzędu (ryc. 3). Były one tematem badań J. Rutkowskiego (1965, 1971, 1987) i J. Rutkowskiego i S. Mądrego (1994, 1997).

Utwory górnej kredy (senon, ściślej dolny mastrycht) są najstarszym piętrzem występującym na badanym terenie. Ich najlepsze odsłonięcia znajdują się w przekształconych przez powódź dnach wąwozów. Jego najniższa część jest szeroko rozprzestrzeniona w południowej i południowo-zachodniej części opisywanego obszaru. Są to białe lub białoszare, silnie wapniste opoki i margle. Ich miąższość na badanym terenie jest rzędu kilkudziesięciu metrów. Na południe od Kaliny Małej są one zastąpione lokalnie przez wapniste gezy barwy szarej czy też żółtoszarej. W tej ostatniej miejscowości zawierają one wkładkę gez wapnistych bogatych w stosunkowo duże ziarna glaukonitu, o miąższości rzędu kilkudziesięciu cm. Opoki i margle, a szczególnie gezy, są skałami miękkimi i lekkimi (gęstość objętościowa rzędu od 1,4 do $2,0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), o stosunkowo wysokiej porowatości.

Wyższą część osadów kredowych stanowi warstwa drobno- lub średnioziarnistego piaskowca barwy żółtawej lub żółtawoszarej, o miąższości od kilkudziesięciu centymetrów do 1,5 m. Zawiera on znaczną domieszkę glaukonitu. Ponad piaskowcami występują żółtawoszare gezy wapniste zawierające charakterystyczne przerosty wapieni piaszczystych, zazwyczaj barwy szarej, stanowiące około 20% serii skalnej. Występują one w północno-wschodniej części badanego obszaru oraz w rejonie Strzeżowa, Kaliny i Gór Miechowskich, gdzie zalegają ponad opokami. Ich miąższość dochodzi do kilkudziesięciu metrów. Gezy są skałami miękkimi i lekkimi (gęstość objętościowa rzędu od 1,4 do $1,7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), o stosunkowo wysokiej porowatości. Natomiast wapienie przerostów są skałami znacznie twardszymi i wyraźnie cięższymi (gęstość objętościowa rzędu od 2,1 do $2,4 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$), o stosunkowo niskiej porowatości.



Ryc. 3. Mapa geologiczna zlewni Kalinki (Rutkowski, Mądry 1997)

1 – opoki, margle, gezy, 2 – gezy wapniste z przerostami wapieni, 3 – paleogen: piaski i iły, 4 – miocen, baden: piaski, wapienie, 5 – gliny morenowe zlodowaczenia Sanu, 6 – piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowaczenia Sanu, 7 – rezidua po zniszczonych glinach morenowych na kredzie, 8 – piaski ze żwirami zlodowaczenia Srodkowopolskiego lub/i Vistulianu, 9 – lessy vistulianskie, 10 – holocen: mady, żwiry, rumosze, 11 – głazy narzutowe skandynawskie, 12 – głazy kwarcytowe, 13 – linie uskoków, 14 – kamieniołomy, 15 – wąwozy, 16 – stożki, 17 – punkty omawiane w tekście, 18 – datowania ^{14}C

The geological map of the Kalinka catchment (after Rutkowski, Mądry 1997)

1 – marls, gaizes, 2 – calcareous gaizes with limestone interlayers, 3 – Paleogene: sands and clays, 4 – Miocene (Badenian): clays, sands, limestones, 5 – tills of Sanian glaciation, 6 – glaciifluvial sands and gravels of Sanian glaciation, 7 – the residua of the tills on the Cretaceous rocks, 8 – sands with gravels of the Middle Polish and/or Vistulian glaciation, 9 – Vistulian loess, 10 – Holocene: alluvial loams, gravels and debris rock, 11 – Scandinavian boulders, 12 – quartzitic boulders, 13 – fault lines, 14 – quarries, 15 – gullies, 16 – proluvial fans, 17 – sites discussed in text, 18 – radiocarbon dating

PALEOGEN

Paleogen reprezentują drobno- i średnioziarniste piaski, czasem zailone, niekiedy z wkładkami iłów i kwarcowych żwirów. Piaskom towarzyszą niekiedy bloki kwarcytów powstałe na skutek ich cementacji. Utwory te są zachowane szczytowo w zachodniej części dorzecza w Zapustce i Strzeżowie.

MIOCEN

Osady miocenu w pobliżu dorzecza Kalinki stwierdzono w rejonie Giebułtowa i Maciejowa. Są wykształcone jako mułki i ły, niekiedy piaski, z wkładkami wapieni organodetrytycznych. Przynależą one do badenu. Wapienie organodetrytyczne i fragmenty muszli występują także w czwartorzędowych żwirach w Śladowie.

TEKTONIKA

Utwory kredowe stanowią pociętą uskokami płytę pochyloną ku E czy SE. Największy uskok o kierunku w przybliżeniu W–E przebiega pomiędzy Kaliną Wielką i Janowicami w dnie doliny Kalinki. Dwa równoległe do niego uskoki występują na południe od pierwszej z tych miejscowości. W stosunku do wzgórz położonych na południe od miejscowości Rędziny-Borek obniżają one obszar położony na północ od doliny Kalinki o około 75 metrów. Mniejsze uskoki znane są także z rejonu Strzeżowa i Zapustki. Badania geologiczne nie potwierdzają istnienia zapadliska tektonicznego w tzw. „Padole Śladowskim” (w rejonie miejscowości Rędziny-Borek), co przyjmowała S. Gilewska (1958). Obecne prace nie potwierdziły także istnienia uskoku wzdłuż doliny leżącej na NW od Kaliny Wielkiej – omówionej w rozdziale 8 (Rutkowski, Mądry 1994).

Obok poziomych i różnokierunkowych spękań związanych z wietrzeniem występują spękania pochodzenia tektonicznego, przeważnie pionowe lub zbliżone do pionowych. Najczęstsze są kierunki: na wschód od Strzeżowa 10–30° i 100–130°, w Antolce 60–90° i 150–180° i na południowy zachód od Rędzin-Borku 90–110° i 350–10°. Spękania i uskoki powstały w fazie laramijskiej lub w paleoogene, a także w i po miocenie.

CZWARTORZĘD

Osady czwartorzędu leżą na nierównej, rozciętej dolinami powierzchni osadów kredy i trzeciorzędu. Najstarsze są gliny morenowe przynależne do zlodowacenia Sanu. Są one przeważnie żółtawoszare lub żółtawe, rzadziej szare, w zmiennym stopniu zapiaszczone, czasem z cienkimi wkładkami piasku. W dorzeczu Kalinki występują w postaci izolowanych, niewielkich płatów (np. w Kalinie–Rędziny). Miąższość glin dochodzi do 6 m. Miejscami na osadach kredy obserwuje się rezidua glin morenowych.

Lokalnie występują piaski i żwiry lodowcowe, utworzone z materiału miejscowego (tj. kredowego), krzemieni i zsylikowanych wapieni pobranych przez łądolód w Polsce Środkowej lub Północnej, kwarcytów skandynawskich i pocho-

dzących z Gór Świętokrzyskich, skandynawskich skał krystalicznych i paleozoicznych wapieni oraz ziarn kwarcu. Znane są one np. ze Śladowa. Pozostałością po zniszczeniu utworów lodowcowych są występujące sporadycznie narzutniki pochodzenia skandynawskiego o średnicy do około 1 metra oraz skandynawskie klasty stanowiące nieznaczną domieszkę w żwirach holocenu.

Najszerzej rozprzestrzenione są lessy pochodzące w większości z Vistulianu (less młodszy górny). Przykrywają one większość badanego terenu płaszczem o grubości do 19 m. Są to typowe lessy eoliczne, niewarstwowane, przeważnie wapniste, barwy żółtawej. W Maćkarni i Kalinie Małej zawierają liczne ślimaki *Succinea oblonga elongata* (Sandberger), *Pupilla loessica* (Łożek) i *Columella columella* (Martens). Prawdopodobnie ze zlodowaceniem Środkowopolskim lub/i Vistulianem wiążą się drobno- i średnioziarniste piaski, niekiedy z przeławiczeniem mułków i żwirów, utworzonych z materiału kredowego. Występują one sporadycznie w brzeźnych partiach dolin, np. w Kalinie Wielkiej, gdzie – jak się wydaje – pierwotnie tworzyły terasę akumulacyjną. Ich miąższość dochodzi do 9 m.

Osady holocenu występują w dnach dolin i wąwozów oraz u podnóży stoków. Ich rzeczywisty zasięg jest znacznie większy niż to przedstawiono na rycinie 3. W dnach większych dolin reprezentują je mułki i gliny (mady), powstałe z przemycia lessów, budujące równinę zalewową. W dolinie Kalinki, powyżej Kaliny Małej, i pomiędzy Kaliną Wielką a Janowicami, budują one terasę wzniesioną na 2–3 metry nad poziom rzeki. W 1991 r. w Kalinie Małej na skutek akumulacji namułów poziom wody w korycie znajdował się blisko powierzchni równiny zalewowej.

Niekiedy w obrębie mad i na ich powierzchni występują wkładki żwirów i rumoszy, wyniesionych z mniejszych dolin w czasie gwałtownych ulew, co obserwowano m. in. w Janowicach koło Śladowa, czy w centrum Giebułtowa. Dolna część mad o miąższości 1,2–4,0 m jest zabarwiona na kolor ciemnoszary, brunatny lub prawie czarny. Są to tzw. mady organiczne powstałe w warunkach naturalnych. Powyżej zalegają żółtawo- lub stalowoszare mady lessowe, o miąższości 6,5–8,8 m, utworzone w warunkach znacznego wylesienia stoków na skutek intensywnej gospodarki rolniczej. W kilku wierceniach wykonanych w dnie doliny Kalinki, profilowanych przez S. Mądrego, mady lessowe i organiczne mają odpowiednio miąższość: punkt 3 – 8,8 i 1,0 m, punkt 4 – 5,5 i 5,1 m, punkt 5 – 5,8 i 4,0 m, punkt 6 – 7,5 i 2,5 m. Nieco inne wartości stwierdzono w dolinie Nidzicy: punkt 1 – 10,3 i 2,5 m.

W dnach mniejszych dolin i wąwozów osady holocenu wykształcone są jako namuły zawierające wkładki rumoszy i żwirów utworzonych z wyerodowanego – w pobliżu – materiału kredowego. Tylko sporadycznie obserwuje się w nich klasty skandynawskie. Materiał gruboklastyczny może też występować na powierzchni mad. Po powodzi w 1996 r. największe klasty obserwowane w dolinie położonej na NW od Kaliny Wielkiej miały długość 0,8 m.

Niekiedy w obrębie mad występują poziomy ciemnobrunatnych gleb kopalnych o miąższości od 0,3 do 1,15 m. Pochodzą one głównie z okresu atlantyckie-

go. Obserwowano je w Janowicach, gdzie w ich spągu uzyskano datę ^{14}C 8460 ± 250 BP (Gd-9180), a w stropie 6340 ± 80 BP (Gd-3601), w Maćkarni – gdzie strop gleby pochodzi z 5960 ± 120 BP (Gd-10004). Podobną glebę obserwowano także na północ od Kaliny Małej, w zakłębieniu na stoku. Data z jej spągu 9490 ± 120 BP (Gd-9146), a ze stropu 3510 ± 110 BP (Gd-6942).

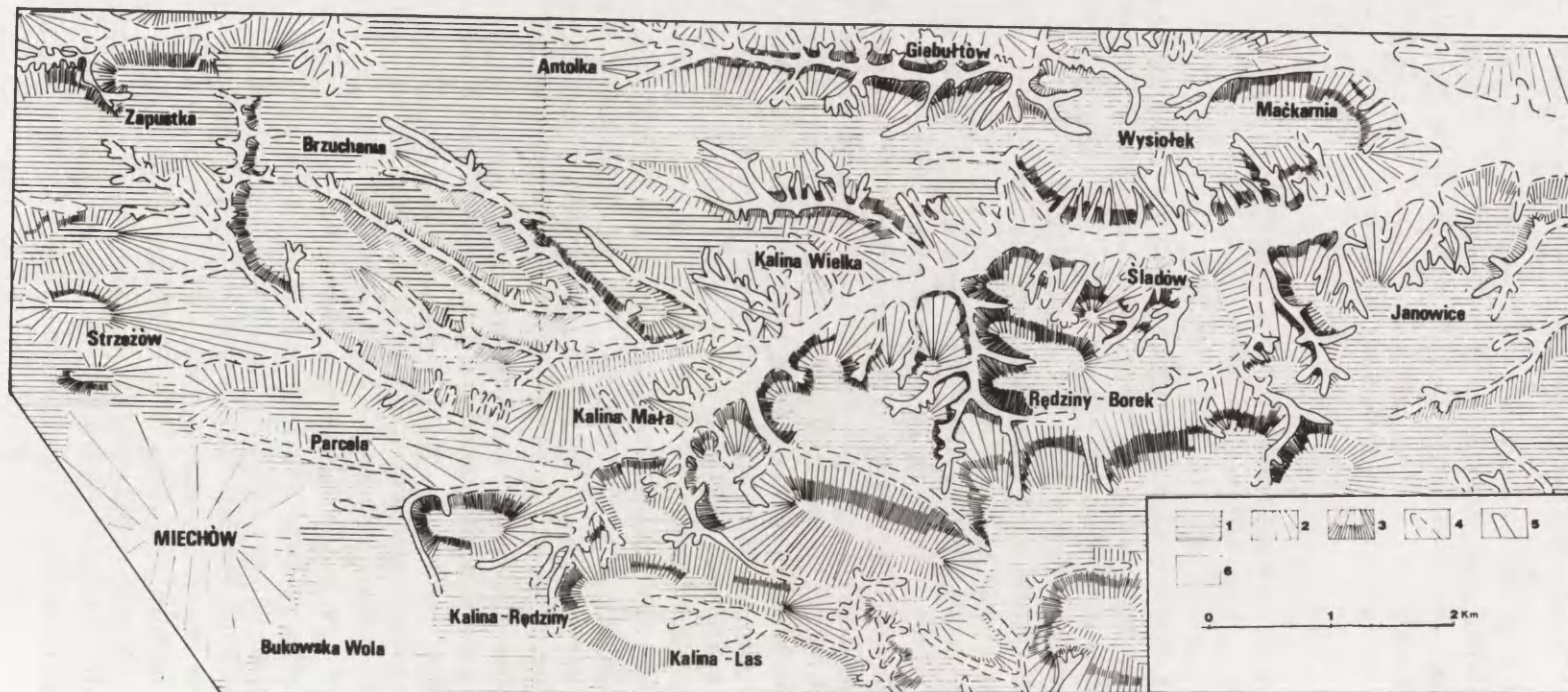
2.2. RZEŻBA TERENU

Elżbieta Czyżowska

Obszar zlewni Kalinki oraz okolic Giebułtowa, należące do zlewni Nidzicy, pomimo urozmaiconej rzeźby terenu nie posiadają dotąd szczegółowych opracowań. Fragmentaryczne wzmianki o nim pojawiają się w większych opracowaniach dotyczących obszaru Wyżyny Miechowskiej, por. M. Tyczyńska (1952), R. Wolnik (1952), S. Gilewska (1958), J. Rutkowski (1965), S. Gilewska (1972), R. Wolnik (1981), J. Rutkowski, S. Mądry (1994).

Badaniem objęto dorzecze potoku Kalinki o powierzchni około 37 km^2 oraz obszar okolic Giebułtowa – kilkunastu km^2 . Wysokość względna zawiera się w przedziale od 390 do 230 m npm. Obszar ten należy do mezoregionu północnej części Wyżyny Miechowskiej (Gilewska 1958). Dominującym elementem rzeźby badanego obszaru są długie stoki, fragmentarycznie rozczłonkowane gęstą siecią wąwozów. Mniejszą powierzchnię zajmują spłaszczenia grzbietowe, jak również obszar równiny zalewowej potoku Kalinki i Nidzicy (okolice Giebułtowa) (ryc. 4). Spłaszczenia grzbietowe noszą ślady powierzchni zrównań; wyższe o wysokości około 390 m npm. (Wzgórze Klonowskie) oraz niższe 300–350 m npm. (Gilewska 1958). Nachylenie stoków waha się od kilku do 40° , ich długość zmienia się od kilkuset metrów do około 1,5 km. Dominują stoki wypukłe i wypukło-wklęsłe. Niewielkie powierzchnie zajmują również stoki proste. Obszary stokowe pocięte są siecią wąwozów oraz dróg polnych, związanych z intensywnym zagospodarowaniem rolniczym (rozdz. 2.4).

Głównymi formami dolinnymi są nieckowate doliny plejstocenijskie wypełnione osadami lessowymi, rozcięte wąwozami i parowami. Wiele prostolinijnych form wąwozowych powstało z przekształcenia starych dróg śródpolnych, o przebiegu zgodnym z kierunkiem nachylenia stoku. Współcześnie istniejące formy dolinne modelowane są przez działalność wód roztopowych i opadowych, szczególnie znaczenie mają gwałtowne letnie ulewy (Gilewska 1958, 1972). O ile układ wąwozów głównych nawiązuje do spadku terenu, to położenie odgałęzień jest bardzo zróżnicowane. Średnia długość wąwozów wynosi około 1,5 km, występują też formy dłuższe do około 2,5 km, jak również formy znacznie krótsze do 200 m. Głębokość wąwozów waha się od 2 do około 12 m. Ich gęstość jest przestrzennie zróżnicowana – od 1,5 do 3 km/km^2 , a w okolicach Janowi: wzrasta do około 6 km/km^2 . Spadek den wąwozów jest niewyrównany, co w wielu przypadkach jest związane z docięciem do podłoża skalnego. Nierówno-



Ryc. 4. Mapa geomorfologiczna zlewni Kalinki

1 – spłaszczenia wierzcholinowe, 2 – łagodne stoki, 3 – stromsze i bardzo strome stoki, 4 – doliny większe płaskodenne i nieckowate, 5 – wąwozy, 6 – równina zalewowa Nidzicy i Kalinki

The geomorphological map of the Kalinka catchment

1 – flat interfluvial, 2 – gentle slopes, 3 – steeper and very steep slopes, 4 – flat-bottom and mature valleys, 5 – gullies, 6 – floodplain of Nidzica and Kalinka rivers

mierność spadku może być również uwarunkowana etapowością ich rozwoju, związaną z gwałtownymi ulewami, podczas których powstają kotły eworsyjne i progi założone na osadach gliniastych lub na podłożu skalnym. Ściany wąwozów o kącie nachylenia do 50° w większości pozbawione są zwartej szaty roślinnej. W ścianach wąwozów obserwowane są wyloty głębokich korytarzy sufozyjnych do 2–4 m głębokości, a także formy studni i kotłów sufozyjnych (od kilkunastu cm do 3 m), wymoki i nieckowate formy sufozyjne. U wylotu kanałów sufozyjnych składany jest materiał w formie stożków sufozyjnych, które szczególnie podczas wiosennych (roztopowych, roztopowo-opadowych, opadowych) lub letnich (opadowych) spływów zostają szybko włączone w osad wyścielający dna wąwozów. Ściany wąwozów są również przekształcane w wyniku obrywów. Wielkość odrywanych pakietów jest różna, sięga do kilkunastu m^3 (Gilewska 1958; Wolnik 1981). Hałdy obrywów i usypisk tworzące się u podnóża ścian sięgają często 1/2 lub 3/4 wysokości zboczy (Wolnik 1981). W wąwozach głównych występują boczne zawieszane ramiona, u wylotu których powstają stożki proluwialno-usypiskowe. Górne krawędzie wąwozów rozcinane są przez bruzdy orne lub opadowe.

Wąwozy w zlewni Kalinki, jak również w okolicach Giebułtowa charakteryzują się różnym stopniem rozwoju; od form dojrzałych, dociętych do skały kredowej (rozdz. 2.1), do form całkowicie młodych – są to dawne drogi polne. Formami początkowymi wąwozów mogą być bruzdy i żłobiny deszczowe (na podstawie wykonanych obserwacji ich głębokość może sięgać około 1,7 m, szerokość do 1 m), jak również bruzdy z zaorania i formy sufozyjne. Do dojrzałych form dolinnych należy zaliczyć również parowy, osiągające głębokość do 10 m, przy nachyleniu zboczy do 50° . Charakterystyczną cechą parowów jest występowanie asymetrii stoków (Gilewska 1958). Obserwując zaznaczającą się tendencję do pogłębienia się wąwozów, można przypuszczać, iż obecny układ dąży do ekshumacji starszych form (Gilewska 1958). Istotne znaczenie w procesie odpreparowania rzeźby przedczwartorzędowej odgrywa również podpowierzchniowe krążenie wód w pokrywach lessowych oraz na kontakcie osadów lessowych ze skałą kredową (Jersak 1965; Wolnik 1981).

Dna wąwozów wyścielone są osadem gliniastym, w wielu przypadkach z domieszką grubego materiału okrucowego, rzadsze są odcinki erozyjne. Wypełnienie den wąwozów przekracza niekiedy 1,5–3,0 m. Dna parowów odznaczają się przewagą depozycji.

U wylotu większości wąwozów występują stożki proluwialne o kącie nachylenia pobocznicy do kilkunastu stopni, zbudowane głównie z materiału gliniastego, z domieszką okruców skalnych, a niekiedy niemal wyłącznie z rumoszu skalnego o średnicy do 70 cm. Nadbudowywanie stożków następuje głównie podczas opadów ulewnych, natomiast podczas lat „zwykłych”, ich nadbudowywanie występuje w okresie jesiennym i wczesnowiosennym (Wolnik 1981).

Obszary stokowe są pocięte gęstą siecią dróg polnych, najczęściej o przebiegu zgodnym ze spadkiem terenu. Drogi polne w wyniku corocznego pogłębienia

są, obok wąwozów, są głównym źródłem dostawy materiału mineralnego składanego na równinie zalewowej Kalinki (Gilewska 1958; Czyżowska 1996). Wcięcia drogowe mają głębokość do 5 m. Drogi stare są porzucane, a w odległości kilku lub kilkunastu metrów zakładane są nowe. Porzucona droga polna ulega stopniowemu, powolnemu zasypywaniu, a następnie zostaje włączona w obszar pól uprawnych, w rzeźbie terenu pozostaje tylko nieznacznie zaznaczające się obniżenie terenu o szerokości kilkunastu metrów.

Elementem powszechnie występującym w badanym obszarze są również progi i terasy śródpolne, porośnięte roślinnością darniową lub krzaczastą. Stanowią one główne linie graniczne między polami uprawnymi. Przy równoległym ułożeniu do przebiegu poziomic spełniają również rolę łapacza wyerodowanego materiału lessowego.

Szerokość zalewowego dna doliny potoku Kalinka wzrasta od kilkunastu metrów (Kalina Mała) do około 120 m w biegu dolnym. O ile w obszarze źródłowym koryto Kalinki jest wcięte do głębokości kilkunastu cm, to w odcinku środkowym i dolnym wartość ta wzrasta do około 1,5–2,5 m. Obecne wcięcie koryta Kalinki jest związane z pracami regulacyjnymi przeprowadzonymi jesienią 1995 oraz latem 1996 r. (po wystąpieniu ulew). Koryto wycięte jest głównie w materiale gliniastym, w nielicznych odcinkach występują odsypy żwirowe, dostarczone podczas niedawnych powodzi przez stożki proluwialne, wkraczające na równinę zalewową. Równina zalewowa Kalinki jest nadbudowywana osadami gliniastymi. Nadbudowywanie podczas zdarzeń ekstremalnych sięga kilku, a nawet kilkadziesiąt cm (Gilewska 1958; Czyżowska 1996). W nadbudowywaniu równiny zalewowej biorą także udział osady deluwialne, jak również stożki proluwialne u wylotu licznych wąwozów. Równina zalewowa Nidzicy, na badanym odcinku, ma szerokość około 250 m, głębokość wcięcia koryta Nidzicy wynosi około 2 m.

Człowiek zmienił również warunki odpływu i transportu zawiesiny w dnach dolin. W kilku wąwozach w zlewni Kalinki obserwowano groble drogowe powodujące tym samym odcinkowe nadbudowanie dna.

Sieć rzeczna obszaru badań ma charakter okresowy. Jedynym stałym ciekim jest potok Kalinka, uchodzący do Nidzicy (ryc. 4). Analiza przepływów wskazuje, że pierwsze maksimum przepływu przypada w okresie letnim, a drugie – wiosennym. Stan niżówkowy przypada na okres jesienno-zimowy. W obszarze badań występują liczne cieki okresowe i epizodyczne (2–4 km²/km²) czynne podczas roztopów okresu wiosennego oraz po wystąpieniu opadów ulewnych. Epizodyczny odpływ powyższych cieków jest uwarunkowany spękaniem podłoża skalnego (rozdz. 2.1), jak również dużą przepuszczalnością podłoża lessowego.

Na podstawie przeprowadzonych badań podczas ostatniego sezonu letniego i jesienno (1996) stwierdzono, iż po okresie jesiennym 1995 r. charakteryzującym się znacznymi opadami, jak również po trzech ulewach wiosennych (rozdz. 1.2), w wybranych wąwozach do późnej jesieni 1996 r. trwał stały odpływ (przepływ około 1 litra na minutę).

2.3. POKRYWA GLEBOWA

Zbigniew Śnieszko

Znajomość przestrzennego rozkładu typów gleb w zlewni Kalinki jest konieczna zarówno do ustalenia stopnia zagrożenia erozją, jak i źródeł dostawy materiału do dna doliny w czasie powodzi.

Na podstawie szczegółowych map glebowo-rolniczych w skali 1: 5000 opracowano schematyczną mapę rozmieszczenia głównych typów gleb w dorzeczu Kalinki (ryc. 5). Na tej podstawie oszacowano powierzchnię zajęta przez poszczególne typy gleb.

W obszarze zlewni Kalinki występują gleby nawapienne, gleby nalessowe oraz gleby rozwinięte na deluwiach i aluviach. Gleby położone na obszarach płaskich należą do klas II i III w bonitacyjnej klasyfikacji gleb gruntów ornych.

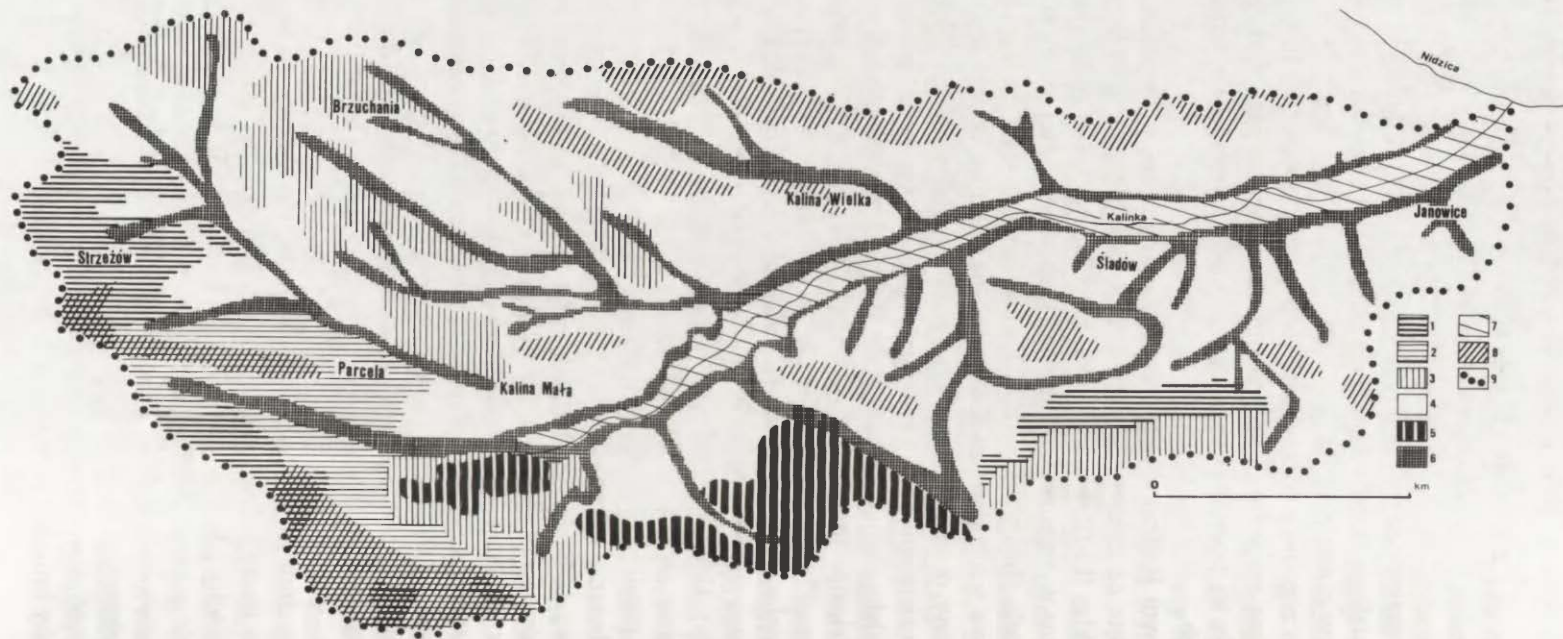
Gleby nawapienne występują w południowo-zachodniej części doliny w rejonie Strzeżowa, Parceli, Bukowskiej Woli i Kaliny-Rzędziny (ryc. 5) oraz na południowym dziale we wschodniej części zlewni (na południe od wsi Rzędziny-Borek). Są to rędziny o słabo rozwiniętym profilu, rędziny średnio głębokie próchniczne (czarnoziemne i szare) i rędziny brunatne. Sumaryczna powierzchnia zajęta przez te gleby nie przekracza 7 km², tj. 16,6% powierzchni zlewni.

Rędziny czarnoziemne mają profil o budowie A-C_{ca}. Miąższość poziomu mollic (A) przekracza 30 cm (zawartość próchnicy przekracza 3%). Udział części szkieletowych w poziomie A jest niewielka, niemniej ziarna o wielkości większej od 0,1 mm mogą stanowić nawet do 40% masy gleby (ziarn większych od 0,5 mm jest do 10%). Udział próchnicy w poziomie mollic nie przekracza 2%. Rędziny czarnoziemne zajmują w dolinie powierzchnię 2,61 km², co stanowi niewiele ponad 6% powierzchni całej zlewni.

Na większym obszarze występują rędziny brunatne (11% powierzchni zlewni). Mają one budowę A-Bbr-C_{ca}. W poziomie A o miąższości do 30 cm występuje do 5% węglanów. Są to głównie okruchy skalne. Części ziemiste mogą nie zawierać węglanów. Gleby te mają odczyn obojętny lub lekko kwaśny. Barwa poziomu A jest szarobrunatna, a zawartość próchnicy jest z reguły mniejsza niż 3%. Frakcje mniejsze od 0,1 mm stanowią do 75% masy gleby, a zawartość CaCO₃ dochodzi do 3%. Rozmywane w czasie opadów rędziny, jeżeli są użytkowane rolniczo, stanowią źródło dostawy większych klastów i dużej ilości próchnicy.

Znikomą powierzchnię zajmują gleby czarnoziemne. Są to gleby pobagiennie położone w pobliżu terasy zalewowej. W dorzeczu środkowej Nidzicy ten typ gleb spotyka się częściej jako gleby kopalne (Śnieszko 1995). Zdjęcia lotnicze ukazują ich obecność w niewielkich płatach na dnach lokalnych obniżen (fot. 4). Datowania radiowęglowe wskazują na wczesnoholoceńskie początki formowania profilu gleb czarnoziemnych na płatach lessowych.

Przeważającą część zlewni zajmują gleby brunatne właściwe (do 60% powierzchni zlewni) i gleby brunatne kwaśne (10% powierzchni).



Ryc. 5. Mapa pokrywy glebowej

- 1 – rędziny czarnoziemne, 2 – rędziny brunatne, 3 – gleby brunatne właściwe, 4 – gleby brunatne kwaśne, 5 – gleby płowe, 6 – gleby rozwinięte na deluwacjach i koluwiach, 7 – gleby mułowo-torfowe, 8 – gleby o głęboko rozwiniętym profilu, 9 – dział wodny Kalinki

The soil map of the Kalinka catchment

- 1 – chernozemic rendzinas, 2 – brown rendzinas, 3 – brown soils, 4 – acid brown soils, 5 – soils lessives, 6 – deluvial and coluvial soils, 7 – mud-peaty soils, 8 – mature soils with depth soil profile, 9 – watershed, Kalinka catchment

Gleby brunatne właściwe wytworzone są w dolinie Kalinki na lessach. Obejmują one gleby brunatne typowe (Ap–Bbr–C_{ca}), gleby szarobrunatne (Ap–Abbr–Bbr–C_{ca}) i brunatne wylugowane Ap–Bbr (t, fe)–Bbr–C–C_{ca}. W profilach gleb brunatnych właściwych wymycie węglanów sięga do głębokości nie większej niż 60–80 cm i występuje co najwyżej słabe przemieszczanie frakcji ilastej, wolnego żelaza i glinu. Zawartość węgla organicznego (C_{org.}) w poziomie A rzadko przekracza 2%.

Gleby brunatne kwaśne podobne są morfologicznie do gleb brunatnych właściwych (Ap–Bbr–C). W całym profilu nie zawierają węglanów – łącznie z poziomem C.

Zaawansowany proces odwapnienia dotyczy także gleb płowych. Występują one w południowej części zlewni, tworząc dwa płaty o łącznej powierzchni 1,975 km² (4,7% powierzchni zlewni). Jeżeli poziom E jest zmieszany przez orkę z poziomem A, to gleby płowe mają budowę Ap–Bt–C. Silnie zerodowane gleby mają profil Ap–Bt–C. Cechą charakterystyczną w tych profilach jest wymycie węglanów oraz pionowe przemieszczenie minerałów ilastych i częściowo wodrotlenków żelaza, glinu, jak również niektórych form zdyspergowanych związków próchnicznych w głąb profilu glebowego.

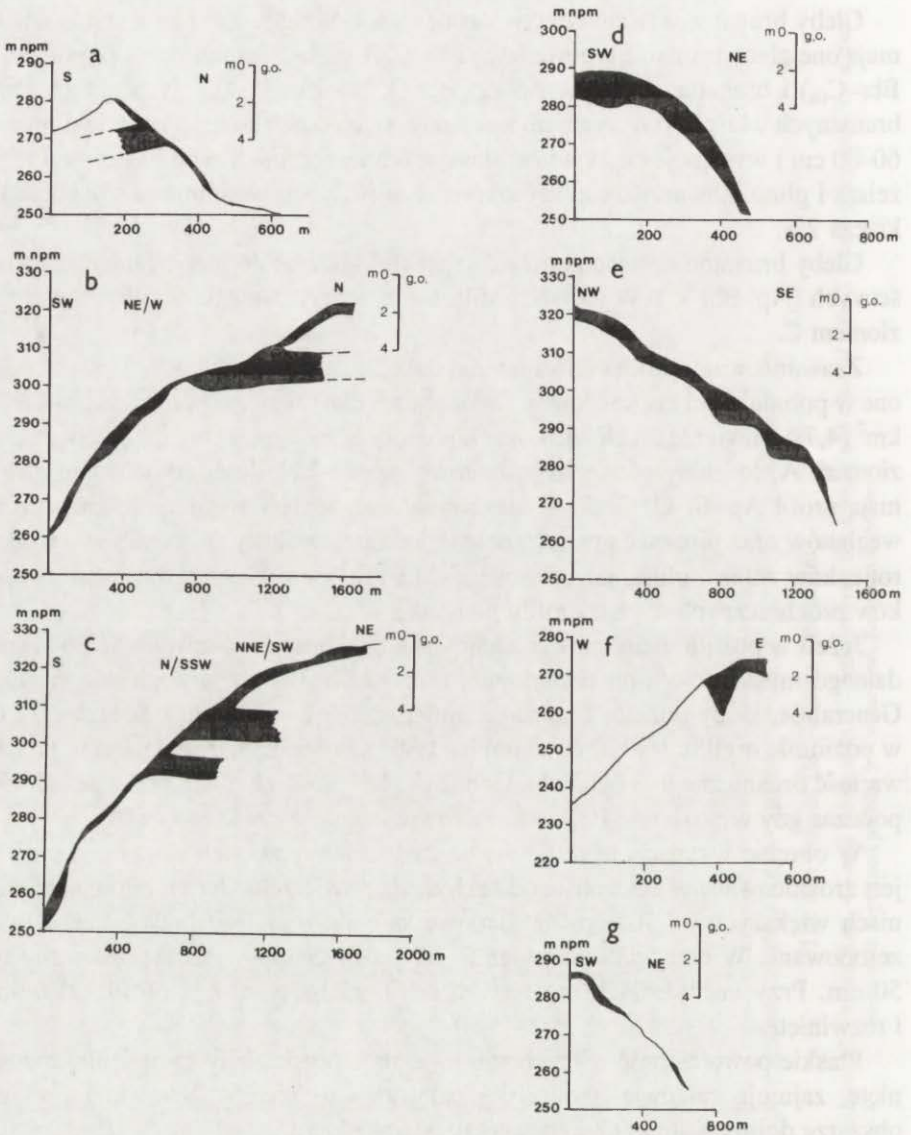
Jeżeli w profilu gleby płowej zachował się poziom E, to zawartość łu koloidalnego musi być w nim co najmniej mniejsza o 3% niż w poziomie argillic. Generalnie, kiedy poziom E zawiera mniej niż 15% frakcji łu koloidalnego, to w poziomie argillic jest go co najmniej 1,85 raza więcej niż w poziomie E. Zawartość organicznego węgla w poziomie A gleb płowych może przekraczać 3%, podczas gdy w poziomie Bt jest to zaledwie dziesiąta część procenta.

W obrębie wyznaczonych na mapie zasięgów typów gleb miąższość profilu jest zróżnicowana w zależności od nachylenia powierzchni terenu. Przy nachyleniach większych od 10° profile glebowe są całkowicie lub prawie całkowicie zerodowane. W przedziale nachyleń 3–10° profil glebowy jest zredukowany do 50 cm. Przy nachyleniach mniejszych od 3° gleby posiadają profile głębokie i rozwinięte.

Płaskie powierzchnie wierzcholinowe, na których gleby są najlepiej rozwinięte, zajmują zaledwie około 10% całej zlewni (ryc. 5). Sprawia to, że na obszarze doliny Kalinki przeważają erozyjne kateny.

Badania miąższości odwapnienia w dorzeczu środkowej Nidzicy wskazują, że na fragmentach stoków o powierzchni nachylonej powyżej 10° poziomy orne są rozwinięte na nieodwapnionych lessach (ryc. 6). To oznacza, że zostały zmyte całe profile glebowe. U podnóży zboczy powszechne są gleby rozwinięte na deluwiach. Miąższość profilu tych gleb przekracza miejscami 2 m, a zawartość węgla organicznego w niektórych dochodzi do 4%.

W dnie doliny Kalinki występują mady, gleby torfowo-mułowe i mułowo-torfowe, a w dnach suchych dolin – gleby na deluwiach i koluwiach. Gleby zajmujące dna dolin są skutkiem przemiennych faz denudacji stoków i okresów stabilizacji podczas holocenu.



Ryc. 6. Przykłady zróżnicowania strefy odwapnienia na stokach lessowych w dorzeczu środkowej Nidzicy

g. o. – głębokość odwapnienia

The examples of diversity of the soil decalcification on the loess slopes in the Middle Nidzica catchment

g. o. – soil decalcification depth

Historia kształtowania profilów glebowych po zakończeniu akumulacji lessów obejmuje fazy ich formowania pod naturalnymi zbiorowiskami roślinnymi i fazy denudacji mechanicznej, związanej z rolnictwem. W pierwszej fazie cechy

gleb zależały od tempa procesów glebowych. Miąższość pokrywy glebowej była funkcją nachylenia stoku i miała związek z bilansem wodnym (o miąższości profilu glebowego decyduje m. in. stosunek wody infiltrującej do wody spływającej po stoku). Udział transportu mineralnego po powierzchni stoku był w tych warunkach minimalny.

W obszarach użytkowanych rolniczo sytuacja uległa radykalnej zmianie. W wyniku uruchomienia mechanicznej denudacji na stoku obnażane były coraz to głębsze partie profilu glebowego, aż do jego całkowitego zardcia. Najsilniej atakowane były gleby w miejscach, gdzie już pierwotnie miąższość profilu była najmniejsza, tj. na stoku, a u podnóży następowała fosylizacja gleb przemitych (rozd. 9.2).

Dolina Kalinki co najmniej dwukrotnie była poddana rolniczej presji. Najwcześniejsza faza osadnicza miała miejsce w neolicie i sądząc z dotychczasowych wyników badań mogła doprowadzić do poważnych zmian w pokrywie glebowej (Kruk i in. 1996). Druga poważna faza odlesień i rolniczego użytkowania rozpoczęła się w XII w., w związku z lokalizacją klasztoru bożogrobców w Miechowie. Odlesianie obszaru zlewni Kalinki miało złożony przebieg w ciągu ostatnich 800 lat.

2.4. UŻYTKOWANIE ZIEMI

Krystyna Dwucet, Zofia Piechowicz

Na przebieg erozji wpływa istotnie rodzaj upraw i przebieg granic oddzielających grunty o różnym użytkowaniu.

Obszar dorzecza środkowej Nidzicy, do którego należy zlewnia Kalinki, jest rejonem o wysokim udziale gruntów ornych. W gminach dotkniętych skutkami ulewy, ogólna powierzchnia gruntów ornych stanowi następujący odsetek: Działoszyce – 76,5%, Miechów – 86,8%, Książ Wielki – 65,2%, Słaboszów – 82,1%. Powierzchnia gruntów ornych w gminie Miechów stanowi najwyższy odsetek wśród gmin województwa kieleckiego (Siuta i in. 1985). Podobna sytuacja ma miejsce w gminie Słaboszów (tab. 2).

Tabela 2

Struktura użytkowania ziemi w wybranych miejscowościach gminy Słaboszów (zlewnia Kalinki)

Land use structure of the selected villages in Słaboszów district (Kalinka catchment)

Miejscowość	Grunty orne [ha]	Sady [ha]	Łąki i pastwiska [ha]	Lasy [ha]	Wody [ha]	Pozostałe grunty [ha]
Janowice	403,24	6,41	23,97	30,09	0,68	29,59
Kalina Wielka	645,89	13,70	31,36	104,67	2,40	61,12
Kalina Rędziny	145,39	2,32	15,34	13,04	–	9,76
Sładów	284,83	5,58	17,73	31,00	2,17	25,32

Struktura upraw gruntów ornych w wybranych miejscowościach gminy Słaboszów
(zlewnia Kalinki)

Field crop structure of the selected villages in Słaboszów district (Kalinka catchment)

Miejscowość	Zboża [ha]		Buraki cukrowe [ha]	Ziemniaki [ha]	Warzywa [ha]
	ozime	jare			
Janowice	146,68	89,89	27,86	42,89	1,96
Kalina Wielka	263,94	111,90	24,39	88,40	15,48
Kalina Rędziny	86,28	13,60	14,80	29,28	0,71
Sładów	109,85	63,10	20,00	42,77	2,66

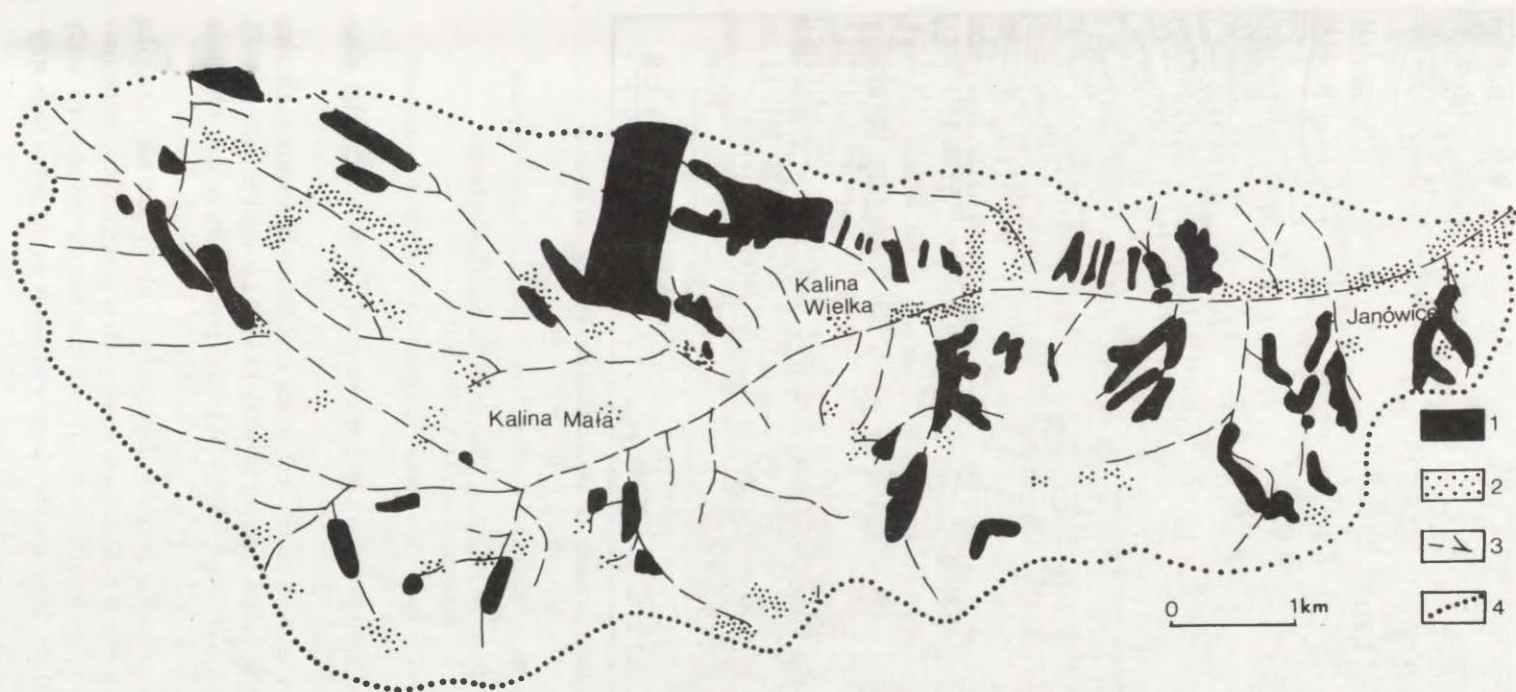
Z uwagi na dużą powierzchnię gruntów o dobrej jakości, a więc przeznaczonych pod zasiewy zbóż i uprawę okopowych, skutki gwałtownych opadów w tym regionie mogą objąć w pewnych okolicznościach szczególnie dużą nieosłoniętą przez roślinność powierzchnię.

Na załączonej mapie (ryc. 7) wydzielono grunty, które należy ocenić jako teoretycznie mało podatne na erozję (do tej grupy należą obszary leśne, obszary porośnięte zaroślami, sady oraz łąki i pastwiska) i grunty, których użytkowanie stwarza zagrożenie zmywami. Mapa została wykonana na podstawie danych z map glebowo-rolniczych 1: 5000.

W momencie ulewy duża część użytków rolnych była całkowicie pozbawiona pokrywy roślinnej (fot. 1, 3). W mniejszej części były to pola ze ścierniskami. Pola były świeżo zaorane po zbiorze zbóż, rozpoczęto również wykopki ziemniaków. Kartometrowanie wybranych zdjęć lotniczych pozwoliło ocenić, iż lokalnie od 41 do 66% powierzchni pól było objętych zabiegami spulchniającymi i rozluźniającymi powierzchnię gleb. W uprawach dominują zboża oraz rośliny okopowe, niewiele jest użytków zielonych, które osłaniają stoki tylko przed spływem letnim (tab. 3).

Na fotografiach lotniczych wyraźnie widoczna jest także geometria pól. Dominują wydłużone pola ciągnące się na przedłużeniu domostw w górę stoku. Proporcje między długością a szerokością pól oranych dochodzą do 7: 1 (przy szerokości niekiedy 30 m). Z punktu widzenia zabezpieczenia przed erozją jest to niewłaściwe użytkowanie. Duże wydłużenie działek i brak poprzecznych miedz mogących wyłapywać zawieszinę ułatwia jej spływ i erozję gleb. Występuje tu tak zwany problem „przeciwerozyjnej funkcji granic” (Chołupiak 1978). Przy wydłużonych polach większość granic biegnie wzdłuż stoku. Dodatkowym czynnikiem ułatwiającym erozję jest powszechna w tym rejonie orka wzdłuż stoku. Charakterystyczne jest to, że część pól zaoranych po wrześnieowej ulewie była nadal orana w podobny sposób (ryc. 8).

Największą osłonę przed erozją daje uprawa roślin wieloletnich (m.in. traw). Jednak w dolinie Kalinki pola przeznaczone pod użytki zielone są głównie zlo-



Ryc. 7. Mapa użytkowania zlewni Kalinki

1 – lasy, 2 – sady, 3 – linie dolin, 4 – dział wodny

The land use map of the Kalinka catchment

1 – forests, 2 – orchards, 3 – valley axes, 4 – watershed



Ryc. 8. Przestrzenne zróżnicowanie kierunków orki w zlewni Kalinki (przykład z Kaliny Wielkiej)

1 – poziomice, 2 – wąwozy, 3 – drogi polne, 4 – kierunki orki, 5 – łąki, 6 – obszary zadrzewione

Spatial diversity of the ploughing direction at the Kalinka catchment (example from Kalina Wielka)

1 – isohypses, 2 – gullies, 3 – cart-roads, 4 – ploughing directions, 5 – meadows, 6 – woodlands

kalizowane w dnach dolin i dolnych częściach stoków, stanowią niewielki odsetek powierzchni zlewni (tab. 2).

Mały odsetek powierzchni zajęty jest przez roślinność drzewiastą. Drzewa porastają sieć wąwozów i poza jednym wyjątkiem są to niewielkie laski (ryc. 7). W zlewni wąwozu na północ od Kaliny Wielkiej powierzchnia lasu obejmuje 0,34 km².

Drzewa w osiach dolin i wąwozów dają podczas ulewy jedynie niewielką osłonę przed erozją wąwozową. Rozrzucone, niewielkie powierzchnie leśne również nie mają wpływu na osłabienie wielkości jednostkowego spływu wody w zlewni. Na mapie zaznaczono niewielkie powierzchnie zajęte przez sady przy-

zagrodowe, o bardzo ograniczonej roli przeciwoerozyjnej. Większość sadów położona jest w dnie doliny.

W zlewni Kalinki mamy zatem do czynienia z niewłaściwym sposobem użytkowania gruntów, brakiem ochronnej roli lasów i sadów, niewłaściwy jest układ działek wymuszający orkę wzdłuż stoku, a także niewłaściwa jest struktura zasiewów.

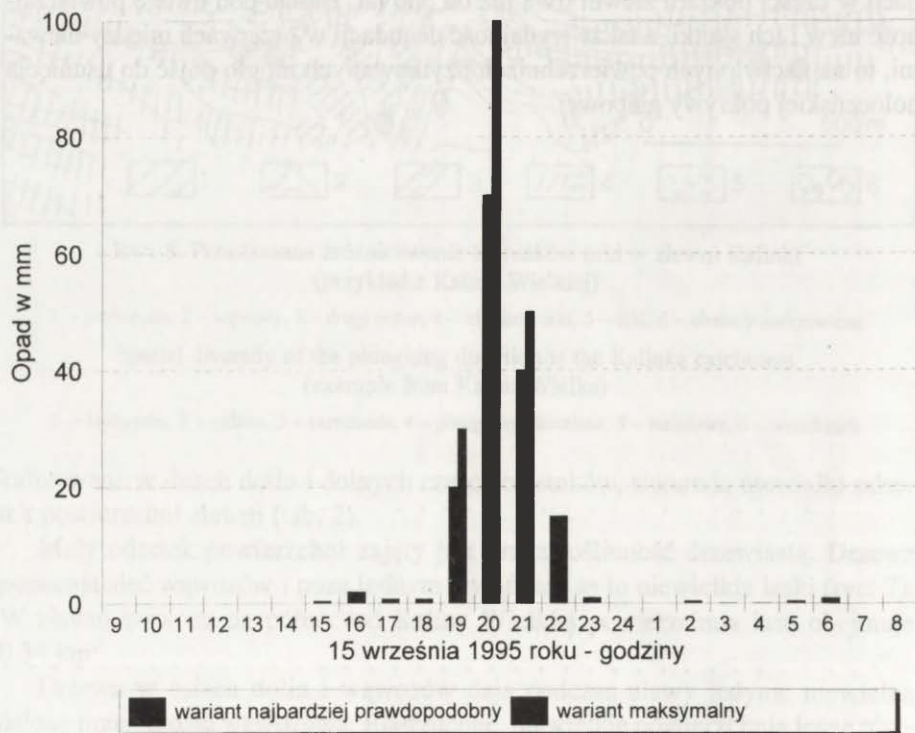
Początki użytkowania gruntów w dolinie Kalinki sięgają późnego neolitu. Ostatnia faza rozpoczęła się natomiast w średniowieczu (rozdz. 2.3).

Wiadomo, że odlesianie centralnych partii zlewni Kalinki rozpoczęło się już w 1236 r., z chwilą powstania osady Kalina. W 1399 r. w Kalinie było 16 łąnów kmiecych (63,36 ha), dwie zagrody, karczma z rolą, młyn i folwark klasztorny. Od 1335 r. pojawiają się wsie Kalina Mała i Kalina Las. Wiadomo także, że w XIV w. istniały dobra rycerskie w Brzuchani, a pod koniec XIV w. zostały podzielone między kilkunastu właścicieli. Tylko część kupiona przez klasztor składała się z 7 łąnów kmiecych (27,7 ha) i dużego folwarku. W XIV w. w dolinie funkcjonowały już wszystkie współczesne większe wsie: Strzeżów, Giebułtów, Bukowska Wola, Kalina Wielka, Kalina Mała, Brzuchania (*Słownik Geograficzny Królestwa Polskiego...* 1881–1885). Te dane wskazują, że od XIV w. duża część doliny Kalinki była użytkowana rolniczo. Zatem ostatnia faza denudacji w części obszaru zlewni trwa już od 500 lat. Biorąc pod uwagę powtarzalność ulew i ich skutki, a także wydajność denudacji w przerwach między ulewami, to na nachylonych powierzchniach użytkowanych mogło dojść do usunięcia holocenijskiej pokrywy glebowej.

3. KATASTROFALNY DESZCZ NAWALNY W GÓRNEJ CZĘŚCI DORZECZA NIDZICY W DNIU 15 WRZEŚNIA 1995 R.

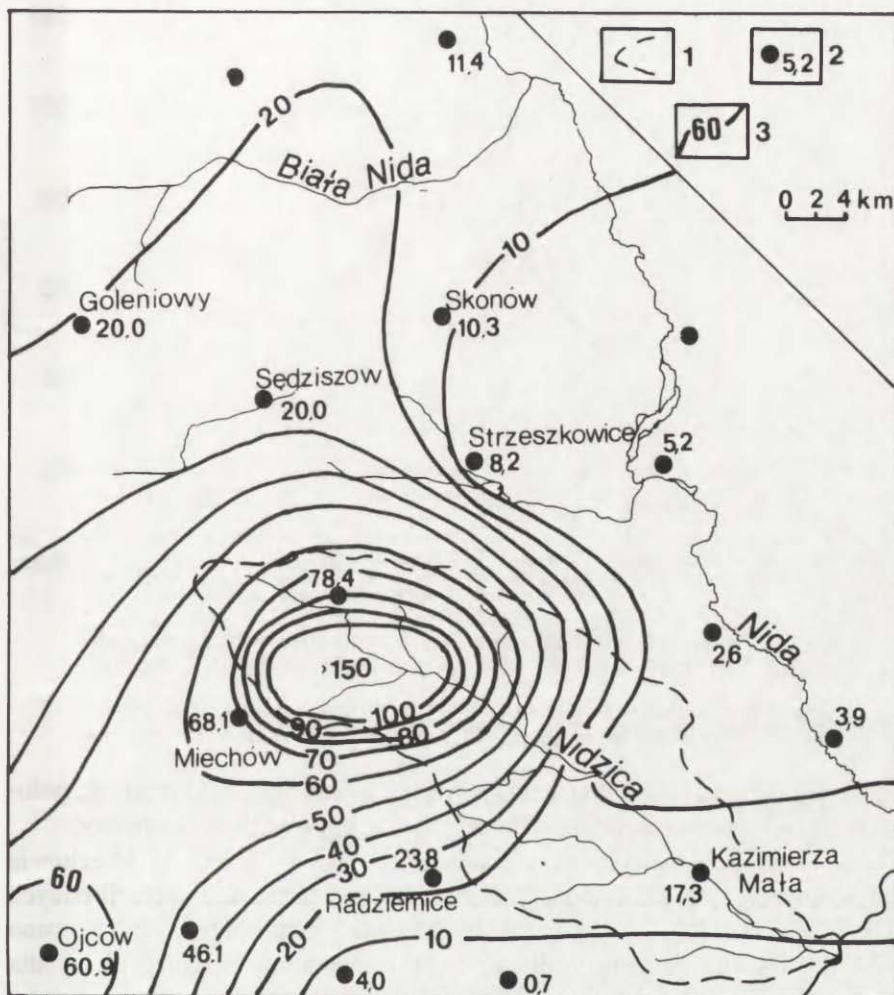
Tadeusz Niedźwiedź

W dniu 15 września 1995 r. w godzinach 18³⁰–21⁴⁰ czasu letniego, w górnej części dorzecza Nidzicy wystąpił deszcz nawalny o natężeniu zdarzającym się rzadziej niż raz na 100 lat (*Atlas hydrologiczny Polski* 1987; Niedźwiedź 1989). W tym dniu nad Wyżyną Miechowską znajdowało się centrum niżu barycznego z frontem okluzji. Następowoło intensywne mieszanie się mas powietrza polar-no-morskiego i zwrotnikowego. W ciepłym i wilgotnym powietrzu zwrotnikowym doszło w późnych godzinach popołudniowych do utworzenia się w okolicy Kaliny Wielkiej i Ojcowa potężnych chmur burzowych *Cumulonimbus*. Po go-



Ryc. 9. Przebieg ulewy w dniu 15 września 1995 r. na Wyżynie Miechowskiej

The course of downpour on 15 September 1995 year in the Miechów Upland



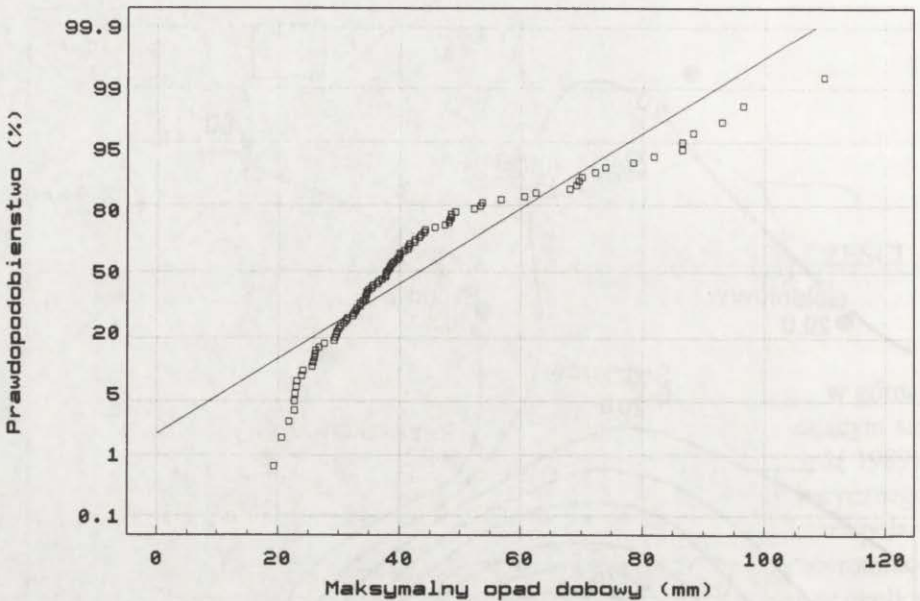
Ryc. 10. Sumy dobowe opadu w dniu 15 września 1995 r. na Wyżynie Miechowskiej

1 – dział wodny Nidzicy, 2 – posterunki meteorologiczne, 3 – izohiety

Daily precipitation on 15 September 1995 year in the Miechów Upland

1 – watershed, 2 – meteorological stations, 3 – isohyets

dzinie 19⁰⁰ nastąpiło osłabienie ruchów konwekcyjnych, które utrzymywały w powietrzu nagromadzone kropelki wody i cała masa zawarta w chmurze zaczęła spadać w postaci deszczu nawalnego, który czasami potocznie nosi nazwę „oberwania chmury”. W centrum burzy nie było żadnej stacji opadowej, stąd niezwykle trudne jest oszacowanie maksymalnego natężenia ulewy. W ciągu 190 minut w Książu Wielkim, który znajdował się na skraju burzy, zanotowano 78,4 mm deszczu. Współczynnik wydajności opadu wynosił 5,7. Oznacza to według



Ryc. 11. Krzywa prawdopodobieństwa wystąpienia opadów maksymalnych w latach 1951–1996 na stacjach opadowych w Miechowie i Książu Wielkim

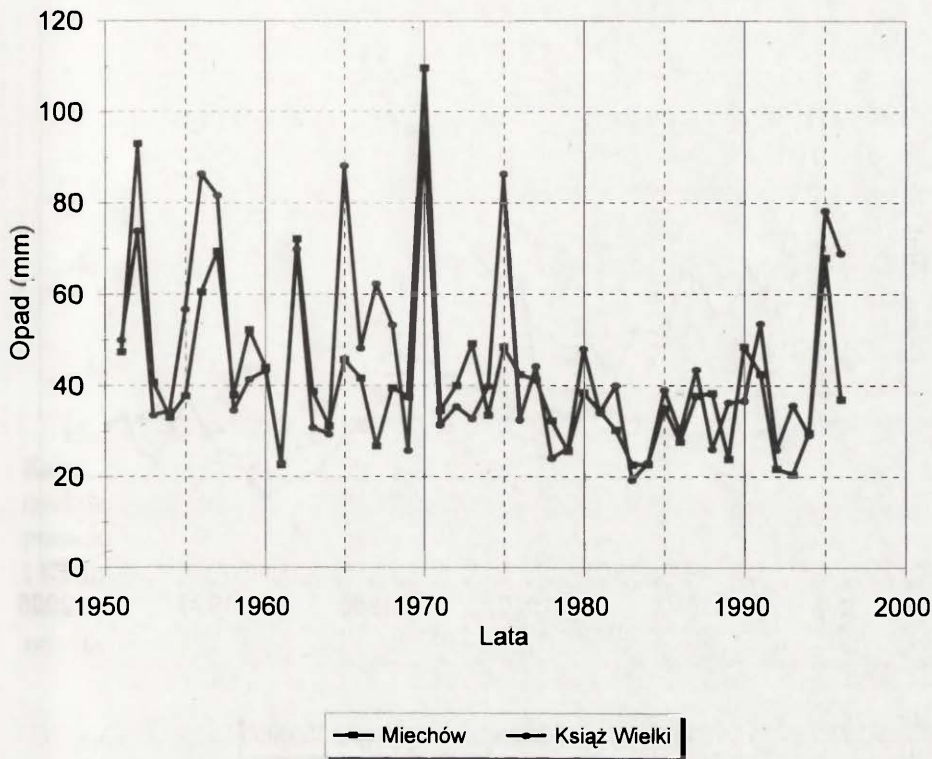
The probability curve of maximum daily precipitation from 1951 to 1996 at Miechów and Książ Wielki precipitation stations

skali K. Chomicza (1950) deszcz nawalny piątego stopnia. W Miechowie, położonym na południowo-zachodnim obrzeżeniu ulewy, spadło 68,1 mm wody.

Ulewa osiągnęła największe natężenie w godzinach 18–20⁰⁰. W Miechowie opad wynosił w tym czasie ponad 50 mm. Na podstawie ekstrapolacji danych satelitarnych oraz skutków ulewy, natężenie opadu w centrum burzy oszacowano na 70–100 mm na godzinę. Najbardziej prawdopodobny przebieg ulewy dla celów modelowania wezbrania pokazuje załączony diagram (ryc. 9).

Sumy dobowe opadu przedstawiono na mapie (ryc. 10). Do oceny zasięgu ulewy wykorzystano wszystkie dostępne informacje, w tym także prasowe i z wywiadów. Pozwoliło to na przybliżoną ocenę rozmiarów chmury burzowej (wewnątrz której opad dobowy przekroczył 70 mm) na około 20 x 30 km. W centrum burzy opady były wyższe od 150 mm. Tego typu opady zdarzają się w Polsce co roku, ale przeważnie za każdym razem w różnych miejscach, dlatego prawdopodobieństwo ich wystąpienia w konkretnym punkcie jest małe. Najciekawsze przypadki opisał W. Parczewski (1960). Z Wyżyny Małopolskiej szczegółowo jest udokumentowana ulewa z dnia 27 maja 1937 r. w Ojcowie (Kondracki 1937). Natomiast niezwykle rzadki przypadek dwukrotnego wystąpienia katastrofalnych ulew miał miejsce w maju 1996 r. w Sułoszowej, w górnej części dorzecza Prądnika (Cebulak i in. 1996).

Jak wynika z monografii E. Cebulak (1992), na Wyżynie Miechowskiej zdarzały się opady dobowe przekraczające 100 mm. W dniu 18 lipca 1970 r. w Mie-

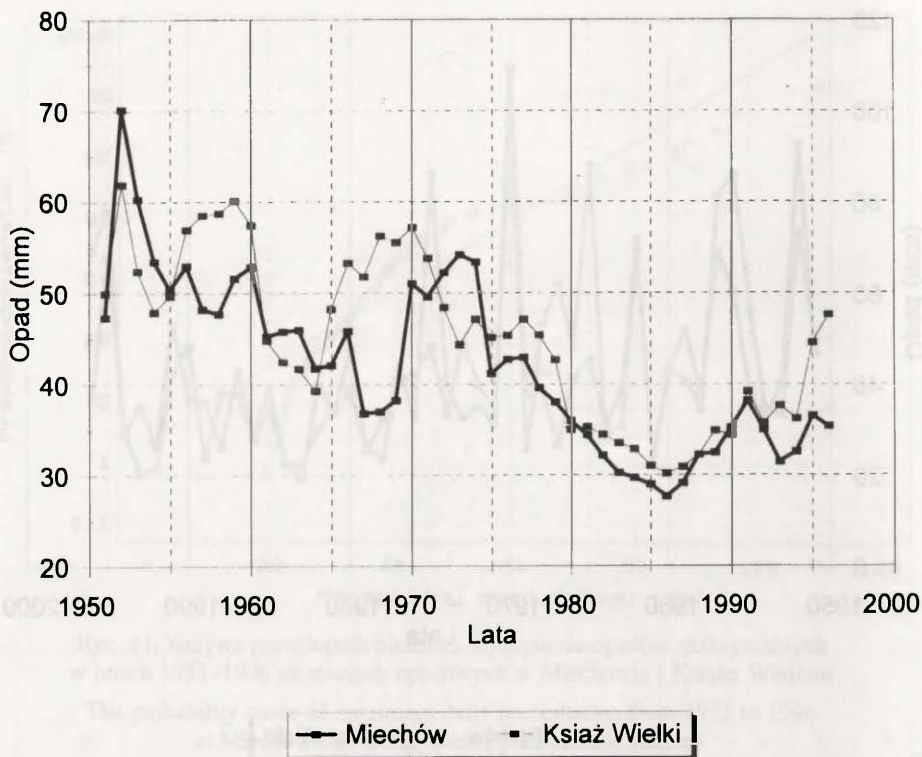


Ryc. 12. Przebieg maksymalnych opadów dobowych w Miechowie i Książu Wielkim w latach 1951–1996

The course of maximum daily precipitation from 1951 to 1996 year at Miechów and Książ Wielki

chowie zanotowano opad o wysokości 109,7 mm. Był to jednak opad jednostajny, trwający całą dobę, o stosunkowo niewielkich natężeniach, w krótkich odcinkach czasu. Jak wynika z krzywej prawdopodobieństwa wystąpienia opadów maksymalnych w latach 1951–1996 na stacjach IMiGW w Miechowie i w Książu Wielkim (ryc. 11) raz na 10 lat opad może przekroczyć 72 mm, raz na pięć lat może być wyższy od 53 mm, a raz na dwa lata przewyższa 38 mm.

Wystąpienia kolejno w dwóch latach 1995 i 1996 katastrofalnych opadów na Wyżynie Małopolskiej może być odebrane jako sygnał zmiany wieloletniego trendu. W celu sprawdzenia tej hipotezy przedstawiono przebieg maksymalnych opadów w Miechowie i Książu Wielkim w okresie 1951–1996 (ryc. 12). Rzeczywiście po okresie stosunkowo małych wartości tego elementu w latach 1976–1994, opady ostatnich dwóch lat wyraźnie ten stan zmieniają. Szczególnie dobrze widoczna jest zmiana tendencji przebiegu opadów maksymalnych na wykresie średnich konsekwentnych dziesięcioletnich (ryc. 13). Na obu badanych stacjach minimum opadowe przypadło na dziesięciolecie 1977–1986 i po tym



Ryc. 13. Przebieg średnich konsekutywnych maksymalnych opadów dobowych w Miechowie i Książu Wielkim w latach 1951–1996

The consecutive curves of maximum daily precipitation between 1951 and 1996 year at Miechów and Książ Wielki

okresie ponownie obserwuje się stopniowy wzrost maksimów dobowych opadów. Duże szkody wyrządzone losowo przez nasilające się opady ulewne wymagają dalszych systematycznych badań tego zjawiska w całym dorzeczu górnej Wisły.

4. PRZEPIŁYWY KULMINACYJNE I WIELKOŚĆ ODPIYU FALI POWODZIOWEJ W DORZECZU GÓRNEJ NIDZICY W DNIACH 15/16 WRZEŚNIA 1995 R.

Marta Cygan, Jerzy Czulak, Jadwiga Niedbała, Jerzy Niedbała

15 września 1995 r. w górnej części dorzecza Nidzicy, na pograniczu gmin Książ Wielki i Słaboszów, wystąpił opad deszczu o natężeniu zdarzającym się rzadziej niż raz na 100 lat (Niedźwiedz 1995). Centrum opadów znajdowało się prawdopodobnie na linii wsi Kalina Wielka i Giebułtów. Doliny rzek Nidzicy i Kalinki wypełniły się wodą z błotem, która zalała zabudowania położone w dolinach. W wyniku tego najbardziej ucierpiały wsie: Kalina Wielka, Śladów i Janowice w zlewni Kalinki oraz Giebułtów w zlewni Nidzicy.

Tabela 4

Amplitudy między rzędnymi poziomu wielkiej wody z 15/16 września 1995 r. a rzędnymi zwierciadła wody w zlewni górnej Nidzicy w dniu 13 grudnia 1995 r.

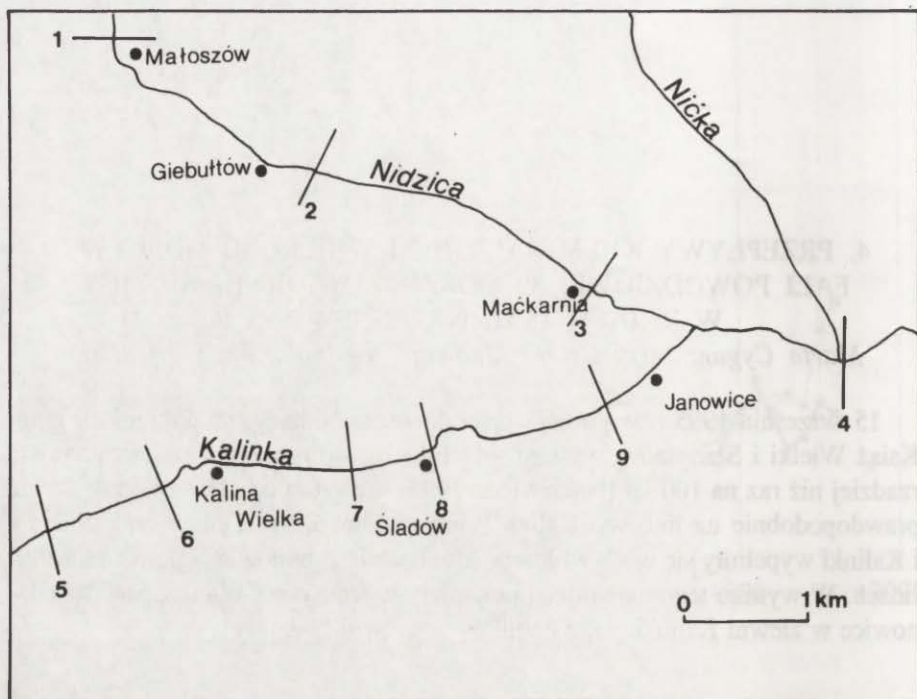
Amplitudes of high water levels on 15/16 September 1995 and on 13 December 1995 in the Upper Nidzica catchment

Nidzica		Kalinka	
nr profilu	amplituda [m]	nr profilu	amplituda [m]
1	1,78	5	1,59
2	2,46	6	3,24*
3	2,57	7	2,55
4	2,78	8	3,73*
-	-	9	2,16

* profile podpiętrzone.

Studia terenowe, mające na celu zebranie materiałów potrzebnych do oceny wezbrania, polegały na utrwaleniu i niwelacji śladów zwierciadła wielkiej wody oraz na znieleniu przekrojów poprzecznych dolin Nidzicy i Kalinki. Lokalizację tych przekrojów pokazano na rycinie 14.

Na polstawie pomiarów geodezyjnych wykonanych w dniu 13 grudnia 1995 r. sporządzono wykresy profili podłużnych górnej Nidzicy i Kalinki (ryc. 15) z zaznaczeniem w wytypowanych przekrojach: rzędnym dna, zwierciadła wody w rzekach w czasie prac geodezyjnych oraz zwierciadła wielkiej wody z 15/16



Ryc. 14. Lokalizacja przekroi poprzecznych w zlewni górnej Nidzicy
Location of the measured cross-sections in the Upper Nidzica catchment

września 1995 r. Na tej podstawie ustalono też spadki służące do obliczeń hydraulicznych.

W dniu wykonywania niwelacji rzędne zwierciadła wody w badanych rzekach układały się w strefie stanów średnich niskich. Amplitudy pomiędzy rzędnymi poziomu wielkiej wody z 15/16 września 1995 r. a rzędnymi z dnia 13 grudnia 1995 r. w badanych profilach zestawiono w tabeli 4.

METODA OSZACOWANIA PRZEPIŁYWÓW

Dla oszacowania przepływów kulminacyjnych w czasie katastrofalnej ulewy z dnia 15 września 1995 r. (ryc. 16) obliczono krzywe przepływu w wybranych przekrojach poprzecznych górnej Nidzicy (4 przekroje) i Kalinki (5 przekrojów) wg wzoru:

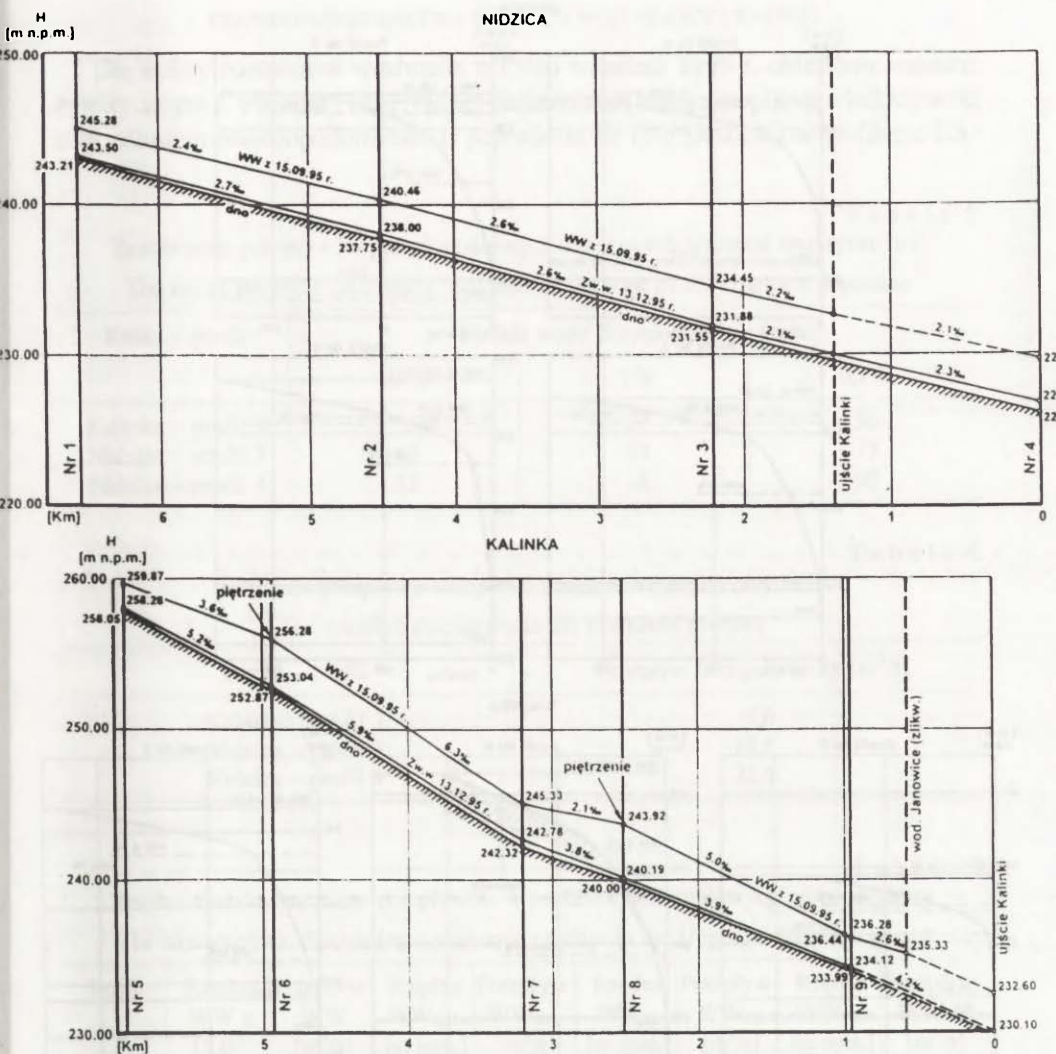
$$Q = F \cdot v,$$

gdzie:

Q – przepływ [m^3/s],

F – powierzchnia przekroju poprzecznego [m^2],

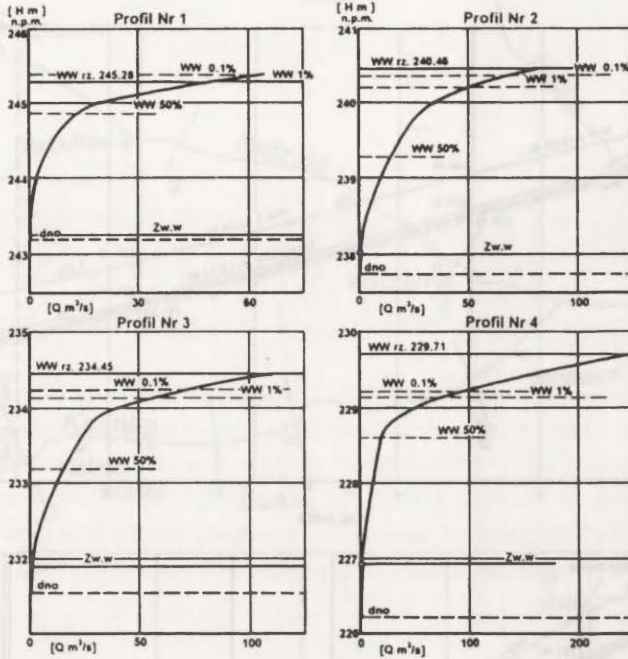
v – prędkość przepływu wody wg wzoru Manninga [m/s].



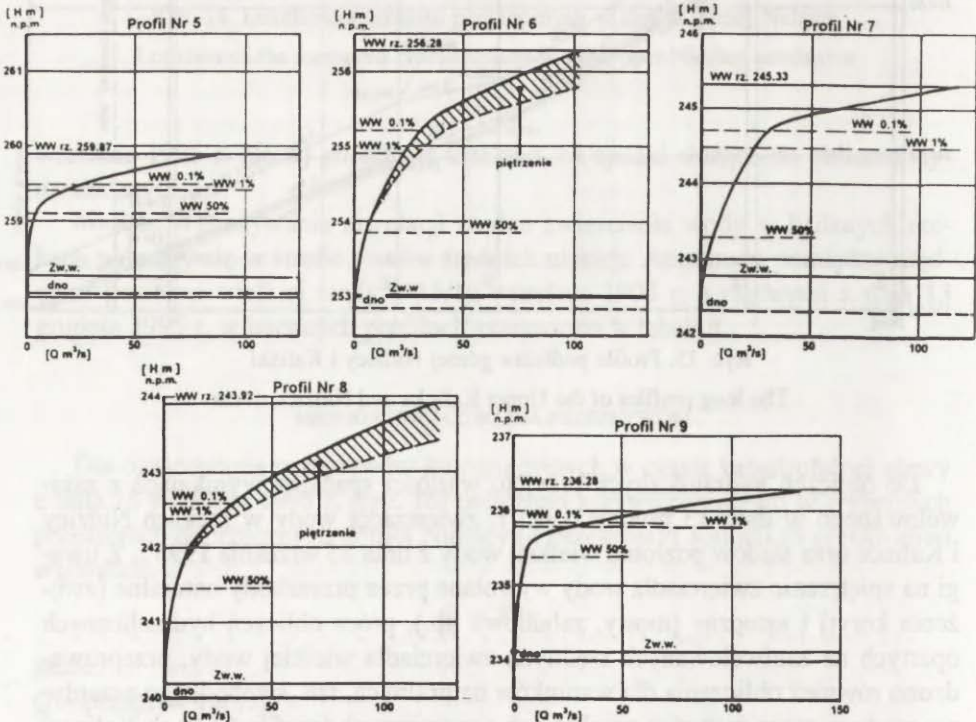
Ryc. 15. Profile podłużne górnej Nidzicy i Kalinki
The long profiles of the Upper Kalinka and Nidzica rivers

Do obliczeń hydraulicznych przyjęto wartości spadków wynikające z zaniwelowanego w dniu 13 grudnia 1995 r. zwierciadła wody w rzekach Nidzicy i Kalince oraz śladów poziomu wielkiej wody z dnia 15 września 1995 r. Z uwagi na spiętrzenie zwierciadła wody wywołane przez przeszkody naturalne (zwiężenia koryt) i sztuczne (mosty, zabudowa itp.), prócz obliczeń hydraulicznych opartych na zaniwelowanych rzędnych zwierciadła wielkiej wody, przeprowadzono również obliczenia dla warunków naturalnych, tzn. swobodnego przepływu wody w rzece w dwóch przekrojach poprzecznych (profile 6 i 8) na Kalince. Wyniki obliczeń przedstawiono w postaci krzywych przepływu (ryc. 16).

NIDZICA



KALINKA



Ryc. 16. Krzywe przepływu w badanych profilach zlewni górnej Nidzicy (z zaznaczeniem wielkich wód charakterystycznych)

The discharge curves at elaborated profiles in the Upper Nidzica catchment

PRAWDOPODOBIENSTWO WIELKICH WÓD NIDZICY I KALINKI

Dla oceny rozmiarów wezbrania z 15/16 września 1995 r. obliczono wzorem empirycznym J. Punzeta i D. Trylskiej-Siekańskiej (1992) przepływy wielkich wód o określonym prawdopodobieństwie pojawiania się (50, 1 i 0,1%) w profilach: Ka-

Tabela 5

Zestawienie przepływów prawdopodobnych obliczonych wzorami empirycznymi

The list of probable discharges reckoned on the base of the empirical formulae

Rzeka – profil	Wielkie wody prawdopodobne [m ³ /s]		
	50%	1%	0,1%
Kalinka – profil 9	6,0	27	36
Nidzica – profil 3	15	58	77
Nidzica – profil 4	21	78	99

Tabela 6

Wielkość przepływu brzegotwórczego w badanych profilach

The bankfull discharges in the examined profiles

Rzeka – profil	Przepływ brzegotwórczy [m ³ /s]
Kalinka – profil 9	7,0
Nidzica – profil 3	18,5
Nidzica – profil 4	21,5

Tabela 7

Rzędne charakterystyczne przepływy w profilach obliczeniowych górnej Nidzicy

The characteristic discharges at reckoned profiles in the Upper Nidzica catchment

Profil	Rzędna WW z 15.09. 1995 [m npm.]	Przepływ WW [m ³ /s]	Rzędna WW _{0,1%} [m npm.]	Przepływ WW _{0,1%} [m ³ /s]	Rzędna WW _{1%} [m npm.]	Przepływ WW _{1%} [m ³ /s]	Rzędna WW _{50%} [m npm.]	Przepływ WW _{50%} [m ³ /s]
Nidzica								
1	245,28	49,7	245,37	64,4	245,29	50,8	244,87	13,7
2	240,46	80,0	240,38	70,2	240,23	55,3	239,28	14,9
3	234,45	118	234,24	72,3	234,13	56,9	233,18	15,3
4	229,71	254	229,22	99,0	229,13	78,0	228,61	21,0
Kalinka								
5	259,87	83,2	259,48	25,8	259,41	19,2	259,11	4,28
6	256,28	102	255,23	30,2	254,93	22,7	253,86	5,06
7	245,33	119	244,72	32,0	244,48	24,0	243,28	5,34
8	243,92	125	242,60	32,9	242,40	24,7	241,47	5,49
9	236,28	134	235,84	36,0	235,78	27,0	235,38	6,02

linka w odcinku ujściowym (profil 9), górna Nidzica przed ujściem Kalinki (profil 3) i Nidzica po połączeniu obydwu rzek (profil 4). Zestawiono je w tabeli 5.

W rozważaniach hydrologicznych przepływ brzegotwórczy (Q_{bt}), zwany także przepływem kształtującym koryto (Ozga-Zielińska, Brzeziński 1994), przyjmuje się często za równoznaczny z przepływem zwyczajnej wielkiej wody lub przepływem o prawdopodobieństwie pojawiania się 50%. Na podstawie obliczeń hydraulicznych przeprowadzonych w korytach rzek Nidzicy i Kalinki ustalono wielkości przepływów brzegotwórczych (tab. 6).

Ustalone wartości przepływów brzegotwórczych zbliżone są do obliczonych empirycznie przepływów o prawdopodobieństwie pojawiania się 50%. Wynika z tego, że przyjęte wartości przepływów prawdopodobnych wielkich wód z obliczeń empirycznych są wiarygodne.

Obliczone wzorem empirycznym przepływy prawdopodobne (tab. 5) ekstrapolowano na pozostałe profile poprzeczne górnej Nidzicy oraz Kalinki zgodnie z regułą stosowaną w hydrologii dla przepływów maksymalnych (Olga-Zielińska, Brzeziński 1994). Wyniki obliczeń przepływów maksymalnych w poszczególnych przekrojach oraz ustalone na ich podstawie odpowiadające im rzędne wielkich wód przedstawiono na rycinie 16 i zestawiono w tabeli 7.

Dla celów porównawczych warto podać, że w dorzeczu Nidzicy największymi dotychczas znanymi przepływami były:

- zaobserwowany w 1958 r. na wodowskaziu w Dobiesławicach, leżącym w 8,8 km Nidzicy (zlewnia 643 km²), przy stanie 552 cm, przepływ równy 52,7 m³/s (okres obserwacji 1957–1995),

- zaobserwowany w okresie 1976–1992 na wodowskaziu Skalbmierz, położonym w 30,3 km Nidzicy (369 km²), przy stanie 769 cm przepływ równy 10 m³/s (maksimum roztopowe),

- zaobserwowany w okresie 1982–1989 na wodowskaziu w Janowicach, leżącym w 0,7 km rzeki Kalinki (38,7 km²), przy stanie 549 cm, przepływ równy 3,09 m³/s.

OPAD W ZLEWNI GÓRNEJ NIDZICY W DNIU 15 WRZEŚNIA 1995 R.

W dniu 15 września 1995 r. w godzinach 18⁰⁰–22⁰⁰ w górnej części dorzecza Nidzicy wystąpił deszcz nawalny o natężeniu zdarzającym się rzadziej niż raz na 100 lat. Na podstawie mapy opadowej z 15.09.1995 r. (ryc. 10) obliczono objętość opadu w zlewniach: Nidzicy po ujście Kalinki, Kalinki, Nidzicy poniżej ujścia Nički. W centrum opadów, których wysokość prawdopodobnie przekroczyła 180 mm, znalazły się środkowa i dolna część zlewni Kalinki oraz dolna część zlewni górnej Nidzicy. T. Niedźwiedz (1995) podał szacunkowy rozkład opadów dla dwóch wariantów: prawdopodobnego (do 150 mm) i maksymalnego (do 200 mm). Objętości i wysokości opadu zestawiono w tabeli 8.

Należy zaznaczyć, że podane wartości opadu mają charakter szacunkowy, bowiem na obszarze znajdującym się w centrum opadów nie było posterunku meteorologicznego.

T a b e l e 8

Objętość i wysokość opadu nawałnego w dorzeczu górnej Nidzicy w dniu 15 września 1995 r.

The precipitation totals and volume on 15 September 1995 in the Upper Nidzica catchment

Zlewnia	Wariant prawdopodobny		Wariant maksymalny	
	objętość opadu [mln m ³]	wysokość opadu [mm]	objętość opadu [mln m ³]	wysokość opadu [mm]
Nidzica do ujścia Kalinki	9,48	88	10,20	94
Kalinka	4,66	118	5,50	139
Nidzica poniżej ujścia Nički	16,7	97	18,50	107

OCENA ROZMIARÓW WEZBRANIA W DORZECZU GÓRNEJ NIDZICY

Wezbranie z 15/16 września 1995 r. było według klasyfikacji J. Lambora (1954) wezbraniem opadowo-nawałnym (On). Jest to najgroźniejszy typ powodzi, który wyrządza najwięcej szkód i jedynie ze względu na mały zasięg terytorialny, nie odgrywa zasadniczej roli w gospodarce wodnej.

W czasie tego wezbrania przepływy kulminacyjne na rzece Nidzicy wahały się w granicach od 50 m³/s w profilu 1 do 254 m³/s w profilu 4, a na Kalince od 80 m³/s w profilu 5 do 134 m³/s w profilu 9 (tab. 7). Dodatkowo dla analizy fali w profilu 4 wyznaczono przepływ kulminacyjny na Nięcie, dopływie Nidzicy, wpadającym do niej poniżej ujścia Kalinki. Wyniósł on 33,6 m³/s (Cygan i in. 1995). Obliczone przepływy kulminacyjne w wytypowanych przekrojach wykazały, że wezbranie wywołane opadem z 15 września 1995 r. było większe od ustalonych dla tych profili przepływów o prawdopodobieństwie pojawienia się 1% (woda stuletnia), a nawet 0,1% (woda tysiącletnia). Było to wezbranie katastroficznie wielkie, ponieważ spełniało warunek:

$$Q_{5\%} < Q_{\max},$$

gdzie: Q – przepływ [m³/s].

Wzrost przepływów wywołany był dopływem bocznym z tych obszarów zlewni, które leżały w centrum opadów, a nie wzrastającą na skutek przyrostu zlewni objętością spływającej do rzek wody opadowej. Na skutek silnego dopływu bocznego wystąpiło gwałtowne, prawie równoczesne, wypełnienie się koryt badanych rzek na całej długości. Potwierdza to przebieg odpływów jednostkowych Kalinki o zbliżonych wartościach na całym badanym odcinku (tab. 9). Zaobserwowane zwiększanie się kulminacyjnego przepływu wzdłuż rzeki (Nidzica) wywołane było raczej przestrzennym rozkładem opadów niż przyrostem zlewni, a znaczny wzrost odpływów jednostkowych kulminacyjnego przepływu w odcinku ujściowym świadczy o dużym wpływie tej części zlewni na formowanie wezbrania. Dużą rolę w takim przebiegu wezbrania odegrały liczne wąwozy, parowy i holwegi (przypominające wąwóz wcięcia polnych dróg). Stając się odbiornikiem wód spływających powierzchniowo po stokach, powodowały

Maksymalne odpływy jednostkowe w badanych profilach w dorzeczu górnej Nidzicy
 Maximum specific runoff at the examined profiles in the Upper Nidzica catchment

Profil	Powierzchnia zlewni [km ²]	Przepływ Q_{\max} [m ³ /s]	Odpływ jednostkowy q [m ³ /s/km ²]
Nidzica			
1	90,3	49,7	0,550
2	102,6	80,0	0,780
3	107,5	118	1,100
4	172,3	254	1,475
Kalinka			
5	23,2	83,2	3,590
6	29,8	102	3,420
7	32,3	119	3,680
8	33,7	125	3,710
9	38,6	134	3,470

wzrost przepływów w dolinach Nidzicy i Kalinki przy swoich wylotach. Duże ilości wody z nich płynące, podpierając wody wezbraniowe w rzekach, powodowały dodatkowo spiętrzenie zwierciadła wielkiej wody w korytach rzek, zwiększając rozmiary zalewów. Na rzece Nidzicy największe zagrożenie wystąpiło powyżej Giebułtowa właśnie na skutek dopływu bocznego z licznych wąwozów i parowów, powodujących koncentrację fali wezbraniowej. Dość wspomnieć, że zlewnia powierzchniowa tych typowych dla obszaru lessowego form morfologicznych, stanowiąca 10% powierzchni zlewni po profil 2 (ryc. 14), spowodowała wzrost przepływu kulminacyjnego w tym profilu o 60%. Na rzece Kalince największe zagrożenie miało miejsce we wsiach Kalina Wielka (profil 6) i Śladów (profil 8) na skutek spiętrzenia wód powodziowych wywołanego, oprócz przeszkód na drodze nurtu (mosty, groble drogowe, zabudowania, materiał unoszony przez rzekę, węższą dolinę), także skoncentrowanym dopływem wody z wąwozów i parowów zbiegających się w pobliżu analizowanych przekrojów. Ich wpływ na rozmiary wezbrania potwierdzają opinie miejscowej ludności.

W dorzeczu górnej Nidzicy największe odpływy jednostkowe wywołane opadem nawałnym z 15 września 1995 r. wahały się w granicach od 0,55 do 3,71 m³/s/km² (tab. 9).

Nidzica w czasie kulminacji odprowadzała ze zlewni 107,5 km² (profil 3) 118 m³/s, co odpowiada odpływowi jednostkowemu 1,1 m³/s/km². Po przyjęciu prawobrzeżnej Kalinki i lewobrzeżnej Nički ze zlewni o powierzchni 172,3 km² (profil 4) w czasie kulminacji prowadziła 254 m³/s, co dało odpływ jednostkowy równy 1,475 m³/s/km².

Na Kalince, w zlewni której opady były najwyższe, w profilu ujściowym

(profil 9) odpływało ze zlewni $38,6 \text{ km}^2$ najwięcej, bo $134 \text{ m}^3/\text{s}$. Odpowiadający temu odpływ jednostkowy wyniósł $3,47 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$.

Nie znamy dotychczas górnej granicy największych przepływów, jakie mogą się zdarzyć w małych zlewniach i potokach na obszarze Polski. Największe odpływy jednostkowe potoków karpaccich oceniane były na $12 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, zaś największe odpływy strumieni wyżynnych na $8 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ (Dębski 1958).

Odpływ jednostkowy kulminacyjnego przepływu w 9 wybranych przekrojach poprzecznych na rzekach Nidzicy i Kalince wahający się od $0,55$ do $3,71 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, chociaż duży, nie jest największy ze znanych. Większe odpływy stwierdził K. Dębski (1958) oraz W. Parczewski (1960) na przykładzie odpływu z deszczu nawalnego 16/17 sierpnia 1949 r., gdzie w okolicy miejscowości Izbica, potok bez nazwy, płynący do Wieprza, odprowadził ze zlewni $0,8 \text{ km}^2 - 15,5 \text{ m}^3/\text{s}$, co odpowiada odpływowi jednostkowemu $19,4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, a odpływ z deszczu nawalnego w czerwcu 1956 r. we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem wyniósł ze zlewni $11,5 \text{ km}^2 - 192 \text{ m}^3/\text{s}$, co dało odpływ jednostkowy równy $16,7 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. Ze zlewni $30,6 \text{ km}^2$ – w odcinku ujściowym do Wieprza – przepływ kulminacyjny równy $176 \text{ m}^3/\text{s}$ dał odpływ jednostkowy $5,7 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$.

OBLICZENIA SYMULACYJNE FALI WEZBRANIOWEJ W DORZECZU GÓRNEJ NIDZICY

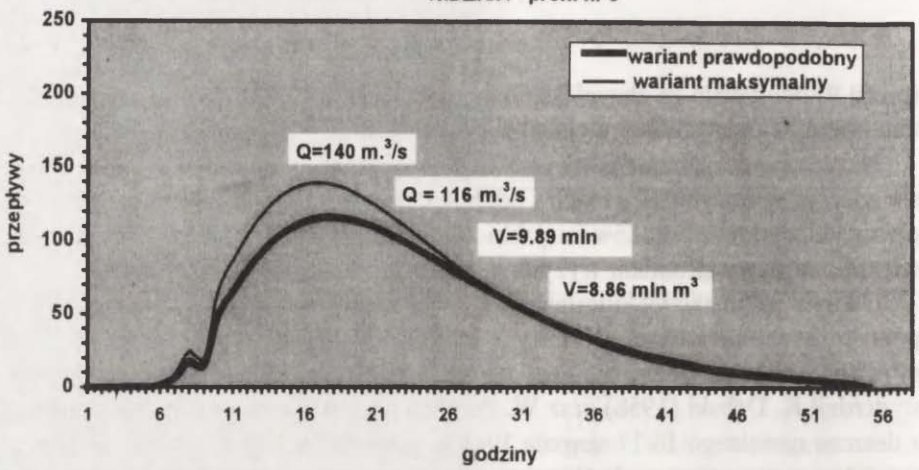
Na podstawie rozkładu opadów z 15 września 1995 r. (Niedźwiedź 1995) i mapy izohiet, której fragment pokazano na rycinie 10, przeprowadzono obliczenia symulacyjne fal wezbraniowych dla profilu 3 na rzece Nidzicy i profilu 9 na Kalince. Wyniki obliczeń dla prawdopodobnego i maksymalnego wariantu opadów zestawiono w tabeli 10, a graficznie przedstawiono na ryc. 17.

W celu obliczenia fali wezbraniowej w profilu zamykającym na Nidzicy (profil 4) złożono metodą superpozycji hydrogramy fal dla wariantu prawdopodobnego Nidzicy (profil 3) i Kalinki (profil 9) otrzymując przepływ kulminacyjny równy $216 \text{ m}^3/\text{s}$ i objętość fali – $13,2 \text{ mln m}^3$. Przepływ kulminacyjny fali wezbraniowej okazał się mniejszy niż uzyskany dla profilu 4 z obliczeń hydraulicznych. Należy jednak pamiętać, że przed tym profilem uchodzi do rzeki Nidzicy jej prawostronny dopływ – Nička, o zlewni 20 km^2 , znajdująca się w dniu 15 września 1995 r. w podobnych warunkach opadowych. Jej przepływ kulminacyjny obliczony hydraulicznie (Cygan i in. 1995) równy $33,6 \text{ m}^3/\text{s}$ i dodany do przepływu kulminacyjnego w profilu 4 daje wartość $250 \text{ m}^3/\text{s}$. Jest ona zgodna, w granicach dokładności obliczeń, z uzyskanym w profilu 4 przepływem maksymalnym równym $254 \text{ m}^3/\text{s}$.

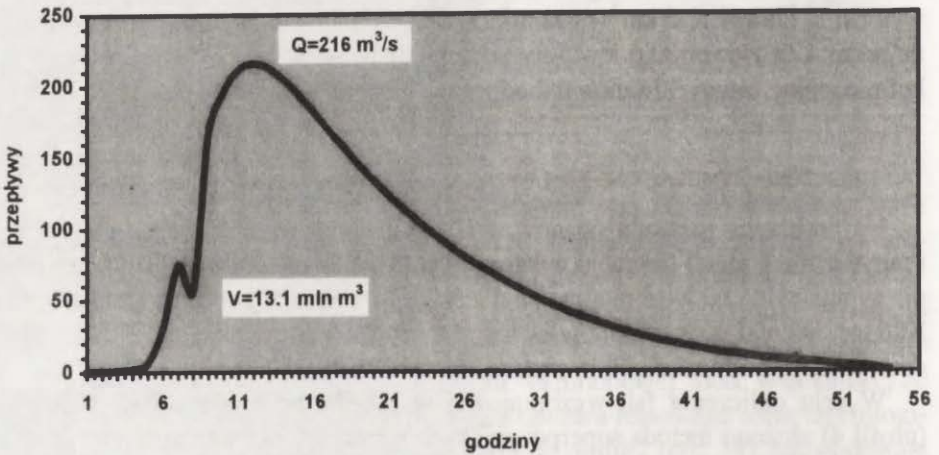
Rezultaty obliczeń wykazały prawie całkowitą zgodność przepływu kulminacyjnego obliczonego na podstawie danych geodezyjnych z wartościami uzyskanymi z modelu symulacyjnego dla prawdopodobnego rozkładu opadów (Niedźwiedź 1995). Tym samym wycofano się z poprzedniego wniosku (Cygan i in. 1995), uznającego maksymalny wariant opadów za bardziej wiarygodny.

Współczynnika odpływu nie obliczono, bowiem brak było możliwości osza-

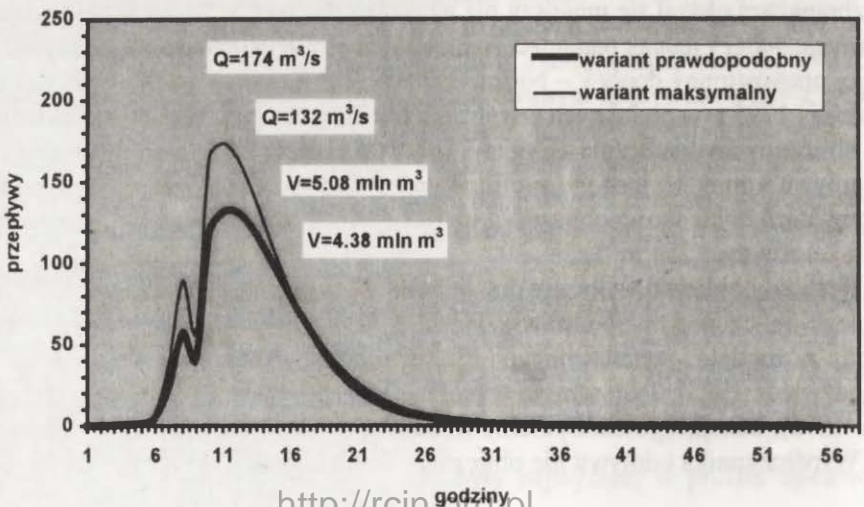
NIDZICA - profil nr 3



NIDZICA - profil nr 4



KALINKA - profil nr 9



T a b e l a 10

Wyniki obliczeń symulacyjnych fali wezbraniowej z 15/16 września 1995 r. w dorzeczu górnej Nidzicy dla dwóch wariantów wysokości opadu

The calculated records of simulated flood wave on 15/16 September 1995 for two variants of the precipitation totals in the Upper Nidzica catchment

Wartości obliczone	Wariant prawdopodobny		Wariant maksymalny	
	Nidzica – profil nr 3	Kalinka – profil nr 9	Nidzica – profil nr 3	Kalinka – profil nr 9
Czas kulminacji [godz.]	10,9	5,05	10,5	4,53
Przeptyw kulminacyjny [m^3/s]	116	132	140	174
Objętość fali [$mln m^3$]	8,86	4,38	9,89	5,08
Czas trwania fali [godz.]	56	41	56	33

cowania retencji terenów zalewowych dolin Nidzicy i Kalinki. Należy jednak przypuszczać, że retencja ta była znaczna. Dość wspomnieć, że na wodowskazie leżącym około 40 km poniżej, w Dobiesławicach, wezbranie z 15/16 września prawdopodobnie zaznaczyło się dopiero 19 września niewielkim przepływem kulminacyjnym równym $2,72 m^3/s$.

Obliczenia fal wezbraniowych Nidzicy i Kalinki, z wyjątkiem otrzymanych z wylczeń hydraulicznych przepływów maksymalnych, mają charakter szacunkowy i mogą jedynie ogólnie orientować w przebiegu zjawiska.

Wezbranie z 15/16 września 1995 r. wywołane opadem nawalnym, mimo ograniczonego zasięgu, przyniosło znaczne szkody gospodarcze. Jak zapobiegać takim stratom – na to pytanie odpowiada S. Ziemiński (1956) zajmując się zjawiskami denudacyjnymi wywołanymi deszczem nawalnym w czerwcu 1956 r. we wsi Piaski Szlacheckie. Jego wnioski i zalecenia mimo upływu lat i postępu badań pozostają wciąż aktualne.

Ryc. 17. Hydrogramy symulowanych fal wezbraniowych z dnia 15/16 września 1995 roku w dorzeczu górnej Nidzicy

The hydrograph of simulated flood waves on 15/16 September 1995 year at the Upper Nidzica catchment

5. PRZEBIEG EROZJI I REKONSTRUKCJA SPŁYWU

Elżbieta Czyżowska

Celem niniejszego rozdziału jest przedstawienie skutków spływu i erozji wywołanego gwałtownym opadem w obrębie stoków, suchych dolinek, jak również koryta i równiny zalewowej potoku Kalinka i Nidzicy. Poniższa prezentacja jest oparta na materiale obserwacyjnym zebranych bezpośrednio po ulewie we wrześniu 1995 r. (Czyżowska 1996). W celu pełniejszego zilustrowania wybranych zagadnień erozji linijnej na stokach, jak również w formach dolinnych, materiał dokumentacyjny uzupełniono spostrzeżeniami zebranymi po dwóch ulewach w maju 1996 r. Zmiany zaistniałe na obszarach stokowych zostaną przedstawione kolejno dla czterech stref: wierzchwinowej, górnej, środkowej oraz dolnej partii stoków, o określonym kącie nachylenia, a także o różnym rolniczym użytkowaniu (rozdz. 2.4; fot. 1–3). Znalazło to bezpośrednie odzwierciedlenie w przebiegu spływu i erozji.

Najmniej widoczne przeobrażenie rzeźby wystąpiło na obszarach wierzchwinowych o nachyleniu poniżej 2° (fot. 7). W strefie tej, w zlewni Kalinki, znaleziono ślady spłukiwania rozproszonego. Były to w przeważającej części krótkie, nieregularne żłobki erozyjne o głębokości od 0,5 do 1 cm, maksymalnie do 2 cm. Materiał wyerodowany ze żłobków był przemieszczany na małe odległości i deponowany. Podczas kolejnej fazy spłukiwania, w okresie największego natężenia opadu, podlegał redepozycji. W obszarze wierzchwinowym były również obserwowane skutki spłukiwania warstwowego. W omawianym obszarze jego wydajność była mała, gdyż poprzedziło je mocne ubicie wierzchniej warstwy gleby, w wyniku intensywnego rozbryzgu. Rozbryzg cząsteczek gleby spowodował powstanie charakterystycznej mikrorzeźby; „kopczyków” o wysokości od jednego do kilku mm (fot. 7). Należy przypuszczać, iż w tym obszarze na polach roślin okopowych dominował spływ rozproszony. Na użytkach zielonych notowano również ślady spływu rozproszonego.

Znacznie intensywniejsze przeobrażenie obszarów wierzchwinowych wystąpiło w centrum ulewy w okolicy Giebułtowa. Na spłaszczeniach grzbietowych o szerokości do 300 m występowały lokalne rozcięcia linijne do 20–30 cm głębokości i długości w przedziale od kilkudziesięciu cm do kilku metrów. Najgłębsze rozcięcia erozyjne na polach ziemniaków pogłębiły bruzdy nawiązujące do kierunku spadku stoku. Maksymalna szerokość wyerodowanej bruzdy w dolnym przekroju wynosiła około 8 cm. Ważną rolę w niszczeniu grzęd ziemniaczanych

odgrywało spłukiwanie rozproszone działające od górnej powierzchni grzęd w kierunku bruzd. Efektem jego działalności był układ gęstych, do kilku mm głębokości, o dendrycznym rozkładzie, żłobków erozyjnych na obydwóch „stokach” grzęd. Na wierzchowinach erozja linijna na polach roślin okopowych była spowodowana brakiem zwartej, ochronnej pokrywy liści w końcowym okresie wegetacji (Fatyga 1975). W przypadku buraków ochrona była znacznie skuteczniejsza, rozcięcia linijne sięgały do kilku cm. Znaczącą rolę ochronną wierzchnich warstw gleby zanotowano również na polach kapusty. Zaznaczała się tu jedynie rzadka dendryczna sieć wąskich i płytkich żłobin powstających pod liśćmi kapusty. Na polach po zbiorze zbóż występowała nieznaczna erozja linijna, doprowadzająca do powstania kilkumilimetrycznych, rzadkich żłobin erozyjnych. W obszarach wierzchowinowych zlewni Kalinki oraz rejonu Giebułtowa występowały niewielkie zagłębienia powstałe na polach po zbiorze ziemniaków, spełniające rolę „zamkniętych basenów sedymentacyjnych”.

W rejonie Giebułtowa na uprawach roślin okopowych notowano również ślady spływu pokrywowego. Spływ pokrywowy był uwarunkowany występowaniem zbitej, w efekcie rozbryzgu, warstwy gleby oraz trwającą dużą intensywnością opadu. Rozbryzg ograniczył infiltrację wody w głąb profilu glebowego, dlatego na głębokości kilku cm występowała sucha warstwa gleby, tym samym w obszarze wierzchowinowym nie obserwowano upłynnienia górnych warstw gleby. Śladem spływu pokrywowego na ścierniskach były drobne wałeczki rozdrobnionej słomy, zatrzymane na ściętych łądogach zbóż.

W górnej części stoków o długości od 500 do 800 m, o nachyleniu 3–10° przeważało spłukiwanie linijne, jak również zaznaczające się lokalnie – pokrywowe. Występowały liczne żłobiny, o głębokości od kilku cm do 30–40 cm. Największe zmiany wywołane erozją linijną notowano na polach z uprawą ziemniaków, o układzie bruzd zgodnym z nachyleniem stoku. Grzędy ziemniaczane zostały obniżone zarówno przez spłukiwanie rozproszone powierzchni „stoków” (dendryczny układ żłobin), jak również podmyte w wyniku erozji bocznej wody płynącej w bruzdach ziemniaczanych. Żłobiny w bruzdach ziemniaczanych osiągnęły profil U-kształtny, o szerokości dna około 10 cm. W omawianej partii stoku występowały również bruzdy ziemniaczane tylko nieznacznie pogłębione. Na polach z uprawą buraków zmienną cechą były płytkie żłobiny do 2 cm głębokości, które na powierzchni o większym spadku łączyły się w głębsze „kanały”. Erozyjna działalność spłukiwania pokrywowego była ograniczona do pól z uprawą ziemniaków, efektem której było obniżenie lub całkowite zniszczenie grzęd ziemniaczanych. W tym przypadku doszło do upłynnienia wierzchniej warstwy gleby, a następnie jej usunięcie aż do tzw. „podeszwy ornej”. Powyżej przedstawiony proces erozji można porównać do „cross-grading” opisanego przez A. K. Teisseyre’a (1992). W przypadku szerokich bruzd erozyjnych, niekiedy odznaczających się nieznaczną głębokością do 30 cm, w ich dnach założonych na „podeszwie ornej”, występowały kociołki eworsyjne o średnicy od kilku do maksymalnie 60 cm. Kociołki te, notowane już w górnej części stoku, najli-

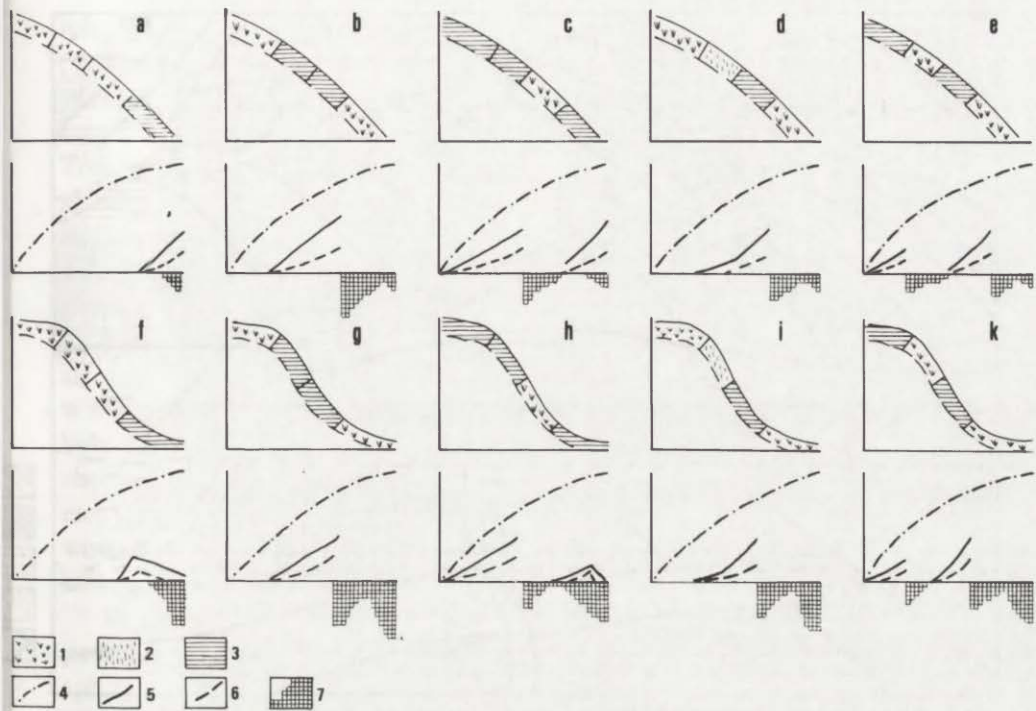
czniej występowały w dolnych partiach stoków, o nachyleniu do 30°, na polach po zbiorze ziemniaków, gdzie intensywna erozja powierzchniowa oraz linijna doprowadziła do całkowitego rozmycia grzęd ziemniaczanych. Rozcięcia erozyjne powierzchni łkowej występowały tylko w pobliżu górnej i dolnej krawędzi teras śródpolnych. Same krawędzie w większości pokryte roślinnością darniową stanowiły barierę dla procesów erozji liniowej kształtujących się na wyżej położonych obszarach pól uprawnych, szczególnie z roślinami okopowymi. Krawędzie teras zatrzymywały transportowany materiał mineralny, tu następowała infiltracja części wody do wierzchniej warstwy profilu glebowego, o niezniszczonej przez rozbrzyzg strukturze i tu niekiedy doszło do rozcięcia systemu korzeniowego pokrywy darniowej. W początkowym etapie powstawał niewysoki próg (do 10 cm), który następnie był stopniowo pogłębiany, a w efekcie końcowym następowało jego rozcięcie do głębokości około 50 cm. Poniżej wytworzył się kocioł eworsyjny, częściowo zasypany podczas schyłkowej fazy spłukiwania liniowego. Zanotowano cztery kotły eworsyjne poniżej progów śródpolnych. Duża wydajność opadu doprowadziła w kilku przypadkach do upłynnienia warstwy glebowej pod darnią, a następnie do osunięcia warstwy darniowej o powierzchni do 2 m², na krawędzi terasy śródpolnej. Powyższy proces był powszechnie obserwowany w dorzeczu Prądnika podczas opadów ulewnych w 1996 r. (rozdz. 1.2).

W omawianej partii stoków do działalności erozyjnej należy również zaliczyć powstanie w obszarze łkowym kilku studzien sufozcyjnych o głębokości do kilkudziesięciu cm i objętości do 2 m³.

W górnej partii stoku notowano również na łąkach spływ liniowy oraz pokrywowy, którego śladem były liczne fragmenty wyłożonych traw. Te ostatnie wydatnie zmniejszyły siłę tarcia, tym samym w okresie trwania ulewy (rozdz. 3) następowało przejście od spływu liniowego do pokrywowego. Kształtowanie się spływu na powierzchniach łkowych było uwarunkowane minimalną infiltracją wody opadowej w głąb profilu glebowego, co było związane z dużym natężeniem opadu.

Odptyw wody opadowej na powierzchni długich, wypukłych stoków odbywał się poprzez gęstą sieć żłobin erozyjnych w niższe partie stoku, znaczna ilość wody była także odprowadzana do sieci wąwozów. Skoncentrowany spływ wody do sieci suchych dolinek był niejednokrotnie przyczyną cofnięcia się, w wyniku erozji wstecznej lub obrywów, górnych krawędzi wąwozów.

Omawiając transformację górnej partii stoku pod wpływem gwałtownego opadu, należy podkreślić, iż obok procesów erozyjnych występowała powszechnie depozycja materiału mineralnego i organicznego, szczególnie na styku pól uprawnych z użytkami zielonymi (ryc. 18, 19). Materiał wyerodowany z pól z uprawami okopowymi i zbożowymi był bezpośrednio wyłapywany przez gęstą darń na niżej położonej łące. U wylotu brzd ziemniaczanych na powierzchni łąk lub na polach, po zbiorze zbóż, powstawały stożki deluwalne, tworzące często rozległe pola nakładających się stożków. Pobocznicze „pól stożków” były rozcinane kolejnymi żłobinami o głębokości do kilkunastu cm. Materiał z nich wymy-



Ryc. 18. Przeobrażenie stoków o różnej sekwencji upraw pod wpływem gwałtownych ulew

1 – łąki, 2 – uprawy zbożowe, 3 – uprawy roślin okopowych, 4 – spływ, 5 – erozja liniowa, 6 – erozja powierzchniowa, 7 – depozycja deluwii

The downpour impact on the slope transformation under various sequence of land use

1 – meadows, 2 – cereal crops, 3 – roots crops, 4 – overland flow, 5 – linear erosion, 6 – surface erosion, 7 – deluvial deposition

ty był osadzany poniżej w formie regularnych, pojedynczych stożków deluwialnych. W omówionym przypadku można zatem mówić o dwóch strefach akumulacji: bliższej i dalszej (ryc. 20). U wylotu żłobin z pól buraczanych, jak również zbożowych, ilość wody i zawiesiny była mniejsza. W tym przypadku występowała tylko jedna strefa depozycji. Proces depozycji był również widoczny w brzdach ziemniaczanych o układzie równoległym do poziomic. Brzdy takie spełniały funkcję zamkniętych basenów sedymentacyjnych. Strefa chwilowej depozycji materiału mineralnego, produktów spłukiwania rozproszonego, obejmowała całą górną powierzchnię stoku, niezależnie od istniejącego użytkowania.

Niekiedy żłobiny, zapoczątkowane w górnej partii stoku, o głębokości około 30 cm, w sprzyjających warunkach układu pól (podłużny system pól ziemniaczanych lub buraczanych, o brzdach zgodnych ze spadkiem terenu, rozgraniczonych niewysokimi terasami śródpolnymi), miały swoją kontynuację w partii środkowej oraz dolnej. Ich głębokość oraz szerokość ulegała stopniowemu zwiększaniu, aby w dolnej części stoku osiągnąć głębokość do około 1,5 m, szerokość przekroju górnego do 80 cm, dolnego do 20–30 cm. Opisane żłobiny spełniały

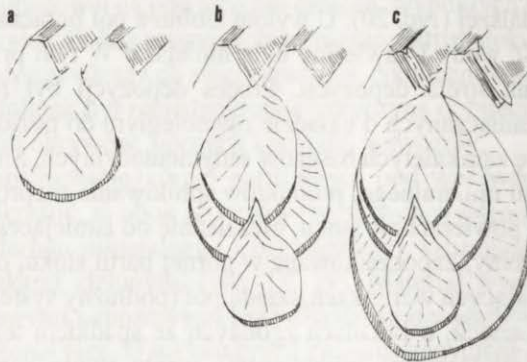


Ryc. 19. Transformacja obszarów stokowych zlewni Kalinki podczas opadu ulewnego w dniu 15 września 1995 r. na podstawie rekonstrukcji ze zdjęcia lotniczego (fot. 1)

- 1 – obszary zalesione, 2 – obszary z silnie zaznaczającą się erozją liniową, 3 – obszary ze słabo zaznaczającą się erozją liniową, 4 – obszary depozycji deluwii i aluwii, 5 – terasy śródpolne

The downpour effect on slope transformation on 15 September 1995 at the Kalinka catchment based on air photo interpretation (photo 1)

- 1 – woodlands, 2 – areas intensively transformed by rill erosion, 3 – areas slightly transformed by rill erosion, 4 – deluvial and alluvial deposition, 5 – field terraces



Ryc. 20. Depozycja stożków deluwialnych u wylotu brzd ziemniaczanych
The deluvial fan deposition at the outlet of rills passing the potato plantation

rolę dróg tranzytowych dla wyerodowanego materiału mineralnego z wyższych partii stoku. U wylotu opisanych bruzd, u podnóża stoków powstawały rozległe stożki deluwialne o nachyleniu pobocznicy do kilkunastu stopni, w zależności od kąta nachylenia „bazy erozyjnej” żłobiny oraz nachylenia obszaru depozycji. Tranzytową rolę dla wyerodowanego materiału mineralnego spełniały również żłobiny erozyjne, wytworzone w drogach polnych. Głębokość żłobin drogowych sięgała w górnej i środkowej partii stoku do 50 cm. W wielu przypadkach żłobiny zapoczątkowane w górnej partii stoku sięgały aż do jego podnóża, na odległość około 1 km. Natomiast układ żłobin drogowych był zróżnicowany, co było uwarunkowane fragmentarycznym umocnieniem dróg, powodując przesunięcie się strefy erozji w inną część przekroju drogi polnej. Procesem współdziałającym w tworzeniu się głębokich bruzd w drogach założonych na osadach lessowych były kanały sufozyjne powstające zarówno w dnach dróg, jak również w ich zboczach. Studnie lub korytarze sufozyjne powodowały wytworzenie się progów erozyjnych w profilu podłużnym żłobin drogowych (fot. 10). Maksymalna obserwowana wysokość progów w żłobinie drogowej wynosiła około 1,8 m, poniżej którego wytworzył się głęboki kocioł eworsyjny.

W środkowych fragmentach stoków, odznaczających się w większości przypadków profilem wypukłym i kątem nachylenia od kilku do 30°, przeważało spłukiwanie pokrywowe nad liniowym. Natężenie spłukiwania pokrywowego w omawianej części stoku było najprawdopodobniej największe w odniesieniu do innych fragmentów stoku. Następowo też stopniowe pogłębianie rozcięć erozyjnych, jak również zmniejszanie się ilości płytkich bruzd erozyjnych, kosztem większej ich głębokości. Podobnie jak w górnej partii stoku, erozja liniowa była ograniczona głównie do pól z uprawą roślin okopowych (ryc. 18). Górna warstwa uprawna, na polach ziemniaczanych, o układzie bruzd zgodnym z nachyleniem stoku, została na znacznych powierzchniach zniszczona aż do „podeszwy glebowej”. Nie można wykluczyć, iż duże znaczenie miało przesylenie tej warstwy wodą opadową, a następnie jej upłynnienie i powolne włączenie w spływ pokrywowy (spływ błotny). Na ścierniskach i na polach buraczanych obserwowano głównie spłukiwanie powierzchniowe, któremu towarzyszyła gęsta, lecz płytka sieć żłobin. Na uwagę zasługuje powszechne występowanie kotłów sufozyjnych, nawet do 3 metrów głębokości, wskazujące na uaktywnienie przepływu kanałami. Depozycja materiału miała charakter chwilowy, osad mineralny podlegał często redepozycji.

W dolnej partii stoków wypukłych, o długości 400–700 m, o nachyleniu od 10 do 20° (30°), żłobiny erozyjne osiągały głębokość do 2 m w regionie Giebułtowa. Występowały one na polach z uprawą ziemniaków. Na ścierniskach wielkość rozcięć była znacznie mniejsza – do około 50 cm. Układ żłobin erozyjnych nawiązywał do głównego kierunku spadku powierzchni stokowej, notowano również rozcięcia erozyjne skośne do układu bruzd, występujące głównie na polach z uprawą ziemniaków. Żłobiny skośne w krótkich odcinkach nawiązywały swoim przebiegiem do układu bruzd ziemniaczanych (rzędy ziemniaczane

trawersujące stoki). W miarę wzrostu nachylenia stoku, płynąca woda rozmywała kolejne grzędy ziemniaczane, tworząc nowe rynny erozyjne, zgodne z nachyleniem stoku.

Przedstawiając proces erozji, szczególnie erozji liniowej, dla górnej partii stoku, zwrócono uwagę na zależność jego przebiegu od układu pól. W dolnej partii stoku o nachyleniu około 30° system bruzd erozyjnych obejmował kolejno następujące po sobie fragmenty stoku, w wielu przypadkach niezależnie od ich użytkowania. Żłobiny erozyjne z pól ziemniaczanych wkraczały na pola z uprawą zbóż, ich głębokość nieznacznie zmniejszała się, natomiast ilość – zwiększała się. Jeżeli badany stok odznaczał się na całej długości znacznym nachyleniem, żłobiny erozyjne w początkowym fragmencie pola z uprawą zbóż łączyły się, a ich głębokość stopniowo zwiększała się. Na ścierniskach obserwowano także depozycję materiału mineralnego (wzrost siły tarcia) w postaci wydłużonych smug, niekiedy łączących się w rozległe pola sedimentacji. Przy przejściu z pól zbożowych na obszar z uprawą ziemniaka ilość najgłębszych żłobin erozyjnych w większości przypadków była podobna, natomiast zauważono powstanie licznych płytszych żłobin, nawiązujących swoim przebiegiem do układu bruzd ziemniaczanych. Obserwowano niekiedy fragmentaryczne rozmycie bruzdy śródpolnej, jak również zniszczenie grzęd ziemniaczanych w górnej partii pola ziemniaczanego, w wyniku spłukiwania powierzchniowego notowanego poniżej bruzdy śródpolnej, który następnie przechodził w spłukiwanie linijne. Przy układzie pól poprzecznym do poziomic, w którym następowało przejście od obszarów pól uprawnych (ziemniaki, buraki), poprzez powierzchnię łąkową, do pól ziemniaczanych, obserwowano zmianę erozji liniowej (pola ziemniaczane) na spływ powierzchniowy (wyłożenie roślinności darniowej), a następnie ponownie zaznaczającej się erozji liniowej na polach z uprawą roślin okopowych. W obszarze łąkowym notowano powszechną depozycję i lokalne rozcięcia korzeniowej warstwy.

W dolnych fragmentach stoków o profilu wklęsłym i nachyleniu do 15° materiał wyerodowany ze żłobin był osadzany w formie rozległych stożków i pokryw deluwialnych, często wkraczających na obszar równiny zalewowej doliny Kalinki i Nidzicy (ryc. 18; fot. 5, 11). Wielkość stożków deluwialnych była bardzo zróżnicowana: od kilku do kilkunastu m^2 . Także tu u wylotu głębokich bruzd erozyjnych można było wyróżnić dwie strefy „włożonych” stożków deluwialnych. Zagadnienia depozycji materiału mineralnego zostanie przedstawione w rozdziale 6.

W dolnej partii stoków miał też miejsce spływ śródpokrywowy. Dowodem na to jest obecność na gruntach ornych sufozyjnych kanałów do 40 cm głębokości, jak również spotykane na łąkach – studnie sufozyjne o objętości do kilku m^3 .

Materiał zmyty ze środkowej i dolnej części krótszych stoków, o profilu wypukłym, był częściowo odprowadzany do bocznych dolinek, gdzie był deponowany w dnach wąwozów albo w postaci rozległych stożków proluwialnych u ich wylotu.

Zakładając podobne natężenie procesu erozji na powierzchni jednego hektara, można szacować, iż z obszaru wierzchowinowego zostało wyerodowane około $11 \text{ m}^3/\text{ha}$, co daje wartość $0,18 \text{ t/ha}$; dla górnych części stoków jest to wartość około $150\text{--}180 \text{ m}^3/\text{ha}$ ($255\text{--}292 \text{ t/ha}$), natomiast dla środkowej i dolnej partii stoków – $210\text{--}250 \text{ m}^3/\text{ha}$ ($357\text{--}425 \text{ t/ha}$). Przedstawione wartości są znacznie wyższe niż to szacują dla całej zlewni w oparciu o formy erozyjne H. Maruszczak i J. Trembaczowski (1956) dla ulewy w Piaskach Szlacheckich – 2456 t/km^2 , jak również są wyższe od wartości podanych przez J. Buraczyńskiego i J. Wojtanowicza (1971) dla ulewy w Dzierzkowicach – 2289 t/km^2 . Przedstawione porównanie może sugerować, że ulewa w dniu 15 września 1995 r. w dorzeczu Kalinki spowodowała intensywniejszą erozję niż opisywane wcześniej opady. Należy jednak zwrócić uwagę, iż szacunek dla ulewy w Piaskach Szlacheckich jest znacznie zaniżony, gdyż nie uwzględnia erozji powierzchniowej.

Przedstawiając skutki erozyjnego przekształcenia rzeźby obszaru lessowego pod wpływem gwałtownej ulewy, nie można pominąć procesu erozji w dnach suchych dolinek. Wielkość zmian miała różny wymiar, uzależniony nie tylko od usytuowania w odniesieniu do centrum ulewy i wielkości odwadnianego obszaru, ale również od spadku i budowy dna doliny, od typu użytkowania rolniczego i szaty roślinnej pokrywającej zbocza dolinki. Lokalnie pogłębienie den wąwozów osiągnęło wartość 3, a maksymalnie do 5 metrów. W licznych wąwozach nastąpiło całkowite rozcięcie osadów gliniastych wypełniających ich dna, dotarcie do podłoża skalnego i jego rozcięcie do kilkudziesięciu cm. Przeobrażeniom uległy zbocza wąwozów oraz ich górne krawędzie (fot. 8). Transformacja górnych krawędzi wąwozów była bezpośrednio uzależniona od typu użytkowania sąsiadujących pól oraz od ich kąta nachylenia. Szczegółowe omówienie przeobrażeń form wąwozowych jest przedstawione w rozdziale 8.

Erozyjne przekształcenia były również widoczne w korycie oraz na powierzchni równiny zalewowej potoku Kalinka. Źródłowy oraz górny odcinek potoku Kalinka został przekształcony tylko lokalnie, głównie w wyniku erozji bocznej, kubatura wyerodowanego materiału z poszczególnych podcięć nie przekraczała 1 m^3 . Materiał ten był osadzany w rozszerzeniach koryta, lub w odcinkach, gdzie potok miał charakter koryta warkoczowego. Koryto Kalinki w odcinku środkowym i dolnym zostało pogłębione o $50\text{--}70 \text{ cm}$. Widoczne było również poszerzenie koryta w wyniku erozji bocznej. Lokalne podmycia brzegów koryta powodowało usunięcia materiału o objętości kilku m^3 , prowadząc do cofnięcia brzegów o 2 m, na długości 2–3 m. Erozja brzegów koryta Kalinki była spowodowana głównie spiętrzeniem wody przez przepusty mostowe o małym przekroju. Wyerodowany materiał był częściowo deponowany na obszarze równiny zalewowej, natomiast pozostała część materiału wyerodowanego z koryta Kalinki – została odprowadzona do Nidzicy. Lokalnie również w korycie Kalinki zostały zdeponowane odsypy żwirowo-gruzowe o wielkości klastów do 70 cm.

Obok powszechnie widocznej, choć przestrzennie zróżnicowanej depozycji na równinie zalewowej (fot. 5, 6), zaznaczał się także lokalnie proces erozji.

Najintensywniej erozja powierzchniowa była widoczna na polach z uprawą ziemniaków, gdzie nastąpiło zdarcie wierzchniej warstwy gleby, aż do „podeszwy ornej”. Na polach ziemniaczanych usytuowanych za drogami polnymi, trawersującymi równinę zalewową, spiętrzającymi wody spływające ze stoków oraz powodziowe nastąpiło również rozmycie „podeszwy ornej” i powstanie niewielkich kociołków eworsyjnych o głębokości kilkunastu cm. Zdarcie i rozcięcie „podeszwy ornej” na powierzchniach do kilkunastu m² było też notowane na równinie zalewowej Nidzicy. Nastąpiło tam rozwinięcie kociołków eworsyjnych na kilku coraz głębszych poziomach glebowych i tym samym etapowe niszczenie kolejnych baz erozyjnych.

W przypadku uregulowanego koryta Nidzicy nie obserwowano jego pogłębienia oraz podcięć erozji bocznej. Dominującym procesem obserwowanym na równinie zalewowej Nidzicy była depozycja materiału mineralnego, jak również organicznego, wyerodowanego z obszaru stokowego oraz dostarczonego siecią gęstych suchych dolinek rozcinających ich powierzchnię.

6. CHARAKTERYSTYKA SEDYMENTOLOGICZNA OSADÓW DELUWIALNYCH, PROLUWIALNYCH I ALUWIALNYCH

Elżbieta Czyżowska

Osady złożone w czasie powodzi na równinie zalewowej są sumą osadów wyerodowanych i odprowadzonych z obszaru stokowego, z dróg, z wąwozów (osady proluwialne), jak również z koryta Kalinki i z powierzchni równiny zalewowej. Ze stoków pochodził głównie materiał drobnoziarnisty, odprowadzony w wyniku erozji liniowej oraz powierzchniowej z pól z uprawami roślin okopowych i zbożowych. U wylotu głębokich żłobin erozyjnych utworzyły się rozległe stożki deluwialne. Osady te sedymentowały w obrębie stoków lub jako stożki deluwialne wkraczające na równinę zalewową (rozd. 5). Powierzchnie pokryw deluwialnych na spłaszczeniach śródstokowych wynosiły od kilkudziesięciu cm^2 do kilku m^2 . W przypadku stożków wkraczających na obszar równiny zalewowej wielkość powierzchni pobocznic sięgała do kilku, a nawet kilkudziesięciu m^2 . Nachylenie pobocznic dużych stożków deluwialnych wynosiło kilka stopni, znacznie większe nachylenie wykazywały małe stożki u wylotu głębokich bruzd erozyjnych, powstające zarówno w obszarze spłaszczeń śródstokowych, jak również na równinie zalewowej. Na spłaszczeniach śródstokowych u wylotu głębokich bruzd ziemniaczanych powstawały niekiedy dwie strefy akumulacji deluwialnej. Podobną sedymentację obserwowano na obszarze równiny zalewowej u wylotu głębokich bruzd erozyjnych (ryc. 20).

Materiał mineralny na równinę zalewową był dostarczany również siecią gęstych dróg polnych, przeważnie o przebiegu zgodnym z nachyleniem stoku (rozd. 2.4). Materiał wyerodowany z dróg obejmował drobnoziarnisty osad lessowy, w nielicznych przypadkach materiał żwirowy oraz gruzowy, związany z rozcięciem podłoża kredowego. Materiał ten był deponowany na obszarze równiny zalewowej w postaci rozległych pokryw deluwialnych. Tylko w przypadku zmiany kierunku układu drogi ze zgodnego ze spadkiem na prostopadły depozycja materiału następowała już na stoku.

Materiał mineralny u wylotu kanałów sufozyjnych był deponowany w postaci małych stożków sufozyjnych. W wielu przypadkach stożki sufozyjne deponowane na stokach były włączone w większy obszar depozycji deluwii. Obserwowano także rozmywanie stożków sufozyjnych. Wyloty korytarzy sufozyjnych znajdowały się także w zboczach lub na poziomie den wąwozów. Materiał stoż-

ków sufozyjnych deponowanych w dnach wąwozów był częściowo odprowadzany na równinę zalewową i włączany w osad rozległych stożków proluwialnych, a częściowo pozostawiony jako materiał wyścielający ich dna. Osad stożków sufozyjnych mających wylot na zboczach wąwozów był w znacznej mierze przechwytywany przez roślinność trawiastą pokrywającą zbocza, pozostała część materiału docierała do den.

Materiał stożków proluwialnych powstających u wylotu wąwozów stanowił z punktu widzenia składu granulometrycznego najbardziej zróżnicowany materiał mineralny doprowadzany do równiny zalewowej Kalinki i Nidzicy. Obok materiału drobnoziarnistego, zostały złożone bloki skalne, w większości lżejsze gezy, o średnicach bloków dochodzących do 70 cm, z przewagą materiału o średnicy do kilkunastu cm. Osad przypominał swą teksturą spływ gruzowy (rozd. 8; fot. 6, 15).

W powodziowych osadach równiny zalewowej mają również swój udział osady pochodzące z koryta Kalinki, wyerodowane w okresie przepływów większych od pełnokorytowych, jak również osady pochodzące z erozji powierzchni równiny zalewowej, erozji liniowej i powierzchniowej (rozd. 5).

W osadach deponowanych na stokach, w wąwozach, jak również na równinie zalewowej znaczny udział stanowiły „klasty” związane z działalnością człowieka: materiały budowlane, buraki, ziemniaki i śmieci itp.

Materiał mineralny dostarczony ze stoków, z wąwozów i z dróg polnych został w większości zdeponowany na obszarze równiny zalewowej. Brak pomiarów ilości materiału unoszonego i wleczonego podczas powodzi nie pozwala na podjęcie próby oszacowania, jaka część materiału została odprowadzona dalej z biegiem rzeki.

Przedstawiając przebieg sedymentacji deluwiów, proluwiów i aluwiów, należy podjąć próbę scharakteryzowania bilansu materiału niesionego i deponowanego w poszczególnych fazach powodzi (rozd. 4). Podczas pierwszej fazy kształtowania się spływu, w okresie wysokiego natężenia opadu atmosferycznego (rozd. 3), proces depozycji materiału w obszarze stokowym był znaczny, materiał uruchamiany był m. in. w wyniku rozbryzgu, a następnie – przenoszony na nieznaczną odległość, co było uwarunkowane znaczną szorstkością podłoża oraz słabo wykształconą siecią żłobin erozyjnych odprowadzających materiał mineralny. W bilansie procesów wartość denudacji była nieznacznie większa od depozycji. W okresie kontynuacji opadu o dużym natężeniu nastąpiła zmiana rozkładu procesów. Pierwszoplanowe znaczenie miały erozja oraz transport, depozycja materiału była ograniczona. Wartość tarcia powierzchni stokowej była znacznie mniejsza niż w pierwszej fazie depozycji, jednak objętość materiału deponowanego na obszarze stokowym była znacznie większa w porównaniu z pierwszą fazą. Długość oraz objętość materiału transportowanego była wtedy największa w stosunku do całego czasu trwania ulewy. W schyłkowej fazie opadu pierwszoplanowe znaczenie miały depozycja materiału mineralnego i organicznego. Znaczenie transportu oraz erozji było najprawdopodobniej ograniczone

do powierzchni pól ziemniaczanych i rozcinanych pól deluwialnych. Podsumowując przedstawioną rekonstrukcję zmian bilansu depozycji, należy przypuszczać, iż osad zdeponowany w obszarze stokowym był związany z główną oraz ze schyłkową fazą splukiwania (splukiwanie linijne, pokrywowe), pierwsza faza depozycji została najprawdopodobniej zniszczona. Depozycja materiału mineralnego odbywała się głównie w dolnej partii stoków, jak również na spłaszczeniach śródstokowych. Biorąc natomiast pod uwagę użytkowanie rolnicze, największa ilość materiału mineralnego była deponowana na kontakcie upraw roślin okopowych i łąk, w strefie gwałtownej zmiany wielkości tarcia (rozdz. 5; ryc. 18, 19).

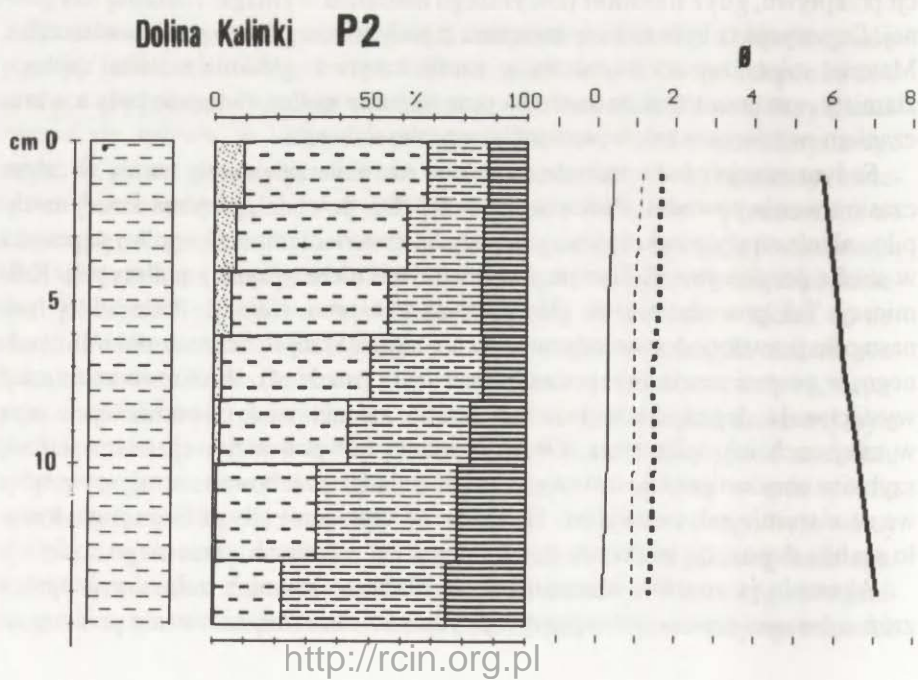
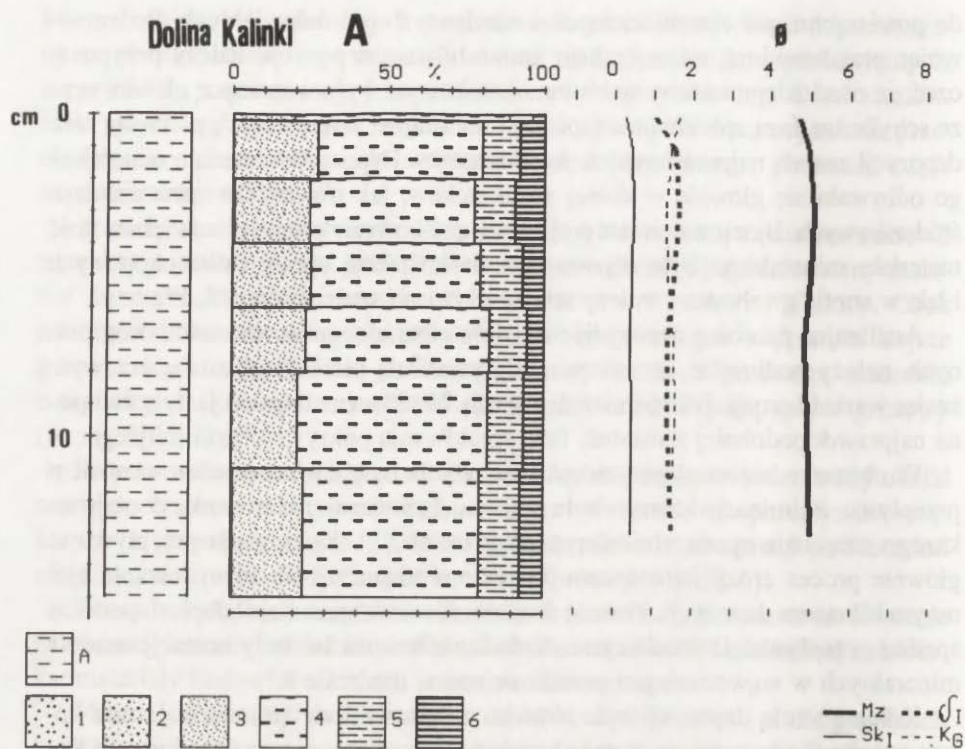
Analizując przebieg depozycji materiału mineralnego w obszarach dróg polnych, należy podkreślić, iż transport odgrywał rolę pierwszoplanową, przewyższając wartość erozji, jak również depozycji. Nieznaczna depozycja była związana najprawdopodobniej z ostatnią fazą splukiwania pokrywowego i liniowego.

W obszarze wązowym erozja i depozycja były uwarunkowane wzrostem przepływu, kulminacja którego była przesunięta w czasie, w stosunku do największego natężenia opadu atmosferycznego (rozdz. 3). Kulminacja przepływu to głównie proces erozji i transportu. Okres ten odznaczał się zdecydowanie ujemnym bilansem depozycji. Powrót do stanu równowagi nastąpił dopiero podczas spadku przepływu. Dokładniejsze omówienie warunków sedymentacji osadów mineralnych w wązowach jest przedstawione w rozdziale 8.

Kolejną strefą depozycji była równina zalewowa i związana z nią strefa koryta potoku. Sedymentacja materiału mineralnego i organicznego w korycie Kalkinki nastąpiła najprawdopodobniej podczas okresu opadania fali powodziowej, choć depozycja drzew, gałęzi, materiałów budowlanych trwała podczas kulminacji przepływu, gdyż transport powyższego materiału wymagał znacznej siły nośnej. Depozycja ta była zawsze związana z podparciem przez zarośla nadrzeczne. Materiał mineralny zdeponowany w strefie koryta to głównie materiał drobnodziarnisty, natomiast frakcja żwirowa oraz okruchy skalne związane były z wkraczaniem na równinę zalewową stożków proluwialnych.

Sedymentacja osadu powodziowego na równinie zalewowej trwała w całym czasie trwania powodzi. Podczas pierwszej fazy powodzi, podczas której nastąpiło zalanie strefy przykorytowej, depozycja materiału mineralnego występowała w strefie przykorytowej oraz przy wylocie żłobin erozyjnych z pól ornych. Kulminacja fali powodziowej to głównie faza transportu i erozji. Podczas tej fazy nastąpiło prawdopodobnie odprowadzenie największej ilości materiału mineralnego, w postaci zawiesiny, poza obszar zlewni (rozdz. 4). W okresie kulminacji występowała depozycja w brzeżnej strefie zalania wód powodziowych oraz w miejscach ich spiętrzenia. Okres opadania fali powodziowej, odznaczał się szybkim obniżaniem stanu wody, o czym świadczą zachowane struktury prądowe na równinie zalewowej (fot. 12; rozdz. 4). Obniżenie siły nośnej spowodowało szybką depozycję materiału mineralnego, jak również organicznego.

Akumulacja osadów mineralnych w obszarze równiny zalewowej oprócz zróżnicowania czasowego wykazywała również duże zróżnicowanie przestrzen-



ne. Miąższość złożonych osadów wahała się w przedziale od kilku mm do około 40 cm. Najmniejsza miąższość występowała w źródłowym odcinku potoku Kalinka, nie objętym główną strefą opadu ulewnego (rozdz. 3), jak również w brzeżnej strefie zalania równiny. Największa miąższość materiału mineralnego wystąpiła w strefie przykorytowej jako facja wałów brzegowych. Duże miąższości stwierdzono też w strefie podparcia wód powodziowych przez naturalne przeszkody (zarośla) lub zabudowania gospodarskie oraz u podnóży stoków, gdzie były deponowane deluwia.

Analizując podstawowe wartości wskaźników uziarnienia drobnoziarnistych osadów pozakorytowych, można stwierdzić nieznaczne zmniejszenie frakcji deponowanego materiału w dolnym odcinku dna doliny potoku Kalinki; w Kalinie Małej – $Mz = 4,84-5,33\phi$, w Kalinie Wielkiej/Śladowie $Mz = 5,04-6,51\phi$, w Janowicach – $Mz = 5,27-7,07\phi$. Wartość odchylenia standardowego na całej długości równiny zalewowej występowała w zakresie wysortowania słabego $\delta = 1,04-1,65$, przy nieznacznym wzroście wskaźnika wysortowania dla odcinka dolnego $\delta = 1,40-1,63$. Skośność występowała w dwóch przedziałach; dobrej i bardzo dobrej. W odcinku górnym występowały głównie osady w przedziale skośności bardzo dobrej – $Sk = 0,31-0,41$, natomiast w odcinku środkowym i dolnym, wartość skośności występowała w przedziale skośności dobrej i bardzo dobrej: $0,26-0,49$; $0,17-0,41$. Kurtoza wykazywała największe zróżnicowanie w odcinku środkowym $K_G = 1,00-1,63$, w odcinku górnym powyższa wartość występowała w dwóch przedziałach leptokurtycznym i bardzo leptokurtycznym $K_G = 1,22-1,67$, odcinek dolny odznaczał się zmianą kurtozy od rozkładu mezokurtycznego do rozkładu platykurtycznego $K_G = 0,90-1,17$. Przytoczone wartości wskaźników uziarnienia wskazują, iż w dolnym odcinku równiny zalewowej depozycja osadów aluwialnych nastąpiła w środowisku odznaczającym się mniejszym zróżnicowaniem dynamiki w odniesieniu do odcinka środkowego. Depozycja w odcinku górnym była związana z nieznacznymi wahaniami dynamiki.

Charakteryzując depozycję osadów w przekroju poprzecznym równiny zalewowej, zauważalne jest zmniejszenie średniej średnicy ziarn materiału mineralnego wraz z oddaleniem się od koryta, powyższa różnica występuje w przedziale od 1,0 do około 1,5 ϕ . Wartość wskaźnika odchylenia standardowego nie wyka-

Ryc. 21. Pionowe sekwencje osadów powodziowych deponowanych na równinie zalewowej Kalinki

Podział litologiczny: A – pył ilasty.

Podział granulometryczny: 1 – piasek gruby, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył gruby, 5 – pył średni i drobny, 6 – il.

Wskaźniki uziarnienia wg Fólka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

The sequence of overbank deposition on the Kalinka flood-plain

Lithology: A – clayey silt.

Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay.

Granulometric indexes after Folk and Ward's: Mz – mean grain size, δ – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

zywała zasadniczych zmian. W odcinku górnym można było zaobserwować, nieznaczne obniżenie wartości wysortowania w centralnej części równiny zalewowej. Powyższy spadek wartości odchylenia standardowego mógł być uwarunkowany sedymentacją materiału mineralnego w płytkim obniżeniu, w którym depozycja związana była z wytrącaniem się materiału mineralnego z zawiesiny w końcowym okresie powodzi. Wartość skośności wykazuje nieznaczne obniżenie podczas oddalania się od koryta, natomiast wskaźnik kurtozy nie wykazuje wyraźnej tendencji zmian.

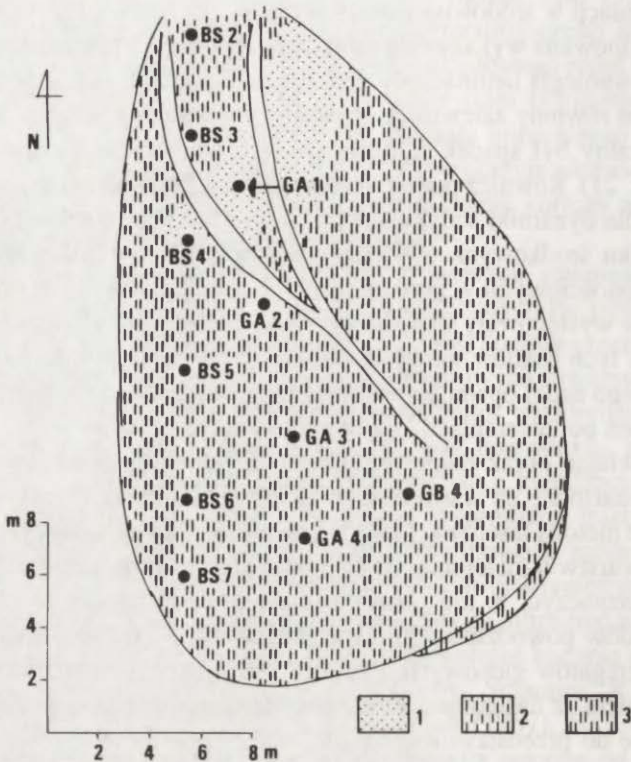
Analiza pionowej sekwencji osadów powodziowych równiny zalewowej skłania do podjęcia zagadnienia odzwierciedlenia kolejnych faz powodzi w osadach mineralnych. Po raz pierwszy problem ten został podjęty przez G. R. Mansfielda (1938). Na podstawie badań osadów powodziowych równiny zalewowej, deponowanych podczas pojedynczego wezbrania, autor wyodrębnił sekwencję osadów odznaczającą się uziarnieniem gradacyjnym normalnym, z najgrubszą frakcją osadu w spągu sekwencji, która wiązana była z kulminacją przepływu powodziowego, jak również z okresem transportu najgrubszej frakcji. W zależności od topografii równiny zalewowej pojedyncza powódź może pozostawić również sekwencję osadów o uziarnieniu gradacyjnym pensymetrycznym. Występowanie uziarnienia gradacyjnego pensymetrycznego może być również uwarunkowane wahaniami przepływu powodziowego. Kolejne badania nad zapisem faz powodzi w osadach mineralnych podjęli S. A. Schumm, R. W. Lichty (1963), E. D. McKee, E. J. Crosby, H. L. Berryhill (1967), H. J. McPherson, W. F. Rannie (1970). Przeprowadzone badania, skłoniły autorów do wydzielenia sekwencji o uziarnieniu gradacyjnym normalnym, tym samym do wysunięcia wniosku, iż sekwencja osadów powodziowych nie rejestruje pierwszej fazy powodzi, podczas której następuje wzrost przepływu. K. Klimek (1974) na podstawie badań osadów równiny zalewowej w strefie przykorytowej Wisłoki wydzielił trzy etapy sedymentacji osadów powodziowych. Podczas wzrostu przepływu następuje sedymentacja osadów mułkowych z licznymi makroszczałkami organicznymi. W tym okresie powodzi w procesie depozycji materiału mineralnego duże znaczenie odgrywa roślinność spełniająca rolę łapacza. Powyżej zalegają osady piaszczyste z widocznymi strukturami prądowymi – „faza miecenia i transportu rytmicznego”. Okres opadania fali powodziowej jest ponownie odzwierciedlony przez osady mułkowe. Podobną sekwencję osadu powodziowego przedstawił A. K. Teisseyre (1988) na podstawie badań osadów rzek sudeckich.

Analizując pionową sekwencję osadów pozakorytowych równiny zalewowej Kalinki dla odcinka górnego oraz środkowego, nie obserwowano wyraźnej różnicy w wartościach wskaźników uziarnienia pomiędzy warstwą spagową oraz stropową (ryc. 21). Należy jednak podkreślić, iż w większości przypadków stropowa warstwa odznacza się laminacją barwną (naprzemianległość lamin ciemnych i jasnych). Miąższość warstwy laminowanej wynosiła około 1 cm. Miąższość poszczególnych lamin występowała w przedziale od kilkudziesiątych mm do 1 mm. Powyższą laminację należy najprawdopodobniej wiązać z końcową

fazą sedymentacji w środowisku wody płynącej, gdyż w większości przypadków warstwa laminowana wykazywała struktury prądowe – ripplemarki o wysokości do 2 cm. Równoległą laminację można wiązać z prądami gęstościowymi. W odcinku dolnym równiny zalewowej, w pionowym przekroju sekwencji powodziowej, zauważalny był spadek wartości średniej średnicy w kierunku stropu sekwencji (ryc. 21). Również pozostałe wartości wskaźników uziarnienia wskazują na wzrost pola dynamiki sedymentacji. Stropowa warstwa sekwencji, podobnie jak w odcinku środkowym, wykazuje laminację barwną, którą można wiązać z prądami gęstościowymi w płytkiej warstwie wody płynącej. W stropowej warstwie osadów występowały ślady rozbryzgu. Fakt ten pozwala wysunąć wniosek, iż depozycja tych osadów nastąpiła w okresie opadania fali powodziowej podczas trwającego nadal opadu atmosferycznego, raczej o dużym natężeniu (głębokość zagłębień po uderzeniach kropeł około 2 mm).

Przedstawiając obraz pionowej sekwencji osadów powodziowych równiny zalewowej oparto się na wartości wskaźników uziarnienia określonych na podstawie analiz metodą laserową. Metoda powyższa pozwoliła na wykonanie analiz uziarnienia warstw o małej miąższości (mała ilość materiału mineralnego). Należy jednak zaznaczyć, iż nie pozwala ona na odzwierciedlenie zróżnicowania budowy osadów powodziowych, związanego z występowaniem warstw zbudowanych z agregatów glebowych. Podczas analizy następuje rozbicie agregatów. Fakt ten sprawia, iż następuje zatarcie prawdziwego obrazu zapisu sedymentacji. Odnosząc się do przedstawionego faktu, należy przedstawić obraz analiz organoleptycznych, które w przypadku osadów lessowych ukazują inny model sedymentacji podczas pojedynczego wezbrania (fot. 13, 14).

W większości analizowanych profili warstwa spągowa nie wykazywała udziału materiału mineralnego w postaci agregatów, depozycja była związana z występowaniem szaty roślinnej – silne przemieszanie łądyg z materiałem mineralnym. Wyłożenie roślinności trawiastej kończy pierwszy etap depozycji materiału mineralnego. Powyżej warstwy o dużej domieszce materiału organicznego występuje warstwa zbudowana z agregatów glebowych. Wielkość agregatów zmieniała się w przedziale od 1 do około 3 mm. Występowanie agregatów w pionowym profilu osadów mineralnych równiny zalewowej informuje w sposób pośredni o zmianach zachodzących na stokach, będących głównym obszarem źródłowym dla materiału deponowanego na obszarze równiny zalewowej. Pojawienie się agregatów może być związane z rozmywaniem głębszych poziomów glebowych stoków, w wyniku postępującej erozji powierzchniowej i liniowej, jak również z samym procesem transportu. Warstwę zbudowaną z agregatów można wiązać z główną fazą powodzi lub z początkowym okresem jej opadania, jak również z główną fazą spłukiwania powierzchniowego występującego na stokach. W wybranych profilach obserwowano zmniejszenie średnicy agregatów w kierunku stropu warstwy. Strop pionowej sekwencji był zbudowany z warstwy wykazującej równoległą laminację barwną. Dolne laminy warstwy stropowej wykazywały niekiedy budowę agregatową, jednak wielkość agregatów



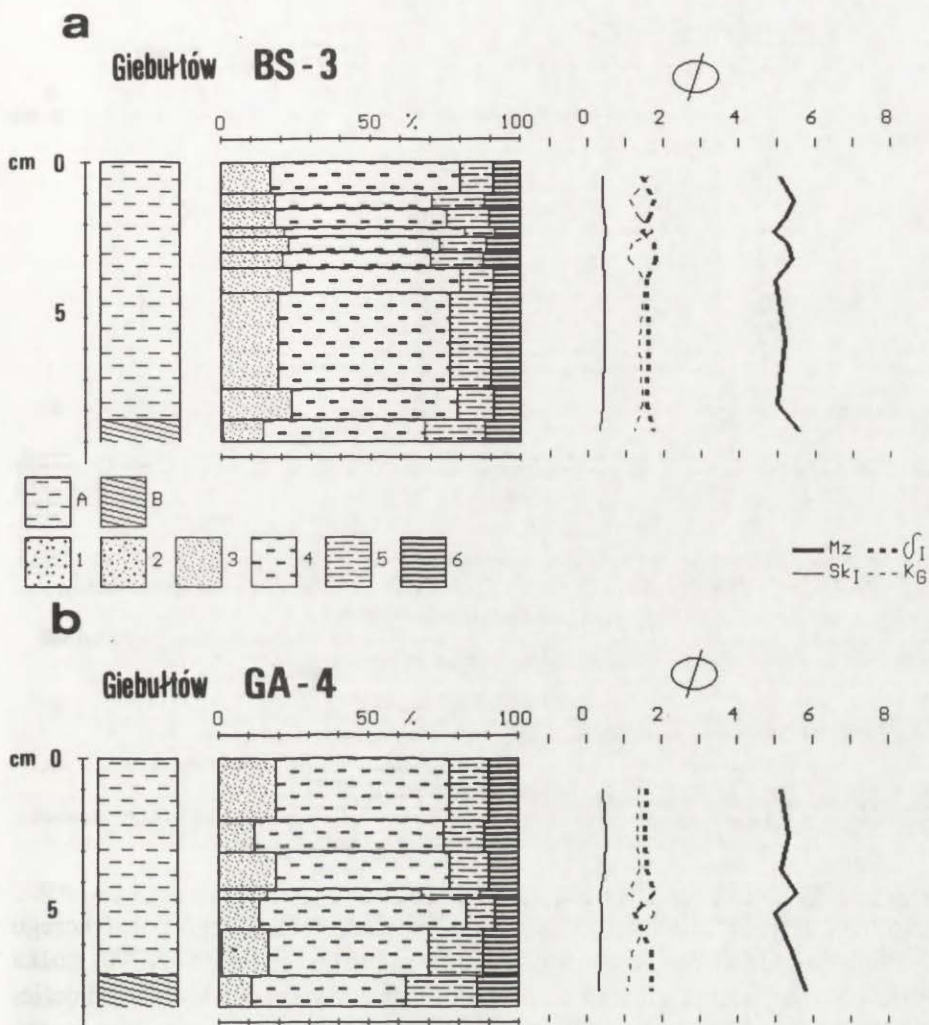
Ryc. 22. Schemat opróbowania stożka deluwialnego w Giebułtowie

1 – piasek, 2 – pył ilasty nie wykazujący barwnej laminacji, 3 – pył ilasty z barwną laminacją

The scheme of sampling over the deluvial fan at Giebułtów

1 – sand, 2 – clayey silt without coloured lamination, 3 – clayey silt with coloured lamination

była znacznie mniejsza – około 0,5 mm. Przedstawiona charakterystyka pionowej sekwencji osadów aluwialnych była charakterystyczna dla obszarów łąkowych, natomiast w przypadku pól z uprawami roślin okopowych nie notowano spągowej warstwy osadów aluwialnych z dużą domieszką substancji organicznej, sekwencja osadów rozpoczynała się od warstwy zbudowanej z agregatów. W obszarze równiny zalewowej występowały również osady składające się z dwóch warstw o budowie agregatowej rozdzielone warstwą jednorodnego osadu lessowego. Depozycja sekwencji osadów składająca się z dwóch warstw o budowie agregatowej była najprawdopodobniej związana z warunkami lokalnymi występującymi na obszarze równiny zalewowej lub z rozkładem przepływów podczas wezbrania. Każdą z powyżej wspomnianych warstw należy wiązać z większą dynamiką przepływu, co może być związane z kolejną kulminacją fali powodziowej lub z występowaniem płytkiego koryta erozyjnego dostarczającego materiał mineralny. Przytoczone przykłady budowy pionowej sekwencji osadów aluwialnych deponowanych podczas pojedynczej powodzi podkreślają duże jej



Ryc. 23. Pionowe sekwencje osadów stożka deluwialnego w części proksymalnej (BS-3) i dystalnej (GA-4)

Podział litologiczny: A – pył ilasty, B – poziom glebowy.

Podział granulometryczny: 1 – piasek gruby, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył gruby, 5 – pył średni i drobny, 6 – il.

Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): M_z – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność, KG – kurtoza

The sequences at the upper (BS-3) and lower (GA-4) part of the deluvial fan

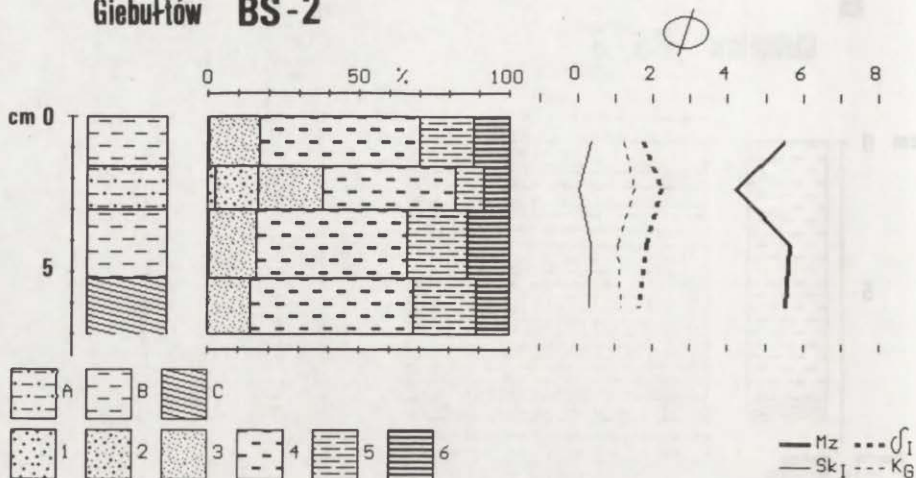
Lithology: A – clayey silt, B – soil layer.

Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay.

Granulometric indexes after Folk and Ward's: M_z – mean grain size, δ – standard deviation, Sk_1 – skewness, KG – kurtosis

zróznicowanie, jak również bezpośrednią zależność od lokalnych warunków ich depozycji (szata roślinna, ukształtowanie równiny zalewowej, koncentracja materiału w zawieszynie, wielkość uziarnienia materiału w zawieszynie).

Giebułtów BS-2



Ryc. 24. Pionowy profil osadów stożka deluwialnego BS-2

Podział litologiczny: A – pył piaszczysty, B – pył ilasty, C – poziom glebowy.

Podział granulometryczny: 1 – piasek gruby, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył gruby, 5 – pył średni i drobny, 6 – il.

Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

The deluvial fan sequence BS – 2

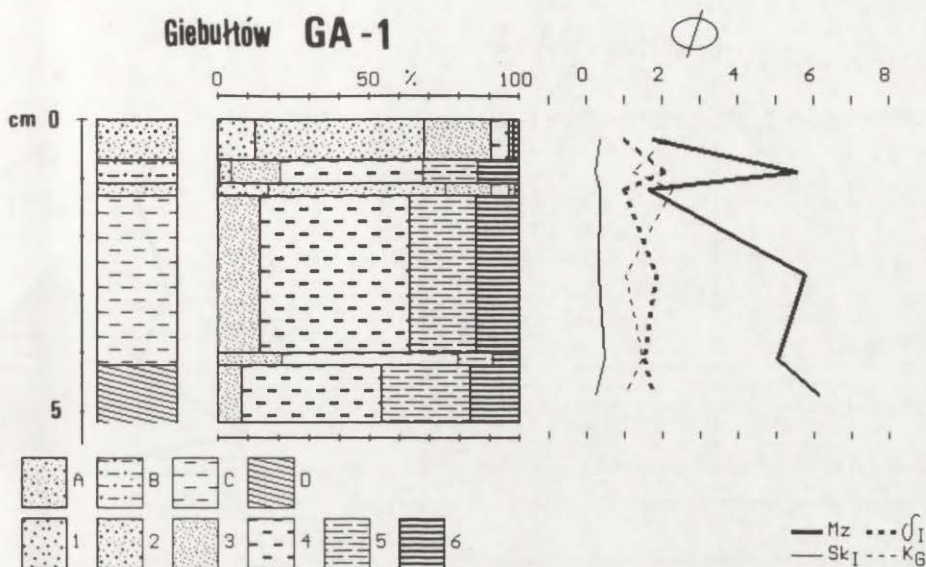
Lithology: A – sandy silt, B – clayey silt, C – soil layer.

Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay.

Granulometric indexes after Folk and Ward's (1957): Mz – mean grain size, δ – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

Przedstawiając mechanizm depozycji materiału mineralnego pojedynczego wezbrania na równinie zalewowej, należy zwrócić uwagę na środowisko stożka deluwialnego, odznaczającego się odrębnością środowiska depozycji w odniesieniu do równiny zalewowej. Charakteryzuje się ono przestrzennym oraz czasowym zróżnicowaniem depozycji. Fakt ten jest związany z występowaniem w jego poboczniczy kilku lub kilkunastu płytkich koryt podlegających częstym zmianom położenia. Zmiana położenia koryta na poboczniczy stożka powoduje przemieszczanie się strefy sedymentacji (strefa przykorytowa), jak również obszaru erozji. Uwzględniając powyższy fakt, depozycję materiału w środowisku stożka należy rozpatrywać z punktu widzenia czasowego oraz przestrzennego nakładania się erozji, redepozycji, depozycji jak również transportu.

Sedymentacja w obszarze stożka deluwialnego zostanie przedstawiona na przykładzie stożka powstałego na równinie zalewowej Nidzicy, u wylotu bruzdy erozyjnej rozcinającej pole orne (ryc. 22). Depozycja materiału mineralnego odbywała się na polu ornym. Powierzchnia stożka napływowego wynosiła około 20 m². Średnia średnica osadów stożka deluwialnego wahała się od 1,62 do 6,10 ϕ , odchylenie standardowe występowało w dwóch przedziałach: słabym i bardzo



Ryc. 25. Pionowy profil osadów stożka deluwialnego GA-1

Podział litologiczny: A – piasek, B – pył piaszczysty, C – pył ilasty, D – poziom glebowy.

Podział granulometryczny: 1 – piasek grubo, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył grubo, 5 – pył średni i drobny, 6 – ił.

Wskaźniki uziarnienia wg Folk i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

The deluvial fan sequence GA-1

Lithology: A – sand, B – sandy silt, C – clayey silt, D – soil layer.

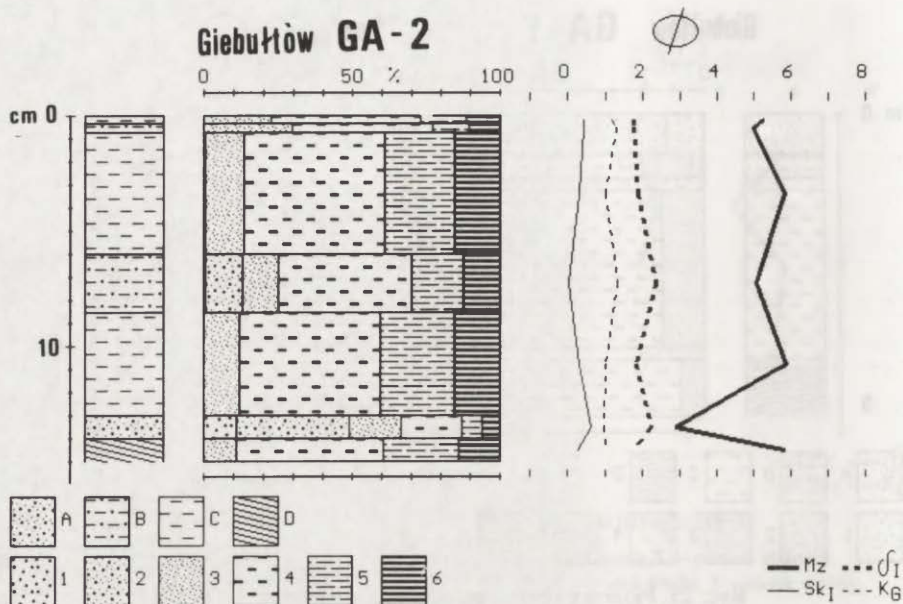
Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay.

Grain size indexes after Folk and Ward's (1957): Mz – mean grain size, δ – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

ślaby ($\delta = 1,30-2,37$). Wskaźnik skośności obejmował dwa przedziały: dodatnio skośny i bardzo dodatnio skośny ($Sk = 0,03-0,63$), natomiast wartość kurtozy wskazywała na zmianę rozkładu od mezokurtycznego do bardzo leptokurtycznego ($K_G = 0,97-1,79$).

Analizując układ warstw budujących omawiany stożek, wydzielono trzy główne fazy jego budowy.

W pierwszym etapie następowała depozycja materiału lessowego pozbawionego struktur sedymentacyjnych, jak również nie wykazującego budowy agregatowej. Materiał deluwialny był wsypywany do bruzd orných, tym samym następowało wyrównywanie powierzchni depozycji. Depozycja wilgotnego osadu lessowego przyczyniła się również do zmniejszenia wskaźnika tarcia podłoża. Podczas drugiej fazy nadbudowywania stożka deponowany był materiał mineralny w postaci agregatów oraz materiał piaszczysty pochodzący z rozmycia warstwy piaszczystej zalegającej na stoku. Przestrzenna analiza zasięgu depozycji materiału piaszczystego i warstwy agregatowej pozwala wydzielić dwie strefy



Ryc. 26. Pionowy profil osadów stożka deluwialnego GA-2

Podział litologiczny: A – piasek, B – pył piaszczysty, C – pył ilasty, D – poziom glebowy.
 Podział granulometryczny: 1 – piasek grubo, 2 – piasek średni, 3 – piasek drobny, 4 – pył grubo, 5 – pył średni i drobny, 6 – il.

Wskaźniki uziarnienia wg Folka i Warda (1957): Mz – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk_1 – skośność, K_G – kurtoza

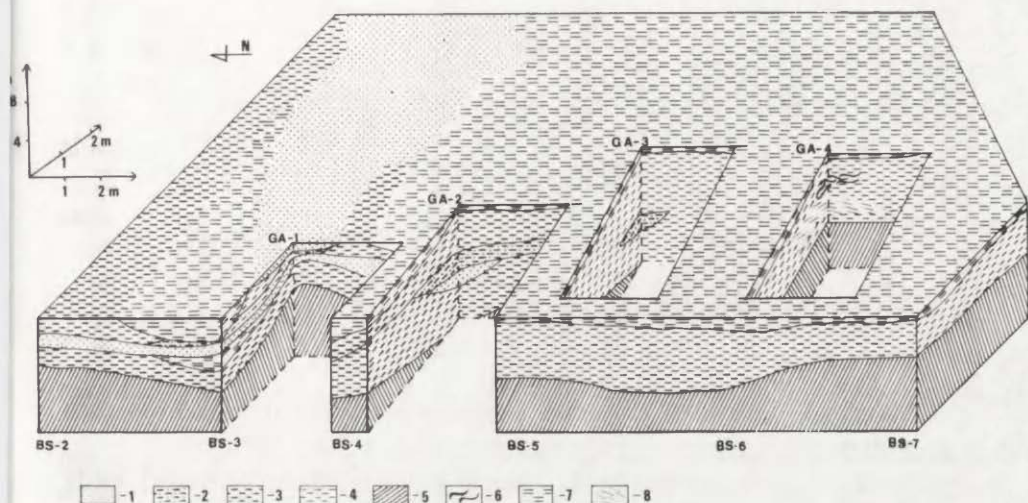
The deluvial fan sequence GA-2

Lithology: A – sand, B – sandy silt, C – clayey silt, D – soil layer.

Grain size composition: 1 – coarse sand, 2 – medium sand, 3 – fine sand, 4 – coarse silt, 5 – medium and fine silt, 6 – clay.

Granulometric indexes after Folk and Ward's (1957): Mz – mean grain size, δ – standard deviation, Sk_1 – skewness, K_G – kurtosis

nadbudowywania stożka deluwialnego: szczytową oraz brzeżną. Strefa proksymalna odznacza się większą różnorodnością uziarnienia materiału budującego stożek, jak również większą zmiennością pionowej sekwencji osadu (ryc. 23a, 24–26). W strefie brzeżnej i dystalnej pionowy profil osadów jest bardziej jednorodny (ryc. 23b). Analizując stropową sekwencję warstw, kończącą depozycję osadów stożka (trzecia faza depozycji), należy zauważyć jej duże zróżnicowanie. W proksymalnej partii poboczniczy stożka występuje warstwa osadów złożonych z agregatów glebowych (ryc. 24) lub sekwencja dwóch warstw: dolna – warstwa zbudowana z agregatów glebowych, górna – warstwa piaszczysta (ryc. 25; profil GA-1). Profil GA-2 (ryc. 26) wskazuje na zakończenie depozycji w postaci układu równoległych lamin. W brzeżnej partii stożka na warstwie spągowej zalega kilkumilimetrowa warstwa odznaczająca się laminacją barwną (ryc. 23b). Powyżej przedstawione zróżnicowanie pionowego i przestrzennego obrazu budowy stożka deluwialnego jest związane m. in. z występowaniem dwóch głównych



Rycina 27. Wewnętrzna budowa stożka deluwialnego w Giebułtowie

1 – piasek, 2 – pył piaszczysty, 3–4 – pył ilasty, 5 – poziom glebowy, 6 – substancja organiczna, 7 – pył ilasty wykazujący laminację barwną, 8 – ślady warstwowania skośnego

The internal structure of the deluvial fan at Giebułtów

1 – sand, 2 – sandy silt, 3–4 – clayey silt, 5 – soil layer, 6 – organic matter, 7 – clayey silt with coloured lamination, 8 – inclined bedding

koryt erozyjnych rozcinających górny fragment stożka i mających swoją kontynuację w partii brzeżnej poboczniczy stożka. Na poboczniczy stożka obserwowano liczne płytkie koryta (do 3 cm głębokości) pełniące rolę pomocniczą w transporcie materiału dostarczanego ze stoku (ryc. 27). Dokładna analiza przestrzennego zasięgu poszczególnych warstw budujących stożek pozwala wysunąć wniosek, iż nadbudowywanie stożków deluwialnych oraz napływowych, ma charakter strefowy i jest związane z ilością głównych koryt dostarczających do danej strefy materiał mineralny. Największe zróżnicowanie pionowego profilu stożka napływowego jest obserwowane u jego nasady. Natomiast w brzeżnej jego części nadbudowywanie następuje tylko podczas kulminacji przepływu, podczas której materiał mineralny jest przenoszony aż do czoła stożka napływowego lub deluwialnego. Nadbudowywanie dolnego fragmentu stożka może również następować podczas wylania się wody z koryt rozcinających pobocznicze stożka i zalania całej jego powierzchni. Obrzeżenie stożka może być zatem zbudowane z kilku kolejnych generacji stożków, powstających podczas jednego wezbrania u wylotu koryt głównych.

Podsumowując przedstawioną charakterystykę sedymentacji osadów powodziowych zarówno na obszarze równiny zalewowej, jak również w środowisku stożka deluwialnego, należy przede wszystkim podkreślić przestrzenne zróżnicowanie depozycji materiału mineralnego, związane zarówno z warunkami lokalnymi, jak również z przebiegiem depozycji w czasie.

7. ZMIANY FIZYKOCHEMICZNE CECH LESSÓW I GLEB NALESSOWYCH PO REDEPOZYCJI SPOWODOWANEJ GWAŁTOWNĄ ULEWĄ

Krystyna Dwucet, Zbigniew Śnieszko

Na charakter deluwiów i aluwiów powstających po gwałtownych opadach mają wpływ:

a) cechy przypowierzchniowych poziomów glebowych (epipedonów), kiedy odbywa się warstwowy spływ wody po stoku, lub cechy endopedonów, jeżeli ma miejsce erozja bruzdowa,

b) przebieg spływu wód po stoku i segregacja materiału podczas transportu,

c) zmienność energii wody przepływającej przez obszar depozycji.

W niniejszym rozdziale zostaną przedstawione zmiany, jakim uległ materiał transportowany na obszarze zlewni Kalinki podczas analizowanej ulewy. Informacje te są uzupełnieniem obserwacji sedymentologicznych prezentowanych w poprzednim rozdziale o dane dotyczące wybranych cech teksturalnych.

METODA BADAŃ

Wybór metody badań był uwarunkowany charakterem osadów oraz sformułowaniem celem poznawczym. Dotychczas analizy chemiczne stosowano w opracowaniach lessów, gleb nalessowych i gleb kopalnych, uzyskując dobre efekty przy wykazywaniu subtelných niekiedy różnic pomiędzy badanymi próbkami. Zastosowanie tych metod do opisu cech osadów redeponowanych pozwala na uzupełnienie wniosków sformułowanych na podstawie badań sedymentologicznych, a także na użycie w przyszłości tego typu analiz do badań holocenińskich wypełnień dolinnych.

W badaniach lessów często stosowane są metody gleboznawcze uzasadnione obecnością śladów pedogenezy. W niniejszym opracowaniu zastosowano analizy standardowe (analiza składu ziarnowego, analiza zawartości próchnicy i węgla-nów), jak i analizy uzupełniające (pełna analiza chemiczna, analiza składu agregatowego).

Analizy uziarnienia wykonano według metody areometrycznej Casagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego. Analizę zawartości wodoodpornych mikroagregatów wykonano tą samą metodą po uprzednim gotowaniu prób z wodą przez 1 godz., bez stosowania jakiegokolwiek preparacji. Zawartość C_{org} obliczono

z analizy zawartości węgla metodą Tiurina. Udział węglanu wapnia badano w aparacie Scheiblera. Ogólny skład chemiczny oznaczono kolorymetrycznie.

Opisanymi wyżej metodami zbadano następujące grupy osadów:

- 1 – lessy vistuliańskie będące dominującą skałą macierzystą dla gleb w zlewni Kalinki,
- 2 – poziom B gleb brunatnych i brunatnych kwaśnych rozwiniętych na lessach,
- 3 – poziom Bt gleb pływowych rozwiniętych na lessach,
- 4 – osady stożka złożonego u podnóża stoku lessowego po ulewie,
- 5 – aluwia na równinie zalewowej Kalinki po powodzi,
- 6 – osady pochodzące z bombardowania przez krople deszczu (rozbrzyzgu) materiału lessowego na powierzchni pozbawionej roślinności.

Wymienione zbiory różnią się ilością danych. Zbiory 1–3 reprezentują dane dotyczące charakteru powierzchni objętej procesem i ilustrują różnorodność materiału wyjściowego (tab. 11). Dlatego niemożliwe jest zastosowanie wskaźników statystycznych do ilustracji zróżnicowania. Informacja o tych zbiorach jest zatem przedstawiona przy użyciu wartości granicznych.

Na podstawie analizy mozaiki gleb w zlewni przyjęto, że poziomy orne w badanym obszarze są rozwinięte na lessach węglanowych i bezwęglanowych, na poziomach B i Bt gleb nalessowych i w minimalnym stopniu na czarnoziemach. W tabelach 11 i 12 podano najbardziej prawdopodobne przedziały, w jakich mogą występować poszczególne cechy.

Zbiory 4–6 są mniej liczne i odnoszą się do osadów powstałych w czasie ulewy i powodzi.

PROCESY SELEKTYWNEJ DENUDACJI PODCZAS ULEWY

Znaczenie procesów transportu związanego ze spływem wód po stoku dla selekcji ziarna było przedmiotem badań eksperymentalnych (Poessen, Savat 1978). Badano także uziarnienie pozostawionej po opadzie powierzchni rezydualnej oraz osadów odpowiadających procesom stokowym (Jung 1962; Koreleski 1973; Śnieszko 1995).

Badania eksperymentalne wskazują na selekcję ziarna już na etapie bombardowania powierzchni przez krople deszczu, a także podczas warstwowego i rozproszanego spływu wód po stoku. Dyskusji wymagają natomiast wyniki badań litologii powierzchni rezydualnej i osadów stokowych, akumulowanych bezpośrednio u podnóża. W miarę postępującej denudacji stoku odstaniają się kolejno od góry poziomy glebowe o odmiennych właściwościach. Zatem, właściwości tych poziomów mają wpływ na cechy litologiczne przystropowej części stoku. Podczas ulewy w dolinie Kalinki fragmenty gleb użytkowanych rolniczo zostały zdarte do głębokości kilkunastu, a miejscami powyżej 20 cm na dużych powierzchniach. W tym procesie przeniesiony został cały materiał epipedonu. Na powierzchni pozostała cienka (1–2 mm) lamina materiału pozostała po procesie

Tabela 11. Transformacja chemicznych cech lessów i gleb nalessowych w efekcie rozbryzgu, splukiwania oraz akumulacji powodziowej
Transformation of chemical properties of loess and loess soil in result of splash, wash down and flood accumulation

	Miejsce pobrania prób	SiO ₂	Al ₂ O ₃	(SiO ₂)(Al ₂ O ₃) ⁻¹	Fe ₂ O ₃	FeO	100(FeO)(Fe ₂ O ₃) ⁻¹	K ₂ O	Na ₂ O
Osady powstałe po ulewie	materiał z rozbryzgu: a. na stożku b. w górnej części stoku	88,30–89,60 88,30	4,33–5,09 5,09	19,27–20,69 17,34	0,51–0,52 0,63	0,22–0,30 0,18	43,13–57,60 28,57	1,64–1,84 2,09	0,67–0,71 0,83
	stożek deluwialny: a. spąg b. część środkowa c. strop	85,50 82,30 88,40	5,83 7,64 4,88	14,63 10,78 18,11	0,83 1,59 0,72	0,34 0,31 0,27	40,96 19,49 37,50	2,06 2,12 2,00	0,80 0,91 0,86
	aluwia w dolinie Kalinki	71,00–85,00	5,59–10,32	6,89–15,30	0,84–1,83	0,28–0,76	21,10–50,40	1,96–2,64	0,76–0,90
	lessy: a. węglanowe b. bezwęglanowe	64,00–71,00 72,00–76,00		7,41–9,29	1,54–2,80	0,27–0,48	19,80–27,90	2,07–2,39	0,91–1,04
Materiał wyjściowy *	gleby nalessowe: a. poziom A ₁ czarnoziemiu b. poziom (B) gleb brunatnych	<80,00	7,30–10,40 13,09–10,05	8,62–9,43 5,98–9,79	1,84–3,20 4,50–3,00			1,81–2,20 1,90–2,22	

Tabela 12. Porównanie fizycznochemicznych cech lessów i aluwii akumulowanych po powodzi w dolinie Kalinki
The comparison of the physico-chemical parameters of loesses and alluvia deposited after flood in the Kalinka valley

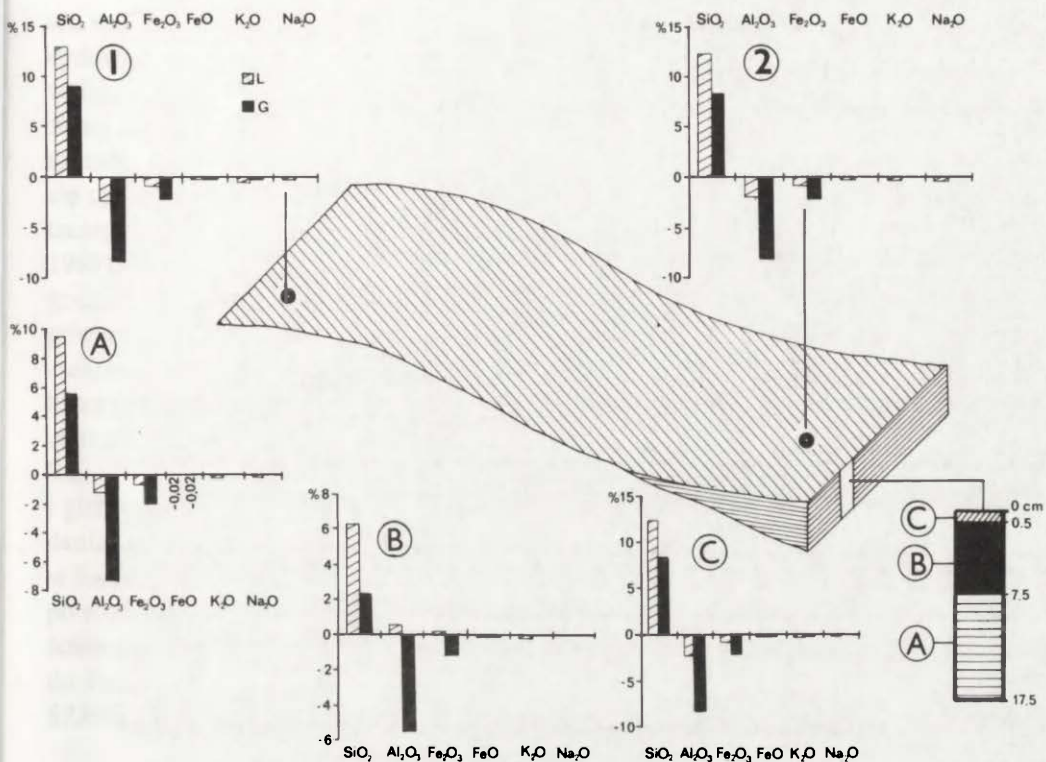
Osady wskaźniki cech	Uziarnienie				V	C _{org.}	CaCO ₃	(SiO ₂)(Al ₂ O ₃) ⁻¹	100(FeO)(Fe ₂ O ₃) ⁻¹	CIA
	M _z	δ	Sk ₁	K _G						
Lessy vistuliańskie IIb	5,80–6,40	1,73–1,83	0,26–0,48	0,88–1,15	33,3–58,3	ślady	5,00–9,00	7,05–8,89	21,10–50,40	62,70–73,10
Osady powodziowe w zlewni lessowej doliny Kalinki	4,85–6,70	1,27–1,73	0,18–0,39	0,99–1,56	33,0–71,0	0,33–2,22	1,19–7,54	6,89–15,30	19,80–27,90	60,16–70,90

Wskaźniki uziarnienie wg Folk i Warda (1957): M_z – średnia średnica, δ – odchylenie standardowe, Sk₁ – skośność, K_G – kurtoza.

V = 100%(f_i - f_{ai}) f_i⁻¹ gdzie: V – wskaźnik agregatywności Vogelera, f_i – udział frakcji ilowej w składzie ziarnowym, f_{ai} – udział frakcji ilowej w składzie agregatowym. CIA = (Al₂O₃) (Al₂O₃ + K₂O + Na₂O)⁻¹

Granulometry indexes after Folk and Ward's: M_z – mean grain size, δ₁ – standard deviation, Sk₁ – skewness, K_G – kurtosis

V = 100% (- i) -1, where: V – Vogel's aggregation index, f_i – percentage of clay fraction in the granulometric composition, f_{ai} – percentage of clay fraction



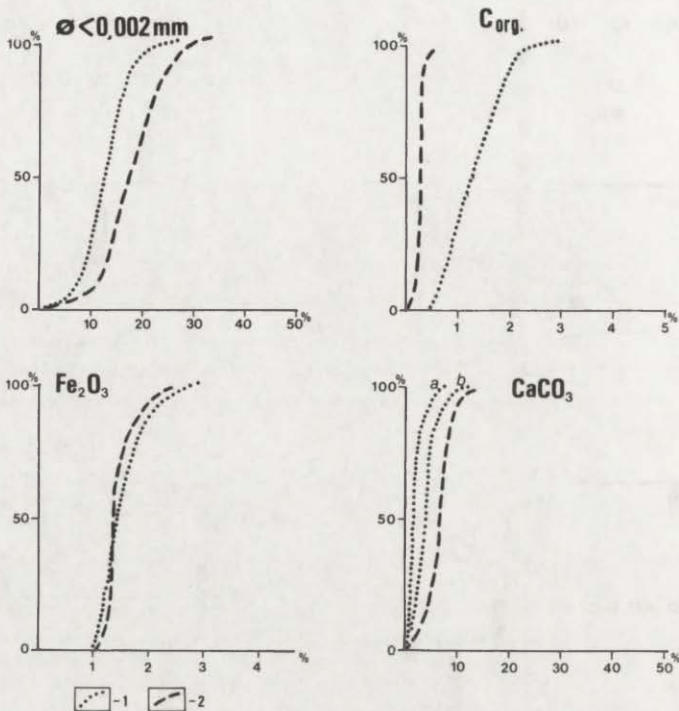
Ryc. 28. Zmiany chemicznych cech lessów i gleb nalessowych po bombardowaniu przez krople deszczu i procesach sflukiwania

1–2 osady pochodzące z rozbrzygu, A, B, C – osady stożka deluwialnego: A – osady o strukturze masywnej, B – osady o strukturze laminarnej, C – stropowa lamina, L – różnice w stosunku do średniej zawartości danego składnika w lessie, G – różnice w stosunku do średniej zawartości danego składnika w epipedonach gleb (Dwucet, Śnieszko 1996)

The splash and slope wash down effects on chemical changes of the loess and loess soil features

1–2 – splash deposit, A, B, C – deluvial fan deposit, A – deposit of the massive structure, B – laminated deposit, C – top layer, L – deviation of parameters in relation to measured content of various components in the loess deposit, G – deviation in relation to mean content of the various components in the top layers (Dwucet, Śnieszko 1996)

bombardowania przez krople deszczu. Ten materiał, jak wykazały badania uziarnienia jest wzbogacony w grubsze ziarno. Pokrywa on całą powierzchnię pozbawioną roślinności (na zdjęciach lotniczych jasny fototon; fot. 2). Jeżeli przyjmemy jego średnią miąższość 1 mm, to po woraniu go w 30 cm miąższości poziomu ornego, osad ten będzie stanowił tylko 0,003 część objętości poziomu przypowierzchniowego gleby. Zmiana ta nie może być wykazana za pomocą żadnej dostępnej dziś metody analizy uziarnienia. Zmiany uziarnienia, jakie zaszły na stokach po ulewie, są zatem głównie efektem zdercia w wielu miejscach poziomu ornego i ekshumacji leżącego pod nim poziomu glebowego.



Ryc. 29. Krzywe kumulacyjne częstości występowania cech o określonej wartości w lessach i deluwjach młodoholocenijskich

1 – deluwia, a – pyły masywne, b – pyły laminowane, 2 – less młodszy

The cumulative curves of frequency in the feature distribution in loess and Young
– Holocene deluvia

1 – deluvial deposit, a – massive silt deposit, b – laminated silt deposit, 2 – younger loess

U podnóża stoku zgromadzony został materiał o zróżnicowanych cechach. Zachodząca tu selekcja odbywała się w procesie formowania stożka. Badane cechy stożka wskazują jednak na odmienność jego osadów i materiału wyjściowego (ryc. 28). Nastąpiło zubożenie deluwistów we frakcje ilaste. Mamy zatem do czynienia z segregacją w fazie transportu i segregacją podczas sedymentacji. Badania osadów kopalnych stożków w profilach holocenijskich wypełnień suchych dolin dorzecza środkowej Nidzicy wykazały generalny ubytek frakcji ilastej w stosunku do osadów będących materiałem wyjściowym (ryc. 29).

O znaczeniu rozbryzgu w procesie ewolucji stoku informuje dobitnie eksperyment N. Hudsona i D. Jacksona (1959), przytoczony przez M. Klimaszewskiego (1981). Dysproporcje między wydajnością procesu przemieszczania materiału z udziałem rozbryzgu i bez tego udziału wynoszą nawet 450 : 1. W skrajnym przypadku możliwy jest także całkowity brak transportu ziarna, po wyeliminowaniu zjawiska rozbryzgu. Przy jego oddziaływaniu z tego samego poletka doświadczalnego zostało odprowadzone w ciągu roku 101,3 m³/ha. Eksperyment

ten wskazuje, że w procesie gwałtownego opadu spływ po powierzchni jest zdecydowanie większy niż przy opadzie drobnokropowym, kiedy większość wody wsiąka w grunt. Eksperyment ten wskazuje na udział rozbryzgu w formowaniu zbitej warstewki przy powierzchni gruntu, zmniejszającej jego chwilową przepuszczalność. W przypadku ulewy przemieszczanie w wyniku rozbryzgu ogranicza się do krótkiej chwili początku i końca zdarzenia. Cały materiał jest natomiast transportowany przez spływ powierzchniowy i przeplatany (Embelton, Thornes 1985). W efekcie, na powierzchni gruntów nie pokrytych roślinnością po dwugodzinnej ulewie w dolinie Kalinki pozostała cienka powłoczka dobrze wysegregowanego materiału, w którym dominuje ziarno kwarcowe. Jest to osad najsilniej zmieniony w stosunku do ła. W jego obrębie stwierdzono najwyższą zawartość krzemionki (do 89% w osadach z rozbryzgu, podczas gdy w deluwjach jej zawartość waha się od 82 do 88%, a w osadach powodziowych od 71 do 85%). Stosunek SiO_2 do Al_2O_3 jest w tym osadzie dwukrotnie wyższy niż w lessach i glebach nalessowych. Jeszcze wyraźniej odrębność tego osadu podkreślają badania zawartości żelaza. Jego ogólna zawartość jest pięciokrotnie mniejsza niż w lessach, a sześciokrotnie mniejsza niż w glebach nalessowych. W pozostałości po rozbryzgu obserwuje się wyraźne zwiększenie zawartości żelaza dwuwartościowego do żelaza trójwartościowego. W nieoglejonych lessach stosunek FeO do Fe_2O_3 nie przekracza 30%, podczas gdy w badanych osadach osiąga nawet 57,6%. Jest to także zdecydowanie większa wartość niż w lessach oglejonych.

OSADY STOŻKA

Akumulowany w formie deluwii materiał jest zróżnicowany w profilu pionowym. W jednym z badanych stożków stwierdzono trójczłonową budowę (ryc. 28). Wykorzystując osady tego stożka zbadano stopień przekształceń wraz z odległością od obszaru alimentacji. W jego spągu występują osady dziesięciocentymetrowej miąższości pozbawione wyraźnych struktur sedymentacyjnych. Są one zubożone w półtoratlenki glinu i żelaza. W części środkowej profilu występuje osad stosunkowo mało zmieniony w stosunku do materiału wyjściowego. Siedmiocentymetrowej miąższości warstwa składa się z równoległych lamin o grubości nie większej od 2 mm. Widoczne są wyraźne kuliste agregaty o średnicy do 1 mm. Pod względem składu chemicznego osad ten jest podobny do lessu. Inaczej zbudowana jest leżąca w stropie jasna lamina o miąższości 0,5 cm. Wszystkie jej własności wskazują na podobieństwo materiału ją budującego z materiałem pochodzącym z rozbryzgu. Nie może to być jednak materiał *in situ*, na co wskazuje miąższość laminy. Zatem osady stożków ujawniają warstwy o różnorodnych cechach (tab. 11), przy czym opisywane osady w każdej warstwie mają podwyższony udział ziarna kwarcowego w stosunku do materiału wyjściowego. Oznacza to odprowadzenie poza stożek frakcji ilastej z dużym udziałem Al_2O_3 i Fe_2O_3 . Badania porównawcze cech lessu i deluwii kopalnych wskazują między innymi na generalne zubożenie deluwii we frakcje

mniejsze od 0,002 mm. W czasie ulewy ze stoku lessowego wynoszony jest cały materiał niezależnie od wielkości cząstek. Depozycja odbywała się podczas wygaszania energii płynącej wody. Drobniejszy materiał wynoszony był poza obszar stożka. Stąd niedobory zarówno Al_2O_3 jak i Fe_2O_3 oraz innych składników wchodzących w skład frakcji ilastej.

OSADY RÓWNINY ZALEWOWEJ

Osady, które poddano badaniom geochemicznym posiadają w stropie częściowo rozwinięte struktury prądowe i nie są przykryte materiałem z dekantacji. Brak na powierzchni ripplemarków frakcji ilastej oznacza, że materiał deponowany był podczas przechodzenia fali powodziowej, po czym nastąpił gwałtowny odpływ wód w końcówce powodzi. W dnie doliny powstał nowy jakościowo osad. Jego cechy są całkowicie inne niż cechy gleb występujących w zlewni (tab. 11), a ich zróżnicowanie jest uwarunkowane miejscem depozycji. Nie występuje tu jednak żadna zależność związana z profilem podłużnym dna doliny. Ogólną cechą osadów powodziowych jest rozciągnięcie przedziałów wartości cech w stosunku do obszaru alimentacyjnego (tab. 12). W wyniku wymieszania osadów nie stwierdzono np. prób bezwęglanowych, mimo że gleby brunatne kwaśne i gleby płowe były odwapnione. Wszystkie próby osadów powodziowych są bogate w węgiel organiczny, choć wynoszony był także less pozbawiony próchnicy. W aluwjach Kalinki i Nidzicy często zawartość SiO_2 przewyższa wielkości typowe dla lessów i gleb nalessowych. W dolinie następuje zubożenie w odprowadzane dalej składniki ilaste. Pomimo transportu w środowisku wodnym i intensywnego mieszania stan agregatów wodoodpornych nie uległ zmniejszeniu. Materiał po akumulacji przez kilka dni był silnie uwodniony, co mogło prowadzić do deagregatyacji. Próby pobierano jednak po wyschnięciu osadów. W efekcie tego wysuszenia powstały wieloboki dehydratacyjne i ponownie uformowały się wodoodporne agregaty.

Ostatecznie z zestawienia chemicznych cech wynika, że aluwia są wzbogacone przede wszystkim o węglany i próchnicę. Mają więcej tych składników niż niektóre poziomy gleb objętych erozją.

Zestawienie cech osadów pozostawionych po ulewie w dolinie Kalinki wskazuje, że na obszarze lessowym najsilniejsza transformacja cech lessów i gleb nalessowych zachodziła pod wpływem bombardowania przez krople deszczu na początku i pod koniec ulewy. W sensie objętościowym jest to jednak znikoma część zmienianej masy. Powstała na początku ulewy cienka pokrywa uległa całkowitemu przemieszczeniu. Wśród pozostawionych w zlewni osadów deluwialnych i koluwialnych zmiany cech w stosunku do cech obszaru alimentacyjnego są bardzo różne. W części osadów deluwialnych obserwuje się obecność laminarnych struktur depozycyjnych, o różnym składzie. Są one ilustracją złożoności procesów sedymentacji. Podobnie, osady akumulowane na dnie doliny rzecznej odbiegają swymi cechami od stwierdzanych cech lessów i gleb nalessowych.

Analizy chemiczne zawartości podstawowych składników osadów i gleb będących materiałem wyjściowym dla tworzących się podczas ulewy osadów wskazują na celowość zastosowania tej metody. Szczególnie duże zmiany dotyczą zawartości SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , Na_2O (ryc. 28).

ZMIANY ZAWARTOŚCI SiO_2

W lessach udział SiO_2 waha się w dużym przedziale, w zależności od wielkości domieszki węglanów i frakcji ilastej. W lessach węglanowych jest go od 64 do 71%, podczas gdy lessy bezwęglanowe zawierają od 72 do 76% SiO_2 , a odwapnione gleby nalessowe niekiedy nawet 80%. Po bombardowaniu powierzchni przez krople deszczu dochodzi do wyraźnego wzrostu udziału tego składnika nawet do 90%. W osadach deluwialnych i aluviach wzrost zawartości SiO_2 jest także zauważalny, ale różnice są już nie tak wielkie. W osadach stożka deluwialnego zawartość SiO_2 wynosi od 82 do 88%. Żaden z utworów obszaru alimentacji nie ma tak dużej koncentracji tego składnika. Wśród aluwiiów powodziowych część prób ma także udział SiO_2 większy od najwyższych wartości, notowanych w obszarze źródłowym. Te dane oznaczają, że odbywa się wyraźna transformacja osadów. Oczywiście wzrost zawartości SiO_2 jest skutkiem odprowadzenia poza obszar zlewni innych składników. Jest to wyraźnie widoczne, gdy porównamy stosunek procentowego udziału SiO_2 do Al_2O_3 . W lessach i glebach nalessowych jest on niski i waha się między 6 a 9,8, podczas gdy w powłoce pozostałej po bombardowaniu kroplami deszczu podnosi się aż do 20,1. Podobnie w stożku wartości tego wskaźnika są wyższe niż w materiale wyjściowym i wahają się od blisko 11,0 do 18,0. Tylko część prób z doliny rzecznej posiada bliskie obszarowi alimentacyjnemu wskaźniki (najniższa wartość 6,9, najwyższa 15,3). Badania zawartości SiO_2 dostarczają przede wszystkim informacji o udziale ziarna kwarcowego, bowiem amorficzna krzemionka w lessach stanowi nic nie znaczącą domieszkę. Większość ziarna kwarcu występuje we frakcji pyłowej i piaszczystej. Stąd informacja o wzroście zawartości SiO_2 w pozosta-wionych w zlewni po ulewie osadach jest także pośrednią informacją o wzroście mediany ziarna tych osadów w stosunku do materiału wyjściowego.

ZMIANY ZAWARTOŚCI Al_2O_3 I Fe_2O_3

Zmiany udziału półtoratlenków glinu i żelaza są podobne. Obydwa te składniki są odprowadzane z obszaru objętego rozbryzgiem, jak i ze stożka deluwialnego. Jeżeli w materiale wyjściowym zawartość Al_2O_3 waha się od 7,8 do 10,45%, to w powłoce powstałej po bombardowaniu przez deszcz zostaje już tylko od 4,3 do 5%. Nieco więcej jest w niektórych fragmentach stożka (do 7,6%). Natomiast w osadach rzecznych dla części prób udział tego składnika jest podobny do próby z osadów wyjściowych (5,6–10,32%). Podobnie zmienia się zawartość Fe_2O_3 . W lessach jest go średnio 1,73%. Zdecydowanie więcej jest go w poziomach glebowych (w A1 czarnoziemiu – 2,83%, a w B gleb brunatnych

nawet 3,11%). Po transformacji związanej z ulewą prawie wszystkie analizowane osady są uboższe w żelazo trójwartościowe. Po rozbryzgu jest go zaledwie 0,51–0,63%, w stożku od 0,72 do 1,59%, a w aluwiach od 0,84 do 1,83%.

Wyraźne obniżenie zawartości żelaza i glinu w osadach pozostawionych po gwałtownym opadzie ma podobnie jak w przypadku SiO_2 związek z segregacją ziarnową. Składniki te występują bowiem albo w składzie wtórnych glinokrzmianów, albo w tlenkach, wodorotlenkach i półtoratlenkach. We wszystkich tych przypadkach są to składniki frakcji ilastej. Na uwagę zasługuje fakt wyższej zawartości dwuwartościowego żelaza w próbach pobranych z dna doliny Kalinki niż w obszarze alimentacji. Prawdopodobnie to zjawisko jest efektem post-sedymentacyjnego oglejenia w związku z długo stagnującą w osadzie wodą. Proces ponownego utleniania można było obserwować na płaszczyznach szczelin z wysychania.

ZMIANY ZAWARTOŚCI K_2O I Na_2O

Zmiany udziału tych składników nie są tak drastyczne i nie wykazują wyraźnych prawidłowości. Udział K_2O w lessach i glebach nalessowych waha się od 1,81 do 2,39%. W tym przedziale znajdują się właściwie wszystkie próby ze stożka deluwialnego i tylko część materiału z rozbryzgu zawiera mniej K_2O niż obszar źródłowy (1,64%). W obrębie aluwiów zawartość K_2O w części prób jest wyższa niż w obszarze alimentacyjnym (do 2,64%). W przypadku Na_2O wszystkie próby redeponowane wykazują nieznaczne obniżenie zawartości (obszar alimentacyjny 0,91–1,04%, a osady redeponowane 0,67–0,91%). Mało istotne zmiany tych składowych są efektem niewielkiej ich domieszki w materiale wyjściowym, a także tego, że wchodzi głównie w skład pierwotnych glinokrzmianów będących domieszką w masie grubszego ziarna kwarcowego (głównie skalenie).

Wykonana analiza chemiczna wykazała segregację mineralogiczną jako pochodną segregacji ziarnowej. Tylko w jednym przypadku ujawniła ona zmiany postsedymentacyjne. Widoczny jest znikomy wpływ fazy rozbryzgu na cechy osadów akumulowanych u podnóża stoku i na dnie doliny Kalinki. Efekt wybitnej segregacji, jaka występuje w wyniku samego procesu bombardowania przez krople deszczu, gubi się w masie materiału, którego cechy były kształtowane przez transport w zawieszynie. Jedynie pojedyncze laminy w stożku zawierają materiał o podobnej segregacji jak osad pochodzący z rozbryzgu.

WPLYW CECH MATERIAŁU ŹRÓDŁOWEGO I PROCESU REDEPOZYCJI NA WYNIKI DATOWAŃ OSADÓW POWODZIOWYCH

Holocenijskie osady zawierające materiał organiczny poddawane są badaniom chronostratygraficznym przy zastosowaniu metody ^{14}C . Powódź w dolinie Kalinki była okazją do ustalenia, w jakim stopniu redeponowany materiał organiczny może wpłynąć na wynik datowań radiowęglowych osadów, które w przyszłości będą częścią profilu tzw. mady.

Na bazie materiału pobranego z jednej próby aluwiiów wykonano datowanie substancji organicznej i ziarn kwarcu. Datowanie ^{14}C wykonane w Gliwicach ($123,3 \pm 2,1$ PM) wskazuje, że mamy do czynienia ze współczesną próchnicą zakumulowaną na dnie doliny, bez śladów próchnicy reliktywnej. Taki wynik datowania potwierdza wcześniejsze rozważania o dominacji katen erozyjnych w zlewni Kalinki, w związku z długotrwałym użytkowaniem gruntów. Ostatnia ulewa o podobnie gwałtownym przebiegu miała tu miejsce w 1937 r. Należy więc sądzić, iż czas formowania datowanej próchnicy redeponowanej z poziomu ornego nie trwał tu dłużej niż 60 lat. Tłumaczy to uzyskany wynik datowania.

Datowanie TL dało wynik w przeliczeniu na czas $1,6 \pm 0,9$ ka BP. Powódź miała miejsce w godzinach wieczornych przy pełnym zachmurzeniu. Powinno to uniemożliwić wyzerowanie próby w rezultacie naświetlania. Data wskazuje natomiast, że proces zerowania odbył się częściowo. Można podejrzewać, że proces ten był związany z zerowaniem materiału kwarcowego w wyniku wieloletniej orki, która powodowała naświetlanie ziarn kwarcu z poziomu ornego gleb.

8. PRZEKSZTAŁCENIE WĄWOZÓW

Jacek Rutkowski

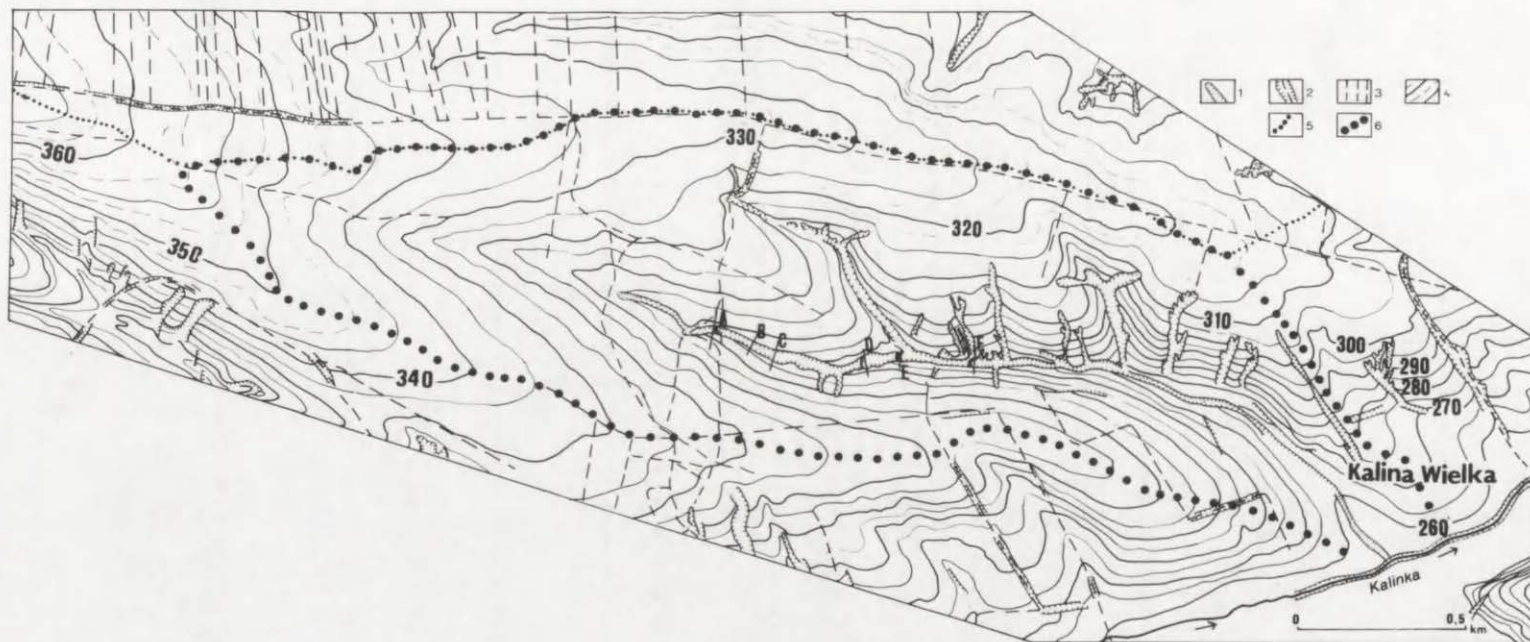
Szczegółowe badania zostały przeprowadzone w równoleżnikowej dolinie o długości 3,7 km i zlewni o powierzchni 2,6 km² położonej na NW od Kaliny Wielkiej. Można ją podzielić na trzy odcinki. Górny odcinek, o cechach nieckowatej doliny, zachowany jest w stanie zbliżonym do naturalnego. W środkowym, forma nieckowata jest rozcięta od 2 do 11 metrów. We współczesnym dniu obserwuje się zarówno odcinki erozyjne rozcinające namuły, żwirny i rumosze oraz skały kredowe, jak i odcinki transportowe i akumulacyjne. Jego wyższy fragment jest zachowany w stanie naturalnym, a niższy wykorzystany częściowo jak droga. Odcinek dolny położony wśród pól jest silnie przekształcony przez człowieka (ryc. 30).

Badania objęły obserwacje terenowe we wrześniu 1995 i w maju 1996 r., a następnie w okresie jesiennym 1996 r. sporządzono za pomocą poziomej łąty 11 przekrojów poprzecznych w typowych odcinkach oraz 3 podłużne.

Odcinek górny, długości 1,6 km, ma charakter typowej wypełnionej lessem nieckowatej dolinki peryglacialnej, co widoczne jest szczególnie w jego wyższej części, gdzie przekształcenia miały charakter płytkich rynien. W jego niższej części (ryc. 30) zaznacza się stare rozcięcie o szerokości 2–4 m i głębokości około 2–3 m, zaczynające się dwoma progami o łącznej wysokości 3,3 m. Poziom wody 15 września 1995 r., ponad dnem, wynosił około 0,8–0,9 m. W najniższej części odcinka zaznacza się niewielkie rozcięcie o głębokości 1,7 m.

Odcinek środkowy o długości 1,3 km i spadku 4–5° w części górnej i 1° w części dolnej rozpoczyna się wysokim progiem (ryc. 31; punkt A) wyciętym w namulach z wkładkami rumoszy i żwirów. W maju 1997 r. po osypaniu się progu odsłoniła się rynna o głębokości około 1 m licząc od góry, wypełniona wyłącznie namułami. Bezpośrednio poniżej progu znajduje się przegłębienie (1,7 m) wypełnione luźnymi rumoszami kredowymi zmieszanyymi z namułami. W odległości 11 m poniżej progu odsłania się warstwa patyków i gałęzi, którymi w 1991 r. była wzmocniona dolna część progu tuż pod drogą. Wskazuje to, iż w latach 1991–1996 próg cofnął się około 10 m. Poniżej progu dno rozszerza się do 2 m, odcinek staje się akumulacyjnym. Około 150 m poniżej progu, w dnie doliny, stwierdzono odsyp drobnego rumoszu o średnicy do 4 cm (odcinek transportowy, ryc. 31; punkt B).

W odległości 190 m poniżej górnego progu obserwuje się w dnie doliny ko-

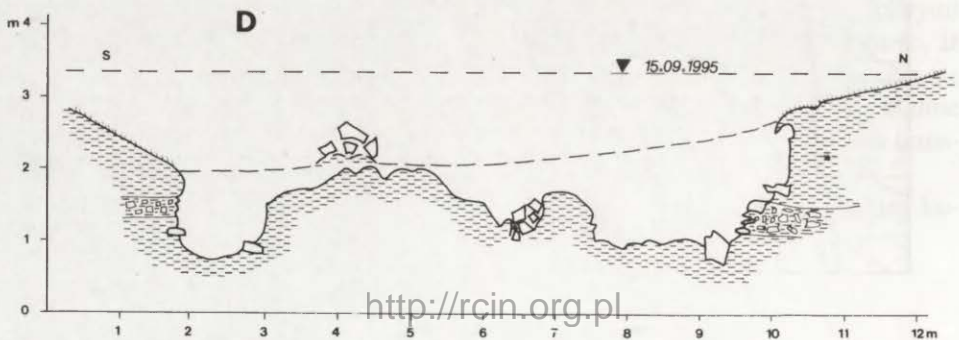
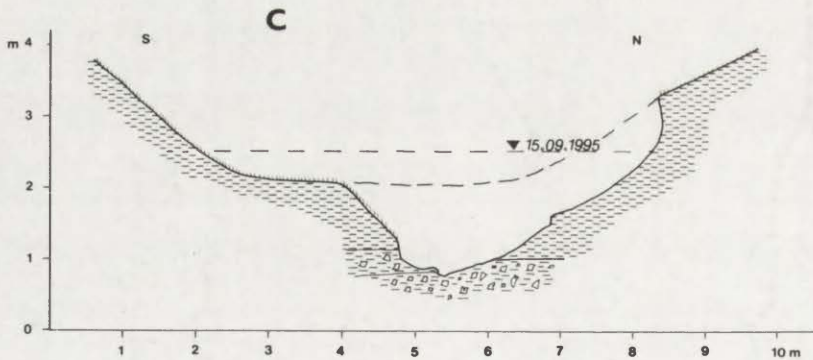
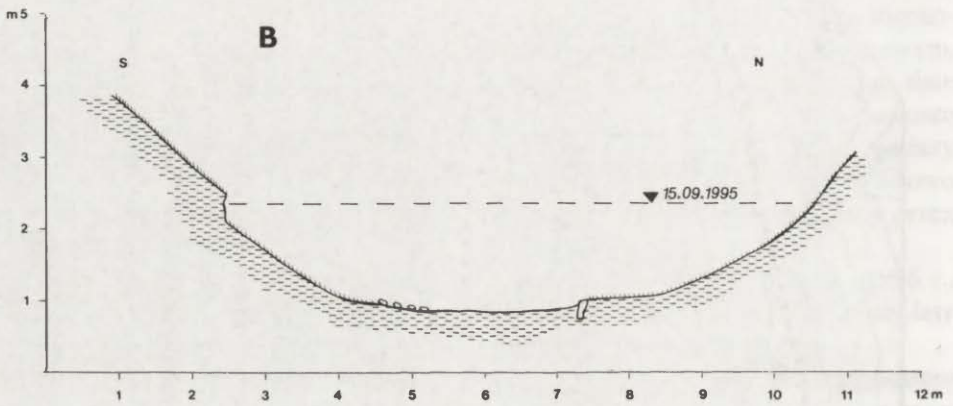
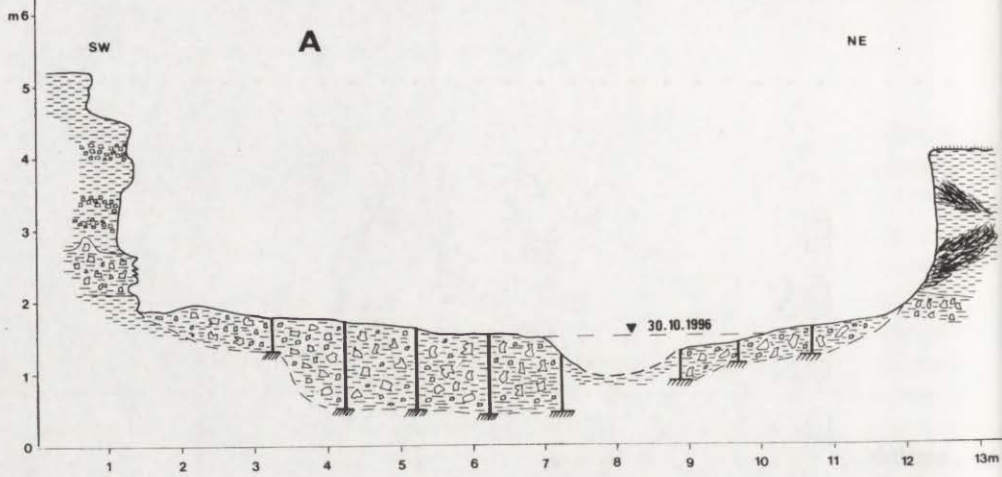


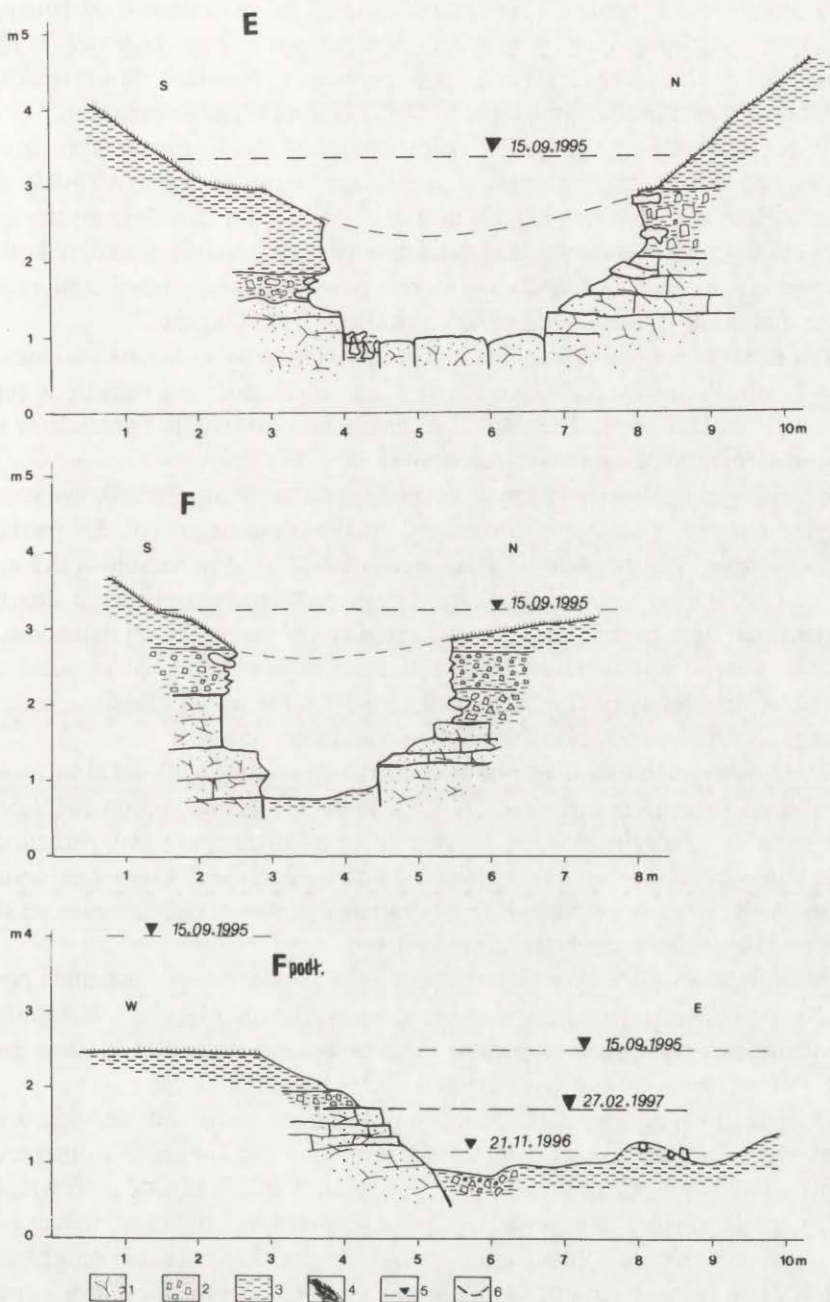
Ryc. 30. Szkic poziomicowy badanej doliny w Kalinie Wielkiej

1 – wąwozy, 2 – krawędzie dróg polnych, 3 – drogi polne, 4 – poziomicice, 5 – dział wodny Kalinki, 6 – dział wodny wąwozu

The topographic sketch of investigated valley at Kalina Wielka

1 – gullies, 2 – cart – road edges, 3 – cart – roads, 4 – isohyets, 5 – Kalinka watershed, 6 – watershed of the gully





Ryc. 31. Profile poprzeczne (A–F) i profil podłużny progu F doliny w Kalinie Wielkiej
 1 – kreda, 2 – rumosze skalne, 3 – namuły, 4 – fascyna, 5 – poziom fali powodziowej 15 września 1995 r.,
 6 – rekonstruowany poziom dna doliny przed 15 września 1995 r. Lokalizacja profili na ryc. 29

The cross – profiles (A–F) and long profile of F step of the studied valley at Kalina Wielka

1 – chalk, 2 – rock debris, 3 – muds, 4 – fascine, 5 – flood water level on 15 September 1995,
 6 – reconstructed valley bottom before 15 September 1995. The localization of profiles on Fig. 29

lejnny próg (ryc. 31; punkt C). W rozcięciu (1–1,2 m) początkowo odślaniają się namuły z wkładkami żwirów w spągu. Następnie rozcięcie dochodzi do litego kredowego podłoża. Poniżej rynna ulega spłyceciu i obserwuje się strefę akumulacji, początkowo gruboziarnistego, a niżej drobnoziarnistego rumoszu.

W pobliżu kolejnego progu dno doliny rozszerza się. W porośniętym drzewami dnie, zbudowanym z namułów z wkładkami rumoszu, wycięte zostały dwie równoległe rynny głębokie 1,2–1,6 m (ryc. 31; punkt D). Lokalnie występują tu kotły eworsyjne o głębokości do kilkudziesięciu cm. Na dnie rynien, w kotłach, a nawet na wysokości dna doliny sprzed powodzi, zalega miejscami rumoszcz skalny i bloki o wymiarach dochodzących do 0,45 m długości.

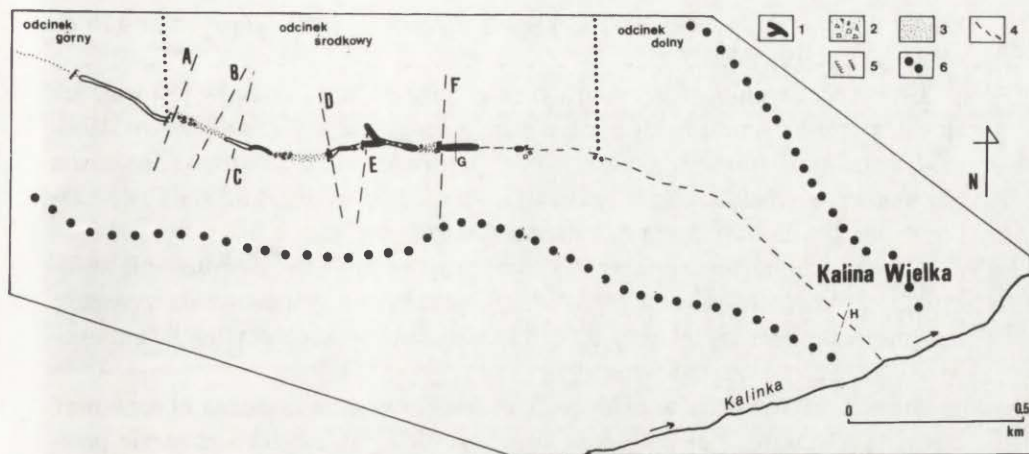
Około 30 m poniżej opisanej strefy formy wcięcia były stosunkowo niewielkie – 1,9 m. Wynosiły one około 0,7 m w namułach, podobną wartość w rumoszu i 0,5 m w litej skale. Wcięcie uległo następnie poszerzeniu i przeszło w strefę akumulacji gruboziarnistego materiału.

Kolejny próg położony jest powyżej połączenia się dolin. Początkowo rozcina on tylko namuły, a następnie dochodzi do podłoża skalnego (ryc. 31; punkt F). Przy szerokości wcięcia 4 m odślania się tutaj około 0,7 m namułów, 0,3 m rumoszy i od 0,5 do 1,0 m litej skały. Górna powierzchnia skalnego dna była wygładzona. Jest to jedyna strefa w badanej dolinie, o której wiadomo, że w 1991 r. była w niej odślōnięta lita skała. Bezpośrednio poniżej połączenia wąwozów dno doliny pokryte jest cienką warstwą rumoszy i bloków z cokołem w spągu, dalej przechodzące w namuły z domieszką rumoszu.

W najniższym progu odślania się pod 0,5 m namułów, 0,3–1,0 m żwirów i rumoszy i 1 do 1,5 m litej skały (ryc. 32; punkt G). Poniżej progu znajduje się przegłębienie eworsyjne z wodą, wypełnione częściowo namułami, przechodzące na długości 100 m w rynnę o głębokości około 2 m i szerokości 4 m, wyciętą w namułach, żwirach i w litej skale. Początkowo w dnie występuje rumoszcz skalny o średnicy bloków dochodzących do 0,8 m.

Poniżej dolina nie wykazuje wyraźniejszych śladów erozji z ostatnich powodzi. Ma ona charakter na przemian transportowy i akumulacyjny. W najniższej części odcinka występuje miejscami zarówno żwir o wielkości klastów rzędu centymetrów, jak i bloki o wymiarach do 0,5 x 0,4 x 0,3 m.

Odcinek dolny, długości 0,9 km, jest położony w strefie intensywnie wykorzystywanej rolniczo. Droga pełni współcześnie funkcję koryta. W dolnej części odcinka, około 0,6–0,7 m poniżej jego początku, w czasie powodzi 15 września 1995 r. miała miejsce intensywne akumulacja namułów i rumoszy, w tym także bloków o średnicy do kilkudziesięciu centymetrów. Materiał taki mógł być tu przyniesiony jedynie z rynny znajdującej się poniżej najniższego progu (punkt G), tj. z odległości około 0,95–1,15 km. Ślady powodzi zostały tutaj w znacznym stopniu zatarte. Dotyczy to głównie materiału kredowego, który jest szybko usuwany z pól przez miejscową ludność. Wielkość kredowych klastów pozostałych na polach czy w wąwozach ulega szybko dezintegracji na skutek działania mrozu.



Ryc. 32. Transformacja dna doliny w Kalinie Wielkiej podczas opadu ulewnego

1 – wychodne kredy, 2 – rumosze, 3 – żwiry, 4 – oś doliny, 5 – progi, 6 – dział wodny doliny

Transformation of the floor valley during downpours in the investigated valley

1 – chalk outcrops, 2 – rock debris, 3 – gravels, 4 – valley axis, 5 – steps, 6 – watershed

Analizując cały profil podłużny, należy stwierdzić, że odcinek środkowy jest najsilniej zmieniony przez powódzie. Przekształcenia polegają na naprzemianległym występowaniu stref erozji (5 progów erozyjnych), akumulacji i transportu (ryc. 32). W miejscach intensywnej erozji odsłania się miejscami twarda skała. Niekiedy w dnie widoczna jest terasa o wysokości około 2–3 m ponad dno rozcięć, świadcząca o dawniejszym położeniu dna akumulacyjnego.

W wąwozach o trawiastym dnie przebieg rozmywania można zrekonstruować następująco: namuły porośnięte trawą z gęstym systemem korzeniowym są początkowo bardzo odporne na działanie erozji (ryc. 31; punkt B). Także dno koryta wycięte w namulach należy do odpornych na erozję, prawdopodobnie z racji ich niewielkiej szorstkości (ryc. 31; punkt D). Erozja ulega przyspieszeniu dopiero z chwilą rozcięcia namulów i odsłonięcia wkładek rumoszy czy żwirów (ryc. 31; punkty E, F). Nieco większą odporność od nich zdają się wykazywać silnie zwietrzałe i częściowo rozlasowane zwietrzliny skał kredowych.

Z chwilą kiedy erozja odsłoni twardą skałę, której stropowa część jest silnie spękana, zarówno poziomo, jak i pionowo, zawirowania powstające nad nierównym podłożem skalnym spowodują uruchamianie okruchów i bloków skalnych nawet do 0,8 m długości. Poszczególne klasty mogą być przenoszone na odległość 1 km.

Z chwilą dojścia erozji do strefy, w której spękania poziome są słabiej zaznaczone, wcinanie wgłąb ulega zwolnieniu lub zostaje zatrzymane, a powierzchnia skały w dnie koryta zaczyna być od tego momentu wygładzana. Większą rolę zaczyna odgrywać natomiast erozja boczna i poszerzanie (ryc. 31; punkt E).

W omawianej dolinie na skutek powodzi w latach 1995 i 1996, w porówna-

niu z rokiem 1991, zwiększyła się długość wychodni skał kredowych ze 170 do około 300 m (ryc. 32).

Głównym czynnikiem decydującym o rozcinaniu den wąwozów jest więc ich charakter; jeśli są one zbudowane z namulów, to sytuacja jest stosunkowo stabilna. Gdy buduje je podłoże skalne, to początkowo ma miejsce bardzo silna erozja (do momentu usunięcia strefy spękanej), a następnie są one dość stabilne w zakresie erozji wgłębnej, która zostaje zastąpiona przez boczną.

Czynnikami inicjującymi powstawanie progów mogą być zawirowania związane z nierównościami dna (spadłe z góry kamienie, zatamowania związane z nagromadzeniem gałęzi, pni, śmieci itp. sztuczne wykopy czy też koleiny powstałe na skutek przejazdu wozów).

Stąd też obok siebie, w jednym i tym samym wąwozie, można obserwować zarówno odcinki dna nienaruszone przez powódź, jak i bardzo znacznie przekształcone.

W przypadku jeżeli spadek doliny jest niewielki, np. w środkowej części doliny położonej na NW od Kaliny Wielkiej, gdzie wynosi on około $4^{\circ}30'$ – $1^{\circ}00'$, obserwuje się następujące kolejno po sobie strefy erozji powodujące powstawanie progów i rozcięć, a poniżej strefy akumulacji. O ile progi ulegają stopniowo przesuwaniu się ku górze, to rynny erozyjne rozwijają się również i w dół doliny. W dolinach takich osadza się zarówno materiał gruboklastyczny, związany niekiedy ze spływami gruzowymi lub gruzowobłotnymi, jak i same namuły.

W wąwozach, gdzie spadek dna jest bardzo duży (do $18^{\circ}40'$), co ma miejsce na południe od Rędzin–Borku, stwierdza się przede wszystkim erozję i przemieszczanie bloków i rumoszy. Drobniejszy materiał gruboklastyczny osadza się głównie u wylotów wąwozów.



Fot. 1. Zróżnicowanie układu pól w zlewni Kalinki, miejscowość Kalina Wielka.

Największe natężenie erozji żłobinowej notowano na polach upraw okopowych o układzie brzd zgodnym z nachyleniem stoku, wyraźne nawiązanie przebiegu żłobin do spadku terenu. Depozycja osadów aluwialnych i deluwialnych na równinie zalewowej (zdjęcie lotnicze fot. Zbigniew Śnieszko)

Various field pattern in the Kalinka catchment, Kalina Wielka. The greatest density of rill erosion noted on the potato fields cultivated along the inclination of slope, followed by rills. Alluvia and deluvia deposited on the floodplain (air photo by Zbigniew Śnieszko)

Fot. 2. Efekt rozbryzgu (jasny fototon) oraz brzdzy nawiązujące do głównego kierunku nachylenia stoku. W dolnej części fotografii widoczne docięcie koryta do podłoża kredowego (zdjęcie lotnicze fot. Zbigniew Śnieszko)

Splash effect (light colour) and rills following the slope gradient. In the lower part the river channel incised to the chalk (air photo by Zbigniew Śnieszko)





Fot. 3. Dendryczny układ żłobin na polu po zbiorze ziemniaków. Żłobiny główne wskazują główny kierunek nachylenia stoku. Strefa graniczna pomiędzy różnym typem użytkowania rolniczego stanowiła obszar depozycji materiału deluwialnego (zdjęcie lotnicze fot. Zbigniew Śnieszko)

Dendric pattern of rills after potato harvest. The main rills follow the slope gradient. At the transition between fields of various land use visible the zone of deluvial deposition (air photo by Zbigniew Śnieszko)

Fot. 4. Wychodnie reliktywego czarnoziemu wczesnoholoceńskiego w zlewni Kalinki (zdjęcie lotnicze fot. Zbigniew Śnieszko)

The remains of the early Holocene chernozem in the Kalinka catchment (air photo by Zbigniew Śnieszko)





Fot. 5. Równina zalewowa doliny Kalinki jako obszar depozycji osadów deluwialnych, koluwalnych (stożek koluwalny) i aluwialnych. Depozycja deluwii widoczna również u podnóży stoków (zdjęcie lotnicze fot. Zbigniew Śnieszko)

The Kalinka floodplain with deluvial, proluvial and aluvial deposits.

Deluvia were deposited also at the base of slopes (air photo by Zbigniew Śnieszko)

Fot. 6. Depozycja materiału koluwalnego oraz deluwialnego na stożku w Giebułtowie.

Obszar źródłowy materiału gruzowego stanowiła wierzchnia warstwa drogi oraz wychodnie warstw węglanowych w wyżej położonym wąwozie (prawy, dolny róg fotografii). Żłobiny przecinają układ brzd (zdjęcie lotnicze fot. Zbigniew Śnieszko)

Proluvial and deluvial deposits over the fan in Giebułtów. The source area of coarser debris were the road pavement as well as the outcrops of chalks in the gully (the lower right corner of photo). The rills are perpendicular to direction of cultivation (air photo by Zbigniew Śnieszko)





Fot. 7. Efekt działalności rozbryzgu oraz erozji liniowej na obszarze pól uprawnych, na wierzcholinie. Główne żłobiny występują pomiędzy grzędami buraczanymi, drobne żłobiny widoczne na „stokach” bruzd buraczanych (fot. Elżbieta Czyżowska)

The result of splash and linear erosion over the cultivated fields on the interfluvium. The main rills follow the beet furrows, the small rills visible on the furrow sides (photo by Elżbieta Czyżowska)

Fot. 8. Spływ powierzchniowy w obszarze zalesionym notowany w strefie przywierzcholinowej powyżej zbocza wąwozu. Miąższość warstwy wody wynosiła około 20 cm (fot. Elżbieta Czyżowska)

Overland flow in the forest in the watershed zone above the steep gully side. The thickness of water layer reached about 20 cm (photo by Elżbieta Czyżowska)





Fot. 9. Najgłębsze zaobserwowane rozcięcia erozyjne zlokalizowane w brzdach ziemniaczanych w okolicy Giebułtowa. Głębokość powstałych form została uwarunkowana współdziałaniem erozji liniowej, eworsji oraz sufozji. Powstawanie kociołków eworsyjnych powodowało etapowe obniżanie bazy erozyjnej. Depozycja w dnach rozcięć nastąpiła podczas ostatniej fazy spłukiwania (fot. Elżbieta Czyżowska)

The deepest erosional rills over potato field near Giebułtów. Their depth is connected with cooperation of linear erosion, evorsion and piping. The formation of evorsional kettles caused the lowering of base level step by step. The deposition in the bottoms of rills followed during last phase of flow (photo by Elżbieta Czyżowska)

Fot. 10. Zniszczenie drogi polnej w miejscowości Kalina Wielka. Widoczne podcięcie krawędzi drogi nastąpiło w wyniku współdziałania erozji liniowej, sufozji oraz obrywu (fot. Elżbieta Czyżowska)

The damaged cart-road in Kalina Wielka. The undercutting of road side follow due to joint action of downcutting, piping and earthfall (photo by Elżbieta Czyżowska)





Fot. 11. Depozycja u podnóży stoków w formie nakładających się stożków deluwialnych. Miąższość osadów do 50 cm (fot. Elżbieta Czyżowska)

The deposition at the slope base in form of superimposed deluvial fans. Their thickness reach 50 cm (photo by Elżbieta Czyżowska)

Fot. 12. Ripplemarki na równinie zalewowej Kalinki. Struktury z wysychania powstałe w ciągu 7 dni po powodzi (fot. Elżbieta Czyżowska)

The wave ripples over the Kalinka floodplain. The deposition cracks were formed during 7 days after flood (photo Elżbieta Czyżowska)





Fot. 13 i 14. Wewnętrzna budowa osadów stożka deluwialnego z zapisem kolejnych etapów spłukiwania (fot. Elżbieta Czyżowska)

The internal structure of the deluvial fan with reflection of following phases of washing (photo by E. Czyżowska)





Fot. 15. Depozycja osadów proluwialnych typu sływu gruzowego u wylotu wąwozu w Kalinie Wielkiej. Źródłem materiału skalnego były wychodnie kredowe w dnie wąwozu. Średnica deponowanych głazów wynosiła do 50 cm (fot. Elżbieta Czyżowska)

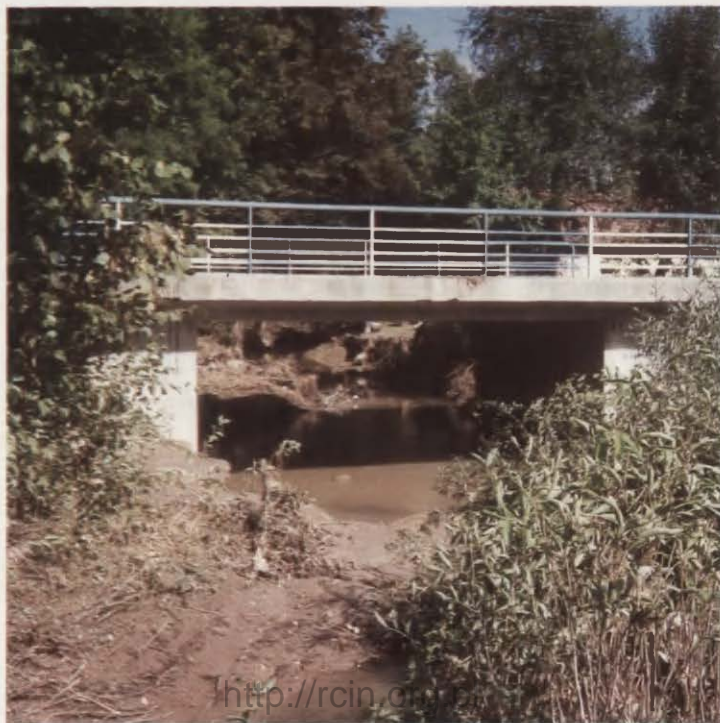
Deposition of debris flow type at the outlet of gully in Kalina Wielka.

The rocky debris was derived from the gully floor built of Cretaceous rocks.

The grain size of boulders reaches 50 cm (photo by Elżbieta Czyżowska)

Fot. 16. Przepust mostowy w Janowicach. Zbyt małe światło przepustu spowodowało podpiętrzenie wody i zalanie kilkunastu gospodarstw, jak również depozycję (fot. Elżbieta Czyżowska)

The bridge in Janowice. Its small diameter caused the damming of water and flooding of more than dozen of farms as well deposition of muds (photo Elżbieta Czyżowska)



9. WNIOSKI

9.1. ROLA OPADÓW ULEWNYCH W PRZEKSZTAŁCENIU RZEŻBY

Leszek Starkel, Elżbieta Czyżowska, Jacek Rutkowski

Analiza przebiegu i skutków ulewy z 15 września 1995 r. w dorzeczu górnej Nidzicy wskazuje, iż jedno takie zdarzenie, podobnie jak inne opisane wcześniej z obszaru Wyżyny Lubelskiej (Maruszczak, Trembaczowski 1956; Buraczyński, Wojtanowicz 1971) przekracza wielkością denudacji stoków i akumulacji średnie z kilku, a może niekiedy kilkudziesięciu lat. Wartością progową jest tu przekroczenie tempa infiltracji wody przez natężenie opadu rzędu 2 mm na minutę, które wyzwała spływ powierzchniowy i spłukiwanie, wspomagane przez rozbryzg uruchamiający agregaty glebowe. Zatem pośrednio najistotniejszym czynnikiem erozji nalessowych gleb pyłowych staje się pokrycie powierzchni roślinnością, a więc sposób użytkowania ziemi. Dlatego tak istotny jest udział różnych użytków i pora roku, w której występuje ulewa. O ile dla zbiorów i dochodów ludności szczególnie groźne są ulewy, zwłaszcza połączone z gradem, w okresie pełni okresu wegetacyjnego i dojrzewania użytków, to z punktu widzenia erozji gleb znacznie groźniejsze są ulewy przed – i po – okresie pełnego rozwoju wegetacji na stokach uprawnych. Do takich należała ulewa z 15 września 1995 r., jak również ulewy majowe w roku następnym.

Z kolei energia wody płynącej zależy od spadków i długości stoków, które na obszarach wyżyn lessowych dzięki wypukłym i wypukło-wklęsłym profilom sprzyjają erozji w odcinkach środkowych. Gęsta sieć dolinna, zwielokrotniona przebiegiem dróg polnych i bruzd na polach ornych zgodnie ze spadkiem, przyspiesza dostawę wody i rumowiska do den dolinnych i prowadzi do wylewów obejmujących całe dna dolin.

Stoki i dna dolin reagują więc w czasie ulewy niemal równocześnie, choć załamanie spadku u podnóży stoków powoduje składanie miększych pokryw deluwialnych i proluwialnych. W ten sposób dojrzewa i ulega spłaszczeniu wypukło-wklęsły profil stoków, charakterystyczny zarówno dla obszarów wyżyn lessowych, jak i Pogórza Karpackiego (Starkel 1960).

Procesami towarzyszącymi spłukiwaniu było uaktywnienie sufozji i ruchów masowych. Kanały sufozyjne były wykorzystywane i poszerzane przez strugi wodne, choć samej ich genezy należy szukać w okresach pór deszczowych i opa-

dów ciągłych, gdy możliwa jest głęboka infiltracja. Natomiast zerwy i spływy błotne ograniczyły się do zadarnionych skarp śródpolnych, gdzie infiltracja w pasach darni warunkowała nasycenie wodą, a nawet upłynnienie miększej warstwy gleby.

Trawiaste dna wąwozów, a także stropowa część mad zawierająca liczne korzenie hamują rozmywanie. Erozja ulega przyspieszeniu dopiero z chwilą odsłonięcia wkładek żwirów i zwietrzliny skał kredowych. Z chwilą kiedy erozja dojdzie do spękanej skały następuje podnoszenie i uruchamianie okruchów skalnych, których wymiary mogą osiągać nawet 80 cm długości. Jest to strefa najmniej odporna na erozję. Z chwilą dojścia erozji do strefy słabo spękanej, wcinanie zostaje zatrzymane. Często w wąwozach następują po sobie strefy erozji i akumulacji. Ulegają one stopniowo przesuwaniu się ku górze. W dnach takich osadza się przede wszystkim materiał gruboklastyczny, rzadziej obserwuje się rumosze czy żwiry zmieszane z namułami, czy też lokalnie czyste namuły (ryc. 31, 32). W wąwozach o dużym spadku (np. na południe od Rędzin-Borek) stwierdza się przede wszystkim erozję i akumulację bloków i rumoszy, a drobniejszy materiał gruboklastyczny jest składany w postaci stożków proluwialnych.

Ograniczony zasięg ulew i wezbrań powoduje, że fala powodziowa z biegiem rzeki zaczyna mieścić się w korycie rzeki głównej. Istnieją zatem warunki dla znacznie szybszego pionowego przyrastania osadów pozakorytowych w dolinach niższego rzędu. Możemy mówić o „odgórnej” agradacji, która była też charakterystyczna dla okresów zimnych – bezleśnych (Superson 1996).

Wśród innych zdarzeń ekstremalnych na wyżynach lessowych na uwagę zasługują również okresy roztopowe połączone z opadami deszczu, szczególnie po mroźnej zimie z głęboko przemarzniętym podłożem (Ziemnicki, Orlik 1971; Starkel 1976). Efekty bywają wówczas podobne, aczkolwiek natężenie opadu, jak też ilość niesionej zawiesiny jest nieporównywalnie mniejsza.

Dla utrwalenia się nowych tendencji w ewolucji rzeźby istotną rolę odgrywiają koncentracje zdarzeń ekstremalnych, np. następowanie po sobie deszczy nawalnych w krótkich okresach czasu (Soja 1981; Starkel 1996a). Dochodzi wówczas np. do trwałego pogłębienia wąwozów oraz do przekształcenia drogi w wąwóz. Taki przypadek miał miejsce również w dolinie Kalinki, gdzie wiosną 1996 r. wystąpiły dwie kolejne ulewy z silną erozją na stokach i podpieniem dna doliny na wielu odcinkach. W ten sposób na trwałe uległa zagęszczeniu i pogłębieniu sieć дренаżu, przy równoczesnej nadbudowie równiny zalewowej.

9.2. ZNACZENIE BADAŃ OSADÓW POWODZIOWYCH W DOLINIE KALINKI DLA INTERPRETACJI NEOHOŁOCENSKICH PROFILI W ZLEWNIACH LESSOWYCH

Zbigniew Śnieszko

Po burzliwych przepływach podczas powodzi spowodowanej gwałtowną ulewą, na fragmentach den dolin pozostały osady szczegółowo opisane w poprze-

dnich rozdziałach. Po ich przykryciu przez kolejne osady utworzą one ogniwo profilu geologicznego. Czas, jaki upływa od momentu złożenia osadów powodzi do momentu ich fosylizacji, jest czasem zmian postsedymentacyjnych, które w różnym stopniu zacierają pierwotną strukturę. Obecność zatem w przekrojach geologicznych wykonanych w dnach suchych dolin osadów deluwialno-proluwialnych, o zachowanej strukturze sedymentacyjnej jest ważną informacją paleogeograficzną. Świadczy bowiem o powtarzalności w krótkim czasie gwałtownych epizodów w ewolucji badanego obszaru. Dane, jakie zebrano do tej pory badając współcześnie tworzące się deluwia oraz posiadane przez nas informacje o tempie procesów glebowych, pozwalają na przeprowadzenie szacunkowej oceny czasu formowania się wybranych fragmentów profili, osadów wypełniających epizodycznie odwadniane doliny w obszarach lessowych.

CECHY WSPÓŁCZESNYCH I KOPALNYCH OSADÓW.
MIĄŻSZOŚĆ OSADÓW, STRUKTURY SEDYMENTACYJNE I UZIARNIENIE

Już w klasycznych badaniach Baca (1928) znajdujemy informację, że w ciągu 50 lat może dojść do nagromadzenia na obszarach lessowych do 40 cm osadów w dnach dolin. W bardziej wilgotnym klimacie Belgii na poletku doświadczalnym Huldenberg ustalono, że w ciągu 30 lat doszło do powstania u podnóża stoku lessowego 54-centymetrowej warstwy osadów (Covers, Paulissen 1985). Podobnej miąższości osady powstały lokalnie w dolinie Kalinki po jednej ulewie. Badania sześciometrowej serii deluwii w Huldenberg wskazują na nierówne tempo akumulacji osadów. Górna 54-centymetrowa część profilu była akumulowana szybciej, niż leżące poniżej pozostałe 5,5 m. Datowanie metodą ^{14}C pozwoliło ustalić wiek spągu całego profilu osadów na 920 ± 65 BP lat. Oznacza to, że średnie tempo akumulacji 5,5-metrowej miąższości osadów wynosiło 0,6 mm na rok, podczas gdy górne 54 cm były akumulowane z szybkością średnio 1,8 mm na rok. Ponieważ profil w Huldenberg posiada bardzo szczegółowy opis struktur odnoszący się do górnych 1,5 m, należy mu poświęcić w tym miejscu więcej uwagi.

We wspomnianym odcinku profilu znajdują się warstwy o zachowanej laminacji, zarówno horyzontalnej, jak i ukośnej. Najmłodsza występuje w obrębie wspomnianych osadów akumulowanych w ostatnim trzydziestoleciu. Miąższość warstwy z zachowaną laminacją wynosi 10 cm. Do głębokości 1,5 m, stwierdzono jeszcze kolejnych pięć warstw o podobnej laminacji. Pod względem uziarnienia cała seria z Huldenberg charakteryzuje się dużą zmiennością w pionowym rozkładzie. Mediana w osadach waha się od 8 do 25 μm . Największą częstość zmian w profilu pionowym obserwuje się we frakcji 32–63 μm . Udział frakcji koloidalnej waha się od 12 do 30%. Cechy osadów laminowanych opisanych na poletku Huldenberg, wykazują pewne podobieństwo do badanych po powodzi w dolinie Kalinki z 15 września 1995 r. Liczne wkopy wykonane w osadach Kalinki ujawniły ich horyzontalną oraz skośną laminację. Wahania mediany osadów są podobnie duże (4,84–7,07 ϕ z zastosowaniem czytnika laserowego lub

4,58–6,7φ uzyskane metodą areometryczną). Szerszy niż w lessach i glebach nalessowych przedział wahań mediany w osadach po gwałtownej ulewie jest skutkiem rozsegregowania materiału w procesie redepozycji (rozdz. 7).

Narzucające się analogie z tych porównań ogranicza brak odpowiednio opracowanych w literaturze osadów pochodzących z ablacji pokrywy śnieżnej w obszarach lessowych. Opisane przez J. Cegłę (1958) osady o 30 cm miąższości, akumulowane w wyniku tajania śniegu posiadały odmienną strukturę od osadów powstałych po ulewie. Autor opisuje niewyraźną delikatną laminację (smugi), a w osadzie bryłki materiału próchnicznego. Praca ta skłania do szczegółowego w przyszłości porównania cech osadów akumulowanych po gwałtownych ulewach i osadów po roztopach. Autorzy niniejszej monografii zebrali do analiz materiał po wiosennych roztopach 1997 r. i planują studia porównawcze. Już obecnie wiadomo, że laminarna struktura osadów występuje także w stożkach akumulowanych przez wody z tającego śniegu.

Już na obecnym etapie możliwe jest ustosunkowanie się do obserwacji zebranych do tej pory w profilach holocenijskich osadów, wypełniających obniżenia dolinne obszarów lessowych. W profilach zlokalizowanych w dnach dolin epizodycznie odwadnianych nad wczesnoholocenijskim mollisolem leżą osady o różnym stopniu czytelności struktur sedymentacyjnych (podobnie jak w profilu z Huldenberg). Były one opisywane przez autora jako osady związane z uruchomieniem denudacji stoku po jego odlesieniu – (ryc. 33) (Śnieszko 1995). Są to:

1. osady o zachowanej strukturze laminarnej reprezentujące sedymenty odcięte od wpływu pedogenezy przez kolejne nawarstwienia;

2. osady o częściowo zachowanej strukturze sedymentacyjnej. Warstewki widoczne są we fragmentach. Liczne kanaliki zoogeniczne, żelaziste nodule i plamy wskazują na krótki okres penetracji osadu przez mikro- i mezofaunę glebową. Czas przerwy jest jednak za krótki na wytworzenie się nawet cienkiego poziomu akumulacji próchnicy;

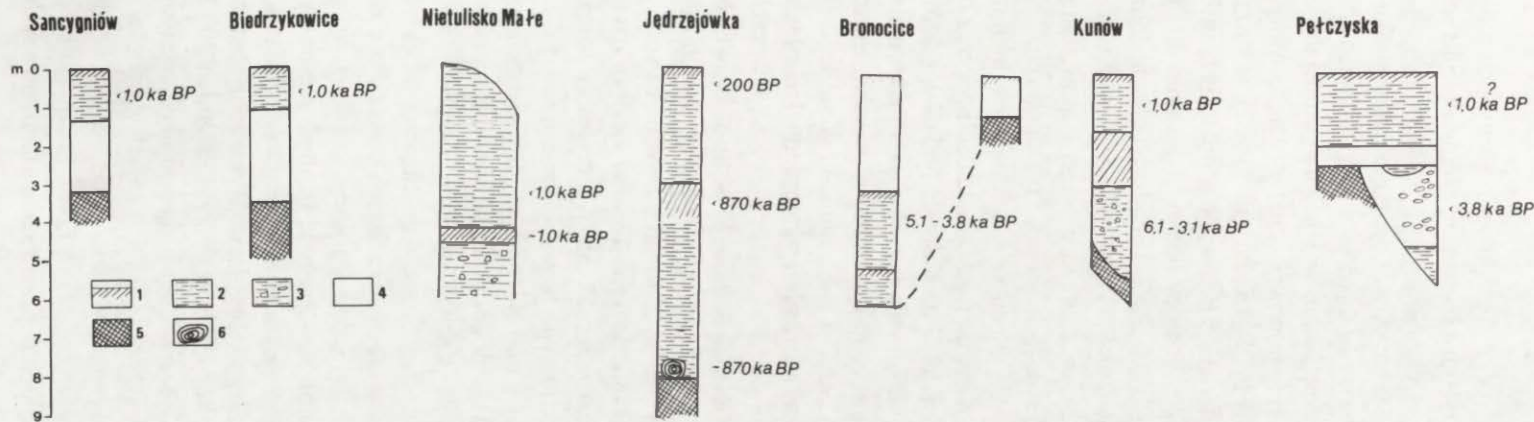
3. osady o całkowicie zatartej strukturze, podwyższonej zawartości wodoodpornych agregatów glebowych, próchniczne. Są to osady całkowicie objęte procesami humifikacji *in situ*;

4. osady próchniczne o strukturze masywnej. Udział agregatów wodoodpornych zdecydowanie niższy niż w osadach typu 3. Są to osady z redepozycji poziomów próchnicznych ze stoku. Brak struktur sedymentacyjnych jest ich cechą pierwotną.

Wymienione typy osadów występują w różnym porządku stratygraficznym (Śnieszko 1995).

PROFILE Z OSADAMI TYPU 1 ORAZ 2 O PRZYBLIŻONYM (ZNANYM) WIEKU

Wyróżnione typy osadów spotykane są w różnej pozycji stratygraficznej. Tylko w nielicznych odsłonięciach można określić czas zdarzenia, które doprowadziło do sedymentacji. W odsłonięciach ścian wąwozów uchodzących do do-



Ryc. 33. Pozycja laminowanych osadów lessopodobnych w dnach suchych dolin wyżyn lessowych

1 – gleby inicjalne, 2 – osady laminowane, 3 – osady laminowane ze żwirami i rumoszem skalnym, 4 – osady o strukturze masywnej, 5 – czarnoziem reliktowy, 6 – pnie drzew

The stratigraphic position of the laminated loess – like deposits in the dry valleys in the loess uplands

1 – regosols, 2 – laminated deposits, 3 – laminated deposits with gravels and debris, 4 – deposits of the massive structure, 5 – relict chernozem, 6 – tree trunks

liny Sancygniówki (dorzecze środkowej Nidzicy), laminowane osady z grupy 1 i 2 stwierdzono w stropie wszystkich badanych stanowisk (Śnieszko 1985). Ich miąższość dochodzi do 1,5 m. Odslonięcia były położone w odległości często większej niż kilometr od ujścia wąwozów. Pojedyncze stanowiska reprezentują fazy szczególnie szybkiego przyrostu deluwii w kilku krótkich epizodach. Biorąc pod uwagę miąższość osadów i brak w ich obrębie inicjalnych poziomów próchnicznych, czas formowania stropowej warstwy laminowanych deluwii był co najwyżej kilkudziesięcioletni. W każdym stanowisku w stropie rozwinięta jest warstwa próchnicznego materiału, formowana w procesie humifikacji *in situ*. Miąższość poziomu akumulacji próchnicy dochodzi lokalnie do 30 cm. Osady z zachowaną laminacją leżące w stropie wypełnisk suchych dolin są rozcięte ścianami „współczesnych” wąwozów. Można je korelować z wczesną fazą ich rozwoju. Tworzące się w tym czasie debrze i wąwozy odpowiadają fazie szczególnej aktywności okresowych wód opadowych i roztopowych. Tej wzmożonej erozji wąwozowej towarzyszy akumulacja w dnach suchych dolin nie rozciętych wąwozami. Akumulacja ustaje z chwilą rozcięcia dna doliny przez debrzę i przeniesienia lokalnej bazy erozyjnej do jej dna. Biorąc pod uwagę zarówno długość współczesnych parowów w dolinie Sancygniówki, jak i maksymalne tempo notowane w strefie współcześnie rozwijających się wąwozów, można sądzić, że okres intensywnej erozji wąwozowej w tym regionie był nie krótszy niż 200 lat.

Aby oszacować czas formowania stropowych osadów laminowanych, należy odwołać się do szacowania tempa formowania gleby na utworach lessowych. Takie badania prowadzono na lessach stanów Wisconsin i Iowa (Nielsen, Hole 1964; Parsons i in. 1962). Wynika z nich, że we wczesnej fazie formowania poziomu próchnicy jeden centymetr miąższości poziomu A tworzy się przeciętnie przez 5,7 lat. W trakcie rozwoju tego poziomu tempo jego narastania maleje i jeden centymetr tworzy się już przez 12 lat. W przypadku formowania zróżnicowanego profilu gleb leśnych tempo to jest jeszcze mniejsze. Dane o miąższości poziomów próchnicznych rozwiniętych w stropie laminowanych deluwii pozwalają sądzić, że czas ich formowania jest nie krótszy niż 100 lat, a niektóre profile wskazują na okres nawet 300-letni. Fakt, że w obrębie osadów laminowanych brak jest inicjalnych poziomów próchnicznych świadczy o szczególnie silnym natężeniu procesów zmywu powierzchniowego w obszarach lessowych doliny Sancygniówki podczas krótkiego okresu czasu. D. Kosmowska-Sufczyńska (1983) opisywała w dolinie Czyżówki laminowane osady odpowiadające powtarzającym się gwałtownym spływom, które były akumulowane w krótkim odcinku czasu ostatniego pięćsetlecia. Wzmożoną dostawę powodziowych osadów na równinę zalewową Wisły podczas ostatnich 300 lat stwierdził E. Falkowski (1982). Z tymi obserwacjami korespondują oszacowania wieku górnych osadów laminowanych odsloniętych w ścianach wąwozów uchodzących do doliny Sancygniówki. Intensywna rozbudowa sieci wąwozów odbywała się tu z całą pewnością przed zakończeniem Małej Epoki Lodowej. To spostrzeżenie skłania do dalszych badań górnego ogniwa osadów laminowanych w wypełni-

skach suchych dolin. Istotne będzie tu rozstrzygnięcie, jaka była ich rola w powstaniu gwałtownych opadów, a jaka topniejących śniegów.

W dorzeczu środkowej Nidzicy znany jest profil o odmiennej budowie od tego z doliny Sancygniówki. Jest to odsłonięcie osadów kopalnego wąwozu kształtowanego u schyłku okresu atlantyckiego (Śnieszko, Grygierczyk 1991; Śnieszko 1995). W osadach sześciometrowej miąższości wypełniających kopalny wąż stwierdzono obecność trzech inicjalnych poziomów próchnicznych oraz wieńczący strop osadów próchniczny poziom, o przeszło metrowej miąższości. W czasie, gdy formowały się górne odcinki wąwozu, w pobliżu wylotu były dwukrotnie akumulowane laminowane osady o przeszło metrowej miąższości. Odpowiadają one krótkim okresom o niezwykle silnym natężeniu procesów erozji gleb. W przerwach między fazami intensywnych spływów wody po stoku formowały się poziomy próchniczne. Ich miąższość waha się od 25 do 45 cm. Według wcześniej opisanych szacunków wieku poziomów próchnicznych, przerwy w sedymentacji trwały dłużej niż 300 lat. Natomiast pojedyncze epizody nasilonej sedymentacji obejmowały odcinki czasu kilku- lub kilkunastoletnie. W sumie czas potrzebny do osadzenia się 5-metrowej serii osadów laminowanych nie był łącznie dłuższy niż 100 lat. Należy sądzić, że kompleks osadów razem z glebami kopalnymi odpowiada schyłkowej fazie rozwoju osady neolitycznej w Bronocicach. Ceramika z wypełniska datuje je na okres co najwyżej ostatnich 470 lat istnienia osady (faza BR IV i BR V). Dane archeologiczne potwierdzają zatem przeprowadzone powyżej oszacowania czasu budowania profilu bazujące na danych dotyczących tempa procesów glebowych i procesów sedymentacji osadów laminowanych. Nie można wykluczyć, że seria tych osadów wiąże się chronologicznie z okresem kryzysu osadnictwa w tym regionie podczas neolitu. Po zakończeniu akumulacji osadów odpowiadających burzliwym przepływom w wąwozie trwała długa przerwa, podczas której formowała się gleba czarnoziemna z oznakami degradacji (Śnieszko, Grygierczyk 1991). Okres przerwy trwał od 2590 BC cal, tj. od upadku osiedla neolitycznego na tym terenie, do lokacji wsi Bronocice (około XI w).

Podobne stare osady, wskazujące na gwałtowne spływy wód po stoku, rozpoznano w rejonie Kunowa (Jersak 1977; Śnieszko 1995). Są to laminowane osady, które w spągu wydatowano na 5280 ± 130 BP, a które zawierają w sobie soczewki żwirów składających się z kongrecji węglanowych. Obecność tych soczewek wśród utworów laminowanych wskazuje na wysokoenergetyczne środowisko transportowe i równoczesne głębokie rozcinanie stoku przez spływ bruzdowy docierający do poziomu C_{ca} . Osad dostarczony ze stoku i akumulowany w dniu pochodził z niszczenia poziomu wmycia węglanów, który znajdował się wówczas na głębokości co najmniej jednego metra (Kowalkowski 1988). Uformowane z kongrecji soczewki żwirów pochodzą albo z transportu materiału z głębokich bruzd tworzących się na stoku, albo z erozji wstecznej cofającej się ściany obszaru „źródeł” wąwozu. W obu przypadkach przyczyną koncentracji kongrecji mogły być gwałtowne spływy wód po stoku. Zachowane w osadzie struktury

laminarne, a jednocześnie skorupki ślimaków leśno-łąkowych, leśnych i mokradłowych wskazują, że narastające osady nie były objęte, pomimo sprzyjających warunków hydrologicznych, bagiennymi procesami glebowymi. Przemawia to za szybką sedymentacją. Miąższość tych gwałtownie akumulowanych osadów przekracza 2 m.

Przedstawione powyżej przykłady występowania w profilach holocenijskich wypełnień małych dolinek laminowanych osadów nie pozwalają na jednoznaczne rozstrzygnięcie czy przyczyną ich akumulacji były gwałtowne i powtarzające się opady deszczu, czy roztopy po wyjątkowo mroźnych i śnieżnych zimach. Dopiero dalsze planowane szczegółowe badania litologiczne oparte na metodach zastosowanych do badania cech osadów w dolinie Kalinki pozwolą może wypowiedzieć się bardziej jednoznacznie.

Najbardziej interesującym profilem prezentującym szybką sedymentację laminowanych osadów jest stanowisko w dolinie Jędrzejówki na Roztoczu. Jest to dolina znana z występowania powalonych pni drzew pod grubą warstwą osadów. Opisywane było wielokrotnie i w odmienny sposób interpretowane (Krischtafowitsch 1904; Brem 1950; Jahn 1956; Śnieszko 1991, 1995). We wcześniejszych opracowaniach duża miąższość tych osadów przesądzała o przypisywanej im randze stratygraficznej. N. Krischtafowitsch (1904) opisywał je jako lessy, A. Jahn (1956) i M. Brem (1950) wiązali je z szeroko rozumianym holocenem. Z. Śnieszko (1991) wiązał możliwość przetrwania powalonych pni drzew w „świeżym stanie” na dnie suchej doliny z ich natychmiastowym odcięciem od dopływu powietrza przez miąższą serię osadów. Pnie drzew leżące na erozyjnej powierzchni ściętego poziomu organicznego świadczą o katastrofalnym opadzie. Data radiowęglowa w stropie organicznych osadów 7860 ± 140 BP oraz data z konaru leżącego na erozyjnej powierzchni pnia 870 ± 50 BP potwierdzona archeologicznie wskazują, że przed powaleniem drzew uległa zerodowaniu część osadów organicznych akumulowanych od schyłku atlantyku do młodszego subatlantyku (Śnieszko 1991, 1995). Pnie drzew przykryte są w dolinie Jędrzejówki laminowanymi osadami pięciometrowej miąższości. Gleba w ich stropie rejestruje przerwę sedymentacyjną. Nad glebą leży kolejna seria osadów laminowanych trzymetrowej miąższości. W Jędrzejówce występuje zatem największej miąższości profil neholocenijskich osadów laminowanych. Cały profil wraz z glebą kopalną rozdzielającą osady uformował się między XII a XVII stuleciem (przed rokiem 1750 osady te były ponownie rozcięte; Śnieszko 1991). Niewątpliwie, na burzliwy przebieg procesów geomorfologicznych miały także wpływ geometryczne parametry zlewni (deniwelacje do 85 m, niski wskaźnik kolistości przy stosunkowo dużej powierzchni) (Śnieszko 1995).

9.3. WSKAZANIA GOSPODARCZE

Leszek Starkel

Opisana ulewa w dniu 15 września 1995 r. w dorzeczu górnej Nidzicy wykazała, że zdarzenie lokalne może wywołać duże zniszczenia zarówno w gospodarce rolnej, jak i w budownictwie i komunikacji. Pocięte żłobinami dziesiątki hektarów pól, pogłębione wąwozy, rozcięte drogi polne, zalane i zasypane mułami i piaskami dna dolin z dziesiątkami gospodarstw rolnych, podmyte drogi, zerwane przepusty – to skala zniszczeń wywołanych krótkotrwałą ulewą.

Zmiany te unaocznily wiele błędów i nieprawidłowości w gospodarce rolnej i przestrzennej, które powinny być, szczególnie w obszarach wyżyn lessowych, usunięte lub zredukowane do minimum zarówno poprzez egzekwowanie przepisów już istniejących, wprowadzanie nowych zaostrzających rygory budowlane i drogowe w obszarach zalewowych, jak też szerzenie oświaty rolniczej i poradnictwa.

UPRAWA ZIEMI

W dorzeczu Kalinki i okolicach Giebułtowa przeważa niewłaściwy kierunek orki „z góry na dół” w obrębie pól biegnących od wierzchowiny do dna doliny. Tymczasem należałoby wprowadzić uprawę wzdłuż poziomic, a bardziej strome (powyżej 30°, a nawet powyżej 20° nachylenia) odcinki dłuższych stoków zamienić na trwałe użytki zielone i lasy (Starkel 1954). Ze względu na nieopłacalność, a nawet niewykonalność orki konnej, a tym bardziej traktorowej na wąskich polach, na obszarze Wyżyny Miechowskiej należałoby przeprowadzić szeroko zakrojony program komasacji gruntów. Równocześnie uprawy okopowe, szczególnie plantacje ziemniaków, powinny być wycofywane z terenu stoków, co wprawdzie nie zahamuje całkowicie spływu i erozji, jednak wyraźnie opóźni erozję gleb (Ziemnicki 1978; Gerlach 1966).

BUDOWNICTWO

Przeważająca liczba zagród z budynkami mieszkalnymi i gospodarczymi jest zlokalizowana na równinie zalewowej Nidzicy i Kalinki albo też na stożkach proluwialnych mniejszych lub większych dopływów (np. Giebułtów). Stosunkowo mniej liczne, zbudowane są na łagodnych podnóżach stoków. Przeważająca część zagród została zatem zalana przez wody powodziowe, a niekiedy równocześnie przez wody i rumowisko wymiatane z wąwozów i dróg polnych. W celu ochrony przed zalaniem i zamulaniem zagrody powinny być przesunięte z bezpośredniego sąsiedztwa potoków na fragmenty nieco wyżej położone i zabezpieczone odpowiednimi groblami i rowami od wód spływających z wąwozów i stoków. Budynki winny być lokalizowane osią dłuższą równoległą do osi doliny, aby nie hamować swobodnego spływu wód powodziowych całym dnem doliny w czasie katastrofalnych ulew.

Przebieg dróg na stokach jest istotny dla szybkości spływu wód opadowych. Ilość dróg polnych powinna być ograniczona do minimum, a nie aby każdy właściciel wąskiego łąna pól miał własny dojazd do pola na całej jego długości. Wodę należałoby odprowadzać odcinkami poza obręb drogi, aby uniemożliwić erozję. Szczególnie groźne są zbyt małe, a często równocześnie liczne mostki i przepusty drogowe. Wyraźne spiętrzenia wody i zalewy obserwowano w dolinie Kalinki powyżej mostków na szosie Miechów–Działoszyce (fot. 16). Z kolei drogi zlokalizowane w korytach epizodycznych cieków (lub spełniające taką funkcję) są narażone na zniszczenie poprzez skoncentrowanie spływu, erozję wgłębną i podmywanie brzegów (zbczy).

KORYTA RZEK

Wyprostowane, uregulowane koryta Nidzicy i Kalinki pozornie spełniają dobrze swą rolę ukierunkowując i przyspieszając spływ wód wezbraniowych. Jednak w przypadku zagród niezbędne są odcinki obwałowań. Zamulane koryta winny być stale pogłębiane, jednak do rozsądnej głębokości, tak aby nie obniżać zbytnio poziomu wód gruntowych, zwłaszcza w porach suchych. Wzdłuż potoków należałoby wprowadzić trwałą zabudowę biologiczną z drzew i krzewów, gdyż nic lepiej nie hamuje erozji bocznej i siły fali powodziowej.

Zdarzenia ekstremalne, także te lokalne, winny być monitorowane. Dlatego obok zagęszczenia sieci stacji opadowych i wodowskazowych (ostatnio likwidowanych!) należałoby zorganizować system monitoringu zdarzeń ekstremalnych (Starkel 1996a), który służyłby zarówno ostrzeganiu, rejestracji przebiegu, obliczaniu szkód, jak i poprzez rozpoznanie mechanizmu zjawisk racjonalnemu przeciwdziałaniu skutkom.

LITERATURA

- Atlas hydrologiczny Polski*, 1987, Wyd. Geol., Warszawa.
- B a c S., 1928, *Przyczynek do badań nad zmianą położenia powierzchni ornej gruntów lessowych*, Roczn. Nauk Roln. i Leśnych, 19, 3, s. 461–490.
- B r e m M., 1950, *Flora kopalna z Jędrzejówki koło Biłgoraja*, Starunia, 29, s. 1–15.
- B u r a c z y ń s k i J., W o j t a n o w i c z J., 1971, *Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku*, Ann. UMCS, Sec. B, 26, 6, s. 135–162.
- C e b u ł a k E., 1992, *Maksymalne opady dobowe w dorzeczu Górnej Wisły*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 90, s. 76–96.
- C e b u ł a k E., C z e k i e r d a D., F a l a r z M., 1996, *Katastrofalne opady w górnej części dorzecza Prądnika (Sułoszowa) w maju 1996 roku*, IMGW, Kraków, maszynopis.
- C e g ł a J., 1958, *Obserwacje nad rozwojem form erozyjnych w obrębie lessowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej*, Ann. UMCS, Sec. B, 13, 2, s. 63–80.
- C h o ł u p i a k K. Ł., 1978, *Podstawy przeciwerozyjnej organizacji terenu*, [w:] (red.) S. Ziemiński, *Erozja wodna*, Państw. Wyd. Roln. i Leśn., Warszawa, s. 60–89.
- C h o m i c z K., 1950, *Ulewy i deszcze nawalne w Polsce*, Wiad. Służby Hydrol. i Meteor., 2, 3, s. 17–88.
- C h u d e c k i Z., 1955, *Próba oceny wpływu erozji gleb na straty składników pokarmowych roślin w terenie lessowym*, Ann. UMCS, Ser. E, 10, s. 1–48.
- C y g a n M., C z u ł a k J., N i e d b a ł a J., N i e d b a ł a J., 1995, *Analiza fali powodziowej w dolinach rzek Nidzicy i Kalinki w dniach 15/16 września 1995 r.*, Opracowanie wykonane na zlecenie Wojewódzkiego Zarządu Melioracji i Urządzeń Wodnych w Kielcach, Kraków, maszynopis.
- C z a r n e c k i R., 1969, *Z badań krajobrazu fizycznogeograficznego w dorzeczu Opatówki*, Przegl. Geogr., 41, 1, s. 35–59.
- C z y ż o w s k a E., 1996, *Skutki geomorfologiczne i sedymentologiczne gwałtownej ulewy w dolinie Kalinki 15 września 1995 roku (Wyżyna Miechowska)*, Przegl. Geol., 44, 8, s. 813–816.
- D ę b s k i K., 1958, *Odptyw z deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem w czerwcu 1956 r.*, Gosp. Wodna, 8, z. 8, s. 339–342.
- D o b r z a ń s k i B., B o r o w i e c J., G a w l i k J., 1958, *Gleby Rolniczego Zakładu Doświadczalnego Elizówka z uwzględnieniem erozji wodnej*, Ann. UMCS, ser. E, 13, s. 115–144.
- D w u c e t K., Ś n i e s z k o Z., 1996, *Redepozycyjna transformacja lessów i gleb nalesowych po gwałtownej ulewie w dniu 15 września 1995 roku na Wyżynie Miechowskiej*, Przegl. Geol., 44, 8, s. 790–792.
- E m b l e n t o n C., T h o r n e s J. (red.), 1985, *Geomorfologia dynamiczna*, PWN, Warszawa.
- F a l k o w s k i E., 1982, *The pattern of changes in the Middle Vistula Valley floor*, Geogr. Stud., Spec. Iss., s. 79–92.
- F a t y g a J., 1975, *Znaczenie okrywy roślin uprawnych dla ochrony gleb przed erozją*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 170, s. 99–114.

- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajca (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie)*, Prace Geogr., IG PAN 52, s. 1–111.
- Gilewska S., 1958, *Rozwój geomorfologiczny Wschodniej części Wyżyny Miechowskiej*, Prace Geogr., IG PAN 13, s. 1–71.
- 1972, *Wyżyna Miechowska*, [w:] L. Starkel (red.), *Geomorfologia Polski Południowej*, PWN, s. 232–339.
- Hudson N., Jackson D., 1959, *Results archived in the measurement of the erosion and runoff in S. Rhodesia*, 3-Int. Afr. Soil. Cong., 63.
- Jahn A., 1956, *Wyżyna Lubelska*, PWN, Warszawa, s. 1–450.
- 1968, *Selektywna erozja gleb i jej znaczenie w badaniach geomorfologicznych*, Przegł. Geogr., 40, 2, s. 419–429.
- Jersak J., 1965, *Stratygrafia i geneza lessów okolic Kunowa*, Acta Geogr. Lodz., 20, s. 1–121.
- 1977, *The Late Pleistocene and Holocene deposits in side valleys of Kunów Region*, Folia Quat., 49, s. 15–21.
- Józefaciuk A., Józefaciuk Cz., 1987, *Ocena wodnej erozji gleb terenów wyżynnych Polski na tle warunków przyrodniczo-rolniczych*, Roczn. Gleb., 38, 1, s. 51–58.
- Klimaszewski M., 1981, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Klimmek K., 1974, *The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wistoka valley (South Poland)*, Studia Geomorph. Carpatho.-Balcan., 8, s. 136–151.
- Kondracki J., 1937, *Skutki ulewy w dniu 22 maja 1937 roku w dolinie Prądnika*, Przegł. Geogr., 16, s. 161–165.
- Koreleski K., 1973, *Działalność procesów sputkiwania w glebach lessowych*, Czas. Geogr., 44, 1, s. 49–67.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1983, *Origin of the youngest fill revealing human activity: an example of the Czyżówka valley (Sandomierz Upland)*, Geogr. Pol., 45, s. 1–34.
- Kowalkowski A., 1988, *Wiek i geneza gleb*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska przyrodniczego Polski*, Ossolineum, s. 45–87.
- Krischtalowitz N., 1904, *Der geologische Bau und das Alter einiger Posttertiärer Torflager des Gouv*, L'ann. Geol. et Miner. de la Russie 8, maszynopis.
- Kruk J., 1973, *Studia osadnicze nad neolitem wyżyn lessowych*, Ossolineum, Wrocław, s. 7–265.
- 1993, *Rozwój społeczno-gospodarczy i zmiany środowiska przyrodniczego wyżyn lessowych w neolicie (4800–1800 BC)*, Spraw. Archeol., 45, s. 7–17.
- Kruk J., Milisauskas S., Alexandrowicz S. W., Śnieszko Z., 1996, *Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych*, Studium archeologiczne i paleogeograficzne nad neolitem w dorzeczu Nidzicy, Inst. Arch. i Etnol. PAN, Kraków, s. 9–139.
- Lambor J., 1954, *Klasyfikacja typów powodzi i ich przewidywanie*, Gosp. Wodna, 4, s. 129–131.
- Licznar M., Drozd J., 1988, *Wpływ rzeźby terenu na zmiany właściwości szarych gleb leśnych Płaskowyżu Głubczyckiego w wyniku erozji*, Roczn. Gleb., 39, 4, s. 35–56.
- Mansfield G. R., 1938, *Flood deposit of the Ohio River January–February 1937 – a study of sedimentation*, U. S. Geol. Surv. Water Supply Pap., 838, s. 693–733.
- Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] L. Starkel (red.), *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław, s. 109–137.
- Maruszczak H., Częstochońska E., Gajewski J., 1979, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w dorzeczu Ciemięgi na Wyżynie Lubelskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 222, s. 7–25.
- Maruszczak H., Trembaczowski J., 1956, *Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu*, Ann. UMCS, Ser. B, 11, 4, s. 129–151.

- Mazur Z., 1958, *Określenie natężenia erozji wodnej na terenie lessowym Zakładu Rolniczo-Doświadczalnego Elizówka*, Ann. UMCS, Ser. E, 13, 6, s. 135–184.
- 1983, *Zróźnicowanie gleb i pólów na terenie falistym na czarnoziemach*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 272, s. 103–112.
- Mazur Z., Pałys S., 1985, *Wpływ erozji wodnej na morfologię i zmienność pokrywy glebowej terenów lessowych*, Zesz. Probl. Pos. Nauk Roln., 292, s. 22–37.
- McKee E. D., Crosby E. J., Berryhill H. L. Jr., 1967, *Flood deposit, Bijou Creek, Colorado, June 1965*, J. Sedim. Petrol., 37, s. 829–851.
- McPherson H. J., Rannie W. F., 1970, *Geomorphic effects of May 1967 flood in Graburn watershed, Cypress Hills, Alberta, Canada*, J. Hydrol., 9, s. 307–321.
- Mikulski Z., 1954, *Katastrofalne powódzie w Polsce*, Czas. Geogr., 25, 4, s. 380–396.
- Niedźwiedz T., 1989, *Heavy rainfalls in Cracow*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 75, s. 11–22.
- 1995, *Katastrofalny opad nawalny w górnej części dorzecza Nidzicy w dniu 15 września 1995 r.*, Kraków, maszynopis.
- Nielsen G. A., Hole F. D., 1964, *Earthworms and the development of coprogenous A1 horizons in forest soils of Wisconsin*, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 28, s. 426–430.
- Orlik T., Czerwiński S., 1983, *Spyły powierzchniowe, retencja wodna gleb i pól na przykładzie falistej zlewni Wyżyny Lubelskiej*, Zesz. Probl. Nauk Roln., 272, s. 31–39.
- Ostromęcki J., 1947, *Erozja gleb jako zagadnienie melioracyjne*, Gosp. Wodna, 4, s. 192–201.
- Ozga-Zielińska M., Brzeziński J., 1994, *Hydrologia stosowana*, PWN.
- Parczewski W., 1960, *Warunki występowania nagłych wezbrań na małych ciekach*, Gosp. Wodna, 8, 3, s. 85–133.
- Parsons R. B., Scholtes W. H., Riecken F. F., 1962, *Soils of Indian mounds in northeastern Iowa as benchmarks for studies of soil genesis*, Soil Sci. Soc. Am. Proc., 26, s. 491–496.
- Pietkiewicz S., Żmuda S., 1973, *Słownik pojęć geograficznych*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Poessen J., Savat J., 1978, *Particle-size separation during erosion by splash and runoff*, [in:] *Proceedings Workshop „Assessment of Erosion in the USA and Europe” Ghent, Belgium*, s. 427–439.
- Požaryski W., Kalicki T., 1995, *Evolution of the gap section of the Vistula valley in the Late Glacial and Holocene*, [In:] Starkel L. (red.), *Evolution of the Vistula valley during the last 15 000 years*, Geogr. Stud. Spec. Iss. V, s. 111–137.
- Punzet J., Trylska-Siekańska D., 1992, *Podstawy opiniodawczej działalności Oddziału IMGW w Krakowie w zakresie hydrologii stosowanej*, Wiad. IMGW, 15, 3, s. 23–30.
- Reniger A., 1950, *Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce*, Rocz. Nauk Roln., 54.
- 1957, *Erozja gleb w województwie kieleckim*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 8, s. 113–135.
- 1959, *Erozja gleb w okresie ulew i spływów wód wiosennych w zależności od przebiegu pogody*, Rocz. Nauk Roln., Ser. F-4, 73, s. 599–641.
- Rodzic J., Janicki G., Zgłobicki W., 1996, *Reakcja agroekosystemu zlewni lessowej na epizodyczny spływ podczas gwałtownej ulewy*, [w:] *Ogólnopolskie sympozjum naukowe. Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją*. Puławy 11–13 wrzesień 1996, s. 201–214.
- Rutkowski J., 1965, *Senon okolic Miechowa*, Rocz. Pol. Tow. Geol., 35, 1, s. 4–52.
- 1971, *Osady senonu zachodniego obrzeżenia synklinorium nidziańskiego*, [w:] *Przewodnik 43 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, s. 104–408.
- 1987, *O występowaniu utworu paleogenu w rejonie Miechowa*, Spraw. z Pos. Kom. Nauk. PAN Oddział w Krakowie, 28, 1–2, s. 254–256.
- Rutkowski J., Mądry S., 1994, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Miechów 915*, Państw. Inst. Geol., Warszawa, s. 5–35.

- Rutkowski J., Mądry S., 1997, *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Miechów 915*, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Sadurska E., 1964, *Materiał unoszony przez rzekę Bystrą jako miernik natężenia erozji gleb*, Pam. Puławski, 12, s. 89–106.
- 1982, *Zróźnicowanie przestrzenne denudacji mechanicznej w średnio urzeźbionych obszarach lessowych w dorzeczu Bystrej na Wyżynie Lubelskiej*, Pam. Puławski, 78, s. 9–26.
- Sadurska E., Maruszczak H., 1982, *Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestolecie 1952–1971*, Pam. Puławski, Prace IUNG, 78, s. 28–44.
- Schumm S. A., Lichty R. W., 1963, *Channel widening and flood – plain construction along Cimarron River in Southwestern Kansas*, U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 352-D, s. 71–88.
- Semkowicz W., 1922, *Zagadnienie klimatu w czasach historycznych*, Przegl. Geogr., 3, s. 18–43.
- Siuta J., Zielińska A., Makowiecki K., 1985, *Degradacja ziemi*, IKŚ, Warszawa, s. 5–313.
- Słownik geograficzny Królestwa Polskiego i innych Krajów Słowiańskich*, 1881–1885, red. Lulimerski F., Chlebowski B., Wolewski W., tom 1–10.
- Soja R., 1981, *Analiza odpływu z fliszowych zlewni Bystrzanki i Ropy (Beskid Niski)*, Dokum. Geogr., 1, s. 1–91.
- Starkel L., 1954, *Znaczenie mapy geomorfologicznej dla rolnictwa*, Przegl. Geogr., 26, 4, s. 198–212.
- 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geogr., IG PAN, 22, s. 1–239.
- 1976, *The role of the extreme (catastrophic) meteorological events in the contemporary evolution of slopes*, [in:] E. Debryshire (red.), *Geomorphology and Climate*, J. Wiley & Sons, s. 203–246.
- (red.), 1990, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part III, Geogr. Stud., Spec. Iss., 5.
- 1996a, *Geomorphic role of extreme rainfalls in the Polish Carpathians*, *Studia Geomorphologicae Carpatho-Balcanica*, 30, s. 21–38.
- (red.), 1996b, *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years*, part VI, Geogr. Stud., Spec. Iss., 9.
- Superson J., 1996, *Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaczeniu Wisły*, Wydz. Biologii i Nauk o Ziemi UMCS, Rozp. hab., 43, s. 1–280.
- Śnieszko Z., 1985, *Paleogeografia holocenu w dolinie Sancygniówki*, *Acta Geogr. Lodz.*, 51, s. 5–119.
- 1991, *Reflection of extreme events in evolution of dry valleys in loess Roztocze Upland*, [w:] J. Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, *Prace Nauk. Uniw. Śl.*, 1107, s. 119–129.
- 1995, *Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat*, *Prace Nauk. Uniw. Śl.*, 1496, s. 5–122.
- Śnieszko Z., Grygierczyk S., 1991, *Osady kopalnej bruzdy w Bronocicach i ich związek z działalnością człowieka w neolicie*, [w:] J. Jersak (red.), *Less i osady dolinne*, *Prace Nauk. Uniw. Śl.*, 1107, s. 129–147.
- Teisseyre A. K., 1988, *Mady dolin sudeckich, część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne*, *Geol. Sud.*, 23, 1, s. 66–95.
- 1992, *Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym*, *Prace Geol.-Miner. Uniw. Wrocław.*, 31, s. 1–68.
- Turski R., Paluszek J., Słowińska-Jurkiewicz A., 1987, *Wpływ erozji na fizyczne właściwości gleb wytworzonych z lessu*, *Rocz. Gleb.*, 38, z. 1, s. 3–49.
- Tyczyńska M., 1952, *Morfologia dorzecza Szreniawy*, Kraków, maszynopis.
- Wasylikowa K., Starkel L., Niedziałkowska E., Skiba S., Stworzewicz E., 1985, *Environmental Changes in the Vistula Valley at Pleszów Caused by Neolithic Man*, *Przegl. Archeol.*, 33, s. 19–55.

- Wolnik R., 1952, *Morfologia dorzecza Dłubni*, Kraków, maszynopis.
- 1981, *Zastosowanie zdjęć lotniczych do badania rozwoju wąwozów Wyżyny Miechowskiej*, Folia Geogr. Ser. Geogr.-Physica, 14, s. 129–145.
- Ziemnicki S., 1956, *Skutki deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem*, Gosp. Wodna, 11, s. 476–480.
- 1978, *Ochrona gleb przed erozją*, Państw. Wydaw. Roln. i Leśn., Warszawa, s. 5–183.
- Ziemnicki S., Kudasiwicz Z., 1975, *Rozwój wąwozu zadrzewionego w górach Pińczowskich*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 170, s. 77–95.
- Ziemnicki S., Mazur Z., 1956, *Przekrój zbocza jako odzwierciedlenie erozji gleb*, Ann. UMCS, 10.
- Ziemnicki S., Mazur Z., Pałys S., 1975, *Rozwój wąwozu lessowego w Kwaskowej Górze*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 170, s. 7–23.
- Ziemnicki S., Orlik T., 1971, *Charakterystyka okresowych sptywów z falistej zlewni lessowej*, Zesz. Probl. Nauk Roln., 119, s. 7–21.
- Ziemnicki S., Pałys S., 1979, *Wąwóz lessowy w Magierowie i projekt jego zabezpieczenia*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 222, s. 91–109.

ROLE OF HEAVY DOWNPOURS IN THE EVOLUTION OF THE MIECHÓW UPLAND (WITH DOWNPOUR OF 15 SEPTEMBER 1995 AS THE EXAMPLE)

Summary

Uptill 1995 only several heavy rains over the loess plateaus were the subject of detail studies on their erosional effects by geomorphologists, agriculture ingenieurs and soil scientists (tab. 1, fig. 1).

On 15 September 1995 over the Miechów Upland (build of Cretaceous marls and loess cover in the Nidzica river basin) passed the local heavy downpour (fig. 9, 10). The area concerned occupies less than 500 km². In the center of rain during 4 hours fell about 150–200 mm. The previous similar event in this area was recorded before 60 years e. g. in 1937 (fig. 2). After 1995 catastrophic fall – specialists of several disciplines from different research centers independently started the field investigation. Fortunately all joined their efforts and this monograph is the product of cooperation of geomorphologists, meteorologists, hydrologists, geologists and soil scientists. The downpur and its effects, both geomorphological and pedological, are presented on the background of detail characteristics of the environment (figs. 3, 4, 5, 7).

Due to very limited infiltration during the downpour the runoff in the Kalinka river catchment reached 3,70 m³/sec/km² (tab. 9). A leading role in the overland flow, (during rain intensity passing 1 mm/min) was played by differenciated splash, depending on character of the land use (the phenomenon took place after the harvest time). The direction and gradient of ploughing as well as the net of cart roads were greatly important for the intensity of soil erosion (fig. 8). The slope wash in the upper sections was of the order up-to 150–180 m³/ha and in the middle and lover slope sections even up-to 210–250 m³/ha. At the base of slopes and in the valley bottom followed the deposition in the form of deluvial glacis, proluvial fans and overbank deposits (fig. 21). Their thickness locally reached 20–40 cm. The lamination, changes in the grain size and presence of the horizons build of soil aggregates were caused by the fluctuations in discharge and sediment delivery from the slopes (figs. 21, 23–26). Followed a mixture of soil materials with various CaCO₃ and humus content as well as the selection of grain size – the finest particles were transported farther downstream (fig. 28). In the slope degradation took part the piping processes, to less extend also the slumps and soilflows.

In the loess gullies, frequently located in older shallow depressions it followed the deepening of their floors and downcutting upto the bedrock. Several steps and hollows reached up-to 2 meters depth. Most of them were additionally incised and stabilized during two consecutive downpours in May 1996 (figs. 30–32).

The detail studies of the effect of downpours on 15 September 1995 show a simultaneous degradation of arable fields, rejuvenation of gullies and cart roads as well as aggradation at the slope base, outlets of gullies and on the flood plains. The existence of similar laminated sediments in the sequences of loess deposits and in the fills of older gullies indicate, that their deposition was to great extent connected with the similar heavy downpours in the past.

Translated by Authors

**WYDAWNICTWA IGIPIZ PAN
VARIA**

Bibliografia Geografii Polskiej 1991, 1997, 290 s.

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, –

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. Mapy XVIII wieku. Oprac. T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, –

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

1. **Restructuring of economies and regional development, 1988, 156 s.**
2. **Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, 1988, 184 s.**
3. **The state, modes of production and world political map, 1989, 186 s.**
4. **Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topo-climatology, 1990, 226 s.**
5. **Agricultural classifications. A review of methodology, 1990, 69 s.**
6. **Global change regional research centres, 1990, 181 s.**
7. **The impact of urbanization upon rural areas, 1990, 272 s.**
8. **The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, 1990, 322 s.**
9. **Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, 1990, 322 s.**
10. **Evolution of population and economic activities in urban regions, 1990, 168 s.**
11. **Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, 1991, 123 s.**
12. **Restructuring and spatial strategy, 1991, 203 s.**
13. **Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, 1991, 215 s., zł 2, –**
14. **Sesja naukowa IGIPIZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, 1991, 156 s., zł 2, –**
15. **Housing and urban policy in transition, 1992, 112 s., zł 2, –**
16. **Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, 1992, 158 s., zł 2, –**
17. **Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, 1993, 128 s., zł 2, –**
18. **Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18. 1991, 1993, 188 s., zł 3, –**
19. **Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9. 1992, 1994, 276 s., zł 15, –**
20. **Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins, 1995, 124 s., zł 9, –**
21. **EURO–MAB IV. Mountain zonality facing global change, 1995, 176 s., zł 10,–/18,–**
22. **Polish eastern border. Past and present problems, 1995, 96 s., zł 8,–/14,–**
23. **Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą / Recent Polish climatological investigations in Poland and abroad, 1995, 236 s., zł 16,–/24,–**
24. **Urban and regional issues in geographical research in Poland and Italy, 1995, 168 s., zł 10,–/18,–**
25. **Przemiany struktury przestrzennej obszarów wiejskich w strefach podmiejskich Polski i Rumunii. Materiały seminarium polsko-rumuńskiego, Warszawa 12–16 VI 1995, 1996, 116 s., zł 8,–/14,–**

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
z ostatnich lat

1993

1. T. LIJEWSKI, E. S. SUJKO – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,–
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,–
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3,–
- 4–5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4,–
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4,–

1994

- 1–2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,–
 - 3–4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970–1988, 77 s., zł 10,–
 - 5–6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953–1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5–6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953–1993, 69 s., zł 10,–

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,–
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie, 92 s., zł 5.20,–
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846–1967), s. 102, zł 6,–

1996

4. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II, s. 70, zł 6,–

1997

5. E. CZYŻOWSKA – Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu, s. 74, zł 7,–
6. T. KALICKI (red.) – Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I, s. 111, zł 10,–
7. A. GAWRYSZEWSKI – Przestrzenna ruchliwość ludności Polski. Bibliografia (lata 1896–1990), s. 160, zł 12,–