

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 155

SYSTEM
DENUDACYJNY
POLSKI

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 155

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 155

DENUDATIONAL SYSTEM OF POLAND

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

PRACE GEOGRAFICZNE NR 155

SYSTEM DENUDACYJNY POLSKI

Praca zbiorowa pod kierunkiem
ADAMA KOTARBY

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1992

Komitet redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: ANDRZEJ WRÓBEL
CZŁONKOWIE: ANDRZEJ S. KOSTROWICKI, TEOFIL LIJEWSKI,
LESZEK STARKEL, ANDRZEJ STASIAK, JAN SZUPRYCZYŃSKI, ZBIGNIEW TAYLOR
SEKRETARZ: IRENA STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa Hanna Jurek
Redaktor techniczny Ryszard Ulanecki

© Copyright by Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1992
Printed in Poland

ISBN 83-0403865-X
PL ISSN 0373-6547

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1992.
Objętość: ark. wyd. 15,60; ark. druk. 14,0; ark. A₁ - 18,6.
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 1201/91.

SPIS TREŚCI

Od Redakcji (Adam Kotarba)	7
SYSTEM DENUDACYJNY NIZIN POLSKICH	
Andrzej Kostrzewski, Zbigniew Zwoliński – Udział denudacji chemicznej i mechanicznej we współczesnym systemie geomorficznym górnej Parsęty (Pomorze Zachodnie), The contribution of chemical and mechanical denudation to the contemporary geomorphic system of the upper Parsęta river (Western Pomerania) (summary)	11
Władysław Niewiarowski, Tadeusz Celmer, Kazimierz Marciniak, Czesław Pietrucień, Piotr Proszek, Mieczysław Sinkiewicz – Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodoglacjalnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia, Contemporary denudation on young glacial (Vistulian) moraine plateau intensive farming: a case study of the environs of Koniczynka, North-East of Toruń (summary)	47
Zygmunt Babiński, Mieczysław Banach – Wpływ sztucznego zbiornika na Wiśle we Włocławku na przebieg procesów fluwialnych i stokowych, The influence of the water reservoir at Włocławek on the course of fluvial and slope processes (summary)	69
Ewa Smolska – Współczesne procesy fluwialne Pojezierza Suwalskiego (na przykładzie górnej Szeszupy) – wstępne wyniki badań, Present-day fluvial processes in the Suwałki Lakeland exemplified by the upper Szeszupa river – preliminary results (summary)	85
SYSTEM DENUDACYJNY WYŻYN POLSKICH	
Henryk Maruszczak, Jan Rodzik, Andrzej Świeca – Denudacja mechaniczna i chemiczna we wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich, Mechanical and chemical denudation in the eastern part of the South Polish Uplands (summary)	105
Tadeusz Biernat, Tadeusz Ciupa – Denudacja mechaniczna i chemiczna w zlewniach wyżynnych środkowej Polski, Mechanical and chemical denudation in a highland catchment of Central Poland (summary)	133
SYSTEM DENUDACYJNY GÓR POLSKICH	
Jerzy Bieroński, Henryk Chmal, Janusz Czerwiński, Jan Klementowski, Andrzej Traczyk – Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy, The present-day denudation of the Karkonosze Mts. (summary)	151
Wojciech Froehlich – Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich, The mechanism of erosion and sediment transport in the beskidian drainage basins (summary)	171
Adam Kotarba – Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych, Mechanical denudation of the High Tatra Mts. as a result of heavy rainfalls (summary)	191
Zofia Rączkowska – Niektóre aspekty niwacji w Tatrach Wysokich, Some aspects in nivation in the High Tatra Mts. (summary)	209

OD REDAKCJI

Pod pojęciem „system denudacyjny” rozumiemy sposób krążenia produktów wietrzenia w obrębie wybranego fragmentu przestrzeni przyrodniczej uwarunkowany cechami geologicznymi i geomorfologicznymi oraz parametrami klimatycznymi i hydrologicznymi. Nie istnieje jeden system denudacyjny Polski, lecz w zależności od przyjętej skali szczegółowości badań można wyróżnić kilka regionalnych systemów denudacyjnych. Tylko w globalnym ujęciu tego zagadnienia mówi się o systemie denudacyjnym strefy umiarkowanej Europy, dobrze reprezentowanym przez przeważającą część terytorium Polski. W niniejszym tomie przyjęliśmy arbitralnie istnienie trzech systemów regionalnych: krajobrazów młodoglacjalnych Nizy Polskiego, krajobrazów wyżyn środkowopolskich oraz gór południowopolskich. W ich obrębie można mówić o podobnych tendencjach transformacji rzeźby uwarunkowanych przede wszystkim przez podobny rytm klimatyczny i sposób krążenia wód powierzchniowych, podziemnych, a także przez użytkowanie ziemi. W takim ujęciu prezentujemy 10 prac stanowiących pokłosie czteroletniej współpracy 7 zespołów geomorfologicznych, działających w programie CPBP 03.13: „Ewolucja środowiska geograficznego Polski” w grupie tematycznej 02: „Współczesne procesy geomorfologiczne i hydrologiczne w typowych środowiskach naturalnych i zmienionych przez człowieka”. Tylko praca H. Maruszczaka, J. Rodzika i A. Świecy nie była dofinansowana z programu CPBP 03.13.

Prezentowany zbiór omawia aspekty denudacji mechanicznej i chemicznej na terenie Polski. Są w nim prace koncentrujące się na określeniu regionalnego i czasowego zróżnicowania rozmiarów tych procesów w określonych latach przy uwzględnieniu elementów biernych (np. rola litologii podłoża, użytkowania ziemi) oraz czynników klimatycznych i hydrologicznych. Inne prace pokazują aspekty denudacji współczesnej na tle zdarzeń, które wystąpiły w przeszłości, a rekonstruowanych na podstawie osadów i form kopalnych lub reliktowych.

Ta różnorodność stawianych celów, sposobów ujęcia zagadnienia i stosowanych technik pomiarowych może spotkać się z krytyczną oceną. Można postawić zarzut, że wyniki prac są nieporównywalne, gdyż nie stosowano wszędzie standardowych, jednolitych metod i technik pomiarowych. Czyniono tak tylko w przypadku splukiwania i transportu chemicznego w wodach powierzchniowych. W przypadku innych procesów brak ujednoliconych, ogólnie zaakceptowanych technik pomiaru. Ponadto wielkie zróżnicowanie rzeźby od Bałtyku

do Tatr wymusza indywidualne podejścia do podejmowanych zagadnień i eksponowanie różnych aspektów współczesnego modelowania rzeźby Polski. Ocenę trafności tych ujęć pozostawiamy czytelnikom, ufając, że prezentowany tom poszerza nieco wiedzę o denudacji mechanicznej i chemicznej naszego kraju.

Adam Kotarba

SYSTEM DENUDACYJNY NIZIN POLSKICH

ANDRZEJ KOSTRZEWSKI, ZBIGNIEW ZWOLIŃSKI

UDZIAŁ DENUDACJI CHEMICZNEJ I MECHANICZNEJ WE WSPÓŁCZESNYM SYSTEMIE GEOMORFICZNYM GÓRNEJ PARSĘTY (POMORZE ZACHODNIE)

WPROWADZENIE

Od 1981 r. prowadzone są badania denudacji chemicznej i mechanicznej w zlewni górnej Parsęty, traktowanej jako odrębny system geomorficzny, oraz w zlewniach cząstkowych uznanych za subsystemy. Położenie badanego systemu zlewni górnej Parsęty w strefie młodogłacialnej Pomorza Zachodniego określa jego bilans energetyczny i materialny.

Zlewnia górnej Parsęty zamknięta profilem wodowskazowym w Storkowie, obejmuje obszar 73,36 km², przy długości rzeki 13 km. Dla poznania zmienności przestrzennej denudacji chemicznej i mechanicznej wydzielono 10 zlewni cząstkowych (ryc. 1) o zróżnicowanych powierzchniach (0,3 – 26,05 km²), morfologii, litologii, glebach, pokryciu i użytkowaniu terenu. Kontrola w zakresie czasowej zmienności procesów denudacyjnych obejmuje pomiary w odstępach jednomiesięcznych w zlewniach cząstkowych jako subsystemach i obserwacje codzienne w profilu zamykającym zlewnię górnej Parsęty jako cały system denudacyjny, począwszy od 1 listopada 1985 r. Zlewnię tę uznano za reprezentatywną dla strefy młodogłacialnej Pomorza Zachodniego, jak również dla obszaru Niżu Polskiego.

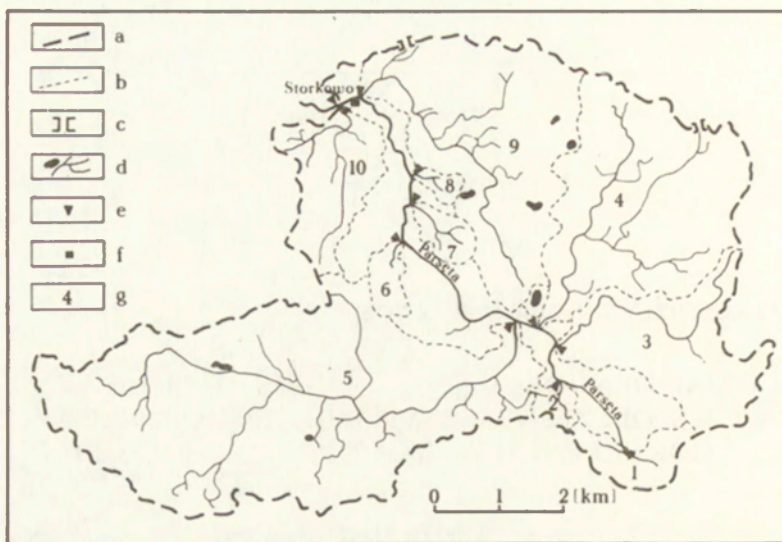
Dotychczasowe badania procesów denudacyjnych na obszarze zlewni górnej Parsęty dotyczą wielu szczegółowych zagadnień, z których za najważniejsze należy uznać:

1) zróżnicowanie hydrochemiczne wód powierzchniowych i podziemnych (Kostrzewski, Zwoliński 1985, 1986a, b, 1987a, 1988a, b, 1990a; Głąbiński 1987a; Szpikowski 1988),

2) znaczenie składników chemicznych pochodzenia atmosferycznego (Kostrzewski, Zwoliński 1984, 1985, 1986c; Kostrzewski, Klimczak 1988; Szpikowski 1988),

3) wpływ działalności biogenicznej i antropogenicznej (Kostrzewski, Zwoliński 1984, 1985; Głąbiński 1987b),

4) koncentracja i ładunek materiału rozpuszczonego i zawieszonego jako



Ryc. 1. Zlewnia górnej Parsęty

a – wododział zlewni górnej Parsęty, b – wododziały zlewni cząstkowych, c – brama w wododziale, d – sieć rzeczna, jeziora, e – stanowiska pomiarowe, f – Stacja Naukowa IBCz UAM w Storkowie, g – zlewnie cząstkowe: 1 – źródło Parsęty, 2 – rowu melioracyjnego, 3 – Dałęcińskiego Potoku, 4 – Skalneńskiego Potoku, 5 – Żegnicy, 6 – Leśnego Potoku, 7 – Suchego Potoku, 8 – Krętacza, 9 – Kludy, 10 – Młyńskiego Potoku

The upper Parsęta catchment area

a – the watershed of the upper Parsęta catchment, b – watersheds of partial catchments, c – a gate in the watershed, d – the river network, lakes, e – measurement points, f – the Research Station of the Quaternary Research Institute at Storkowo, g – partial catchments: 1 – the Parsęta sources, 2 – drainage ditch, 3 – Dałęciński Potok, 4 – Skalneński Potok, 5 – Żegnica, 6 – Leśny Potok, 7 – Suchy Potok, 8 – Krętacz, 9 – Kluda, 10 – Młyński Potok

typów transportu fluwialnego (Kostrzewski, Zwoliński 1988c, 1990a; Zwoliński 1989),

5) rola wezbrań w odpływie materiału rozpuszczonego i zawieszonego (Bekker 1988; Stach 1988; Kostrzewski i in. w druku a, b; Kostrzewski i in. w druku; Kostrzewski, Zwoliński 1990a),

6) zmiany mineralizacji wód w profilu podłużnym rzeki (Kostrzewski, Zwoliński 1986d),

7) relacje między sływem jonowym a tempem denudacji chemicznej (Kostrzewski, Zwoliński 1986e),

8) konstrukcja mapy potencjalnej denudacji chemicznej i mechanicznej (Stach 1985),

9) przebieg i natężenie procesów denudacji chemicznej i mechanicznej w cyklu rocznym i sezonowym (Kostrzewski, Zwoliński 1985, 1987b, 1988d, 1990a; Głąbiński 1987a),

10) rola denudacji chemicznej i mechanicznej w procesach denudacji regionalnej (Zwoliński 1985, 1989; Kostrzewski, Zwoliński 1988e, 1990, 1990b).

Niniejszy artykuł ma na celu ukazanie przestrzennej i czasowej zmienności przebiegu i natężenia procesów denudacji chemicznej i mechanicznej w zlewni górnej Parsęty i jej zlewniach cząstkowych w okresie 3 lat hydrologicznych 1986–1988.

ZAŁOŻENIA METODOLOGICZNE FUNKCJONOWANIA WSPÓŁCZESNEGO SYSTEMU DENUDACYJNEGO OBSZARÓW NIZINNYCH

Wewnętrzne zróżnicowanie regionalne Polski północno-zachodniej sprawia, że obszar ten obejmuje kompleks systemów połączonych ze sobą złożonym układem powiązań. Hierarchiczny układ systemów zależy od przyjętego kryterium podziału. W badaniach denudacji chemicznej i mechanicznej jako podstawę podziału przyjęto układ zlewni. Takie założenie sprzyja określeniu jakościowemu i ilościowemu przepływu energii i materii w całym systemie denudacyjnym (zlewni głównej) i jego subsystemach (zlewniach cząstkowych). Współczesne systemy denudacyjne Polski północno-zachodniej określane są przez procesy dominujące i drugorzędne (ryc. 2). Czasowy i przestrzenny układ tych procesów jest efektem uwarunkowań o charakterze planetarnym, regionalnym i lokalnym (Kostrzewski 1986).

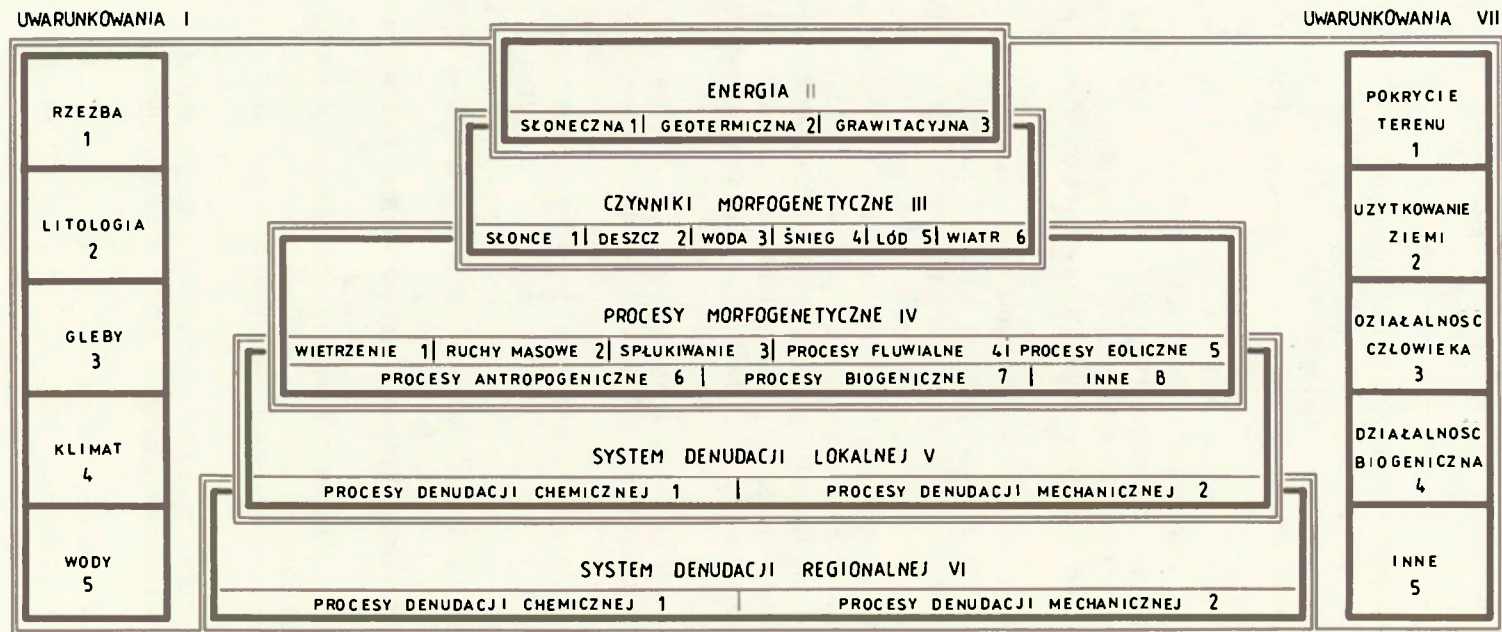
Ogólne założenia teoretyczne funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego zlewni rzecznej przedstawiono na rycinie 2. Głównym impulsem wszystkich zmian w systemie rzeczonym jest energia słoneczna, która zamieniana na inne rodzaje energii uruchamia wiele obiegów elementarnych. Tempo i charakter zmian energii (np. potencjalnej w kinetyczną) są determinowane położeniem geograficznym systemu oraz wynikającymi z tego innymi uwarunkowaniami środowiskowymi. Badania w zlewni górnej Parsęty, jakkolwiek nie obejmują wszystkich procesów morfogenetycznych, to jednak poprzez zastosowane rozwiązania metodologiczne zmierzają do określenia systemów denudacji lokalnej i regionalnej.

Badania procesów morfologicznych w zlewni górnej Parsęty prowadzone są zgodnie z przyjętą wstępną hipotezą roboczą, opartą na koncepcji systemu denudacyjnego (Chorley 1962) i teorii funkcjonowania systemu (Bertalanffy 1984). Podstawowym założeniem metodologicznym jest stwierdzona prawidłowość, że rodzaj i ilość materiału przepływającego przez profil zamykający zlewnię jest odbiciem aktualnych procesów geomorficznych w zlewni i korycie rzeczonym (Gregory, Walling 1973; Simons, Ward, Li 1979; Froehlich 1982; Richards 1982; Knighton 1984; Zwoliński 1989).

Funkcjonowanie systemu denudacyjnego dowolnej zlewni obejmuje (ryc. 3):

- 1) poznanie struktury wewnętrznej systemu zlewni (zlewni głównej), a więc subsystemów oraz takich elementów, jak litologia, morfologia itd.,
- 2) wskazanie charakteru współoddziaływań między elementami badanego systemu,
- 3) określenie struktury i roli subsystemów (zlewni cząstkowych),
- 4) stwierdzenie uzależnień i oddziaływań z systemami sąsiednimi (zlewniami obokległymi).

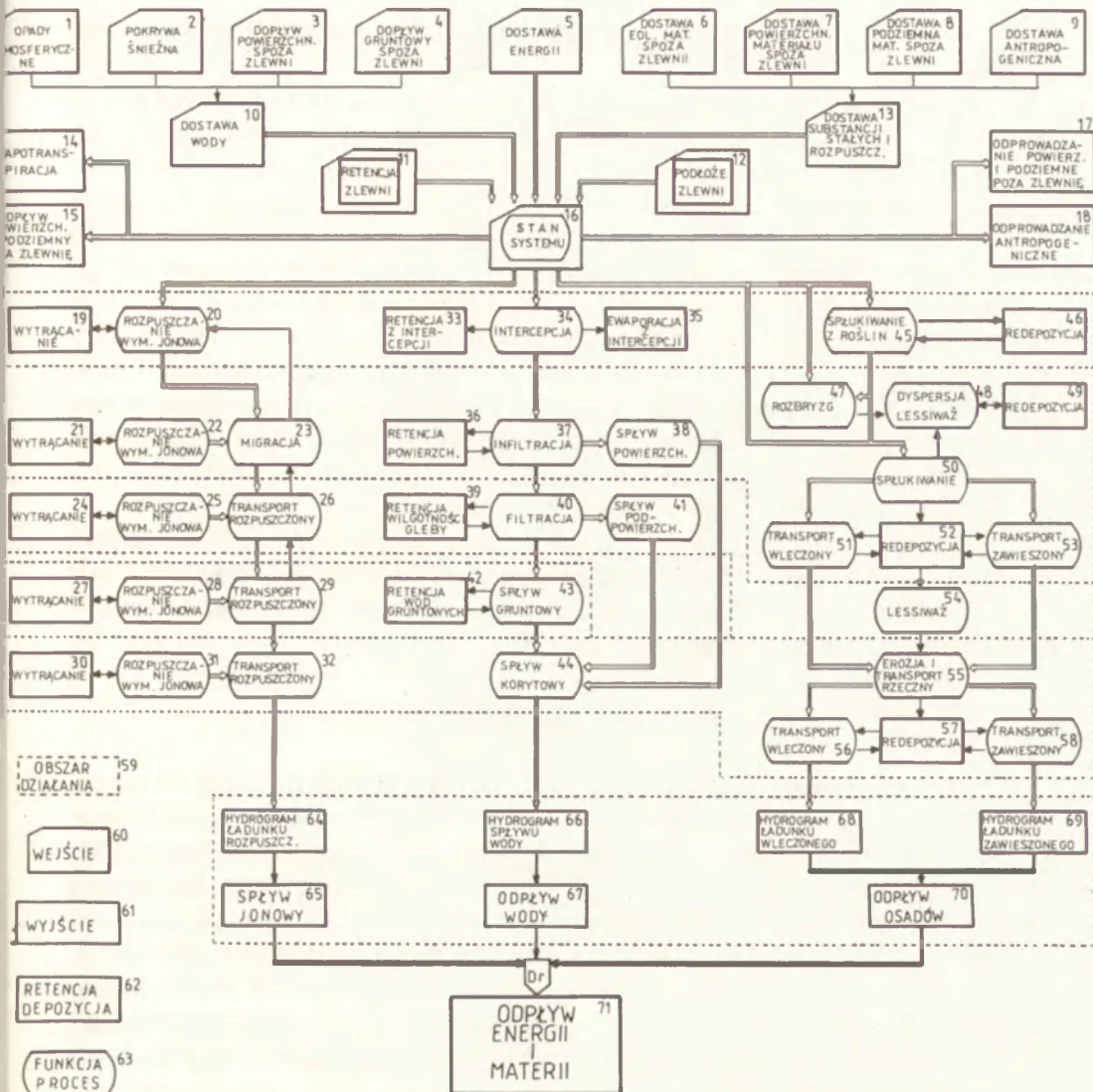
Realizując takie podejście badawcze chodzi głównie o określenie ilościowych relacji w obiegu energii i materii oraz ustalenie bilansu energetycznego i materialnego systemu denudacyjnego. Zamieszczony schemat współczesnego systemu denudacyjnego górnej Parsęty jest jedną z wielu możliwości opisu jego funk-



Ryc. 2. Ideogram współczesnego systemu denudacyjnego zlewni nizinnej

An ideogram of a contemporary denudation system of lowland catchment:

I Conditions: 1 – relief, 2 – lithology, 3 – soils, 4 – climate, 5 – waters, II Energy: 1 – solar, 2 – geothermal, 3 – gravitational, III Morphogenetic factors: 1 – sun, 2 – rain, 3 – water, 4 – snow, 5 – ice, 6 – wind, IV Morphogenetic processes: 1 – weathering, 2 – mass movements, 3 – soil erosion, 4 – fluvial processes, 5 – aeolian processes, 6 – man-made processes, 7 – biogenic processes, 8 – others, V Local denudation system: 1 – chemical denudation processes, 2 – mechanical denudation processes, VI Regional denudation system: 1 – chemical denudation processes, 2 – mechanical denudation processes, VII Conditions: 1 land cover, 2 – land use, 3 – human impact, 4 – biogenic activity, 5 – others



Ryc. 3. Schemat-hipoteza funkcjonowania współczesnego systemu denudacyjnego zlewni górnej Parsęty

A hypothetic diagram of the contemporary denudation system of the upper Parsęta catchment:

- 1 – atmospheric precipitation, 2 – snow cover, 3 – surface inflow, 4 – ground inflow, 5 – energy input, 6 – aeolian sediment input, 7 – surface input of sediments, 8 – underground input of sediments, 9 – anthropogenic input of sediments, 10 – water input, 11 – catchment retention, 12 – catchment bed-rocks, 13 – solid and dissolved sediment input, 14 – evapotranspiration, 15 – surface and underground outflow, 16 – state of system, 17 – surface and underground output, 18 – anthropogenic output, 19, 21, 24, 27, 30 – salt precipitation, 20, 22, 25, 28, 31 – solution and ionic exchange, 23 – migration, 26, 29, 32 – dissolved solids transport, 33 – water retention from interception, 34 – interception, 35 – evaporation from interception, 36 – surface retention, 37 – infiltration, 38 – surface runoff, 39 – soil moisture retention, 40 – percolation, 41 – subsurface runoff, 42 – ground water retention, 43 – underground runoff, 44 – channel runoff, 45 – washout from plants, 46 – redeposition, 47 – splash, 48 – dispersion and leaching, 49 – redeposition, 50 – surface wash, 51 – bed load, 52 – redeposition, 53 – suspended sediments transport, 54 – leaching and pipe erosion, 55 – fluvial erosion and transport, 56 – bedload, 57 – redeposition, 58 – suspended sediments transport, 59 – area of activity, 60 – input, 61 – output, 62 – retention and deposition, 63 – function and process, 64 – dissolved load hydrogram, 65 – ionic outflow, 66 – water hydrogram, 67 – water outflow, 68 – bedload hydrogram, 69 – suspended load hydrogram, 70 – sediment outflow, 71 – output of matter and energy

jonowania, opartą na schemacie obiegu wody w zlewni (por. Li 1979; Soczyńska 1989).

W procesie badawczym punktem wyjścia do rozważań nad systemem jest określenie jego stanu, który jest jednym z ogniw jego cyklu ewolucyjnego. Stan systemu zatem to swoisty, niepowtarzalny układ energii, materii i informacji w chwili pomiaru, obserwacji systemu. W miarę dokładne poznanie uwarunkowań określających stan systemu (ryc. 3, górna część schematu) zmierza do wyznaczenia kierunków oraz wielkości przepływu (dopływu i odpływu) energii i materii w pewnej skali czasowej (w koncepcji niniejszej pracy są to 3 lata hydrologiczne). Podstawą badań tych przepływów jest sprecyzowanie natury obiegu wody (ryc. 3, środkowa część schematu) w pięciu subsystemach: roślinnym, powierzchni terenu, strefy aeracji, wód gruntowych i sieci rzecznej. Woda jest zasadniczym nośnikiem produktów procesów denudacji chemicznej – splywu jonowego (ryc. 3, lewa część schematu) oraz denudacji mechanicznej – odpływu osadów (ryc. 3, prawa część schematu).

Prezentowany ideogram systemu denudacyjnego zlewni rzecznej ma charakter otwarty i można go modyfikować w zależności od specyfiki obszaru. Poważnym progim w jego ilościowej realizacji jest brak pełnego monitoringu wymaganych zmiennych systemowych.

METODY BADAŃ

Na stanowiskach zamykających poszczególne zlewnie (por. ryc. 1) przeprowadzono pomiary hydrometryczne, pobierano próbki wody do analiz laboratoryjnych, wykonywano pomiary termiki wody oraz oznaczano zawartość CO_2 i pH. Pomiary hydrometryczne wykonywano za pomocą młynka lub metodą pływakową w zależności od wielkości koryta. Materiał zawieszony pobierano batometrem butelkowym. Skład chemiczny wód rzecznych określano co 4 tygodnie, a w Storkowie na Parsęcie – co 2 tygodnie. Ponadto na profilu wodowskazowym Parsęty w Storkowie codziennie dokonywano odczytów stanu i termiki wody oraz pobierano próbkę do oznaczenia ilości materiału rozpuszczonego i zawieszonego.

Analizy laboratoryjne obejmowały:

- 1) oznaczenia i obliczenia zawartości cząstek stałych, jonów wapniowych, sodowych, potasowych, chlorkowych, siarczanowych oraz twardości ogólnej jak też przewodności właściwej,
- 2) oznaczanie zasadowości ogólnej,
- 3) obliczanie zawartości jonów wodorowęglanowych i magnezowych oraz wolnego dwutlenku węgla i twardości węglanowej.

Analizy chemiczne wykonywano metodami miareczkowymi zaproponowanymi przez M. Markowicz i M. Pulinę (1979), a jony sodowe i potasowe oznaczano na fotometrze płomieniowym Flapho 4. Przewodność wody mierzono na konduktometrze N 572. Ilość materiału zawieszonego określano metodą wagową przy użyciu sączków średnich (Brański 1968). Tempo denudacji chemi-

cznej obliczano metodą hydrometryczną M. Puliny (1974), której przystosowanie do warunków zlewni młodoglacjalnej przedstawiono odrębnie (Kostrzewski, Zwoliński 1984, 1985). Tę samą metodę adaptowano do obliczenia tempa denudacji mechanicznej.

Badania terenowe i laboratoryjne wykonywano opierając się na Stacji Naukowej Zakładu Geomorfologii Dynamicznej Instytutu Badań Czwartorzędu Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Storkowie.

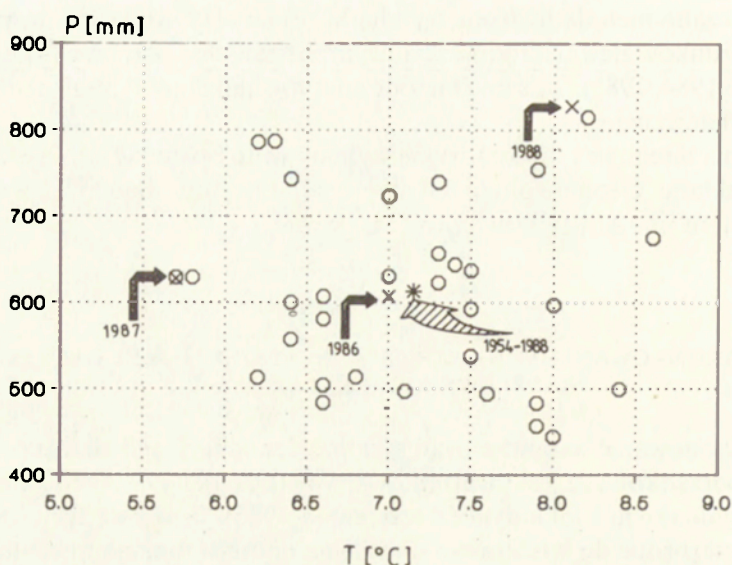
UWARUNKOWANIA FUNKCJONOWANIA SYSTEMU DENUDACYJNEGO ZLEWNI GÓRNEJ PARSĘTY

Funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego zlewni górnej Parsęty podporządkowane jest uwarunkowaniom (por. ryc. 2), szczególnie o charakterze regionalnym i lokalnym (Kostrzewski 1986). Poznanie tych uwarunkowań jest niezbędne do właściwego określenia natury i funkcjonowania systemu zlewni górnej Parsęty. Położenie obszaru badań w zasięgu umiarkowanej strefy klimatycznej w strefie młodoglacjalnej Pomorza Zachodniego określa jego specyfikę geomorficzną.

WARUNKI POGODOWE

Wyjaśnienie dynamiki czasowej funkcjonowania współczesnych procesów morfogenetycznych wymaga przede wszystkim poznania ich zależności od przebiegu warunków pogodowych w różnych skalach czasowych. Temperatura powietrza oraz rozkład opadów najsilniej oddziałują na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego strefy umiarkowanej.

W okresie badawczym 1 listopada 1985 – 31 października 1988 stwierdzono zróżnicowany układ warunków klimatycznych. Główną cechą różnicującą jest średnia roczna temperatura powietrza, która dla kolejnych lat hydrologicznych wynosiła 7,0°, 5,7° i 8,1°C (ryc. 4). Jedynie temperatura 1986 r. jest zbliżona do średniej wieloletniej (7,15°C), natomiast 1987 r. okazał się najchłodniejszy w okresie 1954 – 1988, a 1988 r. należy do lat cieplejszych. Pod względem opadów lata 1986 i 1987 były zbliżone do wartości średniej wieloletniej (613 mm), roczne sumy opadów bowiem wynosiły odpowiednio 607,0 i 627,5 mm. Rok 1988 był najwilgotniejszy w wieloletnim okresie 1954 – 1988. Roczna suma opadów wyniosła wówczas 827,5 mm. Należy mieć jednak na uwadze, że tak wysoka suma opadów została zawyżona serią wydajnych opadów w dniach 7 – 11 czerwca, o łącznej sumie 130 mm (Kostrzewski i in. w druku a, b). Gdyby nie to ekstremalne wydarzenie, opady omawianego roku wyniosłyby niespełna 700 mm, co lokowałoby ten rok w grupie lat o przeciętnych opadach. We wszystkich badanych latach zarysowała się tendencja przewagi półrocza letniego nad zimowym pod względem wielkości opadów. Trzeba dodać, że w półroczach zimowych obserwowano wielotygodniową pokrywę śnieżną.



Ryc. 4. Pozycja lat hydrologicznych 1986, 1987 i 1988 na tle danych wieloletnich 1954–1988

T – średnia roczna temperatura dobowa powietrza, P – roczna suma opadów

The hydrological years 1986, 1987 and 1988 against the 1954–1988 multi-year data

T – mean annual diurnal air temperature, P – annual rainfall

WARUNKI HYDROLOGICZNE

Wody pełnią ważną funkcję w obiegu materii w obrębie systemu denudacyjnego zlewni górnej Parsęty. Za ich pośrednictwem odbywa się krążenie substancji rozpuszczonych oraz cząstek stałych, mineralnych i organicznych. Ilość i czas krążenia wody decyduje o tempie procesów dostawy oraz przenoszenia materiału rozpuszczonego i zawieszonego w obrębie stoków, jak też w korycie rzecznym.

Według I. Dynowskiej (1971) reżim hydrologiczny Parsęty jest wyrównany i cechuje się gruntowo-deszczowośnieźnym typem zasilania oraz wezbraniem wiosennym. Pogląd ten pozytywnie weryfikują badania A. Chońskiego (1982), wykazujące dużą bezwładność hydrologiczną tej rzeki.

W badanym trzyleciu hydrologicznym przepływy Parsęty wahały się w zakresie $0,3-4,9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ dla codziennych obserwacji porannych (por. ryc. 7). Oprócz typowych wezbrań wiosennych odnotowano również charakterystyczne wezbrania zimowe (XII–II), szczególnie w latach hydrologicznych 1986 i 1988. W miesiącach letnich obserwowano długotrwałe okresy niżówek.

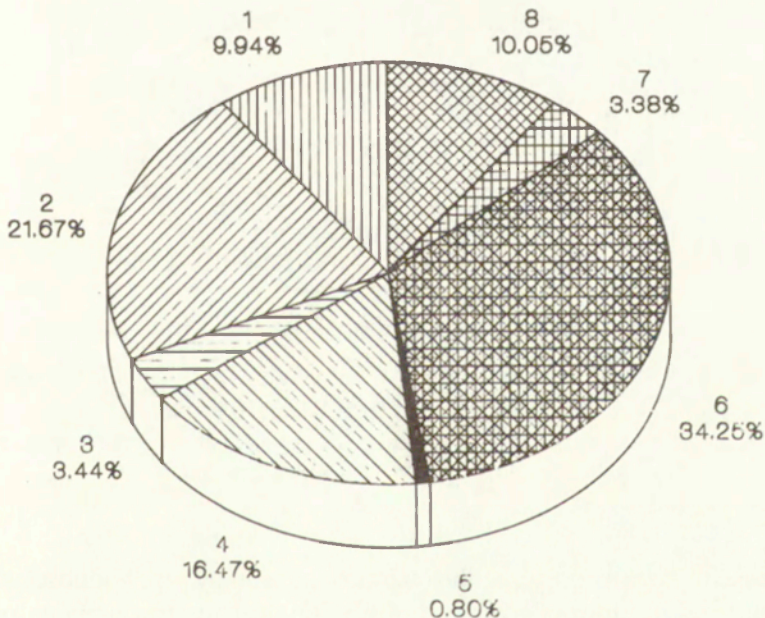
Należy jednak podkreślić, że zapisy limnigraficzne wskazują, iż najwyższy przepływ wyniósł $11,1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ dnia 7 czerwca 1988 r. o godz. 22³⁰. Była to reakcja rzeki po 4 godzinach od początku opadu o wysokości 127 mm. Obliczony współczynnik opóźnienia retencyjnego dla trzyletniego okresu wyniósł 5 dni. Zaobserwowano, że w półroczach zimowych reakcje rzeki były znacznie szybsze

(rzędu kilku godzin) niż w półroczach letnich (do kilkunastu dni). Wskazuje to na przewagę zasilania deszczowego i śnieżnego w pierwszym półroczu hydrologicznym, natomiast w drugim – zasilanie gruntowo-deszczowe.

UŻYTKOWANIE TERENU

Pośród względnie stałych uwarunkowań charakteru i intensywności procesów denudacyjnych niezwykle znaczenie ma struktura użytkowania i pokrycie terenu. Ważny jest tu zarówno udział (ryc. 5) oraz przestrzenne rozmieszczenie poszczególnych użytków, jak i cechy drugorzędne, takie jak układ pól i dróg w stosunku do rzeźby i sieci hydrograficznej, rodzaj dominującej uprawy itp.

Dla obszaru zlewni górnej Parsęty, tak jak dla całego obszaru strefy marginalnej fazy pomorskiej na Pomorzu, charakterystyczny jest mozaikowy układ użytków. Dominującą rolę odgrywa tu rzeźba i związana z nią litologia i gleby. Charakter deglacjacji był przyczyną powstania skomplikowanego układu form: moren czołowych, kemów, ozów, zagłębień wytopiskowych, rynien subglacialnych, lokalnych sandrów i dolin odpływu wód lodowcowych. Grunty orne (34,25%) zlokalizowane są przede wszystkim na obszarach moreny dennej, a tam gdzie rzeźba to umożliwia, także i czołowej. Użytki zielone (16,47%) związane są



Ryc. 5. Struktura użytkowania terenu w zlewni górnej Parsęty

- 1 – las mieszany, 2 – las iglasty, 3 – młodnik, 4 – łąki, pastwiska, 5 – bagna, zarośla, 6 – grunty orne, 7 – tereny antropogeniczne, 8 – powierzchnia nie zinwentaryzowana

The land-use pattern of the upper Parsęta catchment

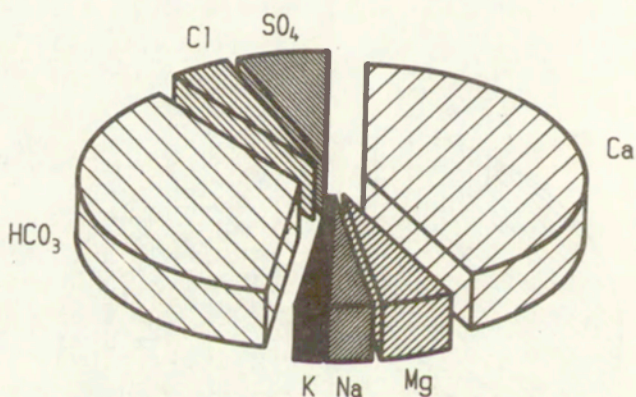
- 1 – mixed forest, 2 – coniferous forest, 3 – young stand, 4 – meadows, pastures, 5 – marshes, brush, 6 – arable land, 7 – man-made land, 8 – land not surveyed

głównie z obszarami gruntów organicznych w dużych zagłębieniach wytopiskowych i dolinach. Las (35,05%) obejmuje tereny sandrów oraz wszystkie te miejsca, gdzie – ze względu na rzeźbę – inna działalność gospodarcza jest utrudniona. W obrębie terenów zmienionych antropogenicznie (3,38%) aż 3/4 powierzchni przypada na użytki kopalniane torfowiska wysokiego (Chwalimskie Bagno).

ZMIENNOŚĆ PROCESÓW DENUDACYJNYCH W ZLEWNI GÓRNEJ PARSETY

PROCESY DENUDACJI CHEMICZNEJ

Wody zlewni górnej Parsęty należą do wód średnio zmineralizowanych. Dla trzyletniego okresu badawczego średnia mineralizacja tych wód wynosiła $295,5 \text{ mg dm}^{-3}$ ($\text{SEC}_{25} = 430 \text{ } \mu\text{S cm}^{-1}$), mieszcząc się w przedziale $145,2\text{--}400,0 \text{ mg dm}^{-3}$. Skład chemiczny wód górnej Parsęty określa szereg malejący następujących jonów (ryc. 6): Ca^{++} (71,2) > Na^+ (6,5) > Mg^{++} (5,7) > K^+ (2,9) [mg dm^{-3}], HCO_3^- (193,1) > SO_4^{--} (27,5) > Cl^{--} (13,2) [mg dm^{-3}].



Ryc. 6. Średnie wartości składu jonowego wód rzecznych górnej Parsęty w profilu Storkowo w latach hydrologicznych 1986–1988 (mv dm^{-3})

Mean values of the ionic composition of river waters of the upper Parsęta at the Storkowo profile in the hydrological years 1986–1988 (mv dm^{-3})

Reakcję zawartości poszczególnych jonów na zmiany przewodności właściwej (SEC) wód rzecznych oraz przepływu wody (Q) ilustrują równania na poziomie istotności $\alpha < 0,05$:

$$\begin{array}{ll}
 \text{Ca} = 5,53 + 0,15 \text{ SEC} & \text{Ca} = 64,28 Q^{-0,22} \\
 \text{Mg} = -2,35 + 0,02 \text{ SEC} & \text{Na} = 6,42 Q^{-0,08} \\
 \text{K} = 5,09 - 0,005 \text{ SEC} & \text{K} = 3,10 Q^{0,18} \\
 \text{HCO}_3 = -132,21 + 0,75 \text{ SEC} & \text{HCO}_3 = 156,56 Q^{-0,40}
 \end{array}$$

Z analizowanych jonów tylko potasowe i chlorkowe reagują odwrotnie proporcjonalnie na zmiany przewodności właściwej, natomiast jony potasowe i siarczanowe – wprost proporcjonalnie na zmiany przepływu wody. Najlepsze współczynniki korelacji otrzymano dla jonów wapniowych i wodorowęglanowych (0,77–0,85). Powyższe równania, choć wyznaczone na podstawie 65 próbek wody pobranych w ciągu 3 lat, umożliwiają oszacowanie spływu jonów względem codziennych zmian SEC i Q . I tak w badanym trzyleciu ze zlewni górnej Parsęty spłynęły następujące ilości jonów:

	SEC	Q	
Ca	4543	4502	(t3a ⁻¹),
Mg	351	–	(t3a ⁻¹),
Na	–	422	(t3a ⁻¹),
K	198	199	(t3a ⁻¹),
HCO ₃	11732	11590	(t3a ⁻¹),

Duża zbieżność uzyskanych wyników dla jonów wapniowych, potasowych i wodorowęglanowych (różnice ok. 1%) uwierzytelnia dane dla jonów magnezowych i sodowych. W odniesieniu do jonów chlorkowych i siarczanowych można jedynie sugerować (duży przedział ufności), że spłynęło odpowiednio 854 i 1759 t w przeciągu 3 lat. Wysoka zgodność pomiędzy wynikami z regresji SEC i Q uświadamia dobre korelowanie tych dwóch parametrów. Obliczone dla codziennych obserwacji równanie regresji posiada następującą postać:

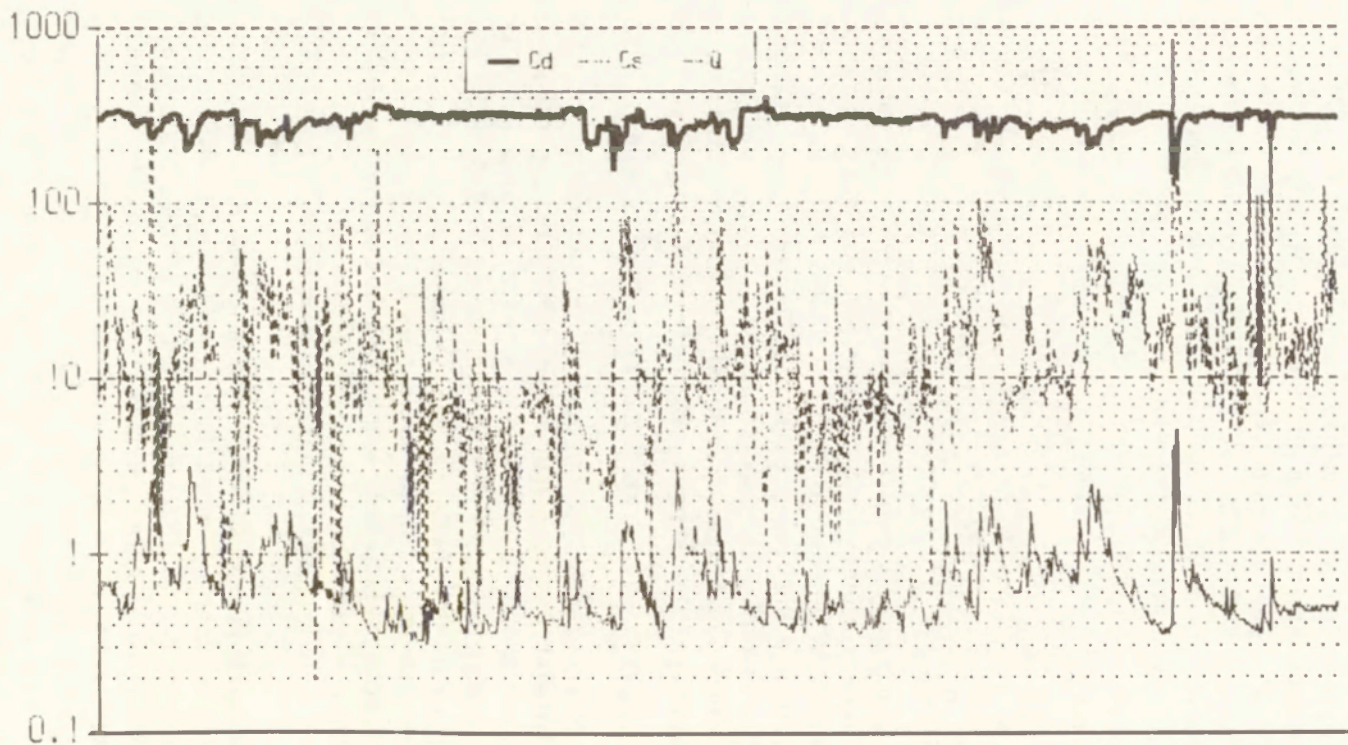
$$SEC = 392,63 Q^{-0,17} \quad r = -0,68.$$

Inwersyjność powyższej funkcji dobrze ilustruje przebieg codziennych mineralizacji i przepływu wody (ryc. 7). Bardzo wyraźnie zaznacza się spadek mineralizacji wód rzecznych podczas okresów wezbraniowych. W zależności od pory roku efekt rozcieńczenia wód może być spowodowany bądź opadami atmosferycznymi, bądź roztopami pokrywy śnieżnej. Mało zróżnicowane i wysokie mineralizacje wód występują w okresie letnich niżówek, będąc odbiciem przevažającego gruntowego zasilania subsystemu korytowego. Związek mineralizacji i przepływu wody opisuje zbliżona funkcja jak wyżej:

$$Cd = 270,13 Q^{-0,17}.$$

Niska wartość wykładnika tej funkcji informuje o większej zmienności przepływu wody aniżeli koncentracji materiału rozpuszczonego. W. B. Bull (1975) tego rodzaju relację zalicza do allometrii negatywnej. Wynika ona z nieustannych procesów denudacji chemicznej na wszystkich poziomach obiegu wody: roślinnym, powierzchniowym, aeracji, gruntowym i korytowym.

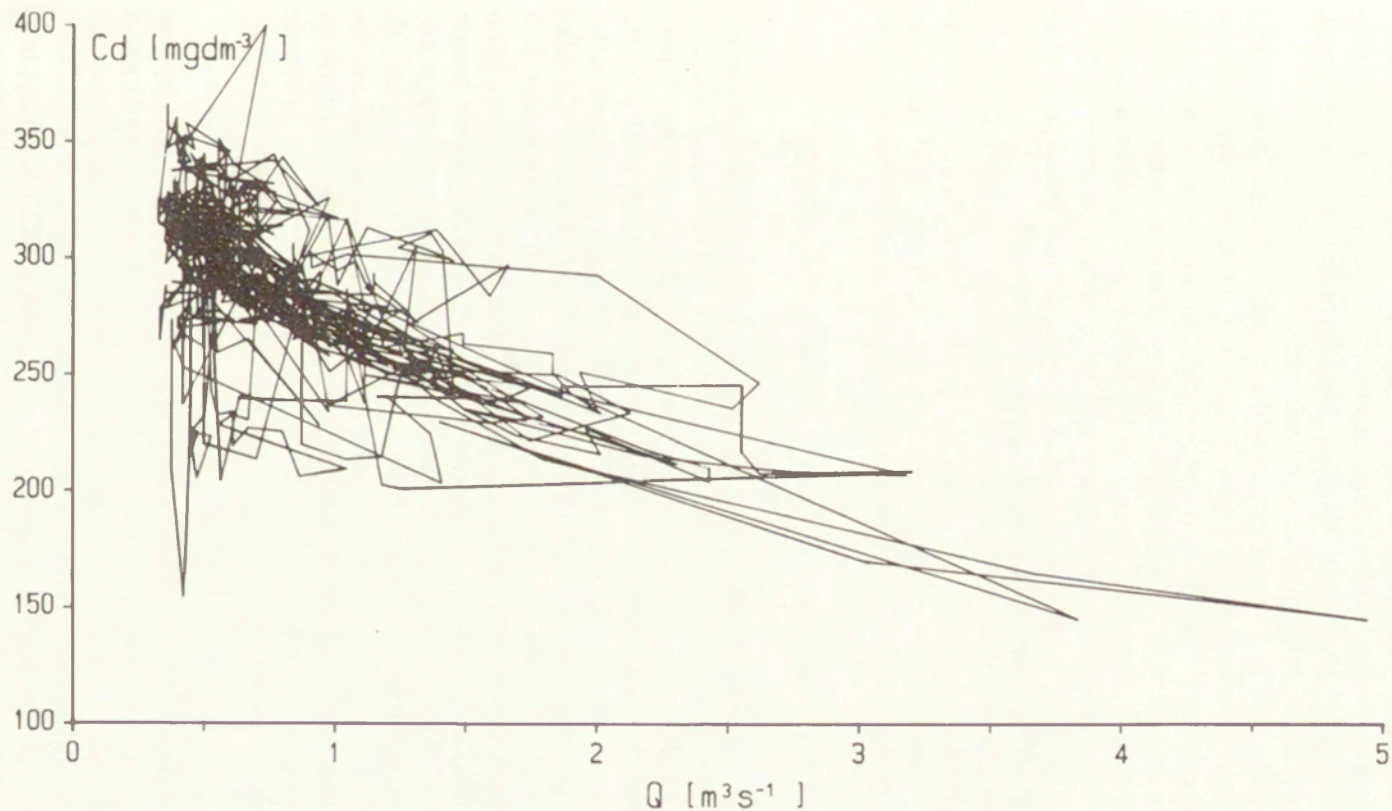
Trzyletnia pętla histereiczna (ryc. 8) przedstawia również ten związek jako zależność odwrotnie proporcjonalną. W pętli tej warto zwrócić uwagę na maksymalną wartość mineralizacji, tzn. 400 mg dm⁻³ (17 czerwca 1987), która reprezentuje „stare” wody gruntowe wypchnięte przez opad deszczu o wielkości 20,9 mm (16 czerwca 1987), zamykający dwutygodniowy okres opadów o su-



1 LISTOPADA 1985 - 31 PAZDZIERNIKA 1988
1 November 1985 - 31 Oktober 1988

Ryc. 7. Codzienny zapis zmienności koncentracji materiału rozpuszczonego Cd (mg dm^{-3}) i zawieszonego Cs (mg dm^{-3}) oraz przepływu wody Q (m^3s^{-1}) górnej Parsęty w profilu Storkowo w latach hydrologicznych 1986–1988

The daily record of the variation in the concentration of dissolved material Cd (mg dm^{-3}) and suspended material Cs (mg dm^{-3}) and water discharge Q (m^3s^{-1}) of the upper Parsęta at the Storkowo profile in the hydrological years 1986–1988



Ryc. 8. Trzyletnia pętla histeryczna dla koncentracji materiału rozpuszczonego Cd ($mg\ dm^{-3}$) i przepływu wody Q ($m^3\ s^{-1}$) górnej Parsęty w profilu Storkowo w latach hydrologicznych 1986–1988

A 3-year hysteric loop for the concentration of dissolved material Cd ($mg\ dm^{-3}$) and water discharge Q ($m^3\ s^{-1}$) of the upper Parsęta at the Storkowo profile in the hydrological years 1986–1988

mach dobowych do kilku milimetrów. Z kolei minimalna wartość mineralizacji przy niskim przepływie wody (154 mg dm^{-3} , $0,42 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ – luty 1987) odzwierciedla wody spływu powierzchniowego po przemarzniętym podłożu, pochodzącego z roztopów pokrywy śnieżnej. Wody te, nie infiltrując w warstwę glebową, spowodowały znaczne rozcieńczenie wód rzecznych.

Od 1 listopada 1985 do 31 października 1988 r. zostało odprowadzone 18709 t substancji rozpuszczonych ze zlewni górnej Parsęty. Codzienne spływy jonowe wahały się w granicach 5,6–62 t. Najwyższa zanotowana wartość wystąpiła w czasie wezbrania czerwcowego 1988 r., kiedy prowadzono codzienne pomiary na profilu wodowskazowym Parsęty w Storkowie. Szczegółowe dane pozwalają aproksymować wartość spływu jonowego w dniu 11 czerwca na 55 t. Różnica 7 t w spływie jonowym uświadamia problem częstotliwości prowadzenia obserwacji terenowych i dokładności uzyskanych danych.

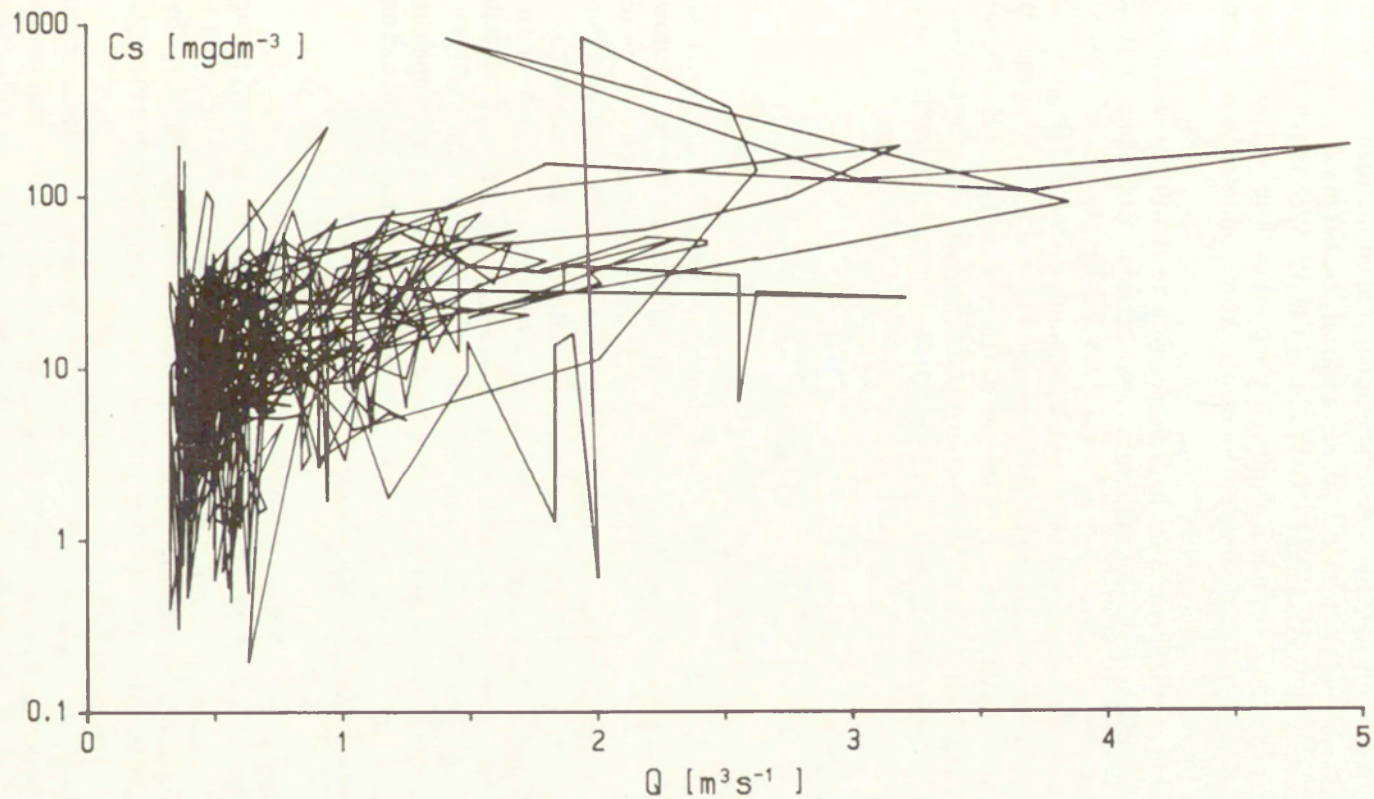
Tempo denudacji chemicznej mieściło się w zakresie $28\text{--}308 \text{ t km}^{-2}\text{a}^{-1}$ i swym przebiegiem nawiązywało ściśle do zmian w przepływie wód górnej Parsęty. Wartość średnia tego tempa wynosiła $85 \text{ t km}^{-2}\text{a}^{-1}$. Dla studiów porównawczych średnie tempo jednostkowej denudacji chemicznej wyniosło $2,7 \text{ g km}^{-2}\text{s}^{-1}$.

PROCESY DENUDACJI MECHANICZNEJ

W porównaniu z materiałem rozpuszczonym, transport materiału zawieszonego jest zdecydowanie bardziej zróżnicowany (ryc. 7). Zakres wahań koncentracji tego materiału zawiera się w szerokim przedziale, $0,2\text{--}836 \text{ mg dm}^{-3}$, przy czym średnia wartość koncentracji dla badanego trzylecia wynosi tylko $19,4 \text{ mg dm}^{-3}$. O dynamice obydwu typów transportu świadczą odchylenia standardowe dla wartości znormalizowanych logarytmicznie, a wynoszące dla *Cd* tylko 0,05 a dla *Cs* aż 0,44 (dla wartości nieznormalizowanych odpowiednio 31,9 i 42,1). Taki charakter przepływu materiału zawieszonego jest efektem nie tylko zdarzeń występujących na obszarze zlewni, ale w dużej mierze, jeśli nie przede wszystkim, warunków hydrodynamicznych i hydraulicznych panujących w korycie rzecznym. Odbiciem nakładających się efektów zlewniowych i korytowych jest nieregularny, pulsacyjny przebieg codziennej koncentracji materiału zawieszonego. Analiza regresyjna koncentracji i przepływu wody dowodzi istotnego wpływu warunków hydrodynamicznych na przebieg koncentracji, równanie bowiem przyjmuje postać:

$$Cs = 18,18 Q^{1,001} \quad r = 0,45.$$

Wykładnik powyższej zależności równy jedności ukazuje jej izometryczne cechy (Zwoliński 1989), informujące o jednoczesności i jednokierunkowości zmian tych dwóch parametrów. Z analizy ryciny 7 wynika, że można takie okresy zaobserwować (np. od stycznia do kwietnia 1988), ale również występują okresy o znaczących niezgodnościach (np. sierpień – październik 1988). Ilustracją tego poglądu jest trzyletnia pętla histereiczna, ukazująca odmienne odchylenia wartości ekstremalnych (ryc. 9). Należy również zwrócić uwagę na dużą liczbę pików



Ryc. 9. Trzyletnia pętla histeryczna dla koncentracji materiału zawieszonoego C_s (mg dm⁻³) i przepływu wody Q (m³s⁻¹) górnej Parsęty w profilu Storkowo w latach hydrologicznych 1986–1988

A 3-year hysteric loop for the concentration of suspended material C_s (mg dm⁻³) and water discharge Q (m³s⁻¹) of the upper Parsęta at Storkowo profile in the hydrological years 1986–1988

pętli skierowanych w dół diagramu, które świadczą o częstym wyczerpywaniu się dostępnych materiałów do transportu suspensyjnego.

Uzyskana wartość wykładnika przedstawionej funkcji nie różni się zasadniczo od wcześniej uzyskiwanych dla dorzecza Parsęty (Kostrzewski, Zwoliński 1990b; Zwoliński 1989). Zdaniem D. E. Wallinga i B. W. Webba (1981), jego niska wartość świadczy o zlewniach nizinnych, zbudowanych ze skał podatnych na procesy denudacyjne. Pogląd ten zatem dobrze koresponduje z warunkami litologicznymi zlewni górnej Parsęty.

W okresie obserwacyjnym 3 lat hydrologicznych ze zlewni górnej Parsęty zostało odprowadzonych 1934 t materiału zawieszono. Minimalna wartość dziennego odpływu zawiesiny wynosiła zaledwie 9,5 kg (18 sierpnia 1986). Natomiast wartość maksymalną 140 t zaobserwowano w dwa dni po przejściu fali kulminacyjnej wezbrania opadowego (19 grudnia 1985, $C_s = 836 \text{ mg dm}^{-3}$).

Na podstawie dotychczasowych badań w dorzeczu Parsęty został ustalony model transportu fluwialnego w odniesieniu do odmiennych rodzajów transportowanego materiału. Model ten dla całego koryta Parsęty przyjmuje postać (Zwoliński 1989):

$$L_d : L_s : L_b = 86,7 : 8,0 : 5,3 (\%),$$

a przy założeniu $L_s = 1$ otrzymuje postać:

$$L_d : L_s : L_b = 10,75 : 1,00 : 0,66.$$

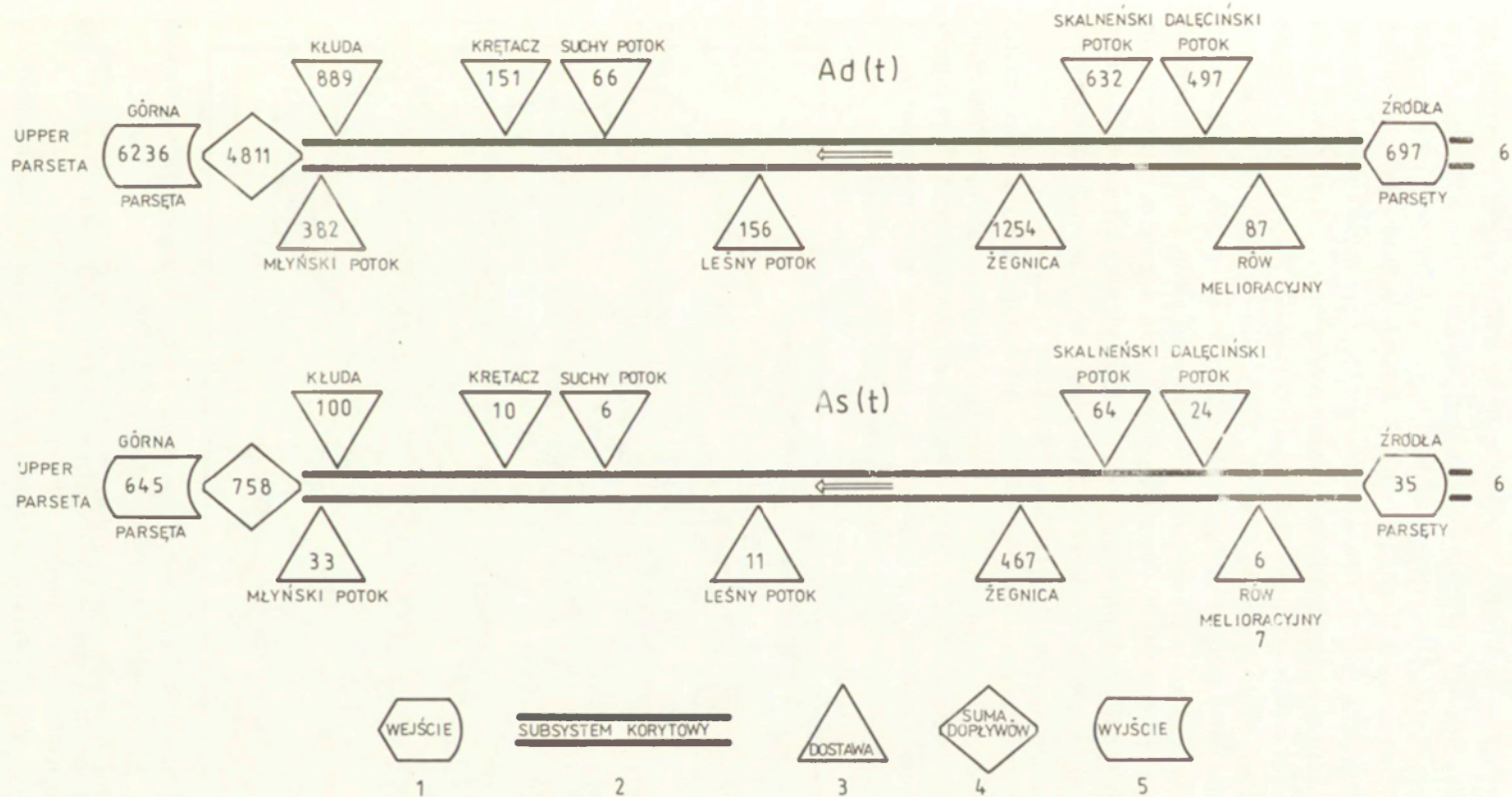
Wykorzystując powyższą proporcję, oszacowano wielkości codziennych ładunków materiału wlezonego, które umożliwiły obliczenie odpływu osadów. Wyniósł on za okres 3 lat hydrologicznych 1277 t. Tak więc można by sugerować, że na skutek działalności procesów denudacji mechanicznej zlewnię górnej Parsęty opuściło 3211 t cząstek stałych — osadów wleczonych i zawieszonych.

Tempo denudacji mechanicznej, wynikające z transportu materiału zawieszono w latach hydrologicznych 1986–1988, mieściło się w przedziale $0,047 - 695 \text{ t km}^{-2}\text{a}^{-1}$. Wartość średnia tego tempa wyniosła $8,8 \text{ t km}^{-2}\text{a}^{-1}$. Dla studiów porównawczych średnie tempo jednostkowej denudacji mechanicznej wyniosło $0,28 \text{ g km}^{-2}\text{s}^{-1}$. Przytoczone wartości tempa denudacji mechanicznej są zatem blisko 10-krotnie mniejsze od tempa denudacji chemicznej.

ZMIENNOŚĆ PRZESTRZENNA PROCESÓW DENUDACYJNYCH

Wśród różnych subsystemów oddziałujących na system denudacyjny górnej Parsęty, ważną rolę przypada subsystemom zlewni cząstkowych. Zlewnie te odprowadzają denudowane materiały do subsystemu korytowego Parsęty. Ilość i jakość tych materiałów jest efektem oddziaływania wewnętrznych zmiennych systemowych w każdej ze zlewni.

Graficzne wyobrażenie udziału poszczególnych dopływów w dostarczaniu materiałów prezentuje rycina 10. Wynika z niej, że dostawa ta jest bardzo zróżnicowana tak w splywie jonowym, jak i odpływie zawiesiny. Za najbardziej produktywną zlewnię można uznać zlewnię Żegnicy, która łącznie dostarcza



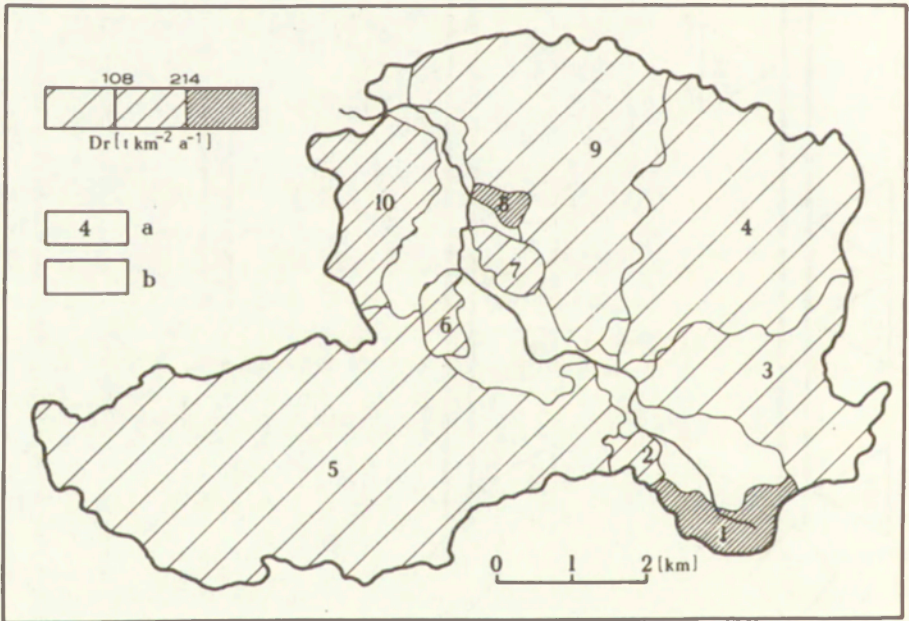
Ryc. 10. Modele splywu jonowego Ad i odpływu zawiesiny As ze zlewni cząstkowych do subsystemu korytowego górnej Parsęty (wartości średnie roczne z lat hydrologicznych 1986–1988)

Models of ionic outflow Ad and outflow of suspended material As from the partial catchment to the channel subsystem of the upper Parsęta (annual means from the hydrological years 1986–1988)

1 – input, 2 – Parsęta channel subsystem, 3 – supply, 4 – total inflow from tributaries, 5 – output, 6 – Parsęta headwaters, 7 – drainage ditch

średnio 1721 t materiału w roku hydrologicznym. Nie oznacza to jednak, że efektywność procesów denudacyjnych jest tam większa. Jak wykazuje mapa denudacji regionalnej w zlewniach cząstkowych (ryc. 11), tempo tych procesów jest najwyższe w zlewniach Krętacza i źródeł Parsęty (odpowiednio 402 i 305 $t\ km^{-2}\ a^{-1}$). Pierwsza z tych zlewni charakteryzuje się wysokim poziomem energii rzeźby i najprawdopodobniej kaptazem wód gruntowych ze zlewni Kłudy. W zlewni źródeł Parsęty natomiast występują osady węglanowe w zarastającym i zabagnionym wytopisku (stężenia Ca^{++} do 140 i HCO_3^- do 305 $mg\ dm^{-3}$). Najmniejsze tempa denudacji regionalnej związane są ze zlewniami największymi, w których wewnętrzne zróżnicowanie elementów środowiskowych jest łatwiej niwelowane do określonego poziomu w profilu zamykającym zlewnię niż w przypadku zlewni mniejszych, w których niewielka długość dróg krążenia wody, substancji rozpuszczonych i cząstek stałych ze źródeł dostawy nie pozwala na znaczące ich zmiany jakościowe jak też ilościowe.

Schemat dostawy materiałów (ryc. 10) ujawnia różnice między ilością materiałów odprowadzanych ze zlewni górnej Parsęty w profilu zamykającym w Storkowie a ilością materiałów dostarczanych przez zlewnie cząstkowe. W przypadku spływu jonowego różnica ta wynosi 1425 t, co oznacza, przy założeniu braku



Ryc. 11. Rozkład tempa denudacji regionalnej Dr w zlewniach cząstkowych górnej Parsęty (wartości średnie z lat hydrologicznych 1986–1988)

a – zlewnie cząstkowe; oznaczenia cyfrowe jak na ryc. 1, b – zlewnie przyrzeczy systemu korytowego górnej Parsęty
 The distribution of the rate of regional denudation Dr in the partial catchments of the upper Parsęta
 (annual means from the hydrological years 1986–1988)

a – partial catchments; numerical denotation as in Fig. 1, b – interchannel catchments of the channel subsystem of the upper Parsęta

znaczącej depozycji osadów chemogenicznych w aktualnych warunkach środowiskowych, że ta ilość materiału rozpuszczonego jest dostarczana ze zlewni międzyrzeczy, przylegających bezpośrednio do subsystemu korytowego Parsęty. Natomiast w przypadku odpływu zawiesin, 113 t więcej materiału zawieszonego jest dostarczane ze zlewni cząstkowych niż odprowadzane z całej zlewni górnej Parsęty. Taka relacja dostawy — odpływu zawiesin wynika z charakteru transportu suspensyjnego, który jest epizodyczny, pulsacyjny oraz wynika z istnienia procesów chwilowej (o różnej skali czasowej) depozycji materiału zawieszonego w subsystemie korytowym o zróżnicowanym natężeniu przestrzennym i czasowym.

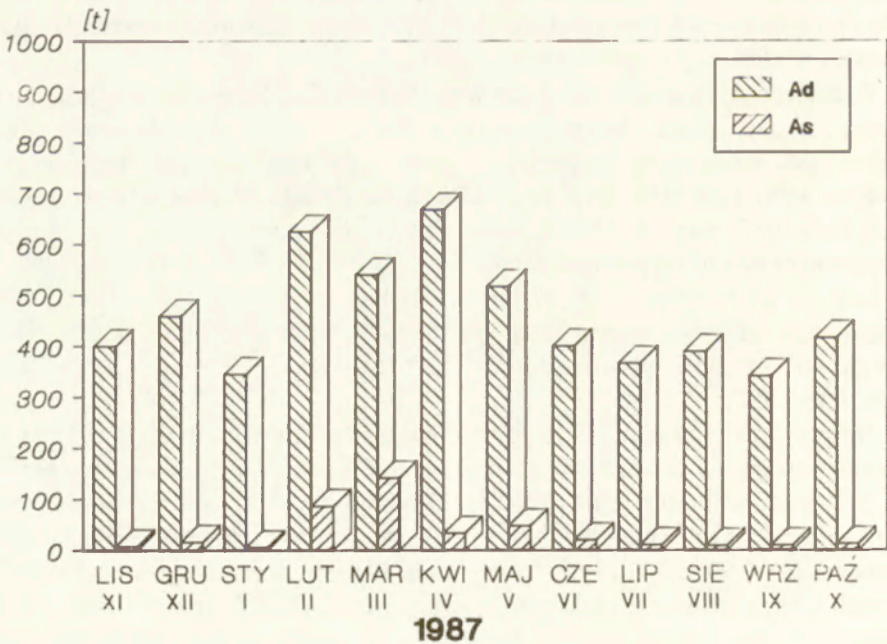
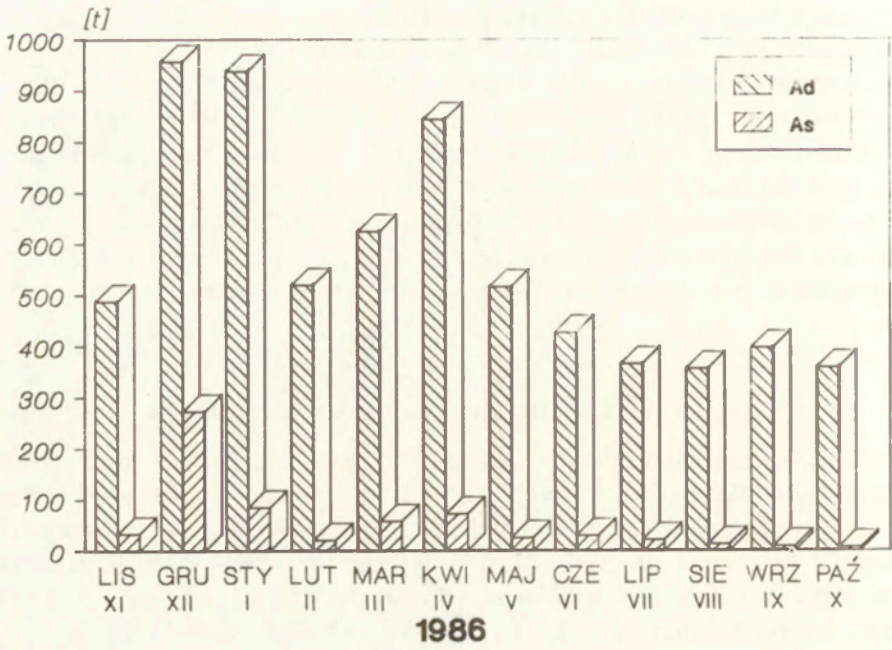
ZMIENNOŚĆ CZASOWA PROCESÓW DENUDACYJNYCH

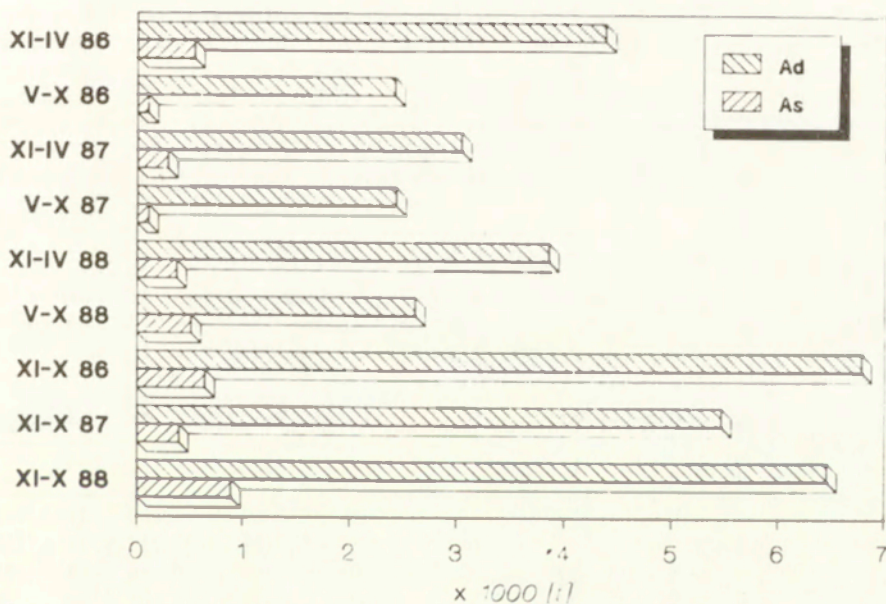
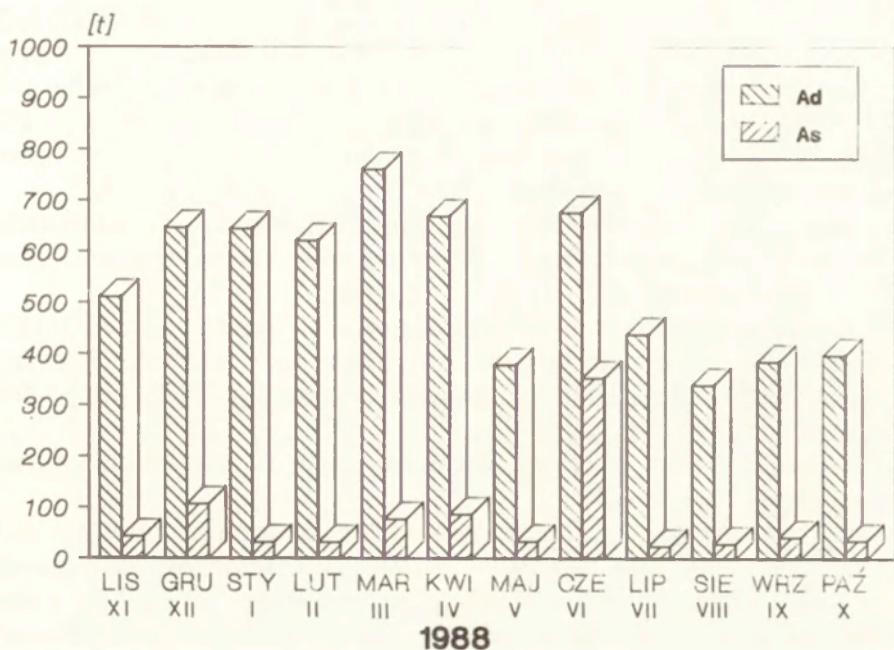
Natężenie procesów denudacji chemicznej i mechanicznej jest zróżnicowane w przeciągu roku hydrologicznego. Wynika to głównie z rozkładu i rodzaju opadów atmosferycznych. One bowiem sterują wielkością odpływu wody ze zlewni, a te z kolei decydują o ilości wynoszonego materiału poza system geomorficzny zlewni. Jak wynika z hydrogramu (ryc. 7) oraz charakterystyki reżimu hydrologicznego Parsęty (Dynowska 1971; Choński 1982) największe ilości wód rzecznych są odprowadzane w półroczu zimowym. Najlepiej tendencję tę zaobserwowano w roku hydrologicznym 1986, choć w 1988 r. jest ona również wyraźna (ryc. 12). Miesiącami o największych splywach jonowych i odpływach zawiesin są grudzień, styczeń, luty, marzec i kwiecień. Najbardziej wyrównanym odpływem materiału w kolejnych miesiącach odznaczał się 1987 r. Wynikało to z występowania niskich temperatur w półroczu zimowym, często następstwem było zatrzymanie wody w podłożu zlewni na skutek głębokiego przemarznięcia gruntu i w efekcie jej zretencjonowanie.

W miesięcznych przebiegach splywu jonowego i odpływu zawiesiny wyraźnie znaczą się największe wezbrania górnej Parsęty, jakie odnotowano w latach 1986—1988. Kolejno są to wezbrania z grudnia 1985, stycznia 1986, marca/kwietnia 1987 i czerwca 1988 (ryc. 12). O ekstremalnym charakterze wezbrań w grudniu 1985 i czerwcu 1988 r. świadczą wyjątkowo wysokie odpływy materiału zawieszonego w tych miesiącach.

Latami wydajnymi w splyw jonowy były kolejno lata 1986, 1988 i 1987, natomiast w odpływ zawiesin 1988, 1986 i 1987. O takim układzie lat zdecydowały w głównej mierze wspomniane wyżej wezbrania ekstremalne (por. ryc. 12, zima 1986, lato 1988).

Na podstawie zmienności przepływów górnej Parsęty wydzielono pory aktywności procesów denudacyjnych na obszarze zlewni. Jako kryterium wydzielenia przyjęto średni trzyletni przepływ wody pomniejszony oraz powiększony o 1/2 jego odchylenia standardowego. Uzyskano dwie wartości graniczne przepływu: 0,48 i 0,92 m³s⁻¹. Przy kwalifikacji codziennych przepływów do jednej z trzech klas założono, że musi wystąpić ciąg przepływów w tej samej klasie przez więcej niż 5 dni z rzędu, co wynika ze współczynnika opóźnienia retencyjnego





Ryc. 12. Rozkład okresowego spływu jonowego *Ad* i odpływu zawiesiny *As* ze zlewni górnej Parsęty w profilu Storkowo w latach hydrologicznych 1986–1988

The periodic ionic outflow *Ad* and the outflow of suspended material *As* from the upper Parsęta catchment at the Storkowo profile in the hydrological years 1986–1988

zlewni. W ten sposób otrzymano 13 okresów w klasie niskich przepływów, 20 okresów w klasie średnich przepływów i 9 okresów w klasie wysokich przepływów dla badanych lat hydrologicznych 1986–1988. Po dwukrotnej generalizacji dat początków i końców okresów uzyskano ostatecznie 4 przedziały czasowe, które utożsamiono z porami aktywności procesów denudacyjnych zlewni górnej Parsęty. Kolejno są to:

a) pora obniżonej aktywności denudacyjnej od 1 czerwca do 17 października (139 dni – 38,1% trwania roku), z możliwością większego uaktywnienia denudacji w 2 dekadzie czerwca i 3 dekadzie września,

b) pora przeciętnej aktywności denudacyjnej od 18 października do 23 marca i od 16 kwietnia do 31 maja (odpowiednio 157 i 46 dni – 43,0 i 12,6% trwania roku), z możliwością większego uaktywnienia denudacji w 3 dekadzie grudnia i 1 dekadzie lutego,

c) pora podwyższonej aktywności denudacyjnej od 24 marca do 15 kwietnia (23 dni – 6,3% trwania roku).

Charakterystyki denudacyjne wydzielonych pór zamieszczono w tabeli 1. Przedstawione w niej dane uśrednione przekonują o zasadności dokonanego podziału roku hydrologicznego. W celach porównawczych tabela 2 prezentuje wybrane charakterystyki denudacyjne dla sezonów klimatycznych, wydzielono

Tabela 1. Średnie charakterystyki pór aktywności denudacyjnej w zlewni górnej Parsęty dla lat hydrologicznych 1986–1988

Pora aktywności denudacyjnej	Q	Cd	Cs	Ld	Ls	Ad	As	Dc	Dm	Dcj	Dmj	Drj
	m^3s^{-1}	$mgdm^{-3}$		gs^{-1}		td^{-1}		$tkm^{-2}a^{-1}$		$gkm^{-2}s^{-1}$		
Obniżonej	0,45	313	14	143	7	12	0,6	61	3	1,9	0,09	2,0
Przeciętnej	0,74	291	19	207	21	18	1,8	89	9	2,8	0,28	3,1
Podwyższonej	1,27	261	41	321	63	28	5,5	138	27	4,4	0,86	5,2

Tabela 2. Splyw jonowy (Ad), odpływ zawiesiny (As) oraz tempa denudacji chemicznej (Dc) i mechanicznej (Dm) w sezonach klimatycznych lat hydrologicznych 1986–1988 dla zlewni górnej Parsęty

Sezon	Zakres czasowy sezonu		Ad	As	Ar	Dc	Dm	Dr
	daty	%						
A	15 XI–9 III	31,5	6958	731	7689	100	11	111
B	10 III–30 IV	14,2	3683	445	4128	118	14	132
Ca	1 V–14 V	3,8	729	69	798	86	8	95
E	15 V–31 V	4,7	682	37	719	67	4	70
F	1 VI–9 IX	27,7	4099	541	4640	67	9	76
Cb	10 IX–14 XI	18,1	2558	111	2670	64	3	67
Lata 1986–1988		100,0	18709	1934	20644	85	9	94

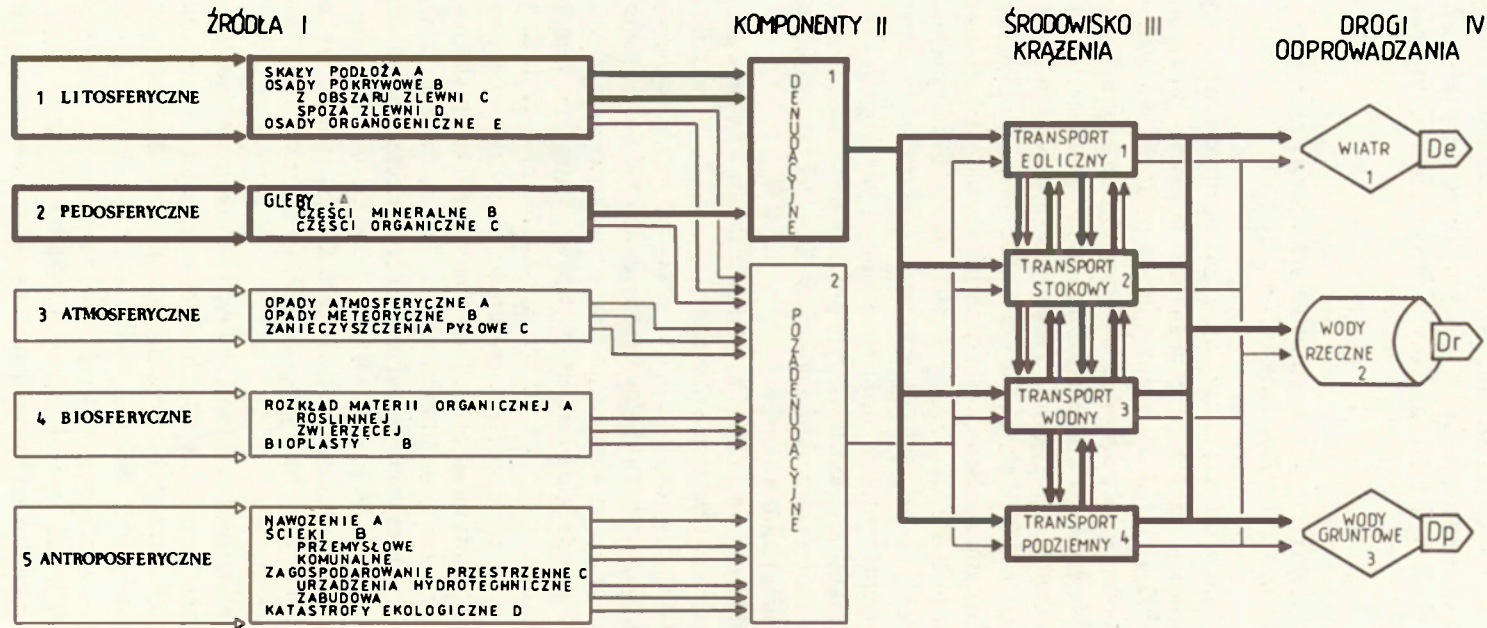
nych przez A. Wosia (1977). Należy podkreślić zbieżność parametryczną pory obniżonej aktywności denudacyjnej z sezonem F i Cb, pory przeciętnej aktywności denudacyjnej z sezonami A, Ca i E oraz pory podwyższonej aktywności denudacyjnej z sezonem B.

CZYNNIKI MODYFIKUJĄCE NATURĘ FUNKCJONOWANIA WSPÓŁCZESNEGO SYSTEMU DENUDACYJNEGO OBSZARÓW NIZINNYCH

W przyjętym postępowaniu badawczym założono, że materiał opuszczający zlewnię wraz z wodami rzeczными jest odzwierciedleniem natężenia procesów denudacyjnych na obszarze zlewni. Jednak trzeba mieć na uwadze, że materiał ten jest stanowiony przez komponenty denudacyjne i pozadenudacyjne (Kostrzewski, Zwoliński 1985). Na rycinie 13 przedstawiono potencjalne źródła dostawy materiałów odprowadzanych w systemie zlewni rzecznej. Na schemacie zaznaczono pochodzenie materiałów dla procesów denudacji zarówno chemicznej, jak i mechanicznej. Głównymi źródłami są skały podłoża, osady pokrywowe zlewni oraz części mineralne gleb. Pozostałe na schemacie źródła dostawy wprowadzają do obiegu komponenty pozadenudacyjne, które mogą krążyć w różnych środowiskach poprzez transport eoliczny, stokowy, wodny i podziemny. Ilościowe określenie tych składników jest podstawowym progiem metodologicznym w poznaniu realnego natężenia procesów denudacyjnych. Dotychczasowe próby rozwiązań z tego zakresu nie są zadowalające.

W przypadku denudacji chemicznej nie uwzględnienie składników nawozowych i atmosferycznych może zawyżać tempo denudacji średnio do 30% (Kostrzewski, Zwoliński 1985). Równie wysoki błąd jest w określaniu tempa denudacji mechanicznej. W roku hydrologicznym 1988 podjęto badania nad ilością mineralnego i organicznego materiału zawieszzonego, odprowadzanego ze zlewni górnej Parsęty. Na podstawie tych badań można sugerować zawyżanie tempa denudacji mechanicznej średnio o 40%. I tak na przykład tempo denudacji mechanicznej, obliczone na podstawie ogólnego materiału zawieszzonego, wynosiło w 1988 r. $12,1 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$, natomiast opierając się na materii mineralnej — tylko $8,5 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Odplyw zawieszin wyniósł 891 t, ale materii mineralnej zaledwie 623 t. Stosunek koncentracji materii mineralnej do koncentracji materii organicznej zawiera się od 0,1 do 54 (średnio 4), co wskazuje na duże zróżnicowanie relacji zachodzących pomiędzy tymi dwoma rodzajami materii zawieszzonej. Większe ilości materii organicznej, proporcjonalnie do mineralnej, odprowadzane są w półroczu zimowym.

Zróżnicowane zachowania procesów denudacyjnych wyraźnie uwidaczniają się podczas wezbrań. Głównej przyczyny takich zachowań należy upatrywać w krótko- i długoterminowych efektach histereicznych, opisywanych wielokrotnie w literaturze (np. Froehlich 1982; Walling, Webb 1982; Tanaka i in. 1983). Histerezę można obserwować w odniesieniu do materiału zarówno zawieszzonego, jak i rozpuszczonego. W latach hydrologicznych 1986–1988 odnotowano wiele wezbrań, w czasie których można było zidentyfikować ten efekt mniej lub



Ryc. 13. Schemat źródeł i dróg dostawy oraz krążenia materiałów denudowanych ze zlewni nizinnej; *De* – denudacja eoliczna, *Dr* – denudacja regionalna, *Dp* – denudacja podziemna

A diagram of source and ways of the supply and circulation of materials denudated from a lowland catchment; *De* – aeolian denudation, *Dr* – regional denudation, *Dp* – underground denudation

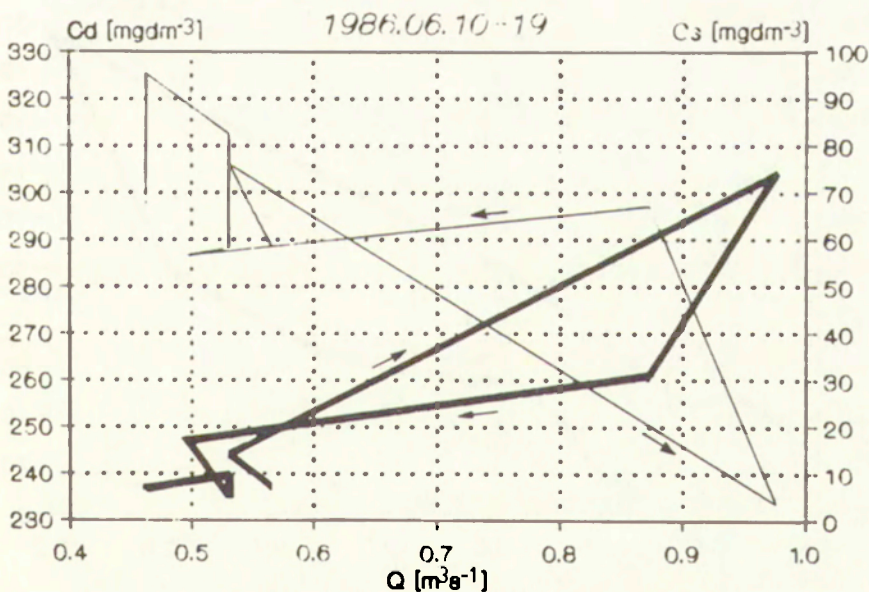
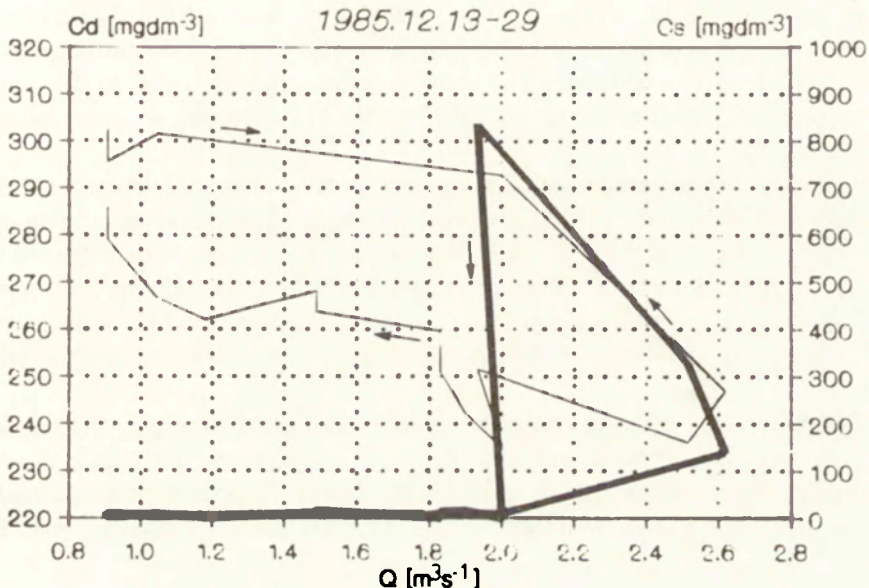
1 Sources: 1 Lithospheric: A – bed-rock, B – surface sediments, C – from catchment area, D – from outside catchment area, E – organic deposits; 2. Pedospheric: A – soils, B – mineral parts, C – organic parts; 3. Atmospheric: A – atmospheric precipitation, B – meteoric precipitation, C – dust pollution; 4. Biospheric: A – organic matter decay vegetable and animal, B – organic particles; 5. Anthropospheric: A – fertilization, B – waste industrial and communal, C – space development (hydrotechnical devices and buildings), D – ecological disasters; II Components: 1 – denudational, 2 – non-denudational; III Circulation environment: 1 – aeolian transport, 2 – slope transport, 3 – fluvial transport, 4 – underground transport; IV Output routes:

1 – wind, 2 – river waters, 3 – groundwaters

bardziej przejrzyste. W rezultacie zjawisko histerezy obniża jakość szacunków ilości transportowanego materiału za pomocą prostych modeli regresji, a przez to rozmiarów denudacji zlewni.

Wyróżniono następujące typy pętli dla materiału rozpuszczonego:

1) pętle normalne (zgodne z kierunkiem ruchu wskazówek zegara), obrazu-



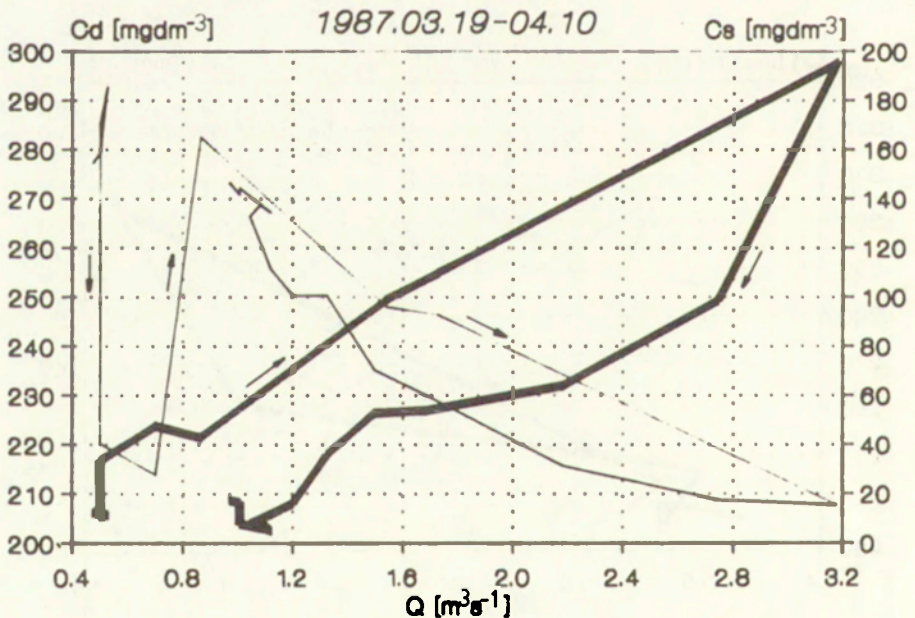
Ryc. 14. Normalne i odwrotne pętle histeryczne dla odmiennych typów wezbrań
 Clockwise and anti-clockwise hysteric loops for different types of floods

jące rozcieńczanie wód rzecznych wodami opadowymi lub roztopowymi w miarę wzrostu przepływu. Po przejściu fali kulminacyjnej występuje najniższa koncentracja (ryc. 14a); taki rozkład koncentracji spowodowany jest zróżnicowaną dostawą (dopływem) soli rozpuszczalnych i rozcieńczonych wód z terenów nie będących normalnie źródłem zasilania, głównie pochodzących ze spływu śródpokrywowego i odpływu gruntowego,

2) pętle odwrotne (w przeciwnym kierunku do ruchu wskazówek zegara), oznaczające wyższe koncentracje w trakcie lub po przejściu fali kulminacyjnej (ryc. 14b); zjawisko takie jest związane z wypchnięciem „starych” wód ze zbiorników retencyjnych zlewni (Pearce, Stewart, Sklash 1986) i występuje w czasie przeciętnych wezbrań.

Interesującą pętlę materiału rozpuszczonego odnotowano w czasie wezbrania wiosennego 1987 r. (ryc. 15). Otóż w początkowym okresie przy nie zmienionym przepływie wody obniżyła się wartość koncentracji, co było rezultatem spływu wód roztopowych bez kontaktu z przemarzniętym podłożem mineralnym. Sukcesywne zanikanie śniegu i rozmarzanie gruntu spowodowało dopiero uruchomienie większych ilości soli, zakumulowanych podczas zimy w powierzchniowych partiach gleb.

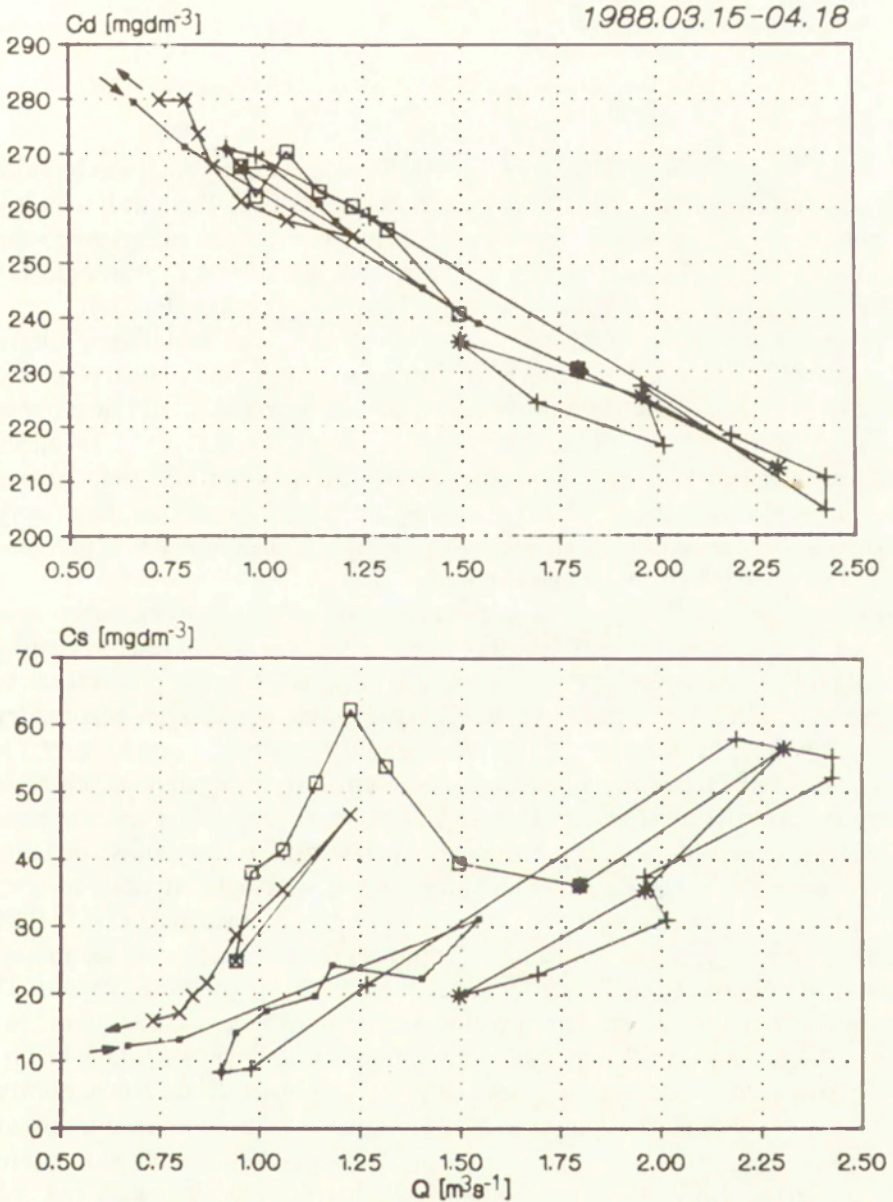
Dla materiału zawieszono występowaly również te same typy pętli, jednak ich interpretacja geomorficzna jest odmienna i opiera się na czasie dostawy materiału do transportu suspensyjnego (Klein 1984): 1) pętli normalne świadczą o bezpośredniej dostawie materiału z dna i brzegów koryta rzecznego (ryc. 14b,



Ryc. 15. Pętli histeryczne dla wezbrania wiosennego 1987
Hysteric loops for the spring flood of 1987

15); taki charakter pętli związany jest z wezbrzeniami przeciętnymi, 2) pętle odwrotne ilustrują opóźnione dostarczanie materiału z górnej części stoków zlewni oraz dalej położonych zlewni cząstkowych (ryc. 14a).

Przedstawione pętle dla materiału rozpuszczonego i zawieszonoego uświadamiają reakcje zlewni i koryta rzecznoego na zdarzenia kształtujące przebieg oraz



Ryc. 16. Pętle histeryczne dla ekstremalnego wezbrzenia opadowego 1988
 Hysteric loops for the high-magnitude rain-induced flood 1988

natężenie procesów denudacyjnych. Oprócz tych prostych sytuacji zakreślania pętli, często rejestrowano skomplikowane układy. Tak było na przykład w czasie wezbrania wiosennego 1988 r. (ryc. 16), kiedy kolejno po sobie występowały pętle normalne i odwrotne. Zróżnicowana dostawa materiału do koryta rzecznego w takich wezbraniach jest ściśle uzależniona od fluktuacji w obiegu wody i funkcjonowaniu procesów denudacyjnych, przy czym bardziej zróżnicowany charakter posiadają procesy denudacji mechanicznej.

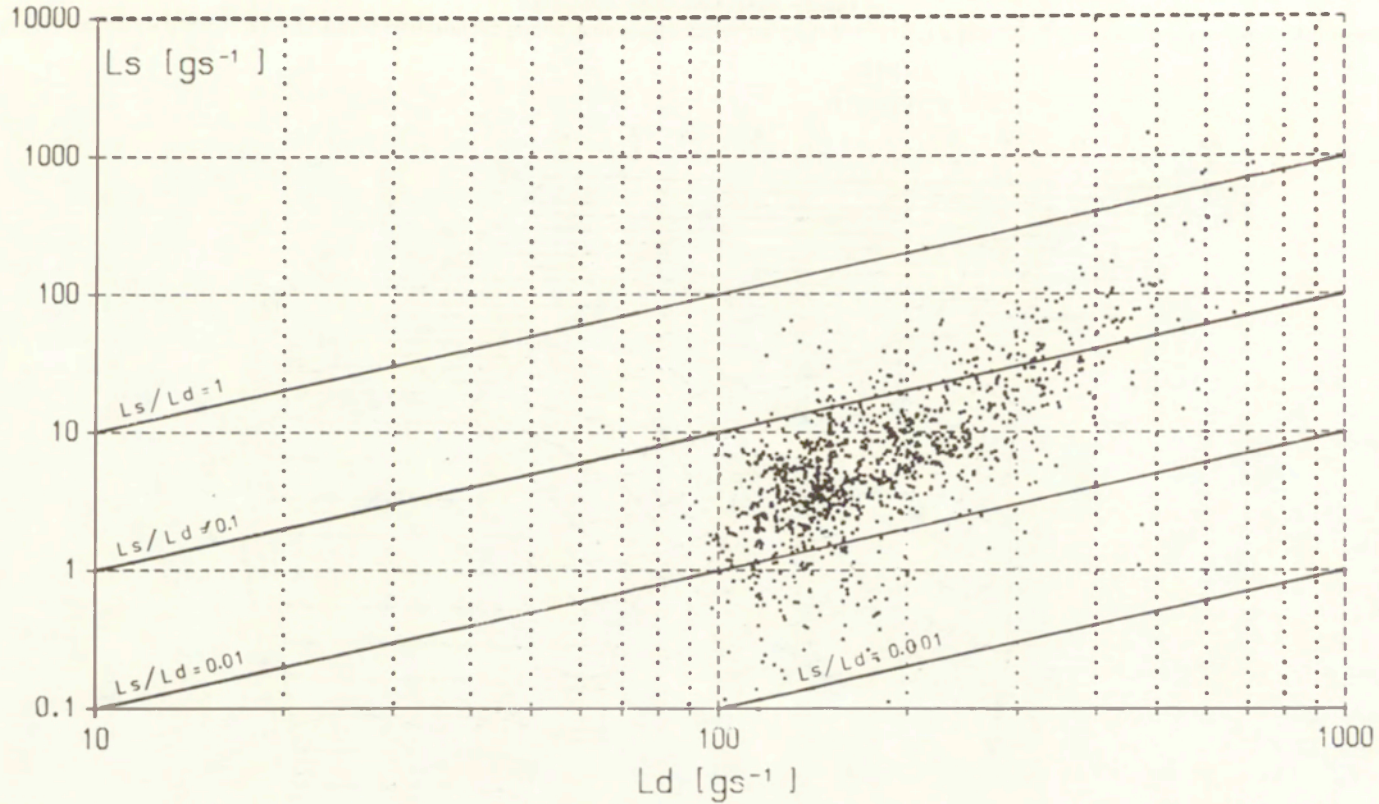
ILÓŚCIOWA I JAKOŚCIOWA OCENA WSPÓLCZESNEGO SYSTEMU DENUDACYJNEGO GÓRNEJ PARSĘTY

Przedstawiona powyżej analiza procesów denudacji chemicznej i mechanicznej wykazała zróżnicowane mechanizmy ich funkcjonowania. Ponieważ wspólnym stymulatorem ich funkcjonowania jest odpływ wód ze zlewni, zróżnicowanie zatem tych mechanizmów wynika z odmiennych sposobów i czasów dostawy materiałów denudowanych do subsystemu korytowego górnej Parsęty.

Dysproporcje w dostarczaniu i transportowaniu tych materiałów ukazuje zależność między ich ładunkami, zilustrowana na diagramie bilogarytmicznym (ryc. 17). Zależność ta uwidacznia, że zdecydowana większość punktów ulokowana jest poniżej prostej wyznaczającej stosunek $Ls/Ld = 0,1$. Taka lokalizacja punktów świadczy o ponad 10-krotnej przewadze ładunku materiału rozpuszczonego nad zawieszonym. Ekstrapolacja tej zależności na procesy denudacyjne narzuca stwierdzenie dominacji procesów denudacji chemicznej nad procesami denudacji mechanicznej w systemie górnej Parsęty.

Dla codziennych ładunków materiału rozpuszczonego i zawieszzonego stosunek ten wahał się w zakresie 0,00066–3,62, a średnio dla okresu trzyletniego wynosił 0,072. Zazwyczaj (95% obserwacji) stosunek ten nie przekraczał 0,2, a wartości $Ls/Ld > 1$ zanotowano tylko 5 razy w czasie najwyższych wezbrań (ryc. 17). W opinii D. E. Wallinga i B. W. Webba (1981) wartość stosunku Ls/Ld jest odbiciem aktualnych tendencji procesów geomorficznych, występujących na obszarze zlewni i w korycie rzeczonym. Można zatem sugerować, iż średnio ponad 50-krotnie natężenie denudacji chemicznej przewyższa intensywność denudacji mechanicznej. Zbliżone sugestie dla badanej strefy morfoklimatycznej wysuwali już wcześniej J. Tricart (1960), M. Jaworska (1968) i Z. Zwoliński (1985, 1989).

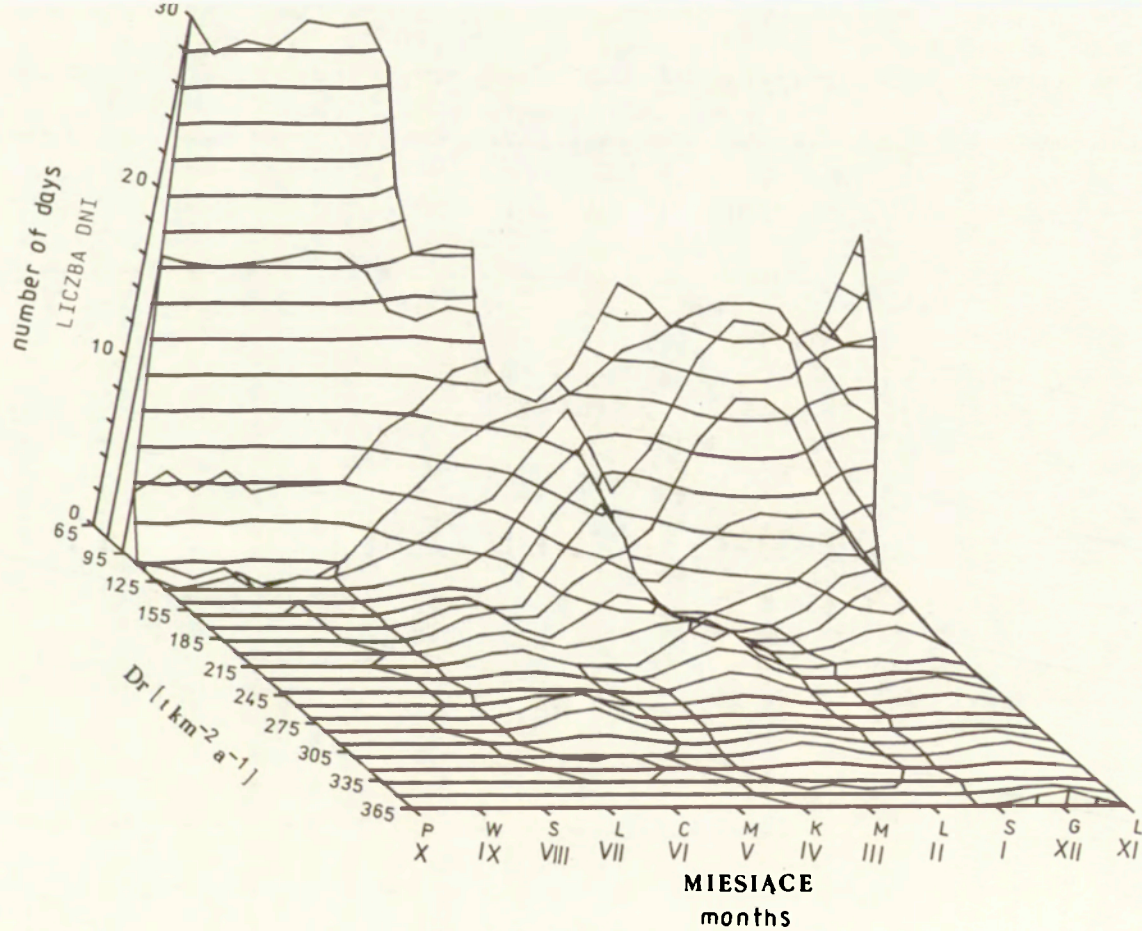
Rozpoznane wielkości i zmienności denudacji chemicznej i mechanicznej upoważniają do określenia wielkości denudacji regionalnej zlewni górnej Parsęty. Dla badanego okresu tempo denudacji regionalnej wynosiło średnio $93,7 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$ (33,4–904,5). W jednostkach objętościowych tempo to wyniosło zatem $42,7 \text{ mm Ka}^{-1}$, czyli przez 3 lata hydrologiczne 1986–1988 powierzchnia zlewni obniżyła się średnio o 0,13 mm, co odpowiada 20 644 t odprowadzanego materiału zarówno rozpuszczonego, jak i zawieszzonego (a przy uwzględnieniu szacunku osadów wleczonych – 21 920 t). Udział odpowiednich rodzajów denudacji był zróżnicowany w przeciągu badanego trzylecia. I tak procentowy udział procesów denudacji chemicznej w denudacji regionalnej zawierał się w przedziale



Udział denudacji chemicznej i mechanicznej...

Ryc. 17. Stosunek ładunku materiału zawieszonoego L_s (gs^{-1}) do ładunku materiału rozpuszczonego L_d (gs^{-1}) dla wód górnej Parsęty w profilu Storkowo w latach 1986–1988

The ratio of suspended loads L_s (gs^{-1}) to dissolved load L_d (gs^{-1}) for the upper Parsęta waters at the Storkowo profile in the years 1986–1988



Ryc. 18. Frekwencja (w dniach) występowania określonego tempa denudacji regionalnej Dr ($t\ km^{-2}\ a^{-1}$) w kolejnych miesiącach roku hydrologicznego (dane z lat hydrologicznych 1986–1988)

The frequency (in days) of a specified regional denudation rate Dr ($t\ km^{-2}\ a^{-1}$) in the successive months of the hydrological year (data from the hydrological years 1986–1988)

21,7 – 99,9% (94,3%), natomiast udział denudacji mechanicznej wahał się w zakresie 0,07 – 78,3% (5,7%). Relacje te potwierdzają wyżej sformułowaną prawidłowość o dominacji procesów denudacji chemicznej nad procesami denudacji mechanicznej w systemie denudacyjnym górnej Parsęty.

W ujęciu czasowym denudacja regionalna miała najczęściej maksymalne nasilenie w grudniu, marcu/kwietniu i czerwcu (ryc. 18). Wymienione okresy nawiązują do największych wezbrań jakie nastąpiły w badanym trzyleciu. W czasie tych trzech wezbrań (XII 1985, III/IV 1987, VI 1988) spłynęło 1199 t (6,4%) materiału rozpuszczonego i odpłynęło 732 t (37,9%) materiału zawieszonego. Łącznie zatem odpłynęło 9,4% materiału w czasie 3% liczby dni w badanych trzech latach hydrologicznych. Przytoczone dane uwypuklają problem częstotliwości i wielkości sił w procesach geomorficznych, podnoszony m.in. przez M. G. Wolmana i J. P. Millera (1960), M. G. Wolmana i R. Gersona (1978) oraz B. W. Webba i D. E. Wallinga (1982, 1984). Duży odpływ zawiesin w krótkim czasie ze zlewni górnej Parsęty korzystnie weryfikuje dotychczasowe poglądy na to zagadnienie.

Oprócz okresów wezbraniowych wysokie tempa denudacji regionalnej występowały w półroczu zimowo-wiosennym. Jednocześnie rycina 18 ukazuje duży przedział zmienności tego tempa we wspomnianym półroczu. Diametralnie inaczej przedstawia się natężenie denudacji regionalnej w półroczu letnio-jesiennym. Wówczas jest ono mało zmienne i niskie, szczególnie w miesiącach lipiec – październik. Trójwymiarowy wykres klas tempa denudacji regionalnej upoważnia do stwierdzenia o stałości okresu największej aktywności procesów denudacyjnych w zlewni górnej Parsęty. Procesy te wykazują zatem rytm zmienności sezonowej, nawiązując ściśle do typów pogody, rozkładu opadów atmosferycznych, przepływów wody w rzece i występowaniu okresu wegetacyjnego, które kontrolują wymywanie oraz wynoszenie substancji rozpuszczonych jak też cząstek stałych poza zlewnię.

TENDENCJE ZACHOWAŃ WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW DENUDACYJNYCH NA OBSZARACH NIZINNYCH – KONKLUZJA KOŃCOWA

Teoria funkcjonowania systemu, odpowiednio zmodyfikowana, stanowi dobre ujęcie zmienności systemu denudacyjnego obszarów nizinnych. Zlewnię górnej Parsęty można uznać jako obszar reprezentacyjny dla strefy młodoglacjalnej Pomorza Zachodniego.

Wody zlewni górnej Parsęty należą do wód średnio zmineralizowanych ($295,5 \text{ mg dm}^{-3}$). Związek mineralizacji i przepływu wody opisuje funkcja inwersyjna. Od 1 listopada 1985 do 31 października 1988 zostało odprowadzone 18 709 t substancji rozpuszczonych ze zlewni górnej Parsęty. Tempo denudacji chemicznej mieściło się w zakresie 28 – 308, a wartość średnia tego tempa wyniosła $85 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$.

W porównaniu z materiałem rozpuszczonym transport materiału zawieszonego jest zdecydowanie bardziej zróżnicowany. Tempo denudacji mechanicznej

mieściło się w przedziale 0,047–695, a średnio $8,8 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Przytoczone wartości tempa denudacji mechanicznej są zatem blisko 10-krotnie mniejsze od tempa denudacji chemicznej.

Największe ilości wód rzecznych są odprowadzane w półroczu zimowym. Najlepiej tendencję tę zaobserwowano w roku hydrologicznym 1986, choć w 1988 r. jest ona również wyraźna. Miesiącami o największych spływach jonowych i odpływach zawiesin są grudzień, styczeń, luty, marzec i kwiecień. Najbardziej wyrównanym odpływem materiału w kolejnych miesiącach odznaczał się 1987 r.

Na podstawie zmienności przepływu górnej Parsęty wydzielono pory aktywności procesów denudacyjnych:

a) pora obniżonej aktywności denudacyjnej od 1 czerwca do 17 października,

b) pora przeciętnej aktywności denudacyjnej od 18 października do 23 marca i od 16 kwietnia do 31 maja,

c) pora podwyższonej aktywności denudacyjnej od 24 marca do 15 kwietnia.

Stwierdzone prawidłowości określają charakter i tempo współczesnego rozwoju rzeźby Pomorza Zachodniego.

LITERATURA

- Bekker W., 1988, *Dynamika transportu fluwialnego w czasie wezbrań Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 106, 134–137.
- Bertalanffy L., 1984, *Ogólna teoria systemów*, PWN, Warszawa.
- Brański J., 1968, *Oznaczanie ilości unosin metodą wagową bezpośrednio przy użyciu sączków*, Prace PIHM, 94, 13–21.
- Bull W. B., 1975, *Allometric change of landforms*, Bull. Geol. Soc. Am., 86, 1489–1498.
- Chorley R. J., 1962, *Geomorphology and general systems theory*, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 500–B.
- Choiński A., 1982, *Hydrologic activity of Polish rivers*, Quaest. Geogr. 8, 45–53.
- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 28.
- Froehlich W., 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwiętrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGIPZ PAN, 143.
- Głabiński Z., 1987a, *Wstępne wyniki badań denudacji chemicznej i mechanicznej na obszarze zlewni Krętacza (górną Parsęta)*, Spraw. PTPN, 104, 28–30.
- 1987b, *Wpływ zwierząt na charakter denudacji mechanicznej i chemicznej (zlewnia Krętacza, górna Parsęta)*, Spraw. PTPN, 104, 25–27.
- Gregory K. J., Walling D. E., 1973, *Drainage basin form and processes*, E. Arnold, London.
- Jaworska M., 1968, *Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzek Wieprza i Pilicy*, Prace PIHM, 95, 29–47.
- Klein M., 1984, *Anti-clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment; Yorkshire, England*, Catena, 11, 251–257.
- Knighton A. D., 1984, *Fluvial forms and processes*, E. Arnold, London.
- Kostrzewski A., 1986, *Zastosowanie teorii funkcjonowania geosystemu do współczesnych środowisk morfogenetycznych obszarów nizinnych Polski Północno-Zachodniej*, Spraw. PTPN, 103, 26–28.
- Kostrzewski A., Klimczak R., 1988, *Chemizm śniegu w zlewni Młyńskiego Potoku zimą 1985 roku (górną Parsęta – Pomorze Zachodnie)*, Spraw. PTPN, 105, 72–75.
- Kostrzewski A., Klimczak R., Stach A., Zwoliński Z. (w druku) a) *Extreme rainfall and its*

influence on functioning of present-day denudative system in a young glacial region, West Pomerania, Quaest. Geogr., Spec. Issue 3.

- w druku b, *Wpływ procesów katastrofalnych na funkcjonowanie współczesnego systemu denudacyjnego obszarów młodoglacjalnych, Pomorze Zachodnie*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 42.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Stach A., Zwoliński Z. (w druku), *Hydrochemiczna interpretacja przepływów wezbraniowych w malej zlewni*, (w:) A. Kostrzewski, M. Pulina (red.), *Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej*, Prace Nauk, UŚI.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1984, *Zastosowanie metody hydrometrycznej do analizy tempa denudacji chemicznej na obszarze nizinnym Pomorza Zachodniego: wstępne opracowanie metodyczne*, Spraw. PTPN, 100, 150–158.
 - 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quaest. Geogr., Spec. Issue 1, 121–138.
 - 1986a, *Chemizm wód zlewni górnej Parsęty w roku 1982*, Spraw. PTPN, 103, 29–32.
 - 1986b, *Chemizm wód Jeziora Czarnego, Pojezierze Drawskie*, Spraw. PTPN, 103, 46–48.
 - 1986c, *Znaczenie składników chemicznych pochodzenia atmosferycznego w badaniach denudacji chemicznej*, Spraw. PTPN, 103, 43–45.
 - 1986d, *Zmiany koncentracji substancji chemicznych w profilu podłużnym górnej Parsęty*, Spraw. PTPN, 103, 36–39.
 - 1986e, *Relacja między wielkością splywu jonowego a tempem denudacji chemicznej; zlewnia górnej Parsęty*, Spraw. PTPN, 103, 39–42.
 - 1987a, *Chemizm wód górnej Parsęty – 1983/1984*, Spraw. PTPN, 104, 79–82.
 - 1987b, *Denudacja chemiczna w zlewni górnej Parsęty – 1983/1984*, Spraw. PTPN, 104, 83–86.
 - 1988a, *Chemizm wód zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 105, 47–50.
 - 1988b, *Uwarunkowanie zmienności sezonowej chemizmu wód rzecznych zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 106, 35–38.
 - 1988c, *Koncentracja i ładunek materiału zawieszonego i rozpuszczonego w zlewniach cząstkowych dorzecza górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 105, 51–54.
 - 1988d, *Denudacja chemiczna i mechaniczna w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 106, 38–41.
 - 1988e, *Tempo denudacji regionalnej w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Spraw. PTPN, 105, 57–61.
 - 1990a, *Denudacja chemiczna i mechaniczna w zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1986*, Dokum. Geogr. 1, 13–30.
 - 1990b, *Denudacja regionalna zlewni górnej Parsęty w roku hydrologicznym 1987*, Spraw. PTPN, 107, 118–121.
- Li R. M., 1979, *Water and sediment routing watersheds*, (w:) H. W. Shen (red.), *Modelling of rivers*, J. Wiley, New York.
- Markowicz M., Pulina M., 1979, *Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglanowego*, Prace Nauk. UŚI, 289.
- Pearce A. J., Stewart M. K., Sklash M. G., 1986, *Storm runoff generation in humid head-water catchments*, 1. Where does the water come from?, *Water Res. Research*, 22, 1263–1272.
- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Prace Geogr. IG PAN, 105.
- Richards K. S., 1982, *Rivers: form and processes in alluvial channels*, Methuen, London.
- Simons D. B., Ward T. J., Li R. M., 1979, *Sediment sources and impact in the fluvial system*, (w:) H. W. Shen (red.) *Modelling of rivers*, J. Wiley, New York.
- Soczyńska U., 1989, *System hydrologiczny zlewni i modelowanie procesów obiegu wody*, (w:) U. Soczyńska (red.), *Procesy hydrologiczne*, PWN, Warszawa.
- Stach A., 1985, *Potencjalna denudacja obszarów młodoglacjalnych na przykładzie powierzchni testowej w zlewni górnej Parsęty (uwagi metodyczne)*, Spraw. PTPN, 101, 11–17.
 - 1988, *Przebieg transportu substancji rozpuszczonych i zawiesin w trakcie wezbrania opadowego w dwóch zlewniach dorzecza Parsęty*, Spraw. PTPN, 106, 24–28.

- Szpikowski J., 1988, *Zmiany chemizmu wód gruntowych i powierzchniowych na tle warunków pogodowych w zlewni jeziora Radomyskiego (górną Parsętą) w roku hydrologicznym 1983 i 1984*, Spraw. PTPN, 106, 60–65.
- Tanaka T., Marui A., Yasuhara M., Takayama S., 1983, *Reconnaissance study on suspended sediment discharge during a storm event*, Ann. Rept. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, 9, 32–35.
- Tricart J., 1960, *Zagadnienia geomorfologiczne*, PWN, Warszawa.
- Walling D. E., Webb B. W., 1981, *Water quality*, (w:) J. Lewin (red.), *British rivers*, G. Allen and Unwin, London.
- 1982, *Sediment availability and the prediction of stormperiod sediment yields*, IAHS Publ., 137, 327–337.
- Webb B. W., Walling D. E., 1982, *The magnitude and frequency characteristics of fluvial transport in a Devon drainage basin and some geomorphological implications*, Catena, 9, 9–23.
- 1984, *Magnitude and frequency characteristics of suspended sediment transport in Devon rivers*, (w:) T. P. Burt, D. E. Walling (red.), *Catchment experiments in fluvial geomorphology*, Geo Books, Norwich.
- Wolman M. G., Gerson R., 1978, *Relative scales of time and effectiveness of climate in watershed geomorphology*, Earth Surf. Processes, 3, 189–208.
- Wolman M. G., Miller J. P., 1960, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*, J. Geol., 68, 54–74.
- Woś A., 1977, *Zarys struktury sezonowej klimatu Niziny Wielkopolskiej i Pojezierza Pomorskiego*, Geografia, 15.
- Zwoliński Z., 1985, *Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzeczno-*, Praca dokt., UAM, Poznań.
- 1989, *Geomorficzne dostosowywanie się koryta Parsęty do aktualnego reżimu rzeczno-*, Dokum. Geogr., 3/4.

THE CONTRIBUTION OF CHEMICAL AND MECHANICAL DENUDATION TO THE CONTEMPORARY GEOMORPHIC SYSTEM OF THE UPPER PARSEŃTA RIVER (Western Pomerania)

Summary

A properly modified systems theory provides a good model of the variation of the denudation system of lowland areas. The upper Parsęta catchment basin can be regarded as representative of the young glacial zone of Western Pomerania.

The waters of the upper Parsęta catchment have a medium level of mineralization (295.5 mg dm⁻³). The relationship between water mineralization and discharge is described by an inverse function. From 1 November 1985 to 31 October 1988, 18.709 t of dissolved material left the upper Parsęta catchment. The rate of chemical denudation varied between 28 and 308, with an average of 85 t km⁻²a⁻¹.

In comparison with dissolved material, the transport of suspended material is much more diversified. The rate of mechanical denudation varied between 0.047 and 695, with average of 8.8 t km⁻²a⁻¹. As can be seen, the mechanical denudation rate is almost 10 times lower than that of chemical denudation.

The biggest amount of water is drained from rivers in the winter half-year. This tendency was seen most readily in the hydrological year 1986, although it was also clearly noticeable in 1988. The months of the greatest volume of ionic and suspended material outflow are December, January, February, March and April. The year 1987 was one with the most even outflow of material in the successive months.

On the basis of variation in the discharge of the upper Parsęta the following periods of the activity of denudation processes have been distinguished:

- a) a period of reduced denudation activity from 1 June till 17 October,
- b) a period of average denudation activity from 18 October till 23 March and from 16 April till 31 May,
- c) a period of heightened denudation activity from 24 March till 15 April.

The established regularities determine the character and rate of the contemporary development of the relief of Western Pomerania.

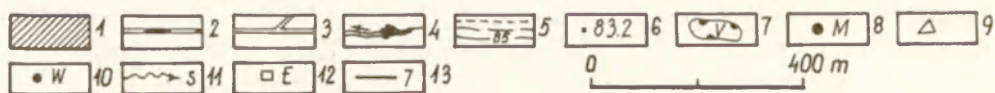
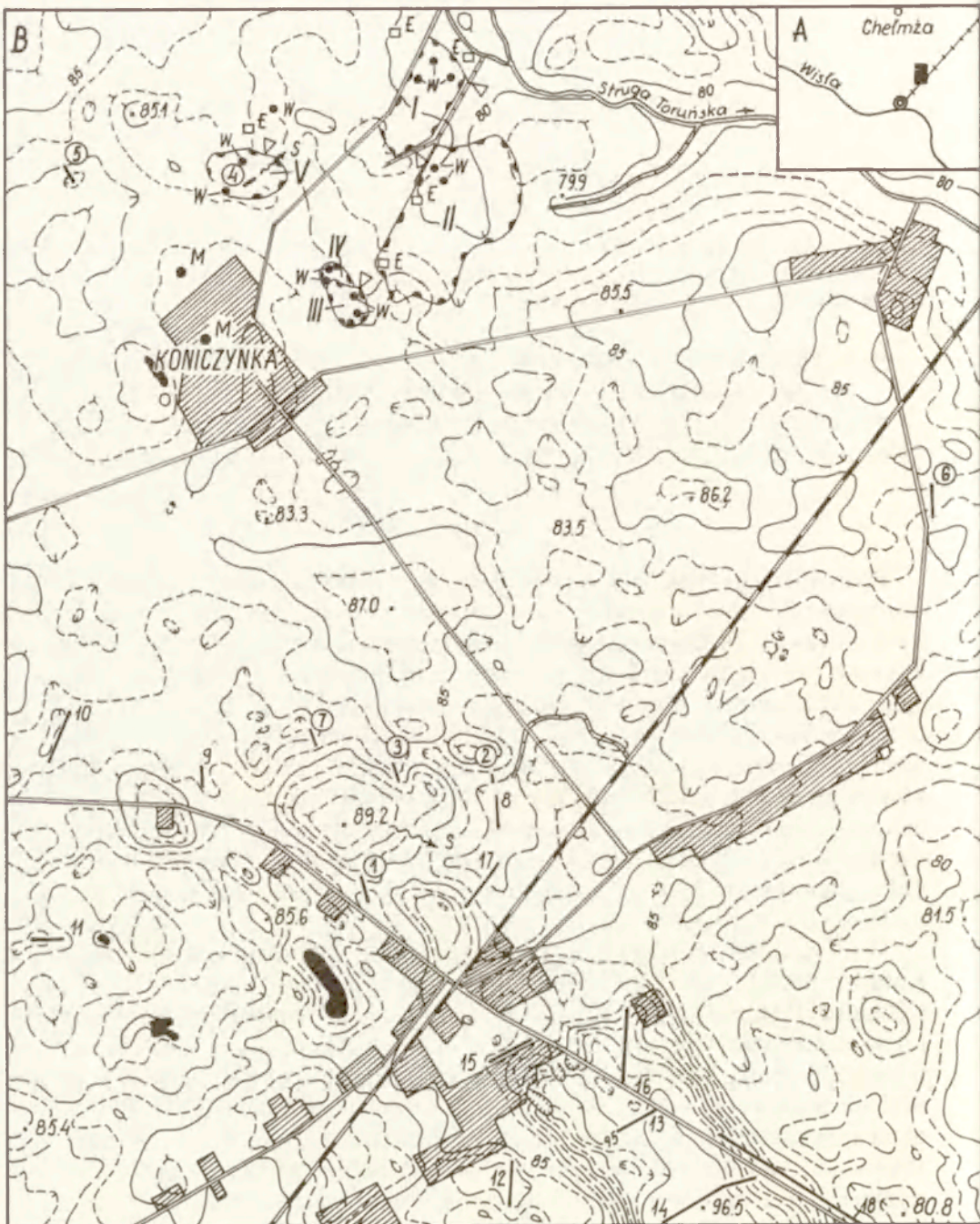
WŁADYSŁAW NIEWIAROWSKI, TADEUSZ CELMER,
KAZIMIERZ MARCINIAK, CZESŁAW PIETRUCIEŃ,
PIOTR PROSZEK, MIECZYŚLAW SINKIEWICZ

PRZEBIEG WSPÓŁCZESNYCH PROCESÓW DENUDACYJNYCH NA MŁODOGLACJALNEJ WYSOCZYŹNIE MORENOWEJ INTENSYWNIENIE UŻYTKOWANEJ ROLNICZO, NA PRZYKŁADZIE OKOLIC KONICZYŃKI, NA PÓŁNOCNY WSCHÓD OD TORUNIA

WSTĘP

Powszechnie przyjmuje się, że odlesianie obszaru Polski i zajmowanie go pod użytkowanie rolnicze spowodowało wywołanie niektórych procesów denudacyjnych (deflacji, splukiwania rozproszonego, przemieszczania gleby po stoku wskutek orki i innych zabiegów agrotechnicznych) lub ich przyśpieszenie (np. splukiwania skoncentrowanego, splęzywania). Melioracje i drenowanie pól natomiast zmieniały naturalny odpływ wody, a zanieczyszczanie atmosfery i stosowanie wapnowania, nawozów sztucznych oraz środków ochrony roślin zmodyfikowały procesy denudacji chemicznej. Mimo istnienia już stosunkowo bogatej literatury i rozpoznania jakościowego głównych współczesnych procesów denudacyjnych na Niżu Polskim, ich znajomość w ujęciu ilościowym jest bardzo słaba, gdyż ujęcie to wymaga wszechstronnych i długotrwałych badań stacjonarnych, słabo dotychczas u nas rozwiniętych.

W ramach CPBP 03.13 grupy tematycznej 02, koordynowanej przez A. Kotarbę z IGiPZ PAN, były prowadzone w latach 1986–1989 w Instytucie Geografii UMK, pod kierunkiem W. Niewiarowskiego, badania współczesnych i uprzednich procesów denudacyjnych w oparciu o istniejący w Koniczyńce, w okolicy Torunia, Rolniczy Zakład Doświadczalny (RZD) i Ośrodek Badawczy Biologii Stosowanej UMK. Były tu między innymi prowadzone od 1950 r. obserwacje meteorologiczne (Marciniak, Lisicka, Marszelewski 1987), a w latach 1983–1985 badania hydrologiczne (Celmer, Marszelewski 1987). Syntetyczne wyniki badań w wyżej wymienionych latach (1986–1989) i w grupie tematycznej są przedmiotem niniejszego artykułu. Charakter badań, lokalizacja obszarów i punktów badawczych przedstawione są na rycinie 1. Większość badań była skoncentrowana na niewielkim obszarze zlewni drenarskich, o łącznej powierzchni 13 ha, a przedstawiony na mapie (ryc. 1) obszar badań obejmuje około 5 km² powierzchni.



ZARYS ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO OBSZARU BADAŃ

Koniczynka i jej okolice położone są w SE części wyróżnionej przez Galona (1984) Równiny Chełmińskiej, będącej częścią Pojezierza Chełmińskiego, w sąsiedztwie Kotliny Toruńskiej należącej do strefy krajobrazu młodoglacjalnego, którego osady i rzeźba terenu były w głównych zarysach kształtowane w późnym vistulianie, w warunkach deglacjacji arealnej, około 17–18 ka temu (Niewiarowski, Tomczak 1969).

Głównymi jednostkami morfogenetycznymi są tu:

- płaska i falista równina morenowa, o wysokościach względnych do 5 m i spadkach do 8°, urozmaicona pagórkami (o wysokości ok. 5–6 m i spadkach do 10°) i wzgórzem (8–12 m, 5–12°) moren martwego lodu,
- równina erozyjna wód roztopowych, o wysokościach względnych do 3 m i nieznacznych spadkach – do 3°.

W obu tych jednostkach występują na ogół drobne (największe o powierzchni 5,69 ha) formy wklęsłe, o głębokości 2–4 m, będące zagłębieniami wytopiskowymi lub wynikłymi z nierównomiernej akumulacji morenowej albo też szczątkami koryt roztokowych (erozyjna równina wód roztopowych).

Głównym osadem górnej części osadów plejstocenijskich jest ciągła warstwa gliny zwałowej z ostatniego zlodowacenia o zmiennej miąższości (2–10 m), wychodząca na powierzchnię głównie na degradowanych stokach, charakteryzująca się znaczną przewagą frakcji piaszczysto-mułkowej (do 80%), zawartością frakcji ilastej do 24%, frakcji żwirowej jedynie do 5% i znacznym udziałem węglanów (7–18%). Na glinie tej na wysoczyźnie morenowej występują najczęściej gliniasto-piaszczyste osady moreny ablacyjnej, zalegającej również na utworach wodnolodowcowych moren martwego lodu, lub lokalnie osady ablacyjne piaszczysto-pylaste, na równinie zaś wód roztopowych na glinie zalega 0,2–1,5 m osadów piaszczystych (sandrowych), które ulegając przeobrażeniu mają obecnie charakter piasków gliniastych.

W płytkich zagłębieniach bezodpływowych występują osady denudacyjne, o miąższości do 1 m, lub piaski próchniczne i mursze, a w głębszych – mineralne osady jeziorne (drobne piaski, mułki, margle) i osady biogeniczne, gytie i torfy (torfy o miąższości 0,5–2,0 m).

Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań (A). Mapa sytuacyjno-hipsometryczna z lokalizacją obszarów i punktów badawczych (B)

1 – obszary zabudowane, 2 – linia kolejowa, 3 – drogi, 4 – cieki i zbiorniki wodne, 5 – poziomic, 6 – punkty wysokościowe, 7 – badane zlewnie drenarskie, 8 – punkty pomiarów meteorologicznych, 9 – punkty pomiarów odpływu i chemizmu wody, 10 – punkty pomiarów wilgotności gruntów, 11 – pola pomiarów splukiwania rozproszonego i liniowego, 12 – punkty pomiarów zjawisk eolicznych, 13 – linie przekrojów geologicznych; cyfry w kółku oznaczają przekroje przedstawione na rycinie 7

Location of the study area (A). Hypsometric map with location of research fields and measuring points (B)

1 – villages, 2 – railway, 3 – roads, 4 – streams and ponds, 5 – isohypses, 6 – altitude points, 7 – investigated draining catchments, 8 – meteorological measuring points, 9 – points to measure water runoff and chemical content of water, 10 – points to measure soil moisture, 11 – points to measure surficial slope wash and rill erosion, 12 – points to measure aeolian processes, 13 – geological cross-sections; numbers in circles mark cross-sections shown on Fig. 7

Na stokach form wypukłych i u ich podnóża oraz w dnach form wklęsłych występują osady denudacyjne, o zmiennej miąższości, maksymalnie do 2,5 m. Ustalono, że występują tu późnoglacialne osady denudacyjne, pochodzące głównie ze splukiwania i kongeliflukcji, o miąższości 0,4 – 1,3 m oraz neholoceńskie osady denudacyjne, powstałe po odlesieniu i zajmowaniu terenu pod użytkowanie rolnicze (denudacja antropogeniczna). Przed odlesieniem w holocenie, pod ochronną pokrywą lasów, procesy denudacji mechanicznej nie zachodziły (brak odpowiednich osadów).

Na tych zróżnicowanych utworach rozwinęły się gleby o mozaikowym układzie (Dziadowiec, Plichta 1987). Na polach RZD, stanowiących znaczną większość przedstawionego na rycinie 1 obszaru, występują głównie gleby brunatne właściwe (33%) i wylugowane (18%) oraz czarne ziemie zdegradowane (33%) i właściwe (4%). Nieznaczną rolę odgrywają gleby płowe (6%), rdzawe i murszowate (po 3%).

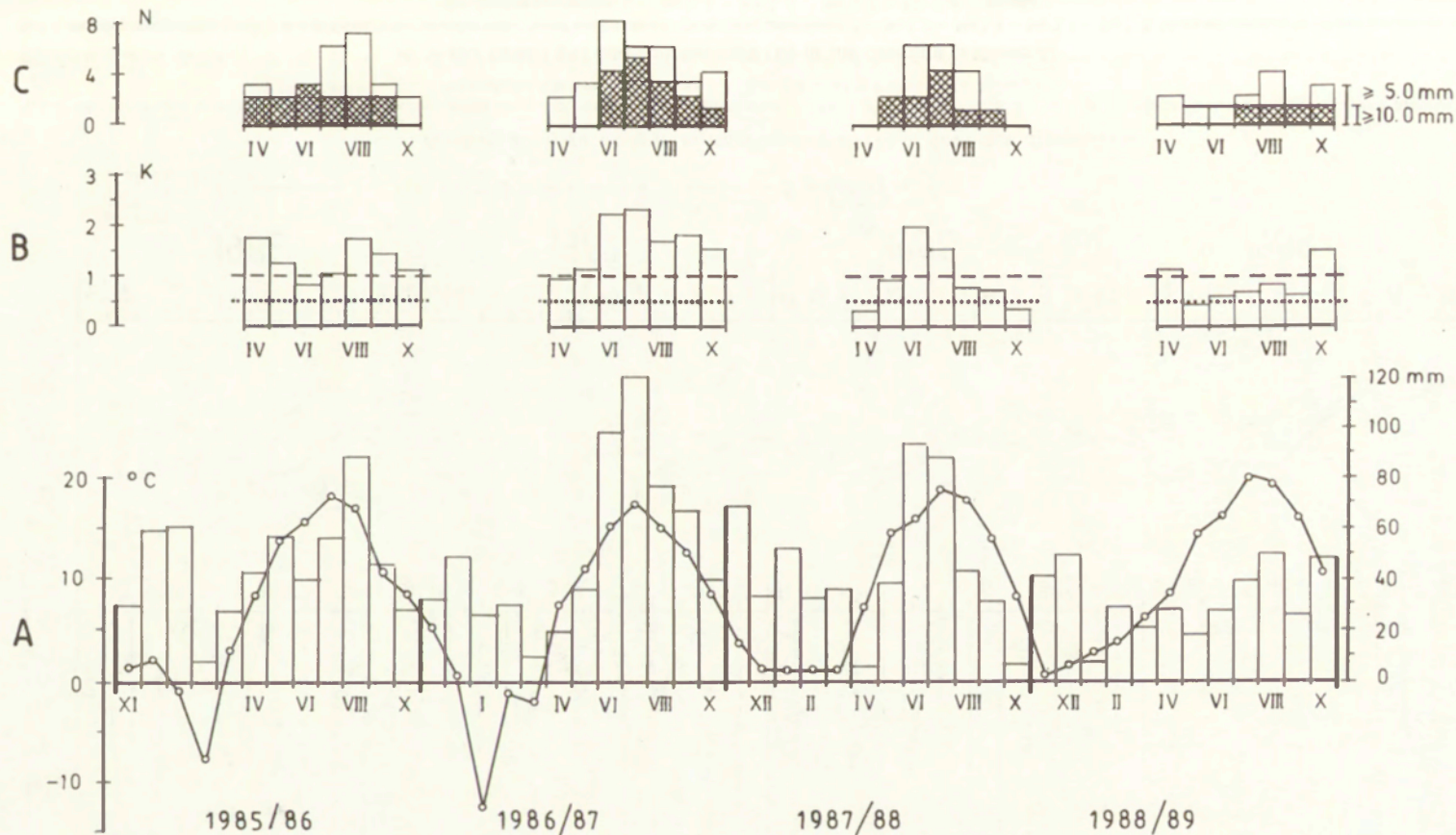
Badany obszar znajduje się w przyrzeczu Strugi Toruńskiej, odwadniany jest rowami melioracyjnymi i siecią drenów. Drenowanie pól zostało tu dokonane w końcu XIX i na początku XX w., a w późniejszym okresie drewny podlegały renowacji. Potrzeba drenowania pól wynika z faktu, że na tym równinnym terenie, z płytko zalegającą gliną zwałową, w latach mokrych występowało podtapianie, a nawet zalewanie pól. Drenowanie pól spowodowało istotne zmiany hydrologiczne, polegające na wzroście i przyspieszeniu odpływu wód, ograniczeniu sieci rowów, przesuszeniu większości mokradeł oraz zajęciu ich pod uprawy rolne. Występujące tu drobne zbiorniki wodne są przeważnie zbiornikami wtórnymi, powstałymi w obniżeniach po eksploatacji torfu lub w obniżeniach sztucznie pogłębionych.

Obszar Ziemi Chełmińskiej był odlesiany już w początkowych fazach neolitu. W późniejszym czasie można wyróżnić fazy intensyfikacji, osłabienia lub zaniku osadnictwa (Chudziakowa 1974). Ciągłe osadnictwo i użytkowanie rolnicze datuje się tu zapewne od średniowiecza. Współcześnie poza terenami zabudowanymi i szlakami komunikacyjnymi oraz nielicznymi nieużytkami i użytkami zielonymi cały pozostały obszar stanowią grunty orne (ponad 90%), na których jedynym typem roślinności są rośliny uprawne. Jest tu całkowity brak lasów.

WYNIKI BADAŃ I ICH INTERPRETACJA

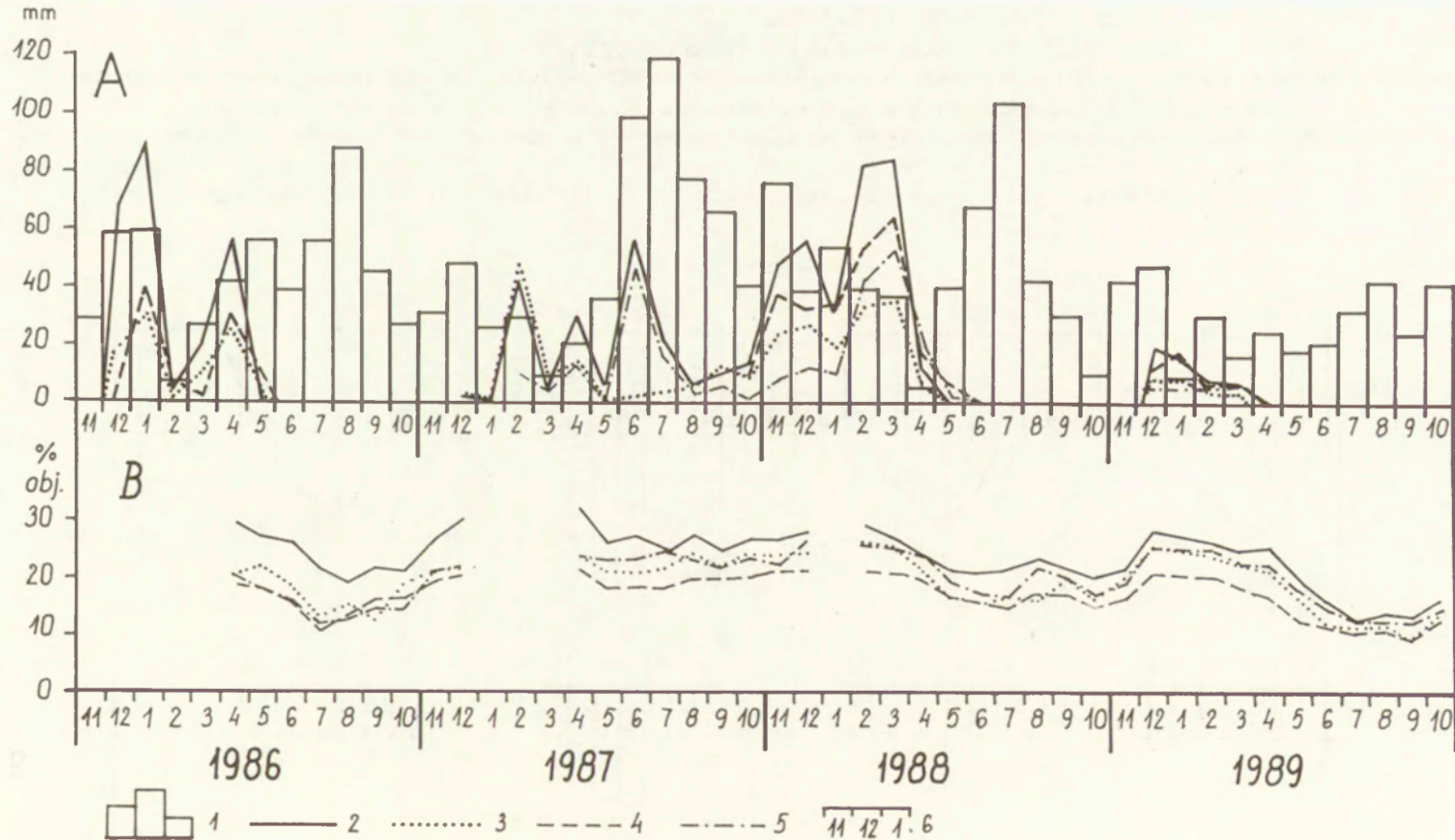
PRZEBIEG WYBRANYCH ELEMENTÓW METEOROLOGICZNYCH W OKRESIE BADAŃ

W ciągu analizowanych czterech lat hydrologicznych (1986 – 1989) jedynie w 1986 r. średnia roczna temperatura była zbliżona do wartości średniej wieloletniej (7,6°C), z okresu 1951 – 1980. Rok 1987 był wyraźnie chłodniejszy, głównie ze względu na bardzo mroźny styczeń (śr. mies. – 12,6°C). Lata 1988 i 1989 wyróżniały się wybitną anomalią dodatnią, na tle średniej wieloletniej (śr. roczne temp. odpowiednio 8,8° i 9,9°C), gdyż wszystkie średnie miesięczne temperatury powietrza (ryc. 2) były dodatnie, a rok 1989 należał do najcieplejszych w całym



Ryc. 2. Średnie miesięczne temperatury powietrza i sumy opadów atmosferycznych (A), wielkości współczynnika hydrotermicznego K. Sieljaninowa (B) i liczby dni z opadem $\geq 5,0$ mm i $\geq 10,0$ mm w Koniczynie w latach hydrologicznych 1985/86–1988/89 (C)

Mean monthly air temperatures and precipitation totals (A), hydrothermal coefficient by Sieljaninov (B), number of days with rainfall $\geq 5,0$ mm and $\geq 10,0$ mm at Koniczynka. Measurement period 1985/86–1988/89 (C)



Ryc. 3. Przebieg odpływu wody (A) i wilgotności gleb (B) w zlewniach drenarskich

A. 1 – miesięczne sumy opadów w mm w Koniczynie; miesięczne sumy odpływu wody w mm w zlewniach: 2 – nr 1, 3 – nr 2, 4 – nr 3, 5 – nr 5. B. Uśrednione wartości wilgotności gleb w procesach objętościowych w zlewniach: 2 – nr 1, 3 – nr 2, 4 – nr 3, 5 – nr 5; 6 – miesiąc

Water runoff (A) and soil moisture (B) in the draining catchments

A. 1 – monthly precipitation totals in mm at Koniczynka; monthly water runoff totals in mm in the draining catchments: 2 – No 1, 3 – No 2, 4 – No 3, 5 – No 5. B. Mean soil moisture in volume percentages in the draining catchments: 2 – No 1, 3 – No 2, 4 – No 3, 5 – No 5; 6 – months

ostatnim stuleciu. Taki przebieg temperatury spowodował, że temperatura gruntu poniżej 0°C osiągnęła głębokość ≥ 50 cm tylko w czasie zimy 1986 r. (w lutym i pierwszej połowie marca) i 1987 (I–III). W pozostałych latach izoterma 0°C tylko w kilku dniach osiągnęła 20 cm (XII, 1987) lub zaledwie 10 cm (XI, 1988). Podobnie pokrywa śnieżna zalegała powyżej miesiąca jedynie w latach 1986 i 1987. W pozostałych latach zimy były bezśnieżne (zaleganie ciągłej pokrywy śnieżnej o miąższości 5 cm trwało jedynie kilka dni) i bez większych mrozów. Sprawilo to, że w tych latach nie wystąpiły zupełnie zjawiska denudacji, związane z głębokim przemarzaniem gruntu (np. soliflukcja) i topnieniem pokrywy śnieżnej (por. Churska 1973), a we wcześniejszych dwu latach rozwój tych zjawisk był bardzo ograniczony.

Sumy roczne opadów atmosferycznych w latach 1986–1988 były zbliżone do średnich wieloletnich (554,4 mm), a odchylenia nie przekraczały 8% (ryc. 2). Natomiast wybitnie suchym był rok hydrologiczny 1989, gdyż opady stanowiły jedynie 2/3 sumy średniej wieloletniej, a w okresie wegetacyjnym (IV–X) zaledwie 1/2 tej sumy.

Przedstawiony na rycinie 2 B współczynnik hydrotermiczny Sieljaninowa wskazuje między innymi, że w latach 1988 i 1989 aż w pięciu miesiącach ciepłej pory roku występowała posucha. Pozwala on na korelacje z odpływem wody w zlewniach drenarskich (ryc. 3), a przedstawiona liczba dni z opadem ≥ 10 mm (ryc. 2 C) informuje o potencjalnej możliwości wystąpienia procesów splukiwania rozproszonego.

PRZEBIEG ODPLYWU WODY ZE ZLEWNI DRENARSKICH W LATACH 1986–1989

Badane zlewnie drenarskie występują na polach uprawnych, ich lokalizacja podana jest na rycinie 1, a syntetyczna charakterystyka przedstawiona jest w tabeli 1. Z charakteru budowy geologicznej zlewni wynika, że odprowadzane drenami wody należą do wód wierzchówkowych i glebowych. Wyniki badań odpływu wód zawierają tabela 2 i rycina 3.

Z przedstawionych materiałów wynika, że odpływ wód w zlewniach drenarskich cechuje się bardzo dużą zmiennością. Ciągły odpływ odbywał się, ze zmienną długością okresu odpływu, jedynie w półroczu zimowym, kiedy to z różnych zlewni drenarskich odpływało 25–85% wód opadowych, przy średniej z badanego obszaru 49%, przy czym w niektórych zlewniach w tym półroczu zdarzały się przypadki większego odpływu niż opad. W półroczu letnim, mimo stałej przewagi sumy opadów w stosunku do półrocza zimowego, wskutek wzrostu temperatury powietrza i wzrostu parowania oraz pobierania wody przez roślinność, odpływ wybitnie malał lub zanikał zupełnie na okres 5–6 miesięcy (lata 1986, 1988, 1989). W półroczu letnim odpływało jedynie 3,4–10% (średnio 5,3%) sumy opadów. Jedynie w 1987 r. odpływ wody odbywał się z krótkimi przerwami przez cały rok. Kulminacje odpływu były związane z roztopami i rozmarzaniem gruntu lub w półroczu letnim z dużymi opadami (1987 r.). Średnie roczne odpływy z 4 lat stanowiły w poszczególnych zlewniach 18–40% sumy opadów (średnio ze wszystkich zlewni 22,4%). Powyższe stwierdzenia

Tabela 1. Wybrane cechy fizycznogeograficzne badanych zlewni drenarskich

Nr zlewni	Powierzchnia w ha	Rodzaj rzeźby	Deniwelacje w m	Mięszość osadów na glinie w m	Litologia osadów	Przeważające typy gleb
1	2,44	erozyjna równina wód roztopowych	2	0,5–1,0	piaski gliniaste mocne, lekkie, luźne i lokalnie utwory organiczne	murszaste i czarne ziemie zdegradowane
2	8,10	część stoku wysoczyzny erozyjna równina wód roztopowych	4,5 1,5	0,3–0,5 0,5–0,8	piaski gliniaste lekkie i mocne piaski gliniaste mocne, lokalnie wkładki osadów mineralnoorganicznych	brunatne wylugowane czarne ziemie właściwe i zdegradowane
3	0,62	równina morenowa płaska	do 1	–	glina lekka i średnia	brunatne właściwe
5	1,70	stok wysoczyzny morenowej: – degradowany – agradowany	do 2,6	0–0,3 do 0,7	glina średnia i lekka, piaski gliniaste lekkie, pyłaste glina lekka pyłasta, piaski gliniaste mocne	brunatne właściwe i gleby płowe płowe i czarne ziemie zdegradowane

Tabela 2. Sumy opadów atmosferycznych, wartości odpływów wody w zlewniach drenarskich oraz średnie wilgotności gleb na polach RZD UMK w Koniczynie

Lata i półrocza hydrologiczne	Sumy opadów w mm (P)	Odpływ wody ze zlewni drenarskich w mm								Średnia wilgotność gleb w % objętościowych w zlewniach				
		nr 1		nr 2 ¹		nr 3 ¹		nr 5		nr 1	nr 2	nr 3	nr 5	
		H	C	H	C	H	C	H	C					
1986	I	223,1	241,9	1,08	86,7	0,39	87,4	0,39	—	—	29,5	20,1	18,6	20,5
	II	311,1	9,5	0,03	3,5	0,01	13,2	0,04	—	—	22,8	16,5	14,9	14,5
	R	534,2	251,4	0,47	90,2	0,17	100,6	0,19	—	—	26,1	18,3	16,8	17,5
1987	I	161,4	78,9	0,49	75,6	0,47	—	—	26,9	0,17	29,4	22,0	20,2	21,9
	II	436,2	111,4	0,26	32,7	0,07	—	—	54,9	0,13	25,9	22,2	18,9	23,1
	R	597,6	190,3	0,32	108,3	0,18	—	—	81,8	0,14	27,7	22,1	19,5	22,5
1988	I	249,6	312,2	1,25	145,8	0,58	239,9	0,96	96,3	0,39	26,8	24,2	20,7	24,8
	II	292,3	1,4	0,00	0,5	6,6	0,02	2,7	0,01	21,2	16,8	15,9	18,6
	R	541,9	313,6	0,58	146,3	0,27	246,5	0,46	99,0	0,18	24,0	20,5	18,3	21,7
1989	I	167,9	51,8	0,31	23,6	0,14	45,4	0,27	23,0	0,14	25,3	22,8	18,6	22,9
	II	176,9	0,1	15,4	12,1	11,0	13,7
	R	344,8	51,8	0,15	23,6	0,07	45,4	0,13	23,1	0,07	20,3	17,4	14,8	18,3
Średnie z okresu badań	I	200,5	171,2	0,86	82,9	0,41	124,2	0,62	48,7	0,25	27,7	22,3	19,5	22,5
	II	304,1	30,6	0,10	9,2	0,03	6,6	0,02	19,2	0,06	21,3	16,9	15,2	17,5
	R	504,6	201,8	0,40	90,1	0,18	130,8	0,26	67,9	0,13	24,5	19,6	17,3	20,0

Oznaczenia: I – wartości półrocza zimowego, II – wartości półrocza letniego, R – wartości roczne, P – opady atmosferyczne, H – wskaźnik odpływu w mm, C – współczynnik odpływu $C=H/P$.

¹ – dane ze zlewni drenarskich badanych w programie CPBP 02.10.

mają istotne znaczenie dla określenia składników opadowego i nawozowego przy obliczaniu wielkości denudacji chemicznej.

Mimo pozornie słabego zróżnicowania środowiska geograficznego badanych zlewni drenarskich, zaznaczyły się w nich — w zależności od zawartości próchnicy w glebie, miąższości i litologii osadów zalegających na glinie oraz rzeźby terenu — bardzo znaczne różnice w wielkości odpływu wód (por. tab. 2).

WYNIKI BADAŃ SPŁUKIWANIA ROZPROSZONEGO I SKONCENTROWANEGO

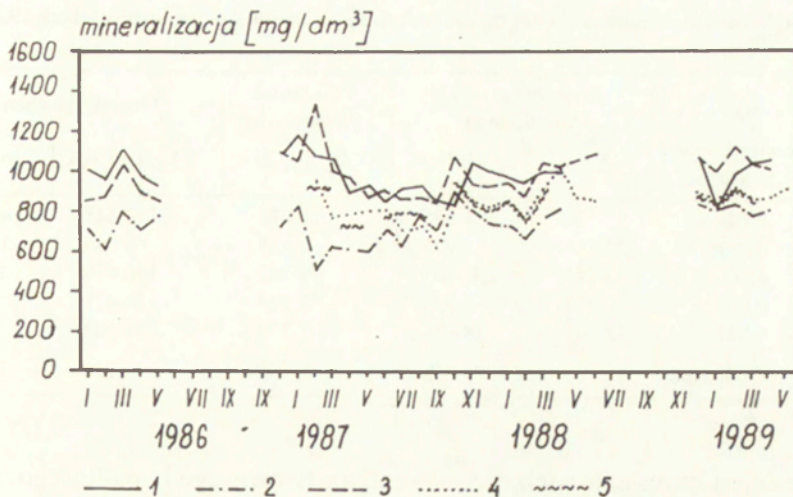
Badania prowadzone były na stoku wysoczyznowym o spadku około 2° (nr 1) w ciągu 4 lat i na stoku pagórka (ryc. 1) o spadkach $6-7^{\circ}$ (nr 2), w okresie IX 1988 — VIII 1989 r. Spłukiwanie rozproszone badano przy użyciu łapaczy typu otwartych rynien Gerlacha (1966), rozmieszczonych na lokalnych bazach denudacyjnych w ilości 5—7 sztuk. Długość pasów obserwacji wynosiła 10—78 m. Spłukiwanie skoncentrowane badano metodą kartowania terenowego na podkładzie topograficznym w skali 1:500. Spłukiwanie rozproszone na stoku nr 1 wystąpiło w ilościach możliwych do zmierzenia jedynie jesienią 1986 i wiosną 1987 r., a na stoku nr 2 jesienią 1988 r. oraz zimą (beźśnieżną) i wiosną 1989 r. Wyniki pomiarów z poszczególnych łapaczy przeliczono na m^2 powierzchni stoku. Na stoku nr 1 wielkość tego spłukiwania w okresie jego występowania wynosiła średnio $41,3 \text{ g/m}^2/\text{rok}$, a na stoku nr 2 — średnio $44,4 \text{ g/m}^2/\text{rok}$.

Spłukiwanie skoncentrowane wystąpiło na stoku nr 1 jedynie wiosną 1987 r. podczas topnienia pokrywy śnieżnej i opadów deszczu o natężeniu $4,0-8,5 \text{ mm/h}$ (czterokrotnie). Na obszarze testowym o powierzchni $1,73 \text{ ha}$ formy tego spłukiwania wystąpiły na powierzchni $0,17 \text{ ha}$, z której został przemieszczony materiał glebowy o objętości około 15 m^3 , to jest o masie około 30 ton.

Warto podkreślić, że oba typy spłukiwania mogą wystąpić na terenach uprawnych, przy sprzyjających warunkach, na stokach o bardzo małych spadkach (2°), i że wystąpiły one tu sporadycznie w okresach braku lub słabego rozwoju roślinności uprawnej, a sprzyjającym czynnikiem była też wyrównana mikrorzeźba stoku (po bronowaniu lub włókowaniu). W innych przypadkach, przy deszczach o podobnym natężeniu, spłukiwanie o podobnej wielkości nie wystąpiło. Badania form i osadów pochodzących ze spłukiwania na polach uprawnych jest utrudnione, gdyż skutki jego są szybko niwelowane przez rolników. W strefach jednak częstszego występowania bruzd deszczowych wytwarzają się z czasem niecki zmywowe (por. ryc. 8).

WYNIKI BADAŃ DENUDACJI CHEMICZNEJ

Próby do analizy chemicznej wód drenowych z pięciu zlewni drenarskich pobierano co 3—4 dni. Ich mineralizację badano oznaczając suchą pozostałość metodą konduktometryczną (Janiec 1982), a obliczenia denudacji chemicznej dokonano metodą hydrometryczną (Pulina 1974). Średnie miesięczne wartości mineralizacji wód drenowych przedstawione są na rycinie 4, na której zaznaczają się różnice w mineralizacji wód w poszczególnych zlewniach. W wodach dreno-



Ryc. 4. Średnie miesięczne mineralizacji wód drenowych w zlewniach 1–5
Mean monthly values of water mineralization on catchments 1–5

wych nie stwierdzono zawiesiny mineralnej w istotnych ilościach. Jedynie zimą 1986 i 1987 r. wystąpiło podniesienie mineralizacji wód, związane z efektem kriogenicznym (Kowalkowski 1973), to jest wzbogacenie odpływających wód w związku chemiczne wytrącające się podczas zamarzania wody. Mineralizacja wód drenowych wahała się od około 500 do około 1360 mg/dm³, przy średniej 869,9 mg/dm³. Jest to wartość o wiele wyższa niż w wodach rzek niżowych, ale zbliżona do wartości w wodach innych zlewni drenarskich (Pondel, Terelak 1981). Nie stwierdzono zależności pomiędzy rodzajem upraw i stanem wegetacji roślin a poziomem mineralizacji wód drenowych. Ilość substancji rozpuszczonych i wyniesionych w poszczególnych latach poza obręb zlewni przedstawia tabela 3. Jest ona ściśle związana z wielkością odpływu ze zlewni w danym roku.

W tabeli 4 podana jest szacunkowa wielkość denudacji chemicznej w badanych zlewniach drenarskich. Zasadniczym jednak problemem w obliczaniu jej

Tabela 3. Ilość substancji chemicznych rozpuszczonych w wodach drenowych wyniesionych poza granice zlewni w okresie badań

nr	Zlewnie powierzchnia w ha	Ilość materiału rozpuszczonego i wyniesionego w kg/rok			
		1986	1987	1988	1989
1	2,4	5 147	3 799	7 524	1 254
2	8,1	5 252	3 676	10 255	1 529
3	0,6	—	1 957	1 492	292
4	0,2	—	53	162	7
5	1,7	—	628	1 096	277

Tabela 4. Wielkość denudacji chemicznej w badanych zlewniach drenarskich w latach 1986–1989

nr	Zlewnie powierzchnia w km ²	Masa materiału wyniesionego		Składnik nawozowy kg/km ² /rok	Denudacja chemiczna	
		kg	kg/km ² /rok		kg/km ² /rok	mm/ka
1	0,024	17 724	184 625	11 077	173 548	433,9
2	0,081	20 711	63 923	3 835	60 088	150,2
3	0,006	3 741	156 041	9 362	146 679	366,6
4	0,002	293	36 625	2 197	34 428	86,1
5	0,017	2 641	38 838	2 330	36 508	91,3
Średnio:			96 010	5 760	90 250	225,6

wielkości jest określenie wielkości składnika nawozowego i opadowego. Normy stosowane w rolnictwie przewidują takie ilości nawozów sztucznych, aby całość ich mogła być zużyta przez rośliny w ciągu jednego sezonu. Ilość wysypywanych nawozów sztucznych na polach RZD Koniczynka nie przekracza 200 kg/ha/rok. Biorąc pod uwagę ilość wynoszonych związków chemicznych z badanych zlewni w ciągu roku z hektara (średnio ponad 1 t) oraz wielkość nie zużytych przez rośliny nawozów sztucznych, w nawiązaniu do literatury (Wilamski, Śliwa 1987; Kostrzewski, Zwoliński 1985; Pietrowa, Gospodinow 1987) oszacowano udział składnika nawozowego w wodach badanych zlewni na 6%. Mimo różnych prób szacunku (Chojnacki 1967; Wilamski 1978; Kostrzewski, Zwoliński 1985) nadal nie jest wiadomo jaka ilość związków chemicznych zawartych w wodach opadowych jest zużywana przez roślinność i jaka jest odprowadzana przez wody podziemne. Dlatego też składnik opadowy nie jest uwzględniony w tabeli 4.

DENUDACJA CHEMICZNA I MECHANICZNA W ZLEWNI STRUGI TORUŃSKIEJ

Zlewnia Strugi Toruńskiej, w której zlokalizowany jest obszar okolic Koniczynki, położona jest na Pojezierzu Chełmińskim i w Kotlinie Toruńskiej, a jej obszar wynosi 370,3 km², z tym że pojezierna część zlewni, powyżej profilu pomiarowego w Grębocinie, wynosi 350 km². Obszar zlewni jest intensywnie użytkowany rolniczo, gdyż grunty orne stanowią 71,6%, użytki zielone 8,5%, wody 3%, i pozostałe grunty 10,9%. Długość rzeki wynosi 51,3 km, średni spadek 1,26‰, a przeciętny przepływ 0,43 m³. Stosunki wodne w zlewni charakteryzują się dużym stopniem ingerencji człowieka, gdyż obszary zmeliorowane stanowią 35,4%, a zdrenowane 25,4%. Pobór wody ze zlewni dla zakładów przemysłowych dochodzi do 0,388 m³/s.

O denudacji chemicznej w sposób uproszczony i zgeneralizowany świadczy ilość wynoszonych ze zlewni związków chemicznych, rozpuszczonych w wodzie (C_R), pomniejszonych co najmniej o składnik nawozowy, a o denudacji mechanicznej wynoszenie rumowiska unoszonego (C_U).

Badania transportu rumowiska w Strudze Toruńskiej prowadzone są systematycznie od 1981 r. (Pietrucień, Szczepanik, Skowron 1984), a pobór wody do analiz chemicznych odbywał się co 2 tygodnie. Uśrednione wyniki badań z lat 1986–1989 (Olejniczak 1989) przedstawione są w tabelach 5–7 i na rycinach 5 i 6.

Na ich podstawie można stwierdzić między innymi, że:

– stężenie związków chemicznych (roztworów) w wodach Strugi Toruńskiej jest stosunkowo wysokie i wynosi średnio $658,3 \text{ mg/dm}^3$, a więc jest znacznie wyższe niż w wielu innych rzekach (Wilamski 1978; Kostrzewski, Zwoliński 1985).

Tabela 5. Średnie miesięczne i roczne przepływy (w m^3/s) na Strudze Toruńskiej w Grębcinie w latach hydrologicznych 1987–1988

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Średnie roczne
1987	0,11	0,10	0,10	1,17	1,27	0,47	0,19	0,16	0,34	0,19	0,19	0,22	0,47
1988	0,55	0,95	0,90	3,06	5,15	1,11	0,26	0,18	0,20	0,14	0,09	0,07	0,90
Średnie	0,33	0,57	0,50	2,11	3,21	0,79	0,22	0,17	0,27	0,16	0,14	0,14	0,68

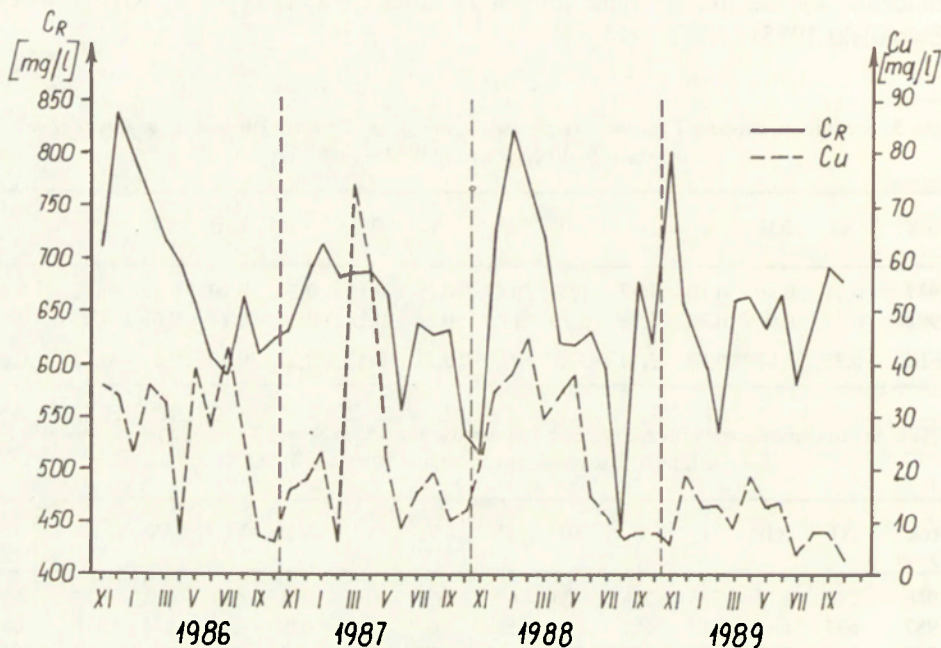
Tabela 6. Średnie miesięczne i roczne stężenie roztworów w wodach Strugi Toruńskiej w Grębcinie w latach hydrologicznych 1986–1989 (mg/l)

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Średnie roczne
1986	712	839	796	756	720	696	650	604	591	665	608	625	688
1987	635	681	713	681	688	687	667	554	639	629	634	531	645
1988	515	731	822	770	723	618	619	632	596	440	682	618	647
1989	803	658	616	538	662	665	634	668	578	640	690	680	653
Średnie	666	727	737	686	698	666	642	615	601	594	654	614	658
			696,8						619,7				

Tabela 7. Średnie miesięczne i roczne koncentracje unosin w wodach Strugi Toruńskiej w Grębcinie w latach hydrologicznych 1986–1989 (mg/l)

Rok	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	Średnie roczne
1986	36,3	34,5	23,1	36,4	32,0	7,1	39,3	28,3	43,1	26,5	6,8	6,0	26,6
1987	15,6	18,0	23,2	6,1	74,0	59,2	22,3	8,7	15,5	18,5	10,1	12,4	23,6
1988	21,0	35,0	37,7	44,9	30,2	34,0	38,2	14,8	10,6	6,8	8,2	8,4	24,1
1989	5,6	18,5	13,2	13,4	8,6	18,7	13,0	14,2	4,4	7,8	7,5	3,0	10,6
Średnie	19,6	26,5	24,3	25,2	36,2	29,7	28,2	16,5	18,4	14,0	8,2	7,5	21,3
		26,9							15,6				

– podobnie koncentracja unosin, wynosząca średnio $21,3 \text{ mg/dm}^3$, jest wyższa niż w innych rzekach pojeziernych (Brański 1972). Jest to spowodowane przede wszystkim intensywnym użytkowaniem rolniczym zlewni. Zarówno stężenie substancji chemicznych, jak i koncentracja unosin były wyższe w półroczu zimowym (odpowiednio $696,8 \text{ mg/dm}^3$ i $26,9 \text{ mg/dm}^3$) niż w półroczu letnim ($619,7 \text{ mg/dm}^3$ i $15,6 \text{ mg/dm}^3$). Stwierdzono wyraźną zmienność czasową stężenia roztworów i koncentracji unosin (ryc. 5 i 6), przy równoczesnym braku wyraźnego powiązania z opadami w poszczególnych latach.



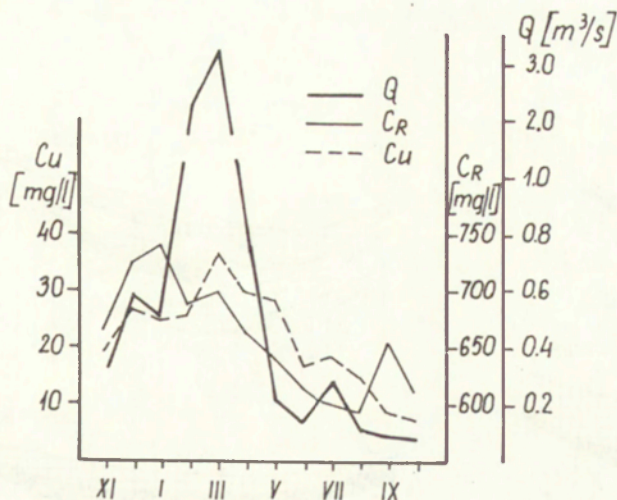
Ryc. 5. Średnie miesięczne stężenie roztworów (C_R) i koncentracja unosin (C_U) w wodach Strugi Toruńskiej w Grębocinie

Mean monthly concentration of dissolved matter (C_R) and suspended matter (C_U) in Struga Toruńska at Grębocin

Przy znajomości objętości przepływu wody w Strudze Toruńskiej w latach 1987–1988 można było obliczyć roczne masy wyniesionych substancji chemicznych i unosin. Średnia z 2 lat wynosiła dla związków chemicznych $38,61 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, a dla unosin $1,57 \text{ t/km}^2/\text{rok}$. Po odliczeniu składnika nawozowego, podobnie jak w zlewniach drenarskich (6%), denudacja chemiczna wyniosła $14,30 \text{ mm/ka}$, a denudacja mechaniczna $0,58 \text{ mm/ka}$.

DENUDACJA ANTROPOGENICZNA I JEJ ROLA W PRZEOBRAŻANIU RZĘBY TERENU

Pod pojęciem „denudacja antropogeniczna” rozumiane są zarówno naturalne procesy denudacyjne (stokowe), jak na przykład procesy splukiwania czy ruchów masowych, ale wywołane i uaktywnione działalnością człowieka (głównie rolniczą), jak i procesy denudacji agrotechnicznej, polegającej na przemiesz-



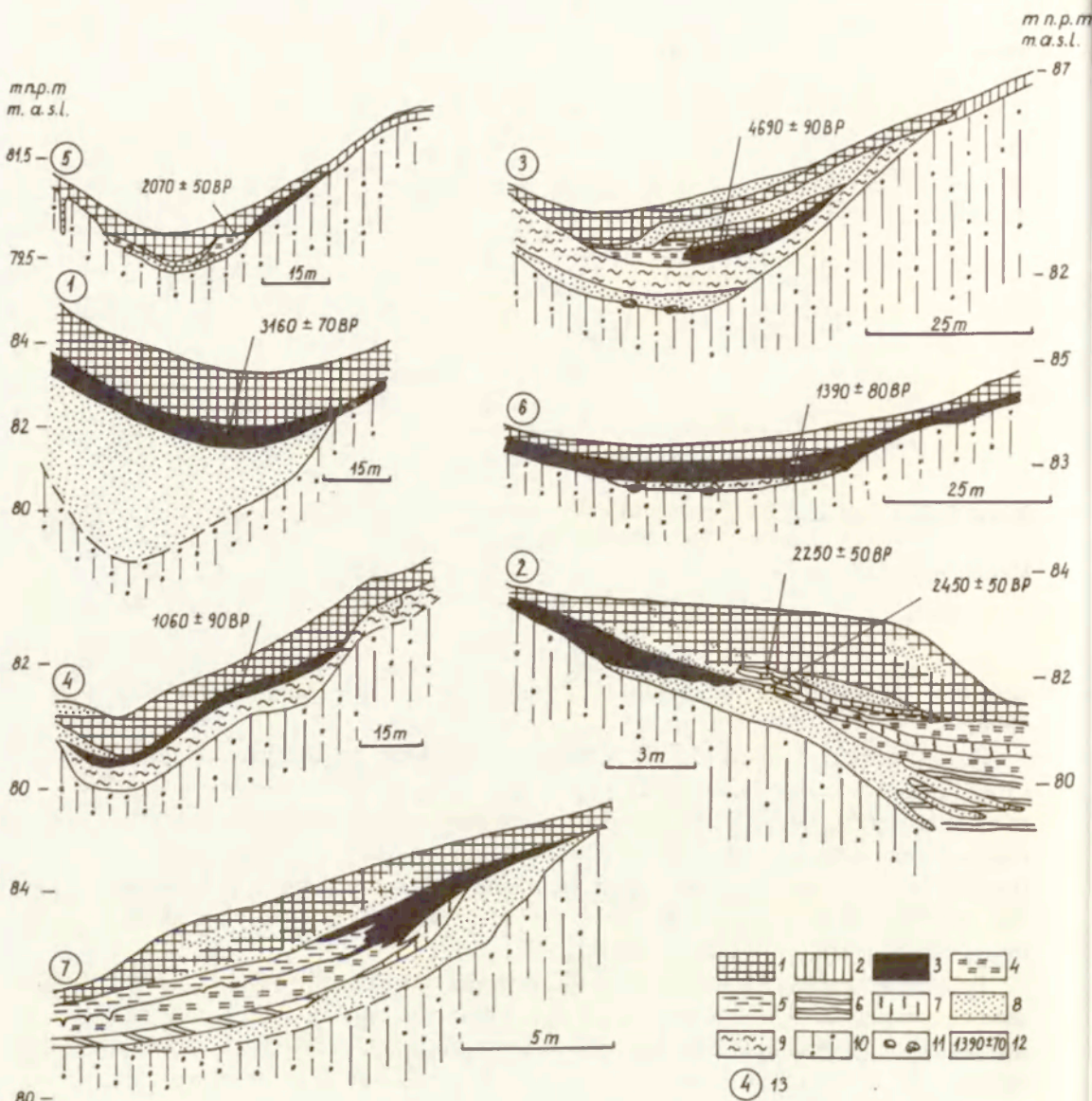
Ryc. 6. Średnie miesięczne wieloletnie (1986–1989) przepływy (Q) oraz stężenie roztworów (C_R) i unosin (C_U) w Strudze Toruńskiej w Grębocinie
 Mean monthly discharges for the years 1986–1989 (Q), dissolved matter (C_R) and suspended matter (C_U) in Struga Toruńska at Grębocin

czaniu w dół stoku gleby przez maszyny i narzędzia rolnicze (Sinkiewicz 1989, 1990).

Szczegółowe badania w okolicy Koniczynki wykazały, że pokrywy denudacyjne pochodzące z denudacji antropogenicznej osiągają stosunkowo znaczną miąższość, rzędu 0,4–1,5 m, i zalegają najczęściej na glebach kopalnych lub osadach organicznych, albo też na późnoglacialnych osadach denudacyjnych (ryc. 7). Ich budowa, charakteryzująca się między innymi brakiem warstwowania, zróżnicowanym uziarnieniem, słabym wysortowaniem i zawartością materii organicznej, pozwala określić je jako diamikton rolny.

Rozmieszczenie stoków silnie degradowanych i antropogenicznych pokryw denudacyjnych, na tle form plejstocenijskich, obrazuje rycina 8. Pokrywy te na kontakcie z zagłębieniami, porośniętymi roślinnością łąkową, tworzą najczęściej terasy rolne ze skarpami o wysokości 0,4–1,4 m. Stwierdzono, że skarpy te przesuwały się, a niektóre z nich w ciągu ostatnich lat przesunęły się o 5–10 m, w skrajnych przypadkach o 33 m.

Przy zastosowaniu metody Gerlacha (1966) i uwzględnieniu wieku stropu gleb kopalnych obliczono wielkość i tempo denudacji antropogenicznej (tab. 8). Jest oczywiste, że nie było ono równomierne w czasie, ale ulegało znacznemu przyspieszeniu po wprowadzeniu zmechanizowanej gospodarki rolnej. Warto podkreślić, że stwierdzona degradacja stosunkowo połogich stoków (2° – 8°), zajętych pod uprawy rolne, zachodzi stosunkowo szybko, bo średnio z szybkością 170–380 mm/ka. Prowadzi to i prowadzić będzie w przyszłości do dalszego wyrównywania rzeźby terenu.



Ryc. 7. Budowa pokryw denudacyjnych w okolicy Koniczynki

1 – diamikton rolny, 2 – poziom próchniczno-orny gleb denudowanych, 3 – horyzonty gleb kopalnych, 4 – torfy, 5 – mursze, 6 – gytja, 7 – namuły organiczne, 8 – piaski, 9 – gliny denudacyjne, 10 – glina zwałowa, 11 – głazy, 12 – wiek stropu warstw utworów organicznych określonych metodą ^{14}C , 13 – numer przekroju litologiczno-glebowego, zgodny z oznaczeniem na rycinie 1

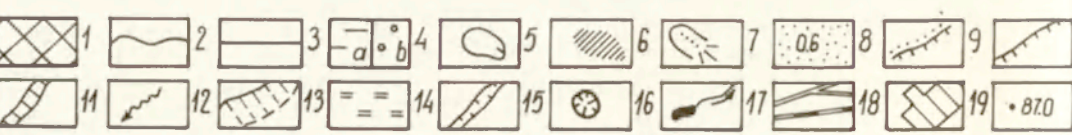
Cross-section by denudational covers in the vicinity of Koniczynka

1 – tillage diamikton, 2 – humus-ploughed level of denuded soils, 3 – horizon of fossil soils, 4 – peat, 5 – muck, 6 – gyttja, 7 – organic slime, 8 – sands, 9 – denuded till, 10 – till, 11 – boulders, 12 – age of top of organic layers with radiocarbon dating, 13 – number of lithological-soil profile, see Fig. 1 for comparison

Tabela 8. Wielkość i tempo denudacji antropogenicznej na badanych stokach

Nr przekroju	Długość stoku agradowanego (m)	Długość stoku degradowanego (m)	Średnie nachylenie stoku	Kubatura osadów stokowych w pasie o szerokości 1 m (m ³)	Średnia miąższość warstwy zdenudowanej z pasa o szerokości 1 m (cm)	Wiek stropu gleby kopalnej (BP) z numerem laboratoryjnym pomiaru	Średnie tempo degradacji stoku (mm ⁻¹)
1	50	61	7°–8°	57,5	95,8	3160 ± 70 (Gd – 2706)	0,30
2	21	49	4°–6°	17,7	36,1	2250 ± 50 (Gd – 5339)	0,16
3	73	117*	5°–10°	92,3	78,9	4690 ± 90 (Gd – 2707)	0,17
4	56	72*	3°–5°	28,5	40,0	1060 ± 90 (Gd – 6070)	0,38
5	37	16	4°–6°	14,4	89,8	2070 ± 50 (Gd – 5556)	0,43
6	45	30	2°–5°	12,4	41,3	1390 ± 80 (Gd – 4291)	0,29

* – niecka stokowa



UWAGI KOŃCOWE

Przeprowadzone badania potwierdziły, że:

– na terenach intensywnie użytkowanych rolniczo funkcjonowanie systemu denudacyjnego jest w dużym stopniu uzależnione od rolniczej działalności człowieka,

– najlepszym wskaźnikiem denudacji mechanicznej na tych terenach jest denudacja antropogeniczna, która na badanym terenie doprowadziła do degradacji górnych odcinków stoków ze średnią szybkością 170–380 mm/ka i do narastania z podobną szybkością antropogenicznych pokryw denudacyjnych, na lokalnych bazach denudacyjnych. Procesy te prowadzą do przyspieszonego wyrównywania terenu,

– wynoszenie materiału pochodzącego z denudacji mechanicznej jest znikome ze zlewni drenarskich i niewielkie ze zlewni Strugi Toruńskiej, rzędu 0,58 mm/ka (za lata 1987–1988),

– głównym procesem wynoszenia materiału poza obręb zlewni (degradacji) jest denudacja chemiczna (obliczona z uwzględnieniem składnika nawozowego, ale bez uwzględnienia składnika opadowego), która na obszarze zlewni drenarskich wynosiła w badanym okresie 4 lat średnio 275 mm/ka, a na obszarze zlewni Toruńskiej Strugi średnio za 2 lata (1987–1988) 14,3 mm/ka.

LITERATURA

- Brański J., 1972, *Zmęczenie wody i transport rumowiska unoszonego w rzekach Polski w okresie 1956–1965*, PIHM, Warszawa.
- Celmer T., Marszelewski W., 1987, *Kształtowanie się odpływu wody w zlewniach drenarskich na polach RZD UMK w Koniczynie w zależności od warunków pogodowych i terenowych*, Acta UNC, Biologia 35, 63–77.
- Chojnacki A., 1967, *Wyniki badań składu wód opadowych w Polsce*, Pam. Puław., Prace IUNG, 1, 1; 2 i 3, 29.
- Chudziakowa J., 1974, *Kultura łużycka na terenie międzyrzecza Wisły, Drwęcy i Osy*, Tow. Nauk. w Toruniu, Prace Archeol., 5.
- Churska Z., 1973, *Zagrożenie erozją gleb doliny Drwęcy i obszarów sąsiednich w granicach województwa bydgoskiego*, Acta UNC, Geografia 9, 187–231.

Ryc. 8. Przeobrażenie rzeźby okolic Koniczyny wskutek denudacji antropogenicznej

1 – pagórek i wzgórze morenowe, 2 – fałsta równina morenowa, 3 – płaska równina morenowa, 4 – równina sandrowa, a – erozyjna, b – erozyjno-akumulacyjna, 5 – zagłębienia bezodpływowe, 6 – obszary silnie denudowane, 7 – niecki zmywowe ze stożkami napływowymi, 8 – pokrywy denudacyjne (cyfrą oznaczono maksymalną stwierdzoną miąższość osadów stokowych), 9 – terasy rolne, 10 – skarpy degradacyjne, 11 – wcięcia i parowy drogowe, 12 – miejsca intensywnych procesów spłukiwania liniowego, 13 – stok pomiędzy równiną morenową i równiną sandrową, 14 – równiny akumulacji biogenicznej, 15 – rowy, 16 – piaskowanie i żwirownie, 17 – cieki i zbiorniki wodne, 18 – drogi i linia kolejowa, 19 – obszary zabudowane, 20 – punkty wysokościowe

Relief transformation by anthropogenic denudation in the vicinity of Koniczynka

1 – morainic hummock and hill, 2 – undulated moraine plain, 3 – flat moraine plain, 4 – outwash plain; a – erosional, b – erosive-accumulative, 5 – undrained depression, 6 – strongly denuded areas, 7 – wash trough and fan, 8 – denudational covers (number indicates maximal thickness of slope deposits), 9 – agricultural terrace, 10 – degradational scarp, 11 – road and other incisions, 12 – places of intensive rill erosion, 13 – slope between moraine plain and outwash plain, 14 – biogenic accumulation plain, 15 – trenches, 16 – outcrops of sand and gravel, 17 – streams and ponds, 18 – roads and railway, 19 – villages, 20 – altitude points

- Dziadowiec H., Plichta W., 1987, *Materiały do przyrodniczej charakterystyki gleb Rolniczego Zakładu Doświadczalnego UMK w Koniczynie i pól doświadczalnych we wsi Grębocin*, Acta UNC, Biologia 35, 41–62.
- Galon R., 1984, *Typy krajobrazu naturalnego i regiony fizycznogeograficzne*, (w:) *Województwo toruńskie, przyroda, ludność, osadnictwo i gospodarka*, PWN, Warszawa–Poznań–Toruń, 251–259.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie)*, Prace Geogr. IG PAN, 52.
- Janiec B., 1982, *Badania denudacji chemicznej metodą konduktometryczną*, Ann. UMCS, B, 67, 7, 119–140.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quaest. Geogr., Spec. Issue 1, 121–138.
- Kowalkowski A., 1973, *Geneza i podstawy klasyfikacji gleb wytworzonych z utworów peryglacialnych*, Przewodnik Zjazdu Naukowego pod hasłem „Geneza gleb wytworzonych z utworów przekształconych peryglacialnie na Niżu Polskim”, Supl. PT Gleb., Warszawa, 20–26.
- Marciniak K., Lisicka Z., Marszelewski W., 1987, *Opady atmosferyczne (1951–1985) i temperatura powietrza (1961–1970) w Koniczynie (Równina Chełmińska)*, Acta UNC, Biologia 35, 19–40.
- Niewiarowski W., Tomczak A., 1969, *Morfologia i rozwój rzeźby obszaru miasta Torunia i jego okolic*, Zesz. Nauk. UMK, Geografia 6, 39–89.
- Olejniczak W., 1989, *Transport rumowiska rozpuszczonego i unoszonego w wodach Tążyny, Zielonej i Strugi Toruńskiej*, Masz. pracy mag., Inst. Geogr. UMK, Toruń.
- Pietrowa M., Gospodinow M., 1987, *Wlijanie na prodalžitelnoto sistiemno torene warchu fosfatnija i kaliewija režim na slabo isluženite czarnozemi*, Poczwoznanie, Agrochimija i Rasititnela Zasztita 1987, 4, 3–9, Bułgaria.
- Pietrucień C., Szczepanik W., Skowron R., 1984, *Wpływ litologii i struktury użytkowania gruntów na chemizm wód wybranych cieków*, (w:) *Problematyka hydrologiczna i meteorologiczna małych zlewni rzecznych*, Ogólnopol. Symp. Nauk. PT Geof., Wrocław, 198–203.
- Pondel H., Terelak H., 1981, *Skład chemiczny wód drenarskich jako podstawa oceny strat składników mineralnych wymywanych do wód gruntowych*, Pam. Puław., Prace IUNG, 75.
- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarze krasu węglanowego*, Prace Geogr. IG PAN, 105.
- Sinkiewicz M., 1989, *Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych*, Studia Soc., Sci., Torun., C, 9, 6.
- 1990, *Przydatność panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartowaniu form i osadów związanych z denudacją antropogeniczną na polach uprawnych w okolicy Torunia*, Dokum. Geogr., I.
- Wilamski J., 1978, *Erozja chemiczna zlewni Słupi*, Materiały Badawcze, Gospodarka wodna i ochrona wód, IMiGW, Warszawa.
- Wilamski J., Śliwa Z., 1981, *Splyw składników nawozowych roślin ze zlewni rzek Przymorza Zachodniego*, Materiały Badawcze, Gospodarka wodna i ochrona wód, IMiGW, Warszawa.

CONTEMPORARY DENUDATION ON YOUNG GLACIAL (VISTULIAN)
MORAINÉ PLATEAU UNDER INTENSIVE FARMING: A CASE STUDY
OF THE ENVIRONS OF KONICZYŃKA, NORTH-EAST OF TORUŃ

Summary

In the years 1986–1989 experimental studies on denudation processes were carried out on a moraine plateau from the last glaciation (Vistulian). Studies on mechanical denudation covered an area of 5 km² (Fig. 1), in which arable land constitutes more than 90%, those on chemical denudation were carried out in 5 draining catchments 13 ha in total area, occupied entirely by arable land and in the catchment of Struga Toruńska river, 350 km² in area, 71.6% of which is arable land.

The studies have demonstrated that:

- the hydrological years 1988 and 1989 were characterized by significant positive thermic anomaly, and 1989 was very dry (Fig. 2),
- waters runoff from the draining catchments (Tab. 1–2) mainly in the winter half year (an average of 49% of total precipitation), and in the summer half year the water runoff diminished or stopped altogether for a period of 5–6 months (Fig. 3), the mean runoff constituting only 5.3% of the total precipitation (annual mean – 22.5%). There was continuous runoff by Struga Toruńska, the mean discharge being 0.43 m³/s,
- sheet wash occurred only sporadically, depending on the kind of cultivation and crops, in the winter half year, and its value on gentle slopes (up to 8°) was of the order 41.3–44.4 g/m²/year. Also exceptional was rill wash,
- the concentration of chemical substances in the draining waters was high; it amounted to an average 869.6 mg/dm³. The amount of the material carried away averaged more than 1 t/ha (Tab. 3–4, Fig. 4), and the chemical denudation rate, after subtracting the fertilizer constituents estimated at 6%, averaged 225 B (mm/ka) from all draining catchments,
- in the water of Struga Toruńska the concentration of dissolved chemical substances averaged 658.3 mg/dm³, their discharge with water was of the order 0.38 t/ha, and the chemical denudation rate (1987–1988), after subtracting the fertilizer constituents, averaged 14.3 B (Tab. 5–7, Figs. 5–6),
- the best indicator of mechanical denudation in cultivated areas is anthropogenic denudation which includes natural denudation processes caused by man's activity and the downslope displacement of soil by farming machines and tools. In the area under study, the degradation of the upper sections of the slopes and the aggradation of anthropogenic denudation cover (Tab. 8, Figs. 7–8) proceeded at a rate of 170–380 B. These processes lead to an accelerated planation of land relief.

ZYGMUNT BABIŃSKI, MIECZYŚLAW BANACH

WPLYW SZTUCZNEGO ZBIORNIKA NA WIŚLE WE WŁOCŁAWKU NA PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH I STOKOWYCH

WSTĘP

Sztuczne zbiorniki wodne są czynnikami powodującymi zmiany w procesie denudacyjnym zlewni. Przyczyniają się do zahamowania transportu rumowiska wleczonego i częściowo zawieszzonego, akumulowanego w czaszy zbiornika. To z kolei intensyfikuje procesy erozyjne poniżej stopni wodnych. W efekcie następuje intensywne przekształcenie koryt, obejmujące znaczne przestrzenie dolin rzecznych (Williams i Wolman 1984; Raynov, Pechinov i Kopaljani 1986). Wybudowanie stopni wodnych na rzekach powoduje nagłą zmianę bazy erozyjno-denudacyjnej na znacznych odcinkach rzek. Istniejący stan dynamicznej równowagi procesów korytowych i brzegowych, kształtowany u nas w przeciągu całego okresu postglacjalnego, ulega silnemu zaburzeniu, a nawet trwałej zmianie w krótkim czasie. Zaczyna się nagła przebudowa koryta, jak również reliefu brzegowego. Zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej jest „błyskawiczna” w porównaniu z dotychczasowymi, naturalnymi jej wahaniami, dlatego też rodzaj i tempo zmian są widoczne, nagle, skokowe. Powstanie rozległego akwenu powyżej stopnia sprzyja degradacji brzegów przez fale. Erozję boczną rzeki zastępuje abrazja falowania wiatrowego. Równolegle z cofaniem się brzegów w procesie abrazji, tworzy się nowy element rzeźby w subakwalnej części stoku, tzw. platforma (płycizna) przybrzeżna, będąca charakterystycznym elementem rzeźby brzegowej wód stojących. Łączenie więc procesów korytowych rzek w strefie oddziaływania stopni wodnych z procesami stokowymi strefy zbiornikowej daje możliwość interpretacji bilansu denudacyjnego całej zlewni w warunkach ingerencji człowieka.

Procesy fluwialne i stokowe Wisły, w obrębie wpływu stopnia wodnego we Włocławku, zostały opracowane dla okresu 20 lat jego eksploatacji. Scharakteryzowano je na podstawie materiałów kartograficznych, zinterpretowanych zdjęć lotniczych, pomiarów geodezyjnych form, badań terenowych oraz literatury. Problem ten przedstawiono dla 100 km odcinka dolnej Wisły od Płocka do Ciechocinka tak, by dać możliwość interpretacji tego zagadnienia łącznie z jego prognozą.

Praca dotyczy zmiany procesów erozji i akumulacji poniżej zapory (część I) oraz przekształcenia rzeźby i zmiany procesów w strefie brzegowej powyżej stopnia piętrzącego (część II).

PROCESY KORYTOWE PONIŻEJ STOPNIA WODNEGO WE WŁOCŁAWKU

Moment przegrodzenia koryta Wisły stopniem wodnym we Włocławku, który nastąpił w październiku 1968 r., zapoczątkował rozwój intensywnych procesów erozji bocznej i wgłębnej poniżej zbiornika.

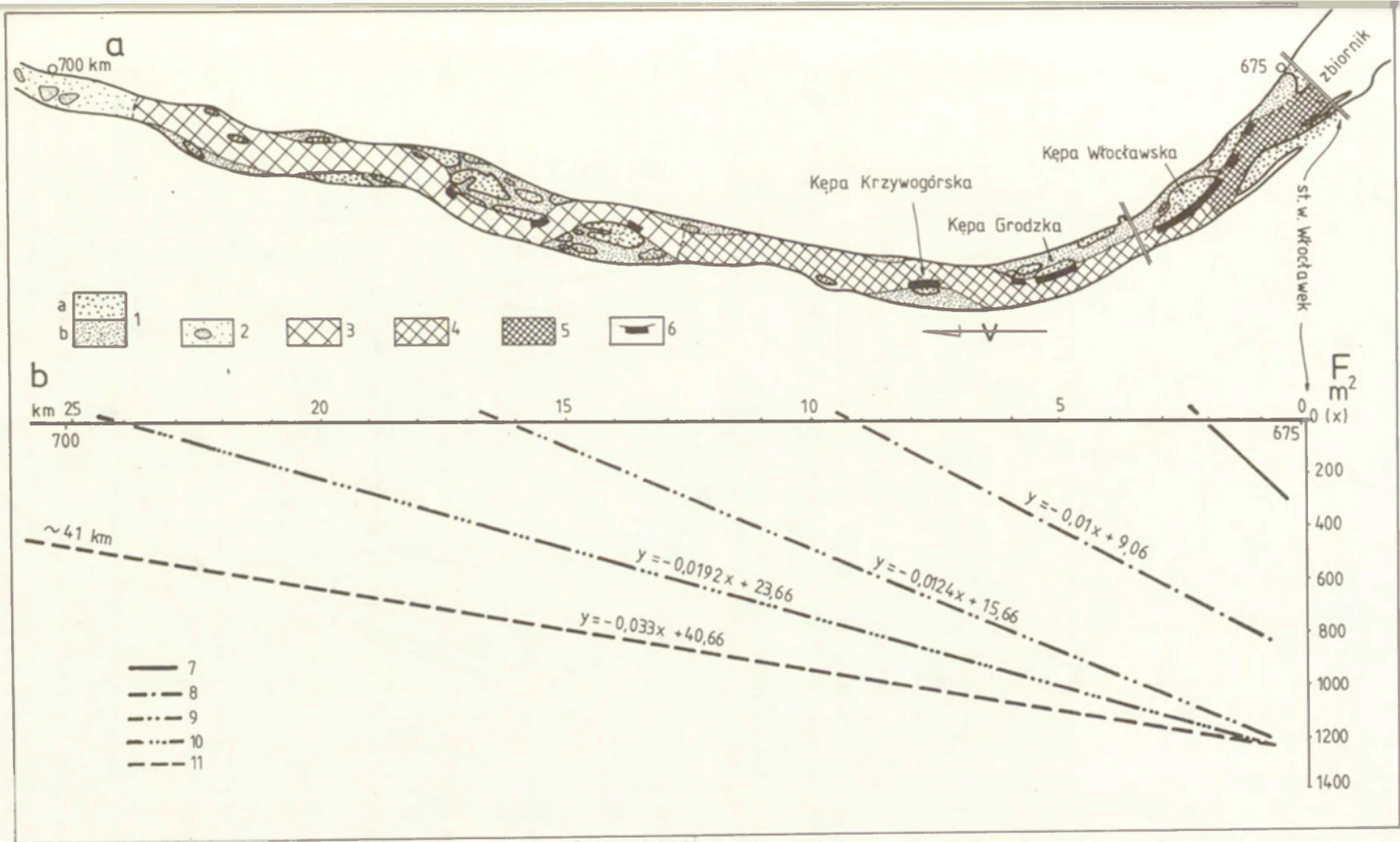
Proces erozji bocznej, będący następstwem sztucznego przemieszczenia strefy nurtu Wisły w osi zapory z prawego na lewy brzeg koryta, przyczynił się do niszczenia mało odpornych na erozję stref brzegowych kęp i odsypów bocznych. Dotyczyło to szczególnie okresu początkowej działalności zbiornika i to lewych brzegów Kęp: Włocławskiej i Grodzkiej oraz prawego brzegu Kępy Krzywogórskiej (ryc. 1a). Proces ten, o przeciętnej prędkości niszczenia całkowitej strefy brzegowej Kępy Włocławskiej wynoszącej około 1,75 m w ciągu roku (Babiński 1982 s. 75), już w odległości około 20 km od stopnia wodnego ulegał całkowitemu wygaśnięciu. Obecnie proces erozji bocznej, silnie hamowany pracami regulacyjnymi, ogranicza się wyłącznie do wąskiej strefy przynurtowej wzdłuż brzegów wymienionych kęp.

Najistotniejszym czynnikiem kształtującym koryto Wisły poniżej stopnia wodnego we Włocławku jest proces erozji wgłębnej (Babiński 1982, 1984, 1986). Proces ten został zainicjowany, z jednej strony, dzięki odciążeniu wód rumowiskiem włączonym – akumulowanym w górnej części zbiornika, przez co wzrosła ich „chłonność” na erozję i możliwości transportowe, z drugiej zaś, na skutek dużych przyrostów energii kinetycznej i potencjalnej wód powodowanych szczytowo-interwencyjną pracą elektrowni.

Jak wynika z dziewiętnastoletnich badań, rozwój działalności erozyjnej wód nie przebiegał w sposób jednorodny i, jak pierwotnie przypuszczano, z tendencją do jego powolnego wygasania (Babiński 1982). Przeciwnie, charakteryzował się zróżnicowanym tempem przemieszczania się czoła tzw. fali erozyjnej, jak i ilości ubytku materiału z dna koryta (ryc. 1 i 2).

W okresie początkowym działalności zbiornika stwierdzono przyspieszony proces erozji wgłębnej koryta (ryc. 1 i 2). Już po 4 latach strefa erozyjna przemieściła się na odległość ponad 9 km od stopnia wodnego (ryc. 1), a ubytek materiału piaszczystego wynosił ponad 4 mln m³. Wartości te dają przeciętną roczną prędkość przesuwania się czoła fali erozyjnej ponad 2 km z ilością wynoszonego materiału dennego około 1 mln m³ (ryc. 3). W tym również czasie, w bliskim sąsiedztwie stopnia wodnego, profil poprzeczny koryta uległ obniżeniu o ponad 2,5 m z lokalnym plosem ponad 10 m głębokości. Należy dodać, że nieznaczne zmniejszenie dynamiki ruchu rumowiska w pierwszym roku badań (ryc. 3) było związane z procesem piętrzenia i wypełniania zbiornika wodą.

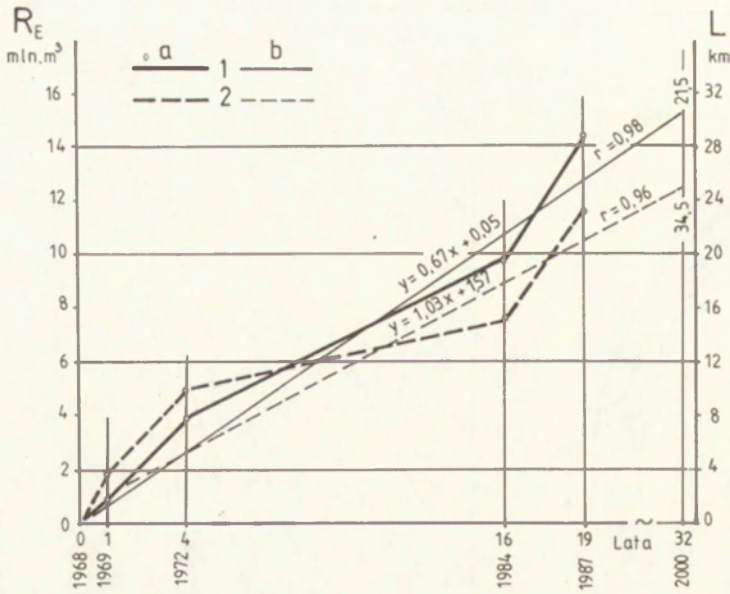
W następnych dwunastu latach, zamykających szesnastoletni okres działalności zbiornika, tempo przemieszczania się czoła fali erozyjnej spadło do przeciętnie



Ryc. 1. Zmiany koryta Wisły poniżej stopnia wodnego we Włocławku

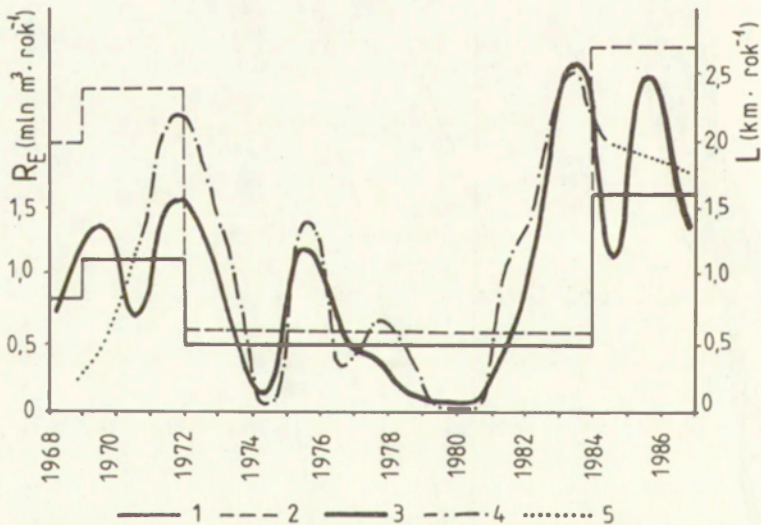
a) w planie, po 19 latach istnienia zbiornika: 1 – nowo powstały poziom zalewowy składający się z kęp i odsypów brzegowych (a) oraz zarastających łąch piaszczystych (b), 2 – odcinek akumulacyjny z łąkami centralnymi, 3–5 – odcinek erozyjny o obniżonej strefie dna koryta o 0–1 m (3), 1–2 m (4) i 2–3 m (5), 6 – strefa intensywnej erozji bocznej; b) proste regresji erozji wgłębnej i bilansu rumowiska dennego dla okresów istnienia zbiornika: 7 – 1 roku, 8 – 4 lat, 9 – 16 lat, 10 – 19 lat, 11 – prawdopodobny zasięg erozji wgłębnej do 2010 r.

The changes of the Vistula channel downstream from the Włocławek dam



Ryc. 2. Bilans erozji rumowiska dennego R_E (1a) i tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej L (2a) poniżej stopnia wodnego we Włocławku za lata 1968–1987 i ich proste regresji do 2000 r. (odpowiednio 1b i 2b)

The balance of bed-load R_E (1a) and the rate of the front of erosional zone shifting L (2a) downstream from the Włocławek reservoir between 1968–1987 and its straight regression until 2000 (1b and 2b respectively)



Ryc. 3. Średnie wieloletnie wartości ubytku materiału dennego poniżej stopnia wodnego we Włocławku (1)

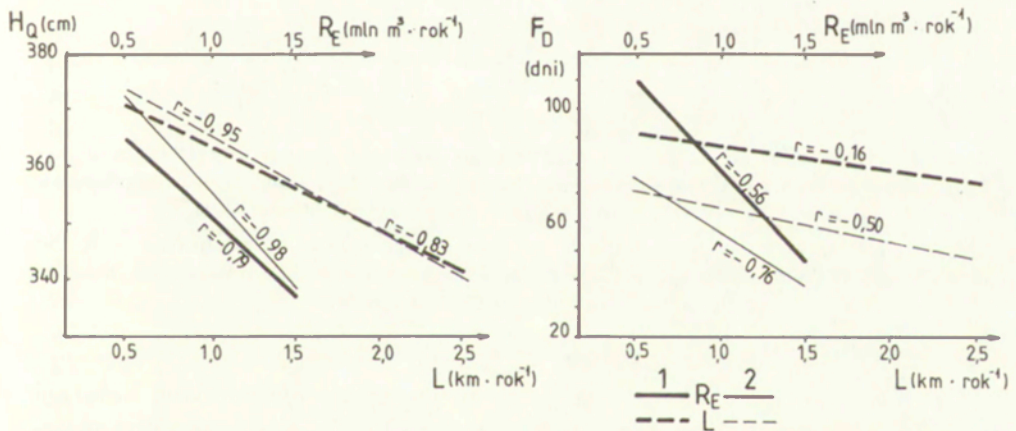
i średnie tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej – L (2) dla 19 lat istnienia zbiornika oraz prawdopodobny przebieg przeciętnego, rocznego ubytku materiału dennego koryta Wisły poniżej zbiornika obliczonego na podstawie jego korelacji ze stanami wody (3) i liczbą dni z zalewem nowej równiny zalewowej (4), 5 – przebieg hipotetyczny

The average values of bed material decreased downstream from the Włocławek reservoir (1) and the average rate of the front of erosional zone shifting – L (2) for 19 years of the reservoir existing and probable average annual decrease of bed material from Vistula channel downstream from the dam based on data calculated from correlation of water gauge station (3) and number of days with new flood plain submerged (4), 5 – hypothetical course

$0,6 \text{ km} \times \text{rok}^{-1}$, z średnim ubytkiem materiału dennego $0,5 \text{ mln m}^3 \times \text{rok}^{-1}$ (ryc. 2 i 3). Oznaczało to przesunięcie się czoła strefy erozyjnej na odległość $15,7 \text{ km}$ (ryc. 1b), z ujemnym bilansem rumowiska dennego wynoszącym $9,9 \text{ mln m}^3$. Na podstawie tych badań można by sądzić, że proces erozji wgłębnej poniżej zbiornika przyjął zależność krzywoliniową z tendencją do jego zamierania w czasie (ryc. 2, Babiński 1982). O tym świadczyć mógłby fakt osiągnięcia przez koryto trudno rozmywalnych utworów dennych w postaci ilu i gładów, jak również wygasanie energii kinetycznej rzeki wraz z oddalaniem się tej strefy zbiornika.

Tymczasem kolejny trzyletni okres badawczy, przypadający na lata 1985–1987, wykazał ponowny wzrost dynamiki strefy erozyjnej o intensywności przekraczającej wartości z okresu początkowego. Dzięki temu proces ten ponownie przyjął charakter funkcji prawie prostoliniowej (ryc. 2). Tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej wzrosło do $2,7 \text{ km} \times \text{rok}^{-1}$ z średnią ilością wyerodowanego materiału $1,6 \text{ mln m}^3$ w ciągu roku (ryc. 3). Strefa erozyjna przemieściła się już na odległość $23,7 \text{ km}$ (ryc. 1b), zaś bilans rumowiska dennego osiągnął deficyt $14,6 \text{ mln m}^3$. Układ przestrzenny ubytku materiału dennego na tym odcinku erozyjnym dla okresu 19 lat działalności zbiornika obrazuje rycina 1a.

Zróznicowany w czasie i przestrzeni rozwój procesu erozji wgłębnej, określany tempem przemieszczania się czoła strefy erozyjnej (L) i ilością wyerodowanego z dna materiału (R_E), (ryc. 2 i 3), został scharakteryzowany na tle stanów



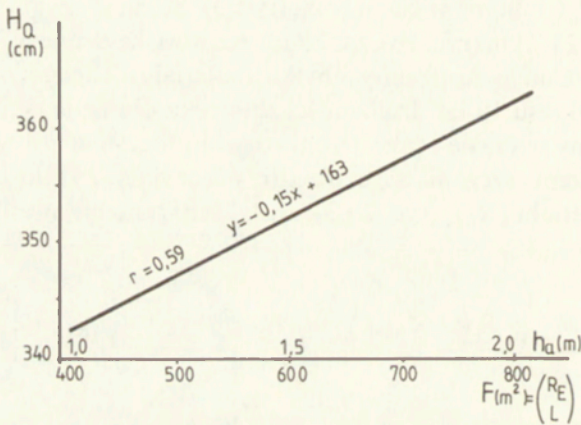
Ryc. 4. Proste regresji i ich współczynniki korelacji (r) związków średnich wielkości ubytku materiału dennego poniżej stopnia wodnego Włocławek – R_E i średniego tempa przemieszczania się czoła strefy erozyjnej – L ze stanami wody we Włocławku – H_Q (obliczone na podstawie związków wodowskazów z Chełmnem) i liczbą dni z zalewem powierzchni nowej równiny zalewowej – F_D

1 – na podstawie wartości uśrednionych dla lat 1968–1969, 1969–1972, 1972–1984, 1984–1987, 2 – wartości jw. bez lat 1968–1969

The straight regression and correlation coefficients (r) of relations of the average volume of bed material decreased downstream from the Włocławek dam – R_E and the average rate of the front of erosional zone shifting – L , together with water level at Włocławek – H_Q (based on water gauge station data at Chełmno) and number of days with new flood plain submerged – F_D

1 – based on average data for the years: 1968–1969, 1969–1972, 1972–1984, 1984–1987, 2 – data as before without 1968–1969.

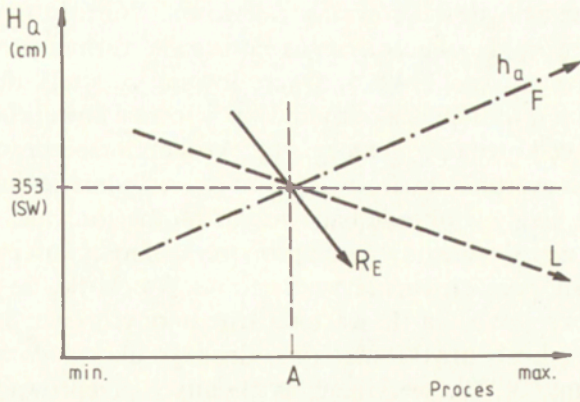
wody – H_Q i zmian warunków hydraulicznych koryta, wynikających z tworzenia się nowej równiny zalewowej, a warunkowanych ilością dni z jej zalewem – F_D . Dokonano analizy statystycznej tych charakterystyk, ustalając dla nich równania prostych regresji i ich współczynników korelacji (ryc. 4 i 5). W związku z tym, że proste regresji powstały tylko na bazie wartości średnich wieloletnich, ich ufnosć ogranicza się również do tych stanów wody z rozpiętością ± 40 cm. Poza tymi stanami (przepływami), a tym bardziej w sferze ich wartości ekstremalnych, dają one wypaczony obraz tych zależności. Stąd też na ich podstawie można ustalać ogólne i długoterminowe (co najmniej roczne) tendencje rozwoju procesu korytowego. Nie można natomiast przeprowadzić analizy procesu korytowego chwilowego i to kształtowanego w warunkach ekstremalnych zjawisk hydrologicznych.



Ryc. 5. Prosta regresji zależności procesu erozji wglębnej (średnie tempo przyrostu głębokości dna – h_a i profilu poprzecznego koryta – F) od stanów wody we Włocławku, obliczonych na podstawie związków wodowskazów z punktem pomiarowym Chełmno – H_Q

The straight regression of relations between bed erosion (average rate of depth increase – h_a and depth increase of the channel cross-profile – F) and water gauge station data at Włocławek, based on connection of water level at Chełmno station – H_Q

Z przebiegu prostych regresji jak i ujemnych współczynników korelacji wynika, że ilość wyerodowanego materiału dennego – R_E i tempo przemieszczania się czoła strefy erozyjnej – L są odwrotnie proporcjonalne do stanów (przepływów) wody Wisły H_Q i ilości dni z zalewem nowej równiny zalewowej F_D (ryc. 4). Natomiast ich iloraz ($R_E : L$), przedstawiający przeciętne wartości obniżania się dna strefy erozyjnej w formie uśrednionego profilu poprzecznego koryta – F i odpowiednio średniej głębokości koryta h_a , ma tendencję zgodną ze wzrostem przepływu wody (ryc. 5). Ten dwukierunkowy rozwój procesów erozyjnych poniżej stopnia wodnego Włocławek polega więc na zmiennej względem przepływów (stanów wody) intensywności procesu przemieszczania się czoła strefy erozyjnej w dół rzeki oraz jej pogłębiania się (ryc. 6).



Ryc. 6. Kierunki rozwoju poszczególnych elementów procesu erozji wgłębnej (R_E , L , h_a , F) poniżej stopnia wodnego we Włocławku w zależności od stanów (przepływów) wody – H_Q .

Directions of development of particular elements of bed erosion (R_E , L , h_a , F) downstream from the Włocławek dam as related to water discharge – H_Q

W okresie trwania niskich stanów wody równina zalewowa nie bierze udziału w procesie korytowym. Proces ten zostaje więc ograniczony z około 685 m szerokości koryta do około 400 m. Zwężenie strefy dennej koryta o prawie 40% wraz z jej ukierunkowanym przebiegiem (strefa regulacji, częściowe ograniczenie występowania łach – Babiński 1982) powoduje koncentrację wód płynących, przyczyniającą się do wzrostu ich dynamiki, a tym samym i wzrostu energii kinetycznej rzeki. Dzięki temu następuje szybszy rozwój strefy erozyjnej, charakteryzowany ilością wyerodowanego materiału dennego i tempem przemieszczania się czoła strefy erozyjnej.

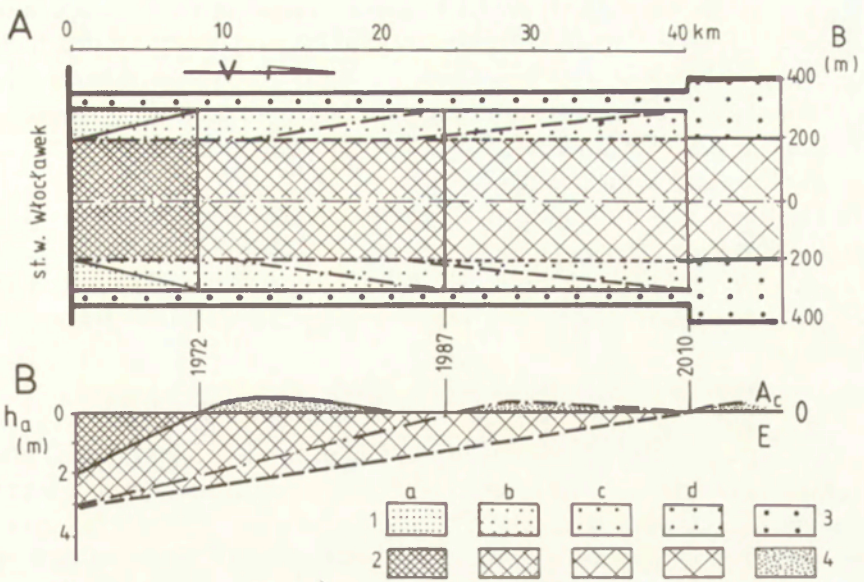
Podnoszenie się stanów wody powoduje włączenie do procesu korytowego coraz to większej powierzchni nowej równiny zalewowej (wysokość powierzchni waha się obecnie od poziomu średniego wieloletniego stanu wody sprzed wybudowania zbiornika do powierzchni dawnej równiny zalewowej). Następuje wzrost ruchu rumowiska w kierunku koryto – równina zalewowa – koryto. Dzięki temu występują straty energii rzeki, hamujące rozwój procesu erozyjnego, skierowanego w dół rzeki. Uaktywnia się ruch rumowiska, prowadzący do nadbudowy równiny zalewowej kosztem pogłębiania się strefy erozyjnej (wprost proporcjonalny układ H_Q do F i h_a – ryc. 5). Fakt ten można stwierdzić na podstawie porównania wielkości obniżania się dna w postaci uśrednionego przekroju poprzecznego F ($R_E : L$), obliczonego z prostej regresji H_Q , np. dla przeciętnych stanów wody 370 cm i 330 cm (ryc. 5). Wartości te wynoszą odpowiednio 960 m² i 160 m². Oznacza to, że wzrost stanów wody powoduje pogłębianie się strefy erozyjnej, natomiast ich obniżanie zmniejsza ten proces na korzyść wzrostu tempa przemieszczania się strefy erozyjnej w dół rzeki. Punkt zwrotny w tym procesie stanowi stan 353 cm (ryc. 6), odpowiadający średniemu wieloletniemu stanowi wody sprzed budowy stopnia wodnego i minimalnej

wysokości powierzchni nowej równiny zalewowej. Wartość tę otrzymano ze zrównania danych $R_E : L$, obliczonych na podstawie równań prostych regresji, przedstawionych na rycinach 4 i 5. Wyerodowany ze strefy dennej materiał w znacznej części jest następnie akumulowany w formie nowej równiny zalewowej. Dzięki temu całkowita powierzchnia przekroju poprzecznego łóżyska rzeki i związane z tym warunki hydrologiczne Wisły w odniesieniu do wysokich stanów wody nie uległy w okresie badawczym istotnej zmianie.

Opierając się na zasadzie odwrotnej proporcjonalności ilości wyerodowanego z dna materiału poniżej stopnia wodnego we Włocławku ze stanami wody (przepływami), określono, na tle wartości uśrednionych (ryc. 3 punkty 1, 2), średnie roczne wielkości ubytku materiału dennego dla całego analizowanego okresu (ryc. 3 punkt 3). Dla weryfikacji tych danych przeprowadzono również analizę tempa przemieszczania się czoła fali erozyjnej (ryc. 3 punkt 4). Pewna niezgodność w jego przebiegu (ryc. 3 punktu 5), wynika najprawdopodobniej z wpływu na nie działalności gospodarczej człowieka, przejawiającej się w postaci prac regulacyjnych poniżej stopnia i ostatnio przy budowie bulwaru włocławskiego oraz prac bagrowniczych. Fakt ten potwierdzają m.in. różnice we współczynnikach korelacji analizowanych charakterystyk dla całego badanego okresu i z wyłączeniem okresu początkowego (ryc. 4). W drugim przypadku współczynniki korelacji są 12–34% wyższe. Należy dodać, że nie wykonano analizy przebiegu procesów erozyjnych opierając się na liczbie dni ze stanami pokrywającymi powierzchnię równiny zalewowej F_D ze względu na mały współczynnik korelacji liniowej, wynoszący od $-0,16$ do $-0,76$ (ryc. 4).

Generalnie stwierdzić można, na podstawie przebiegu krzywej nr 3 (ryc. 3), że proces erozji wgłębnej (ubytek materiału dennego w strefie erozyjnej) charakteryzował się do 1981 r. tendencją malejącą. Powodowały go zarówno zjawiska hydrologiczne, jak i proces tworzenia się nowej równiny zalewowej. Później, w ciągu ostatnich trzech analizowanych lat, sprzyjające dla niego warunki hydrologiczne w powiązaniu z utrwaleniem powierzchni równiny zalewowej przez roślinność przyczyniły się do jego uaktywnienia.

Oprócz tego generalnego kierunku w przebiegu przemieszczania się strefy erozyjnej poniżej stopnia wodnego Włocławek, można zauważyć okresowe, dwu-, czteroletnie cykle rozwoju tego procesu (ryc. 3). Są one niewątpliwie związane ze zjawiskami hydrologicznymi rzeki (przebieg krzywej uzależniony od stanów wody), modelowane zmiennym wpływem nowej równiny zalewowej (po uaktywnieniu się jej wpływu podczas wilgotnych lat następuje okres jej stabilizacji poprzez zarastanie). Ten oscylacyjny proces przemieszczania się strefy erozyjnej będzie trwał do osiągnięcia przez niego odcinka uregulowanego Wisły, poniżej ujścia rzeki Tążyny (ryc. 7). Przy założeniu przeciętnego prawdopodobnego tempa przemieszczania się fali erozyjnej, określanego na podstawie przebiegu prostej regresji (ryc. 2), cel ten zostanie osiągnięty dopiero w roku 2010. Natomiast zakończenie procesu erozji wgłębnej, z czym także wiąże się pełne wykształcenie nowej równiny zalewowej (ryc. 7) wraz z przejściem procesów korytowych rzeki roztokowej w typ rzeki prostoliniowej lub częściowo ograniczo-



Ryc. 7. Tempo zmian koryta Wisły poniżej stopnia wodnego we Włocławku: A – w planie, B – w profilu podłużnym

1 – etapy rozwoju nowego poziomu zalewowego; 2 – etapy rozwoju strefy erozyjnej koryta: a) do 1972 r., b) do 1987 r., c) 2010 r., d) do 2020 r., do momentu wykształcenia się całego poziomu zalewowego; 3 – poziom zalewowy powstały w wyniku prac regulacyjnych; 4 – strefa akumulacyjna – rzeka roztokowa

The rate of channel changes downstream from the Włocławek dam in a plane (A) and longitudinal profile (B)

1 – the stages of the new flood-plain development; 2 – the stages of the erosional zone development: a) until 1972, b) until 1987, c) until 2010, d) until 2020, when the process of new flood plain creation will be ending; 3 – the flood plain created by regulation works; 4 – accumulation zone – braided channel

nego zabudową hydrotechniczną meandrowania, nastąpi po roku 2020. Do tego czasu, ze strefy dennej koryta zostanie wyerodowane około 35 mln m³ materiału, przy przeciętnym rocznym jego ubytku wynoszącym około 0,7 mln m³ (ryc. 2).

PROCESY STOKOWE W OTOCZENIU ZBIORNIKA

Przebieg procesów na brzegach nowo powstałego zbiornika zależy od warunków, czyli cech środowiska, w którym przebiegają, oraz od czynników, które uruchamiają proces zmian. W odróżnieniu od czynników, warunki są pasywne i bardziej stabilne w czasie. Odgrywają rolę regulatora procesu, wpływając na jego intensywność i formę przejawu. Do warunków szczególnie istotnych w przypadku tego zbiornika zaliczamy: a) budowę geologiczną i litologię brzegów, b) wysokość, kształt i ekspozycję stoków, c) konfigurację linii brzegowej, d) roślinność na brzegach, e) niektóre przejawy działalności człowieka (bagrowanie, umacnianie brzegów).

Do czynników, których rola zmienia się w czasie i przestrzeni należą: a) falowanie wiatrowe i prądy nim wywołane, b) ruchy grawitacyjne na brzegach,

c) ruchy pokrywy lodowej, d) erozja brzegów i platform wodami opadowymi i roztopowymi, e) deflacja i wietrzenie. Wahania stanów wody nie uruchamiają procesu zmian brzegów, lecz zwiększają zasięg oddziaływania poszczególnych czynników. Tempo cofania się lub przyrostu brzegu oraz ilość rozmytych skał z określonego odcinka jest sumą, wynikiem oddziaływania, wszystkich czynników w określonych warunkach.

Pod pojęciem stoku rozumiemy strefę rozciągającą się od krawędzi klifu do podnóża platformy (płycizny) przybrzeżnej (Banach 1988: ryc. 5, s. 277). Na wielu odcinkach prawego brzegu krawędź klifu pokrywa się z krawędzią wysoczyzny morenowej. W powyższym ujęciu pojęcie „stok” mieści się w pojęciu „strefa brzegowa”.

BUDOWA GEOLOGICZNA A MORFOLOGIA BRZEGÓW

Ponad bazą erozyjno-denudacyjną rzeki na prawym brzegu zalegają utwory neogeńskie i czwartorzędowe. Neogen odznacza się dużą zmiennością w profilu poziomym i pionowym (Banach 1977, 1988). Miocen reprezentuje formacja węgla brunatnego, która jest głównie piaszczysto-pylasta. Pliocen natomiast jest wykształcony w facji pstrych ilów. Seria utworów neogeńskich jest silnie zaburzona. Utwory plioceńskie spełniają wyrównującą rolę w ukształtowaniu powierzchni miocenu, wypełniając głównie jego obniżenia. Na neogenie zalega czwartorzęd o łącznej miąższości 15–40 m ponad zwierciadłem wód rzeki.

Lewy brzeg jest geologicznie i litologicznie bardziej jednorodny. Budują go głównie czwartorzędowe utwory fluwio-glacialne oraz holocenijskie piaski eoliczne.

Dolina Wisły między Płockiem a Włocławkiem ma charakterystyczny, asymetryczny przekrój poprzeczny. Lewy brzeg jest niski i płaski. Prawy brzeg jest wysoki i bezpośrednio podcinany przez Wisłę. Ma około 45 m wysokości o kątach nachylenia 10–50°. Zbocze przechodzi ostrym załomem w wysoczyznę morenową. Zbocze i krawędź wysoczyzny są charakterystycznie ukształtowane – postrzępione przez głębokie i szerokie nisze o stromych ścianach i nierównym dnie. Nisze naśladują obniżenia w stropie utworów miocenijskich i są strefą intensywnego rozwoju procesów geodynamicznych typu zsuwów, spływów oraz złąsisk. Wysokie partie brzegu w postaci cypli naśladują z kolei wyniesienia miocenu, gdzie ruchy masowe rozwijają się cyklicznie w formie obrywów i osypów. Koluwia stanowią 43,6% (28,2 km) całkowitej długości tego brzegu; w tym koluwia osuwisk stale lub okresowo czynnych wynosiła w 1985 r. 22,4%.

Przedstawiony wyżej obraz morfologiczny prawego brzegu Wisły jest rezultatem erozji bocznej rzeki oraz ruchów masowych na zboczu. Generalnie powyższy rys rzeźby nie uległ zmianie po spiętrzeniu rzeki jak również w czasie eksploatacji zbiornika.

ZMIANA WARUNKÓW HYDROLOGICZNYCH WISŁY W WYNIKU JEJ SPIĘTRZENIA

W dziesięcioleciu przed spiętrzeniem (1959–1968) Wisła prowadziła średnio rocznie od 677 do 1194 m³·s⁻¹. Średni spadek zwierciadła wody wynosił około

0,02%, a wahania stanów wody osiągały 6 m (Glazik 1978). Średnia prędkość przepływu przy stanach średnich wynosiła $0,8 - 1,0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Przy powyższych parametrach hydrodynamicznych przemieszczane były w korycie piaski średnie i grube oraz żwiry. Średni wymiar ziarn osadu (mediana) na mieliznach wynosił 0,4 mm, a w nurcie 0,5 mm (*Material* . . . 1954). Po rozpoczęciu spiętrzenia rzeki wiosną 1969 r. dotychczasowy stan równowagi dynamicznej ulegał stopniowej zmianie. Wzrastała głębokość i szerokość rzeki, a spadała szybkość płynięcia wód. Pod koniec 1970 r. zakończono spiętrzanie rzeki; powstał zbiornik o powierzchni $70,4 \text{ km}^2$ i objętości 408 mln m^3 . Szerokość rzeki wzrosła 2–5 razy i wynosi średnio 1,2 km, a maksymalnie 2,4 km. Przy zaporze poziom wody wzrósł o 10,5 m. Średnia głębokość wynosi 5,5 m, a maksymalna 12–13 m. Wpływ spiętrzenia sięga ponad 58 km. Wahania stanów wody są obecnie wielokrotnie mniejsze i na stopniu nie przekraczają na ogół 1 m. Spadek zwierciadła zmniejszył się z 20 cm do 0,5 cm na 1 km biegu rzeki. Siła erozyjna i transportowa rzeki wyraźnie zmalała, przy czym gradient zmian maleje w górę od stopnia. Na odcinku ponad 30 km od zapory akumulowane są poza strefę brzegową osady o średnicy ziarna 0,01 mm. Erozja boczna rzeki wynikająca ze spadku została zastąpiona abrazją falowania wiatrowego. Wiatr stał się czynnikiem wymuszającym ruch mas wodnych na znacznej długości zbiornika, szczególnie w jego strefie brzegowej. Jest to akwen dolinny, przepływowy.

W warunkach swobodnie płynącej rzeki, zauważalne, znaczące niszczenie brzegów zachodziło sporadycznie, głównie w czasie wysokich stanów wody, spowodowanych roztopami lub opadami atmosferycznymi. Obecnie stany wody reguluje człowiek, a dynamikę strefy brzegowej – wiatr. Proces abrazji zachodzi przy wietrznej pogodzie, w całym okresie bez lodu, tj. 292 dni (średnia wartość za 19 lat), a jego natężenie regulowane jest prędkością wiatru.

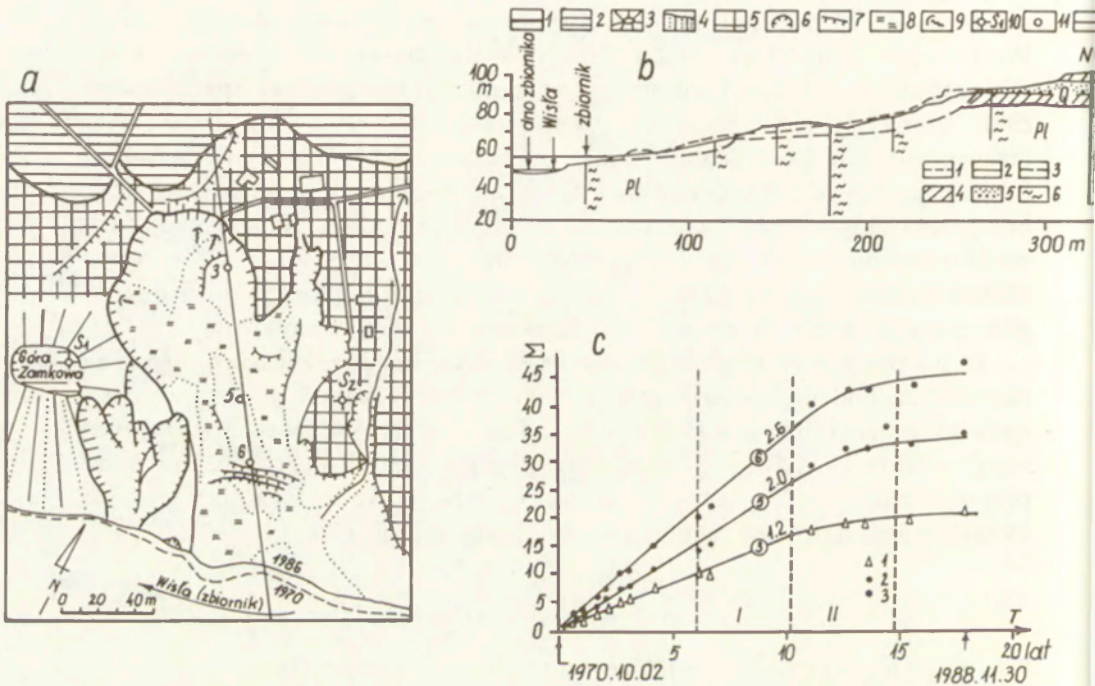
ABRAZJA A RUCHY MASOWE

Prawie nagle i trwała zmiana bazy erozyjno-denudacyjnej Wisły spowodowała wyraźne urozmaicenie, rozczłonkowanie linii brzegowej. Na ponad 30 km biegu rzeki zwierciadło osiągnęło rzędne będące dotąd poza oddziaływaniem fluwalnym procesów brzegowych. Zalanie połogich niegdyś podnóży, stabilizujących, ochraniających wysokie i strome brzegi, wzmogło niszczenie brzegów, szczególnie na wypukłościach. Najpierw intensywnie niszczone były brzegi wysokie, o naruszalnej strukturze, zwiertzałe. Wzdłuż linii wodnej było głęboko i dlatego fale bez straty energii po drodze mogły uderzać o klify, zdzierając i splukując osady. Towarzyszył temu proces rozmakania i rozpuszczania skał.

Intensywność procesu abrazji jest uwarunkowana: intensywnością falowania, wielkością początkowego kąta nachylenia stoku, odpornością skał, składem granulometrycznym osadów, głębokością przybrzeżnej części akwenu i wysokością nadwodnej części stoku.

Przy małych kątach nachylenia stoku ($< 10^\circ$) niszczenie brzegu odbywa się powoli i „płynnie”. Fale jakby „zlizują” powierzchniową warstwę gruntu nie

powodując nisz falowych i abrazyjnych obrywów. Tak dzieje się szczególnie wzdłuż brzegów zbudowanych z ilów, glin, a nawet piasków gliniastych. Ze wzrostem kąta stoku abrazja nasila się. Na skutek cofania się brzegu, długość zbocza maleje, a jego nachylenie rośnie i dlatego stare osuwiska tracące „oparcie” u podstawy stoku ożywiają się oraz powstają nowe, a tempo ruchu osuwisk stale czynnych wzrasta. Proces ten był intensywny w pierwszych kilku latach, po czym tempo jego wyraźnie spadło i tendencja ta, z niewielkimi odchyleniami,



Ryc. 8. Dynamika osuwiska (zsuwu) w Dobrzyń (km 661) za okres 1970–1988

a) szkic geomorfologiczny: 1 – krawędź wysoczyzny morenowej, 2 – wysoczyzna morenowa, 3 – ostańce wysoczyznowe, 4 – obrywy i osypy zbocza, 5 – zbocza nie podlegające obecnie ruchom masowym, 6 – krawędzie nisz osuwiskowych, 7 – załomy na zboczu i na powierzchni osuwisk, 8 – mokradła, 9 – wypływy i strumienie wód podziemnych, 10 – stanowiska do pomiaru dynamiki osuwiska, 11 – punkty pomiarowe, których przemieszczenia przedstawiono na ryc. 8c, 12 – linia przekroju poprzecznego zbocza (ryc. 8b); b) przekrój poprzeczny zbocza osuwiskowego: zarys powierzchni zbocza z: 1 – 1959 r., 2 – 1986 r., 3 – zarys powierzchni półslizgu, 4 – gliny morenowe, 5 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 6 – iły plioceńskie; c) krzywa kumulacyjna przemieszczeń poziomych punktów. Obok numeru pomiarowego (w kółku) podano średnią roczną prędkość w m, za cały okres pomiarowy (18,2 lat). Przesunięcia punktów: 1 – nr 3 (nisza), 2 – nr 5 (jęzor–ryna), 3 – nr 6 (czoło), 1, 11 – okresy badań dostawy osadów z brzegu zbiornika

Dynamics of the Landslide of Dobrzyń (km 661) from 1970 to 1988

a) geomorphological sketch of the landslide: 1 – extent of moraine plateau, 2 – moraine plateau not affected by landslide (stable), 3 – moraine residual hill, 4 – slopes affected by shallow mass movement, fall and creep, 5 – slopes not subject to mass movement, 6 – landslide niches, 7 – secondary scarp within the landslide, 8 – swamp, 9 – spring and creek from ground water, 10 – survey station and measurement point, 11 – measurement points with displacements shown in fig. 8c, 12 – inserted cross section of the slope (fig. 8b); b) cross section of the landslide: outline of slope profile of: 1 – 1959, 2 – 1986, 3 – shear surface, 4 – till glacial, 5 – glacioluvial sands and gravels, 6 – pliocene sediments; c) cumulative curve for horizontal shifting. Mean annual movement rates in circle for the whole period of measurement are given close to point numbers (18,2 years). Shifting points: 1 – nr 3 (niche), 2 – nr (5 middle part), 3 – nr 6 (front); 1, 11 – periods of research on the material supply from the slope into the reservoir

trwa do chwili obecnej. Dobrym wskaźnikiem tego procesu jest ruch koluwiów stale czynnego osuwiska w Dobrzyniu (ryc. 8c) oraz tempo cofania się brzegu (ryc. 9). W latach 1976–1980 średnia roczna dostawa osadów z brzegu do zbiornika wynosiła 0,27 mln m³, podczas gdy w okresie 1981–1985 już tylko 0,14 mln m³ · rok⁻¹. Stanowiło to ponad 7% sumy średniej rocznej akumulacji w zbiorniku, wynoszącej 1,9 mln m³ (Banach 1986). Równoległe z cofaniem się brzegu i wyrównaniem linii brzegowej następowała przebudowa profilu poprzecznego, szczególnie podwodnej części stoku. Przed spiętrzeniem był on wklęsły na odcinkach erozyjnych. Obecnie stał się wklęsło-wypukły w wyniku nie wynoszenia poza strefę brzegową wszystkich osadów z rozmywanej falami nadwodnej części. W wyniku tego zewnętrzna, dolna część stoku splyca się i narasta ku zbiornikowi, wewnętrzna, górna część cofa się i obniża. Taki kierunek procesu powoduje wzrost szerokości i spadek nachylenia przybrzeżnej płycizny oraz gwarantuje spadek aktywności wzmożonego bezpośrednio po spiętrzeniu procesu przekształcenia strefy brzegowej.



Ryc. 9. Krzywe kumulacyjne wielkości cofania się wybranych fragmentów prawego brzegu zbiornika Włocławek (w m)

1 – Rokicie, km 652, brzeg o wysokości 0–3,3 m, zbudowany z ilów plioceńskich, osuwiskowy; 2 – Tulibowo, km 670,2 o wysokości 0–4,5 m, zbudowany z ilów plioceńskich, obrywowy

Cumulative curves of the rate of right bank retreat of Włocławek reservoir, in m

1 – Rokicie, km 652 the high of bank 0–3.3 m, consist from the Pliocene clay sliding, 2 – Tulibowo, km 670.2, the high of bank 0–4.5 consist from the Pliocene clay, falling

PRĄDY PRZYBRZEŻNE I AKUMULACJA OSADÓW

Na skutek oddziaływania fali na brzeg powstają prądy w strefie brzegowej. Przy prostopadłym (frontalnym) podejściu fali do brzegu dominują prądy rozrywające, a przy ukośnym podejściu fali przeważają prądy wzdłużbrzegowe. Przy silnym falowaniu prądy te obejmują całą płycznę przybrzeżną. Istnienie prądów przybrzeżnych jako czynnika transportującego osady oraz ich morfologiczne skutki można obserwować na prawie każdym odcinku obu brzegów zbiornika. Analiza zarysu linii brzegowej akumulacyjnych form brzegowych pozwala określić kierunek wypadkowej falowania wiatrowego i kierunku przeważającego ruchu strumienia osadów. Na obecnym etapie ewolucji strefy brzegowej zbiornika Włocławek sieć prądów jest już prawie stabilna.

Akumulacyjne formy, wystające ponad średni stan wód, są nieliczne i zajmują 4,6% linii brzegowej (5,6 km). Powstają one w wyniku strat energii strumienia osadów.

Oprócz omówionych wyżej nadwodnych form akumulacyjnych tworzy się równocześnie wzdłuż obu brzegów akumulacyjna forma podwodna, która z upływem lat powiększa się. Stanowi ona zewnętrzną (dolną) część płyczniny przybrzeżnej oraz jej skłon stromo opadający ku otwartemu akwenowi. Budują je osady pochodzenia brzegowego, których tempo akumulacji sięga $6-13 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$. Szerokość płycznin przybrzeżnych, jako form abrazyjno-akumulacyjnych, waha się w granicach 7–30 m; wyjątkowo tylko osiągają 50 m, a kąt ich nachylenia wynosi $3-5^\circ$. Platforma przybrzeżna z płaszczem pokrywających ją, okresowo uruchamianych osadów jest naturalnym quasi-falochronem, na którym fale wytrącają swą energię i dlatego degradacja brzegu słabnie.

PODSUMOWANIE

1. Zmiana warunków hydrodynamicznych Wisły w wyniku jej spiętrzenia wywołała silną akumulację i zaktywizowała procesy degradacji brzegów. Równocześnie postępowała wzmożona erozja koryta poniżej stopnia.

2. Natężenie egzogenicznych procesów w okresie 20 lat eksploatacji zbiornika było zróżnicowane w czasie i przestrzeni. Generalnie, w drugim dziesięcioleciu rozpoczęła się tendencja spadkowa.

3. Czynnikiem wiodącym i warunkującym przekształcanie brzegów jest hydrodynamiczna aktywność zbiornika, na którą składa się abrazja, transport i akumulacja osadów. Abrazja jest jakościowo nową formą degradacji litosfery.

4. Naturalność procesu ewolucji strefy brzegowej jest zakłócana działalnością człowieka, szczególnie od 1982 r., kiedy podjęto intensywne prace bagrownicze oraz umacnianie brzegów.

5. Intensywne procesy erozyjne poniżej stopnia wodnego przyczyniły się do przekształcenia koryt typu roztokowego w typ rzeki prostolinijnej lub ograniczonego zabudową hydrotechniczną meandrowania. Proces ten zostanie zakończony do roku około 2020, do momentu osiągnięcia odcinka uregulowanego w XIX w.

6. Z procesami erozyjnymi poniżej zbiornika wiążą się najczęściej ujemne dla gospodarki człowieka przekształcenia koryt. Celem ich zahamowania należy wybudować kolejne stopnie kaskady dolnej Wisły.

LITERATURA

- Babiński Z., 1979, *Wstępna charakterystyka utworów powierzchniowych koryta Wisły poniżej stopnia wodnego we Włocławku*, Gosp. Wodna, 1, 10–12.
- 1982, *Procesy korytowe Wisły poniżej zapory we Włocławku*, Dokum. Geogr., 1–2.
- 1984, *The effects of human activity on changes in the Lower Vistula channel*, Geogr. Pol., 50, 272–282.
- 1986, *Zmiany warunków hydrologicznych i morfologicznych Wisły poniżej stopnia wodnego „Włocławek”*, Dokum. Geogr., 5, 41–54.
- Banach M., 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Pracc Geogr. IGIPIZ PAN, 124.
- 1986, *Przekształcenia brzegów zbiornika włocławskiego*, Dokum. Geogr., 5, 25–40.
- 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegl. Geogr., 60, 3, 267–299.
- Glazik R., 1978, *Wpływ zbiornika wodnego na Wiśle we Włocławku na zmiany stosunków wodnych w dolinie*, Dokum. Geogr., 2–3.
- Material wleczony i unoszony w korycie Wisły*, 1954, Prace PIHM, 33.
- Raynov S., Pechinov D., Kopaljani Z., 1986, *River response to hydraulic structures*, Int. Hydrol. Progr. UNESCO, Paris.
- Williams G. P., Wolman M. G., 1984, *Downstream effects of dam on alluvial rivers*, Geol. Surv. Prof. Pap., 1286.

THE INFLUENCE OF THE WATER RESERVOIR AT WŁOCŁAWEK
ON THE COURSE OF FLUVIAL AND SLOPE PROCESSES

Summary

Changes in hydrodynamical conditions of the Vistula River brought about by the damming of the river for 11 m resulted in strong sedimentation and activation of the processes of river bank degradation. At the same time, accelerated erosion occurred below the dam. The rate of exogenic processes during 20 years of exploitation of the water reservoir was differentiated. In general, in the second decade, a decreasing tendency appeared.

The leading factor, causing bank transformation, is the hydrodynamic activity of the reservoir, that is abrasion, sediment transportation and accumulation of the sediments. Abrasion is a new form of the degradation of the lithosphere. The natural character of the bank zone evolution is disturbed by the human activity, particularly evident since 1982, when started intense drags and works aiming to strengthen the banks.

Intense erosional processes downstream from the dam resulted in transformation of the river channel, starting from the braided type towards the straight or meandering restrained by hydrotechnic construction. This process of river type development, as shown a multiyear prognose, will be finished around 2020, that is up to the time when the erosional zone of the regulated river channel from XIX century will be arrived. With the erosional processes downstream from the dam are usually associated negative for the man transformations of the river channel. To prevent from these changes, construction of subsequent dams in the lower Vistula cascade is necessary.

EWA SMOLSKA

WSPÓŁCZESNE PROCESY FLUWIALNE POJEZIERZA SUWAŁSKIEGO (NA PRZYKŁADZIE GÓRNEJ SZESZUPY) – WSTĘPNE WYNIKI BADAŃ

Dynamika współczesnych procesów erozji, transportu i akumulacji w korytach rzecznych ma obszerną i problemowo zróżnicowaną literaturę. Tylko niewielka część prac dotyczy procesów fluwialnych w krajobrazie młodoglacjalnym (Rachocki 1974; Dynus-Angiel 1980; Florek 1984, 1988; Gołębiowski 1981; Gonera, Kijowski, Zwoliński 1985; Kostrzewski, Zwoliński 1985; Wilamski 1977, 1978; Zwoliński 1985, 1986).

Cechą charakterystyczną wielu dolin pojezierzy jest występowanie odcinków przełomowych na przemian z odcinkami o innej genezie niż fluwialna, np. basenów wytopiskowych. Istotne jest poznanie dynamiki procesów fluwialnych zlewni rzeki pojeziernej traktowanej jako geosystem i zgodnie z teorią funkcjonowania geosystemów (Bertalanffy 1984) jego struktury wewnętrznej oraz relacji zachodzących między poszczególnymi subsystemami i ich elementami.

Za typowy geosystem młodoglacjalny można uznać zlewnię górnej Szeszuły na Pojezierzu Suwałskim, za subsystemy – odcinki doliny o różnej genezie: przełomowej, wytopiskowej, meandrowej.

Celem prowadzonych badań jest poznanie transportu mechanicznego wzdłuż biegu rzeki, ze zwróceniem uwagi na cechy poszczególnych odcinków oraz wzajemne ich oddziaływanie poprzez:

- rozpoznanie cech charakterystycznych dla odcinków przełomowych, wytopiskowych i meandrowych rozumianych jako subsystemy,
- poznanie wzajemnych relacji między nimi,
- poznanie zmienności subsystemów w czasie, a więc ich funkcjonowania w różnych sytuacjach hydrologicznych, jak okresy wezbraniowe i międzywezbraniowe.

Badania prowadzono w latach 1987–1989.

METODY BADAŃ

Rozwiązanie tak postawionego problemu wymagało przeprowadzenia określonych badań stacjonarnych.

W wybranej zlewni górnej Szeszuły założono 7 lat wodowskazowych:

5 wzdłuż biegu rzeki głównej (Łopuchowo, Udziejek I – poniżej Szurpiłówki, Udziejek II – powyżej Jaczniówki, Postawele, Pobondzie) i 2 na dopływach – Szurpiłówce i Jaczniówce. Pomiędzy jeziorami Okrągłym i Krejwelek istnieje wodowskaz (limnigraf) i posterunek opadowy IMGW w Kleszczówku. Drugi posterunek opadowy znajduje się w Rutce Tartak.

Badania polegały na codziennych odczytach stanów wody oraz pomiarach zawiesiny batometrem butelkowym (w przypadku wezbrań co 2–6 godz., w okresach niskich stanów wody co 3 dni). Raz w miesiącu wykonywane były pomiary przepływu, zawiesiny i rumowiska wlezonego na założonych profilach hydrometrycznych wzdłuż biegu rzeki. Profile zostały usytuowane w taki sposób, aby można było porównywać transport zawiesiny i rumowiska dennego na różnych morfologicznie odcinkach doliny i koryta. Pomiary przepływu wody były wykonywane metodą zawartą w pracy Paślawskiego (1973). Zmęczenie określano metodą filtracyjną, stosując sączki ilościowe twarde, ważone z dokładnością $\pm 0,0002$ g. Pomiar rumowiska wlezonego dokonywany był łapaczką PIHM-C o szerokości wlotu 12 cm i sprawności 52%. Zmiany położenia dna koryta rzeki w przekrojach pomiarowych określano na podstawie sondowania podczas pomiarów hydrometrycznych. W celu eliminacji błędów, wynikającego z punktowych pomiarów, okresowo były wykonywane dodatkowe sondowania, pomiar zawiesiny oraz rumowiska wlezonego powyżej i poniżej profilów reperowych.

Pomiary prowadzone raz w miesiącu miały na celu uzyskanie ogólnych informacji o przebiegu procesów (zjawisk) w rytmie miesięcznym w ciągu roku. Jednocześnie w celu określenia roli krótszych zmian natężenia procesów prowadzono pomiary w odcinkach czasowych ważnych z punktu poznania ciągłości i następstwa zdarzeń, jak roztopy wiosenne i wezbrania letnie.

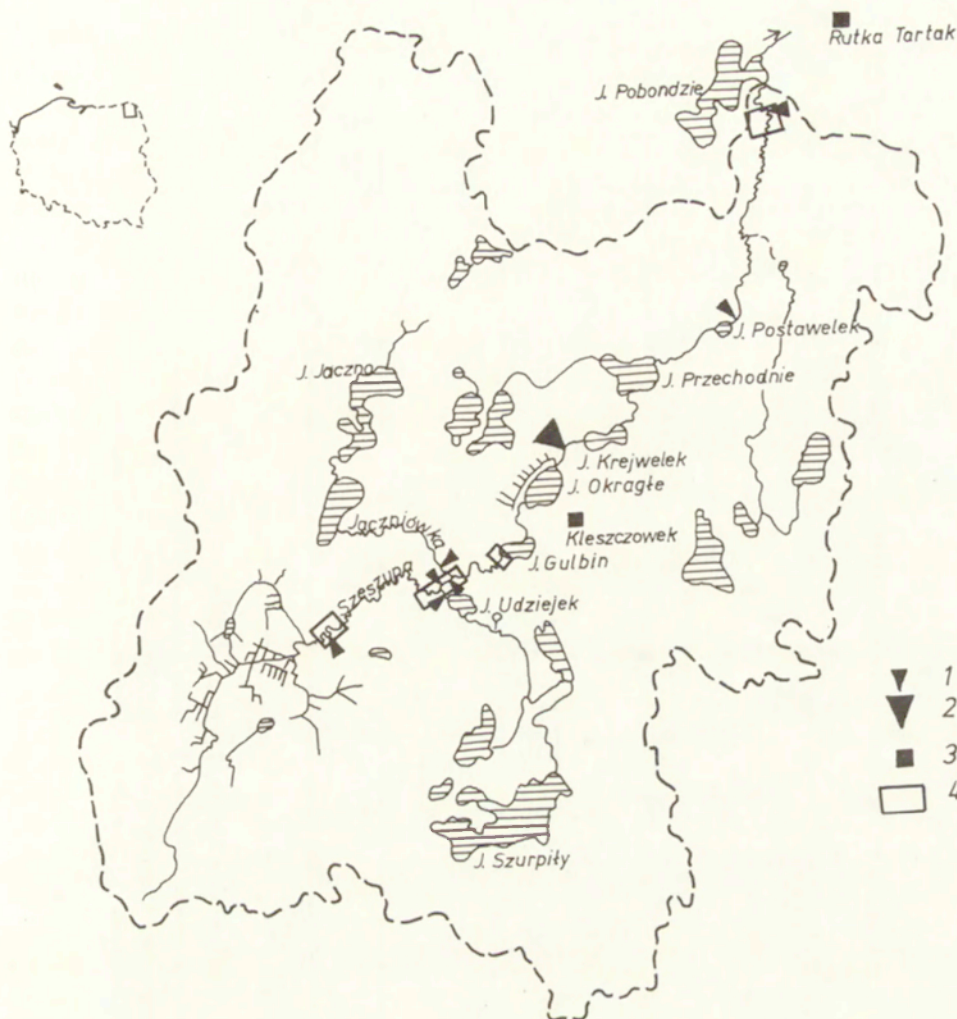
Poza badaniami punktowymi (przekroje hydrometryczne), sezonowo było prowadzone kartowanie geomorfologiczne w trzech wybranych charakterystycznych odcinkach doliny i koryta. Prowadzono pomiary aktywnych podcięć brzegów koryta i zboczy doliny metodą domiaru do stałych reperów (lub kołków), pomiary akumulacji na odsypach, łachach metodą profilową i stalowych prętów (Kaszowski 1970; Niemirowski 1970; Froehlich 1975). Na terasie zalewowej kartowano nanosy po powodziach, mierzona była ich powierzchnia i miąższość w celu szacunkowej oceny ilościowej.

Pomiary takie obarczone są dużymi błędami (ocena szacunkowa), jednak pozwalają na uchwycenie różnic w funkcjonowaniu procesów fluwialnych w różnych morfologicznie odcinkach doliny, a więc spełniają swoje zadanie.

CHARAKTERYSTYKA TERENU BADAŃ

Szeczupa jest dopływem Niemna, leży na Pojezierzu Suwalskim, wchodzącym w skład makroregionu Pojezierzy Litewskich (Kondracki 1978).

Badaniami objęto górną część zlewni po profil w Pobondziu (ryc. 1). Długość rzeki wynosi 17,2 km, powierzchnia zlewni 73,2 km². Rzeka płynie dnem tzw.



Ryc. 1. Położenie terenu badań

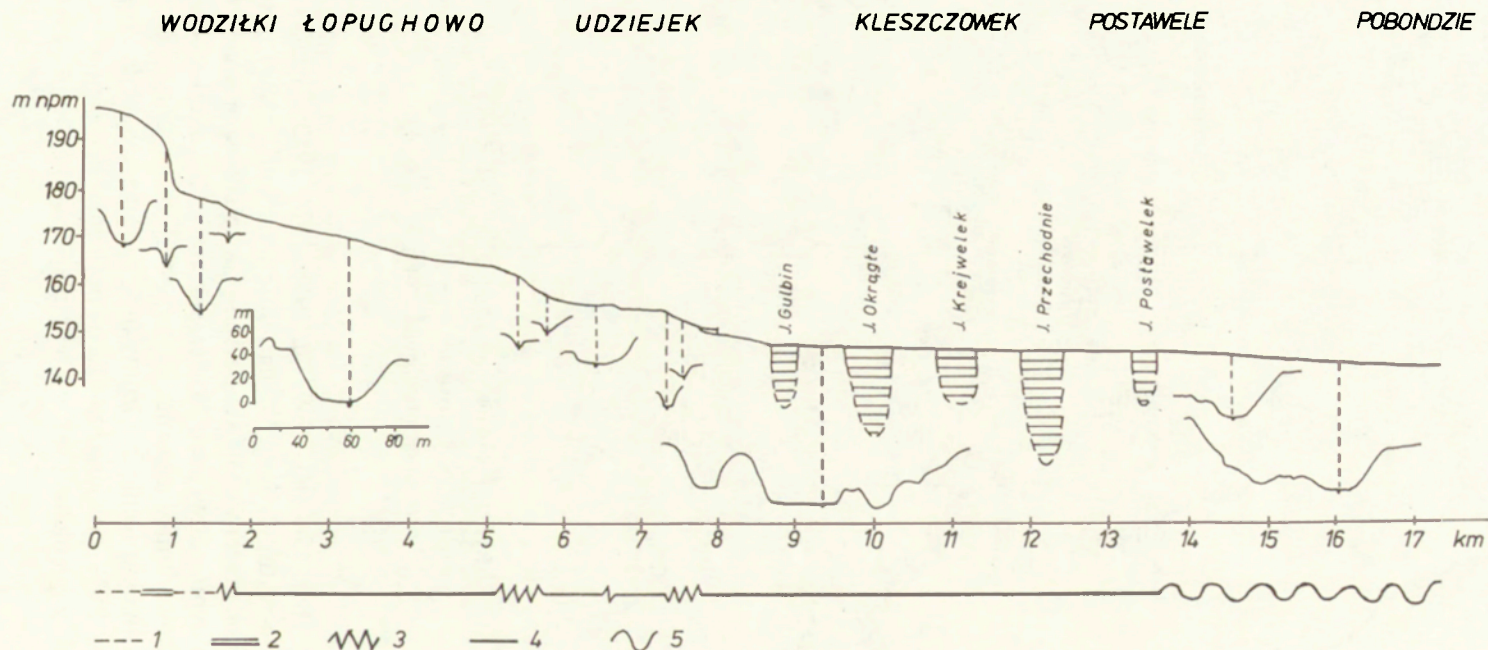
1 – laty wodowskazowe, 2 – limnigraf (IMGW), 3 – posterunki opadowe, 4 – obszary badań szczegółowych

Location of investigated area

1 – water-gauge points, 2 – limnigraphs, 3 – precipitation stations, 4 – detail investigation area

zagłębienia Szeszupy (Ber, Maksiak 1969; Ber 1968, 1974, 1982; Bogacki 1985) o genezie egzaracyjno-wytopiskowej. W jego dnie występują takie formy jak: poziomy moreny dennej, moreny czołowe, poziomy zastoiskowe oraz cały zespół form szczelinowych typu ozów, kemów, teras kemowych, a także mniejsze zagłębienia wytopiskowe i misy jeziorne.

Zlewnia użytkowana jest rolniczo. Grunty orne zajmują 43%, łąki i pastwiska 15%, lasy około 25% powierzchni. Lasy porastają piaszczyste pagórki kemowe, strome stoki zagłębienia oraz w wielu miejscach dna dolin i zagłębień wytopiskowych.



Ryc. 2. Profil podłużny Szeszupy i poprzeczne doliny

1 – dolina wód roztopowych, 2 – młoda dolina erozyjna, 3 – przełomy, 4 – baseny wytopiskowe, 5 – dolina rzeki meandrowej

The Szeszupa river long-profile and valley cross-sections

1 – melt water valley, 2 – young erosion valley, 3 – river gaps, 4 – melt-out basins, 5 – meandering river valley

Średni spadek rzeki wynosi $3,2\text{‰}$. Przepływa ona kolejno przez 5 jezior: Gulbin, Okrągłe, Krejwelek, Przechodnie, Postawełek (ryc. 2).

Cechą charakterystyczną doliny Szeszupy jest występowanie na przemian wąskich odcinków o spadkach sięgających $5-17\text{‰}$ oraz rozszerzeń o genezie wytopiskowej, gdzie spadki są mniejsze $0,2-2,8\text{‰}$. Poniżej j. Postawełek jest to dolina rzeki meandrowej (spadek dna ok. 1‰). W przelomach koryto rzeki jest płytkie, żwirowo-piaszczyste, miejscami kamieniste, pełne bystrzy i niewysokich progów (10–20 cm), dno doliny zaś wąskie 7–25 m. Kręta rzeka w wielu miejscach podcina zbocza doliny. W obrębie rozszerzeń Szeszupa jest nieco głębsza (40–60 cm), płynie wyraźnie wolniej, a dno koryta jest piaszczyste. Nachylenia zboczy doliny osiągają zwykle $9-24^\circ$, natomiast stoków otaczających obniżenia wytopiskowe są nieco mniejsze i bardziej zróżnicowane, wynoszą $6-12^\circ$. Poniżej jeziora Postawełek zmienia się charakter rzeki – wyraźnie meandruje, koryto jest głębsze, zarośnięte. Dolina i terasa zalewowa mają szerokość 100–500 m.

Do badań szczegółowych wytypowano 4 odcinki obejmujące:

- 1) przelom w Łopuchowie i fragment koryta położony bezpośrednio poniżej w obrębie wytopiska w Udziejku,
- 2) dolną część obniżenia wytopiskowego i przelom w Udziejku,
- 3) ujście Szeszupy do jeziora Gulbin,
- 4) dolinę rzeki meandrowej powyżej jeziora Pobondzie.

CHARAKTERYSTYKA HYDROKLIMATYCZNA

Najistotniejszymi czynnikami kształtującymi przebieg zjawisk hydrologicznych są dwa elementy klimatu: opad atmosferyczny i temperatura powietrza.

Średni roczny opad dla wielolecia 1951–1965 wyniósł 576 mm w Suwałkach i 529 mm w Aleksandrówce (Stopa-Boryczka, Martyn 1985). W okresie 1970–1980 dla posterunku opadowego w Jeleniewie wartości te wahały się od 808 do 483,7 mm – średnio 653 mm. Maksimum opadu przypada zwykle na lipiec, minimum zaś na marzec. Pokrywa śnieżna zalega przeciętnie 80–100 dni (od ok. 20 listopada do 1–9 kwietnia).

Średnia roczna temperatura powietrza wynosi $6,1^\circ\text{C}$ (Stopa-Boryczka, Martyn 1985). Większe niż w innych regionach Polski roczne amplitudy powietrza ($22-23^\circ\text{C}$) oraz roczny przebieg wilgotności względnej powietrza (minimalne wartości w czerwcu, maksymalne w grudniu) świadczą o większym kontynentalizmie klimatu Suwalszczyzny niż Pojezierzy Pomorskiego i Mazurskiego.

Ustrój hydrologiczny Szeszupy jak i innych rzek tego regionu jest złożony, umiarkowany, z wezbraniem wiosennym i zimowym oraz gruntowo-deszczowo-śnieżnym zasilaniem (Dynowska 1971). Cechą charakterystyczną jest występowanie największego wezbrania w kwietniu (roztopowe) i drugiego jesienią, zwykle w listopadzie (Bajkiewicz-Grabowska 1985).

W roku hydrologicznym I XI 1987 – 30 X 1988 zlewnia Szeszupy otrzymała od 547,9 do 640,5 mm opadu (posterunki opadowe w Kleszczówku i Rutce

Tartak). Miesiące zimowe (grudzień i styczeń) oraz wiosenne (marzec, kwiecień) charakteryzowały się wysokimi średnimi stanami wody ze względu na śródzimowe i wiosenne roztopy. Wezbrania letnie powyżej basenu jeziornego cechuje bardzo szybki wzrost przepływu, krótki czas trwania kulminacji przepływu oraz równie szybkie opadanie fali wezbraniowej. Poniżej jezior cechą wezbrań jest natomiast wolny wzrost przepływu i znaczny czas trwania kulminacji przepływu. Wezbrania opadowe są przesunięte w czasie o 2–5 dni, a przy niezbyt intensywnym opadzie nie występują, zaznacza się tylko niewielki wzrost przepływu utrzymujący się przez kilka dni. Widoczna jest retencyjna rola jezior. Czas trwania wezbrań wynosił od 51 dni powyżej odcinka jeziornego do 87 dni poniżej, tj. 14–24% roku.

Maksymalne stany wody i przepływy zanotowano podczas wiosennego wezbrania roztopowego. Wahwały się one od 0,9–1,5 m³/s w Udziejku do 1,56–2,3 m³/s w Pobondziu. Minimalne wartości przepływów zanotowano w sierpniu i wynosiły one 0,27 m³/s powyżej jezior i 0,48 m³/s poniżej.

Wielkość i rozkład opadów w okresie badań oraz przebieg odpływu wskazuje, że był on zbliżony do przeciętnego. W związku z tym procesy działające w omawianym okresie można uznać za tzw. sekularne (Starkel 1986).

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TRANSPORTU FLUWIALNEGO

Prowadzone badania zmagania i transportu rumowiska na wybranych przekrojach hydrometrycznych oraz obserwacje na wytypowanych charakterystycznych odcinkach doliny jak też koryta pozwalają na wstępną charakterystykę transportu mechanicznego wzdłuż biegu rzeki w cyklu rocznym (1 XI 1987–30 X 1988).

Transport zawiesiny wykazuje wyraźne zróżnicowanie wzdłuż biegu Szeszupy oraz w ciągu roku. Maksymalne wartości koncentracji zawiesiny zanotowano podczas wezbrania opadowego w profilu w górnej części przełomu w Udziejku (305 g/m³), poniżej zaś jezior, w przekroju zamykającym zlewnię Pobondzie w okresie roztopowym (82,1 g/m³). Minimalne wartości koncentracji występowały podczas dłuższych okresów międzywezbraniowych przy niskich stanach wody (powyżej odcinka jeziornego niemierzalne – pomiar w granicach błędu, w profilu zamykającym zlewnię 1,1 g/m³).

W ciągu roku wartości koncentracji zawiesiny odmiennie układają się powyżej i poniżej jezior.

Na górnej Szeszupie największe wartości występują w półroczu letnim. W odcinkach przełomowych podczas wezbrań średnio wynoszą 80–200 g/m³, w okresach powezbraniowych 50–80 g/m³, między zaś przełomami podczas wezbrań 60–100 g/m³, w okresach powezbraniowych 40–80 g/m³ i w okresach międzywezbraniowych kilkanaście g/m³.

W Szeszupie poniżej jezior (odcinek doliny meandrowej) większe koncentracje zawiesiny występują od listopada do maja, a więc w czasie, gdy koryto nie jest zarośnięte (dla wezbrań roztopowych średnio 60–80 g/m³ i okresów powezbraniowych 40–50 g/m³, dla wezbrań zaś opadowych 30–50 g/m³ i szybko maleją do kilku g/m³).

Powyższe zróżnicowanie koncentracji zmaczenia wzdłuż biegu rzeki wyraźnie nawiązuje do wydzielonych odcinków doliny i koryta, natomiast zupełnie nie ma związku z przyrostem powierzchni zlewni. W przypadku wezbrań są to znaczne wartości w przełomach, wyraźnie rosnące w dół, następnie stopniowo malejące od ich dolnej części w początkowych fragmentach rozszerzeń typu wytopiskowego i utrzymujące się na jednakowym poziomie do następnego przełomu.

Dodatkowego wyjaśnienia wymaga rozkład transportu w zawieszynie w przełomie w Udziejku. Zaznaczają się wyraźnie dwie różne tendencje: malejąca albo rosnąca w dół przełomu. Wydaje się to związane ze sposobem dostawy zwietrzliny do koryta. Jeżeli wezbranie poprzedzał dłuższy okres, w którym następowało przygotowanie luźnej zwietrzliny na zboczach doliny, to dostawa do koryta była duża i wraz ze wzrostem powierzchni przyrzecza w dół przełomu zwiększała się powierzchnia aktywnie biorąca udział w dostawie do koryta – wzrastało zmaczenie (wezbranie 31 VIII 1988). Kolejno następujące po sobie wezbrania charakteryzują coraz mniejsze wartości zmaczenia. Malejąca tendencja zmaczenia ku dołowi przełomu związana jest z istnieniem punktowej dostawy zwietrzliny z drogi w jego górnej części. Dostawa z drogi odgrywała tym istotniejszą rolę, im mniejsza była dostawa ze zboczy doliny.

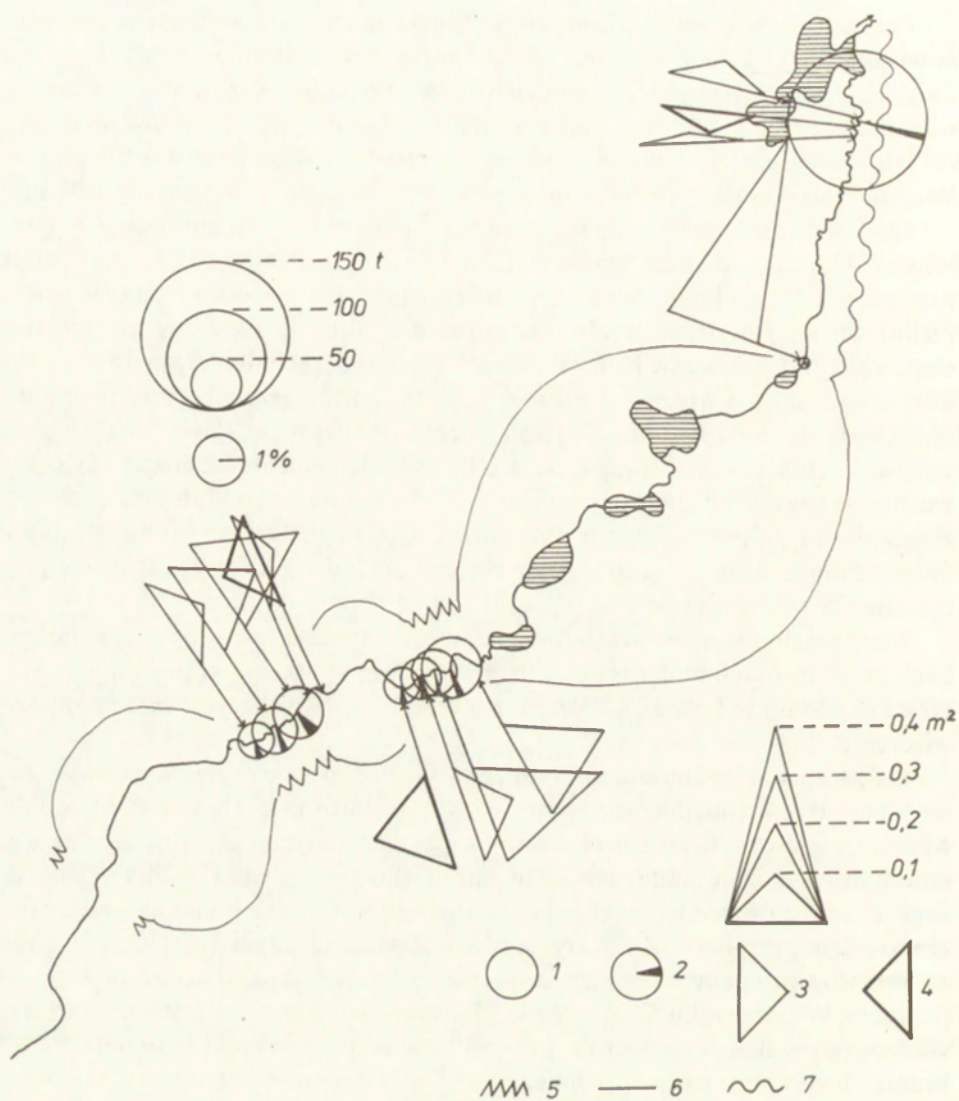
Maksymalną wartość wleczenia zmierzoną łapaczką zanotowano w odcinkach przełomowych podczas powodzi roztopowej – 10,1 g/s w profilu w dolnej części przełomu w Udziejku. Wezbrania opadowe dały zdecydowanie mniejsze wleczenie.

O ile transport materiału unoszonego wykazuje pewne prawidłowości w czasie i przestrzeni (odcinki przełomowe, wytopiskowe), to transport materiału wleczonego jest bardziej zróżnicowany w poszczególnych przekrojach w czasie, natomiast wykazuje małe zróżnicowanie wzdłuż biegu rzeki. Najczęściej największy transport występował podczas wezbrań w ich fazie kulminacyjnej, wraz ze wzrostem przepływu. Zdarzały się również sytuacje, gdy największe wleczenie zaobserwowano podczas opadania fali wezbraniowej, bądź bezpośrednio po jej przejściu. W przypadku Szeszupy zróżnicowanie natężenia transportu materiału wleczonego w danym przekroju jest uzależnione od wielkości (dynamiki) wezbrania, dostawy materiału do danego przekroju oraz usytuowania wzdłuż biegu rzeki i związane jest z możliwościami dostosowywania się przekroju do różnych sytuacji hydrodynamicznych.

FUNKCJE MORFODYNAMICZNE WEZBRAŃ

Analiza przebiegu i natężenia transportu mechanicznego dla poszczególnych przekrojów hydrometrycznych wskazuje na różne funkcje morfodynamiczne wezbrań i okresów międzywezbraniowych.

Największe w okresie badań było wezbranie roztopowe 26 III – 10 IV 1988 r. o przepływie ponad pełnokorytowym. Dla poszczególnych przekrojów hydrometrycznych rozpatrzone zostały całkowite ładunki materiału unoszonego i wleczonego (ryc. 3) oraz zmiany położenia dna koryta (wielkość erozji lub akumula-



Ryc. 3. Transport mechaniczny wzdłuż biegu Szeszupy podczas wezbrania roztopowego 26.03–10.04.1988 r.

1 – całkowite ładunki materiału unoszonego i wlezonego w poszczególnych przekrojach ($L_s + L_b$), 2 – procentowy udział ładunku wlezonego (L_b); zmiany powierzchni pola przekroju pod stałą wodowskazu: 3 – erozja, 4 – akumulacja. Schematycznie zaznaczono odcinki doliny: 5 – przełomowe, 6 – o genezie wytopiskowej, 7 – rzeki meandrowej

Mechanical transportation of material along the Szeszupa river during spate due to thawing 1988.03.26–1988.04.10

1 – total of suspended material and bed load in particular cross-section ($L_s + L_b$), 2 – percent share of bed load (L_b); changes in cross-section area beneath water-gauge constant: 3 – erosion, 4 – accumulation. Chosen parts of the valley: 5 – river gaps, 6 – melt-out depression origin, 7 – meandering river

cji). Za miernik roli wezbrania w modelowaniu koryta w danym przekroju uznano okres, w którym wróciło ono do stanu poprzedniego.

Wyraźnie widoczna jest erozyjna funkcja wezbrania o przepływie ponad pełnokorytowym w przekrojach usytuowanych w odcinkach przelomowych i bezpośrednio poniżej, akumulacyjna w wytopiskowych oraz niewielkich rozmiarów erozja w korycie meandrowym (ryc. 3).

Podobnej analizy dokonano dla wezbrań opadowych. W odcinkach przelomowych na ogół notuje się spadek transportu ku dołowi, gdzie następuje wyraźna akumulacja. Przeważa ona również w odcinkach wytopiskowych (ryc. 4). Odbiegają od tego schematu dane z przekroju usytuowanego w górnej części przelomu w Udziejku. Mimo zawsze dużych ładunków transportu, zaobserwowano tu w niektórych przypadkach wyraźną erozję, a w innych akumulację (ryc. 4a i 4b). Wydaje się to związane z wielkością wezbrania, warunkami hydrodynamicznymi koryta w okresie poprzedzającym wezbranie, dostawą materiału z drogi i przyrzecza (dostawa lokalna) oraz dostawą materiału z koryta powyżej przekroju. Na obecnym etapie badań trudno jest ocenić, które z wymienionych czynników mają decydujące znaczenie dla kierunku procesów.

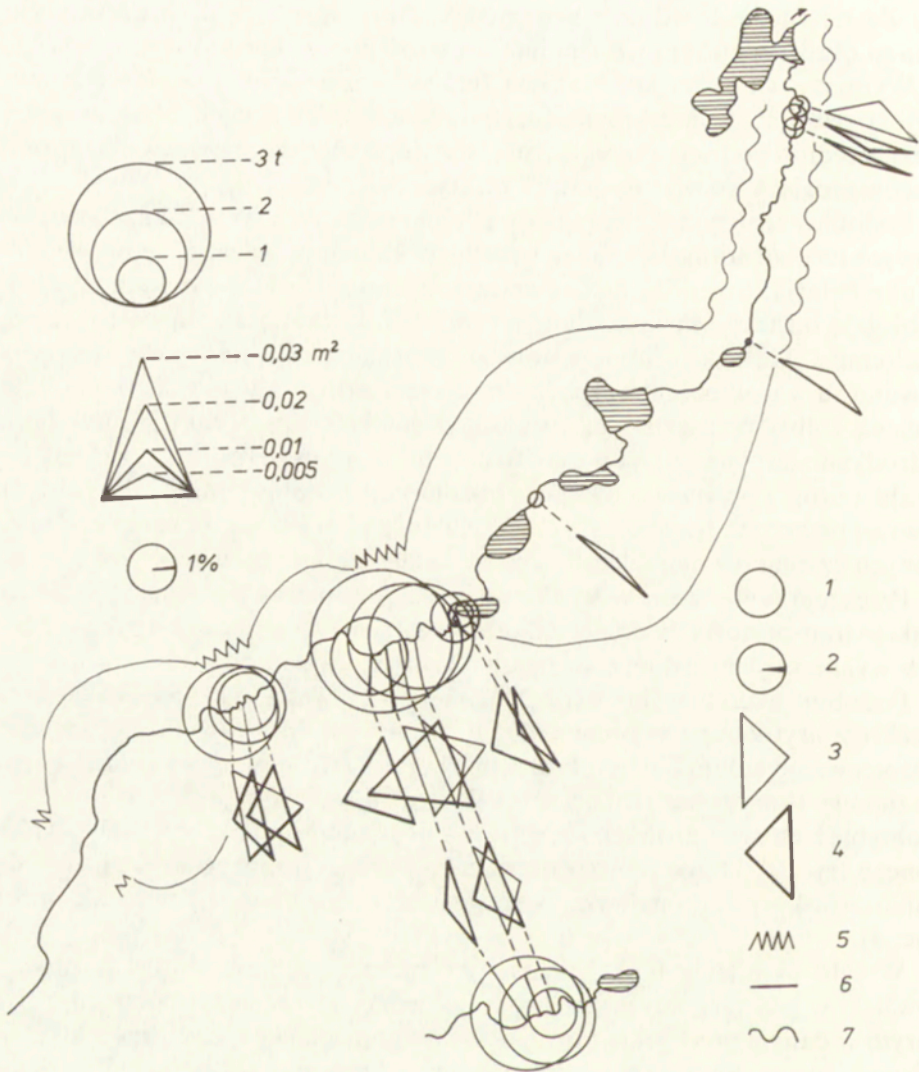
Przekroje usytuowane w środkowej części przelomów wskazują głównie na funkcję transportową, w dolnej ich części następuje spadek całkowitych ładunków wynoszonych i jednocześnie akumulacja na dnie koryta.

Podobnie akumulacyjny jest odcinek ujściowy Szeszupy do jeziora Gulbin. Przekroje usytuowane w obrębie doliny rzeki meandrowej pokazują wyraźne zróżnicowanie ładunków na okres letni (koryto zarośnięte) i wiosenno-jesienno-zimowy (koryto bez roślinności). Wezbrania wiosną dają przyrost osadów w obrębie łach meandrowych i zdecydowanie większe ładunki materiału wyniesionego (ryc. 3). Okres pełnego rozwoju roślinności wodnej charakteryzuje się stabilizacją koryta, co najwyżej obserwuje się niewielką erozję w strefie nurtu (ryc. 4).

W celu określenia funkcji morfodynamicznej wezbrań istotne są zmiany powstałe w poszczególnych przekrojach z jednej strony i czas potrzebny, aby koryto w danym przekroju wróciło do stanu poprzedniego, tzw. czas relaksacji z drugiej strony. Erozja koryta po wiosennym wezbraniu roztopowym w odcinkach przelomowych została zrównoważona w okresie wezbrań opadowych w sierpniu lub we wrześniu. I tak dla przekrojów usytuowanych w dolnej części przelomów był to okres 4 miesiące, w środkowej i górnej części od 6 do 10 miesięcy. Przekrój usytuowany w środkowej części przelomu w Udziejku do końca 1989 r. nie uzyskał stanu sprzed wezbrania roztopowego (tj. po 18 miesiącach). Wezbrania opadowe dały niewielkie zmiany i koryto rzeki wracało do stanu poprzedniego w krótkim okresie 2 – 3 tygodni (międzywezbraniowym).

Określenie funkcji morfodynamicznej wezbrań na podstawie analizy przekrojów koryta – sytuacji punktowej – może budzić zastrzeżenia. Przedstawione sytuacje punktowe zostały zweryfikowane w przestrzeni, to znaczy na wybranych odcinkach doliny i koryta.

Kartowanie geomorfologiczne przeprowadzane sezonowo (po wezbraniu



Ryc. 4. Transport mechaniczny wzdłuż biegu Szeszupy podczas wzebrań opadowych 17–18.07.1988 (a) i 19–21.07.1988 (b)

Objasnienia jak na ryc. 3

Mechanical transportation of material along the Szeszupa river during precipitation spates 1988.07.17–18 (a) and 1988.07.19–21 (b)

Symbols see Fig. 3

roztopowym i opadowym) daje ogólny obraz występowania form erozyjnych i akumulacyjnych. Kartowanie trzech wytypowanych odcinków koryta i doliny opierało się na kryterium morfostatycznym (Kaszowski, Krzemień 1986) i polegało na rejestracji wybranych cech wskaźnikowych – form powstałych po określonym czasie. Dopiero porównanie odcinków doliny i koryta z różnych

okresów (rejestracja zmian) pozwoliło na podejście morfodynamiczne. Rycina 5 przedstawia schematycznie natężenie procesów fluwialnych poprzez rejestrację skutków procesów erozyjnych i akumulacyjnych po wezbraniu roztopowym. Przestrzenny rozkład form erozyjnych oraz akumulacyjnych nieco inaczej układa się po letnich wezbraniach opadowych o przepływach pełnokorytowych i mniejszych (ryc. 6).

Przedstawiona charakterystyka okresów wezbraniowych dla poszczególnych przekrojów wzdłuż biegu rzeki oraz odcinków doliny i koryta wskazuje na duże zróżnicowanie współczesnych procesów fluwialnych w zlewni młodoglacjalnej. Zróżnicowanie to jest wyraźnie związane z geomorfologicznym wykształceniem doliny oraz dynamiką wezbrań.

FUNKCJA MORFODYNAMICZNA OKRESÓW MIĘDZYWEZBRANIOWYCH

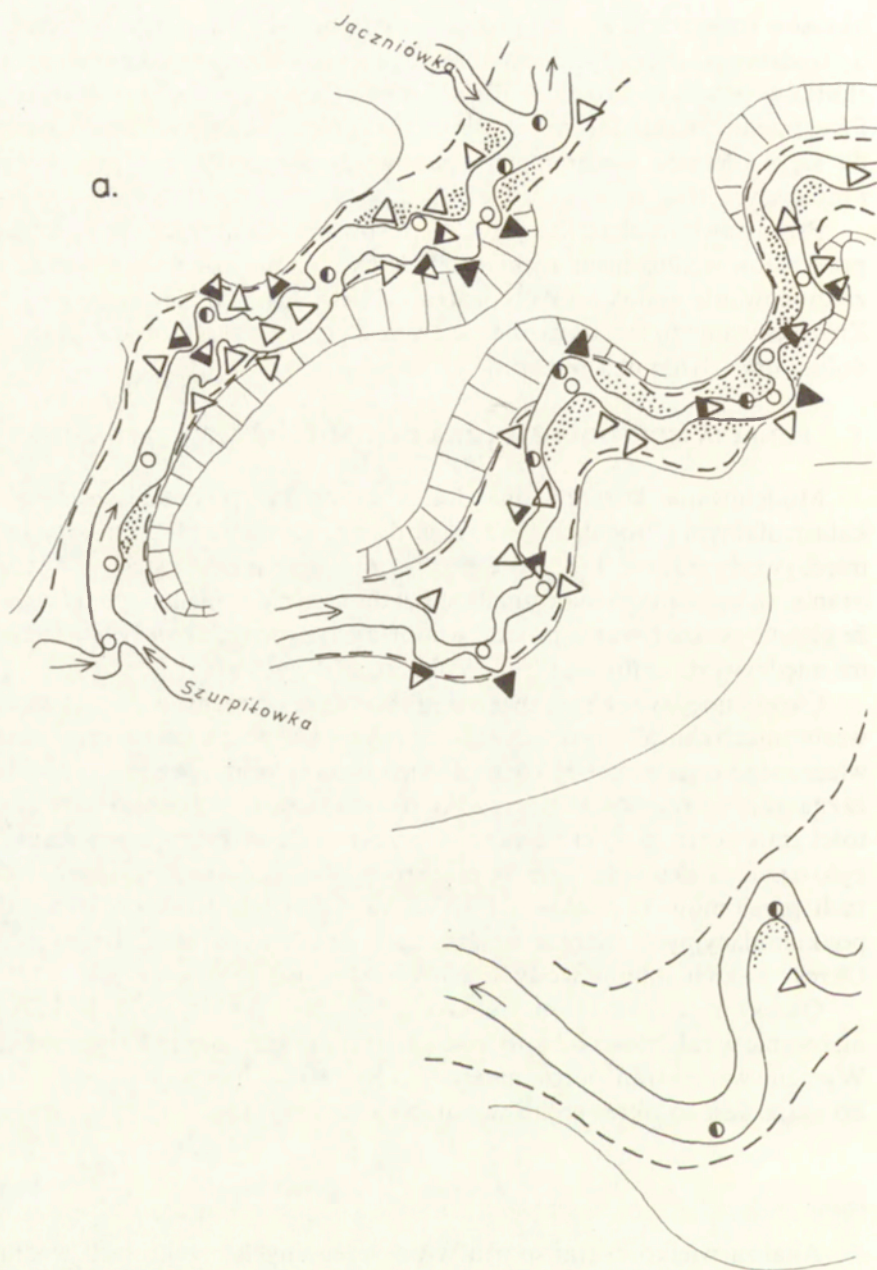
Modelowanie koryta i dna doliny często przypisywane jest wezbraniom katastrofalnym (Froehlich 1975; Kaszowski, Kotarba 1970), natomiast okresy międzywezbraniowe, których efekty są mniejsze niż powstałe w wyniku wezbrania, są uważane za mało znaczące. Jednocześnie istnieją poglądy wskazujące, że główne oddziaływanie procesów morfogenetycznych należy wiązać z okresami międzywezbraniowymi (np. Wolman, Miller 1960).

Okresy międzywezbraniowe nie są jednolite. Wyraźnie wyróżnia się okres po wezbraniach charakteryzujący się znacznym transportem zawiesiny i rumowiska wlezonego oraz następny okres niskich stanów wody. Wzdłuż biegu Szeszupy zaznaczają się różnice. W przypadku okresu powezbraniowego największe wartości transportu zaobserwowano w przekrojach, w których wezbrania można było uznać za akumulacyjne. W przekrojach usytuowanych w dolnych fragmentach przełomów Łopuchowa i Udziejka, jak i w odcinkach wytopiskowych poakumulacyjnych małych wezbraniach opadowych zachodzi proces erozji. Okresy niskich stanów wody są na całej długości rzeki erozyjne.

Okresy międzywezbraniowe wzdłuż Szeszupy poniżej jezior wykazują zróżnicowanie w zależności od pory roku, tj. stopnia zarośnięcia koryta roślinnością. Wyraźny wzrost transportu materiału o 50 – 60% obserwuje się od października do maja. Jest to okres erozji w obrębie dna koryta.

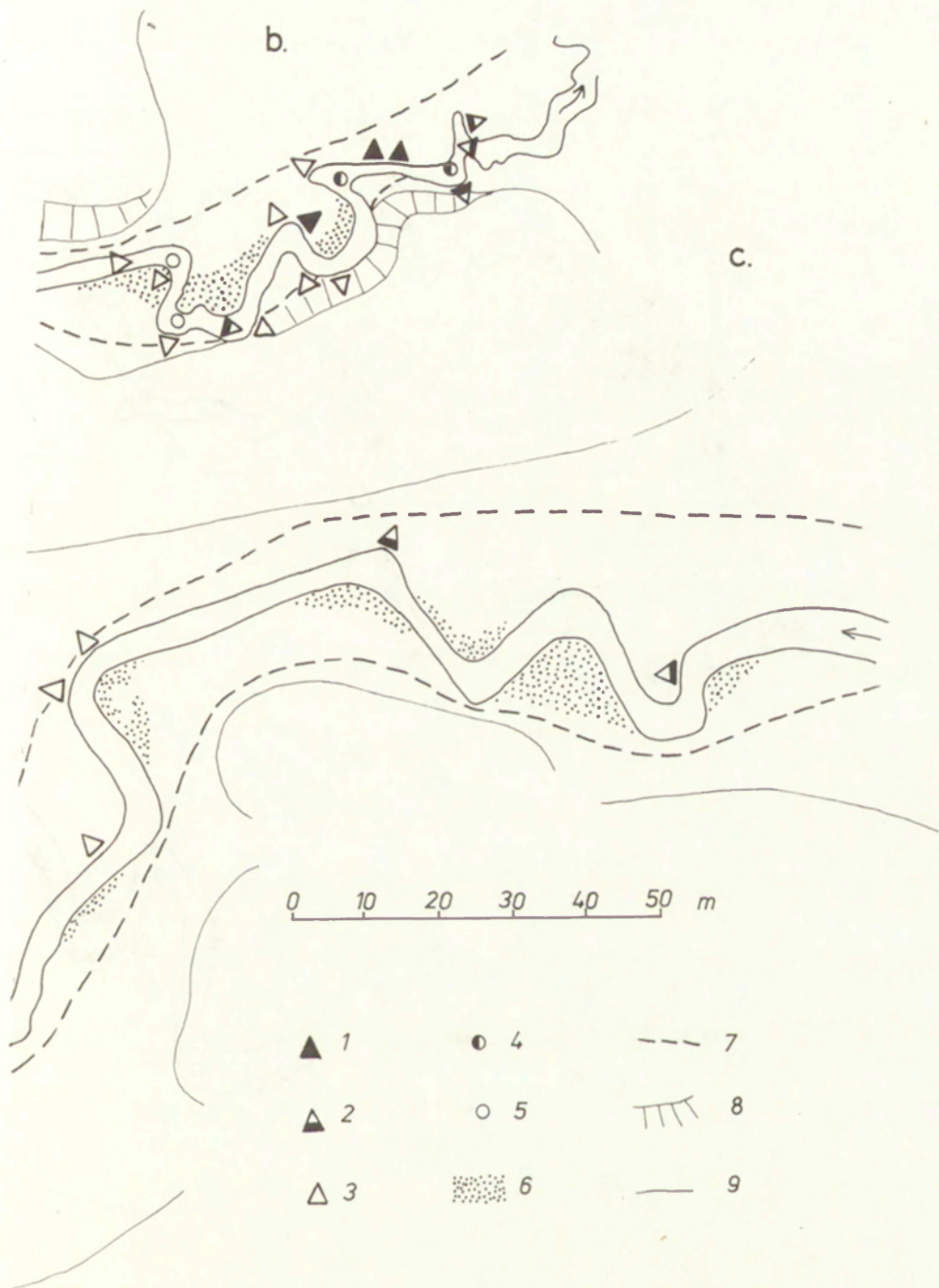
WNIOSKI KOŃCOWE

Analiza wielkości transportu w poszczególnych przekrojach wzdłuż biegu Szeszupy, zmian położenia dna koryta względem stałej wodowskazu, czyli wielkość erozji lub akumulacji w danych przekrojach, oraz sezonowe kartowanie geomorfologiczne wybranych odcinków koryta i doliny wskazują na duże zróżnicowanie procesów zachodzących w poszczególnych odcinkach koryta i zmienność w czasie od erozji przez transport do akumulacji. Główną funkcję morfogenetyczną na odcinku Szeszupy powyżej jezior odegrało wezbranie roztopowe. Wezbrania o przepływie pełnokorytowym i mniejsze oraz okresy międzywez-



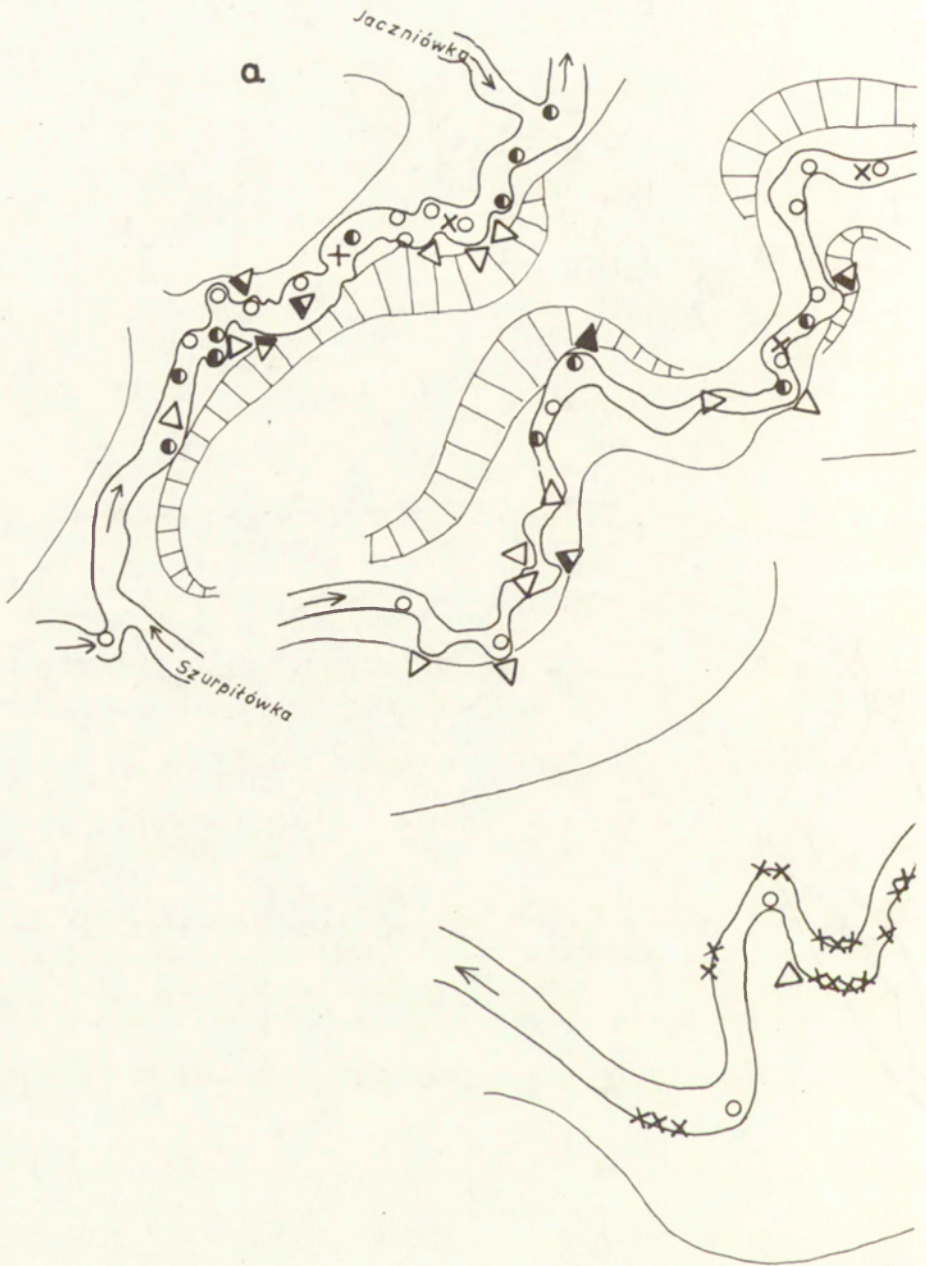
Ryc. 5. Skutki morfologiczne wezbrania roztopowego 26.03. – 10.04.1988 r. na wybranych odcinkach doliny i koryta Szeszupy:

a – w Udziejku, b – w Łopuchowie, c – powyżej jeziora Pobondzie. Formy erozyjne: 1 – podcięcia zboczy doliny i brzegów koryta o ponad 50 cm, zagłębienia w dnie koryta o objętości ponad 50 cm³, 2 – podcięcia brzegów koryta o 10 – 50 cm, zagłębienia w dnie koryta o objętości do 50 cm³, 3 – podcięcia brzegów koryta do 10 cm i rozmycia łach śródkorytowych. Formy akumulacyjne: 4 – przyrost powierzchni łach i odsypów powyżej 50 cm³, 5 – przyrost powierzchni łach i odsypów poniżej 50 cm³, 6 – zasięg akumulacji powodziowej na terasie zalewowej, 7 – zasięg powodzi, 8 – zbocza doliny, 9 – dno doliny



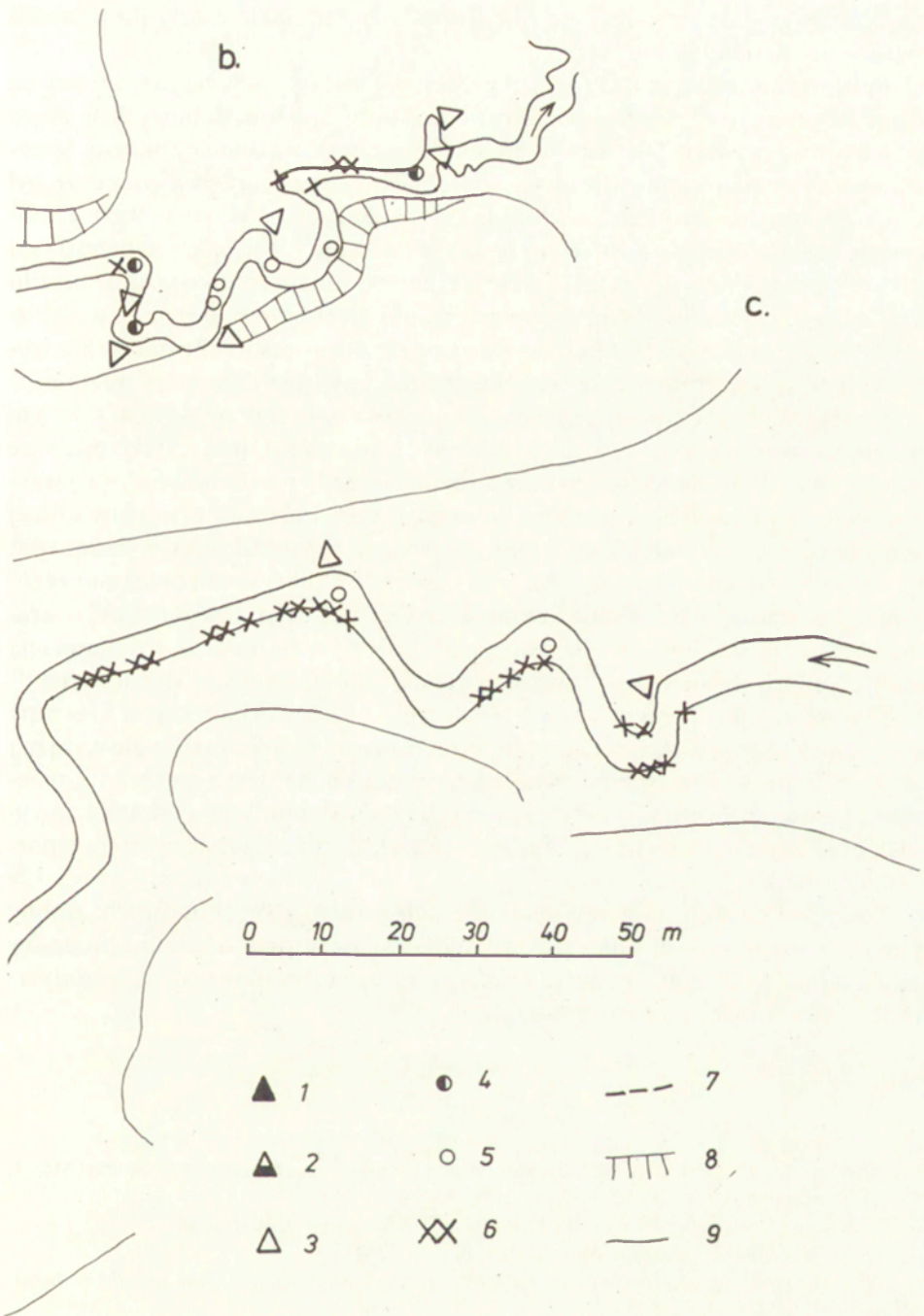
Morphological results of a thaw spate on 1988.03.26 – 1988.04.10 for chosen effects of Szeszupa valley and channel:

a – at Udziejek, b – at Łopuchowo, c – above Pobondzie Lake. Erosive forms: 1 – valley slopes incisions and channel banks more than 50 cm, erosive kettles more than 50 cm³, 2 – channel banks incisions 10–50 cm, depressions in the river-bed up to 50 cm³, 3 – channel banks incisions up to 10 cm and bars washout. Accumulative forms: 4 – increment area of bars and alluvia up to 50 cm³, 6 – range of flood accumulation of flood terrace, 7 – flood range, 8 – valley slopes, 9 – valley floor



Ryc. 6. Skutki morfologiczne wezbrań opadowych sezonu letniego 1988 r. na wybranych odcinkach doliny i koryta Szeszupy:

a – w Udziejku, b – w Łopuchowie, c – powyżej jeziora Pobondzie. Objasnienia 1–5, 7–9 jak na ryc. 5, 6 – miejsca ustabilizowane roślinnością



Morphological effects of summer rain falls spates in 1988 summer season for chosen sections of the Szeszupa valley and channel:

a – at Udziejek, b – at Łopuchowo, c – above Pobondzie Lake. Symbols 1–5, 7–9 as on Fig. 5, 6 – sited stabilized by vegetation

braniowe wyraźnie zmierzały do niwelowania zmian, jakie zaszły po powodzi roztopowej w obrębie koryta.

Prezentowane natężenia i rozkład procesów fluwialnych w ciągu roku można uznać za przeciętne. Analiza wielkości i rozkładu opadów dobowych w ciągu roku hydrologicznego 1 XI 1987 – 30 X 1988, długość zalegania pokrywy śnieżnej, charakter roztopów (adwekcyjno-insolacyjne) pozwalają stwierdzić, że był to rok zbliżony do średnich z wielolecia (Stopa-Boryczka, Martyn 1985). Zaobserwowany rytm zdarzeń zarówno w czasie (w ciągu roku) jak i w przestrzeni wydaje się charakterystyczny dla rzeki o zróżnicowanym spadku wzdłuż profilu podłużnego, która posiada na przemian odcinki przełomowe, o genezie wytopiskowej oraz meandrowe. Istnieje wyraźny związek procesów fluwialnych z wydzielonymi geomorfologicznie odcinkami Szeszupy oraz dynamiką wezbrań.

Określenie funkcji poszczególnych odcinków doliny w geosystemie zlewni młodoglacjalnej na podstawie tak krótkiego czasu może stanowić tylko pierwsze przybliżenie. W prezentowanym okresie badań odcinki przełomowe wykazywały tendencję degradacyjną w górnej i środkowej części a transportową w dolnej (redepozycyjną). W odcinkach doliny o genezie wytopiskowej wyraźna jest przewaga agradacji, związana z dostawą materiału z systemu przełomowego, poniżej którego występuje silna akumulacja. Odcinek doliny meandrowej charakteryzował się stabilnością. Równowagę między erozją boczną i akumulacją w obrębie łach meandrowych można określić jako równowagę dynamiczną.

Osobnym subsystemem wzdłuż biegu rzeki młodoglacjalnej typu Szeszupy jest odcinek jeziorny. W ujściu do pierwszego jeziora Gulbin tworzy się wyraźna delta, nadbudowywana przede wszystkim w okresach dużych wezbrań o przepływie pełnokorytowym. Wezbrania mniejsze dają akumulację w odcinku powyżej ujścia i dopiero okres powezbraniowy charakteryzuje się znacznym transportem rumowiska.

Powyższe funkcje morfodynamiczne subsystemów przełomowych, doliny o genezie wytopiskowej i meandrowej były spełniane przy działaniu procesów sekularnych (wezbrania opadowe i okresy międzywezbraniowe) oraz epizodycznych (jedno wezbranie roztopowe).

LITERATURA

- Bajkiewicz-Grabowska E., 1985, *Stosunki wodne*, (w:) *Województwo suwalskie*, Studia i Mat. 1, OBN w Białymstoku i IGiPZ w Warszawie, Białystok.
- Ber A., 1968, *Mapa geologiczna Polski 1:50 000 ark. Jeleniewo*, IG, Warszawa.
- 1974, *Czwartorzęd Pojezierza Suwalskiego*, Biul. IG 269.
- 1982, *Marginal zones and deglaciation during the North Polish Glaciation in the Suwalki – Augustów Lakeland*, Biul. IG 343.
- Ber A., Maksiak S., 1969, *Formy marginalne i formy martwego lodu w zagłębieniu Szeszupy na Pojezierzu Suwalskim*, Biul. IG 220.
- Bertalanffy L., 1984, *Ogólna teoria systemów*, PWN Warszawa.
- Bogacki M., 1985, *Budowa geologiczna i ukształtowanie powierzchni*, (w:) *Województwo suwalskie*, Studia i Mat. 1, OBN w Białymstoku i IGiPZ w Warszawie, Białystok.

- Dynowska I., 1971, *Typy reżimów rzecznych w Polsce*. Zesz. Nauk. UJ Prace Geogr. 50.
- Dynus-Angiel J., 1980, *Przestrzenne zróżnicowanie materiału dennego w korytach rzecznych na przykładzie rzek północnego skłonu Pomorza Zach.*, Masz. pracy dokt., WGiSR UW.
- Florek W., 1984, *Ewolucja i mechanizm transformacji dolin Słupi i Łupawy (opracowanie wyników badań nauk.)*, Masz. IGiPZ PAN, Kraków.
- 1988, *The Słupia valley in the vicinity of Słupsk towards the close of the Vistulian and in the Holocene*. Geogr. Pol. 53.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN 114.
- Gołębiowski R., 1981, *Kierunki i intensywność denudacji na obszarze zlewni górnej Raduni w późnym wirmie i holocenie*, Zesz. Nauk. UG, Rozpr. Monogr. 26, 165.
- Gonera P., Kijowski A., Zwoliński Z., 1985, *Powezbraniowe formy akumulacyjne na terasie zalewowej Warty i Parsęty w świetle analizy zdjęć lotniczych*, Fotoint. w Geogr. 8/18.
- Kaszowski L., 1970, *Methods of investigation of contemporary fluvial processes applied in the Kraków centre*, Studia Geomorph. Carparho-Balcan. 4.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1970, *Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na podstawie potoku Kobyłanka na Wyżynie Krakowskiej)*. Prace Geogr. IGiPZ PAN, 80.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1986, *Metody typologii koryt rzecznych*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 67.
- Kondracki J., 1978, *Geografia Fizyczna Polski*, PWN Warszawa.
- Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1985, *Chemical denudation rate in the upper Parsęta catchment, Western Pomerania: research methods and preliminary results*, Quaest., Spec. Issue 1.
- Niemirowski M., 1970, *Erozja rzeczna w potokach Jaszczce i Jamne*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys. 4.
- Pasławski Z., 1973, *Metody hydrometrii rzecznej*, WKiŁ Warszawa.
- Rachocki A., 1974, *Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych na przykładzie Raduni*. Dokum. Geogr. 4.
- Starkel L., 1986, *Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat)*, Czas. Geogr. 62, 2.
- Stopa-Boryczka M., Martyn D., 1985, *Klimat*, (w:) *Województwo suwalskie*, Studia i Mat. 1, OBN w Białymstoku i IGiPZ PAN w Warszawie, Białystok.
- Wilamski J., 1977, *Procesy erozji chemicznej w wybranych zlewniach rzek Przymorza Zach. na podstawie splywu jonowego*, Masz. WGiSR UW.
- 1978, *Erozja chemiczna zlewni Słupi*, Mat. Bad. IMGW, Ser. Gosp. Wod. Ochr. Wód 30.
- Wolman M. C., Miller J. P., 1960, *Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes*, J. Geol. 68.
- Zwoliński Z., 1985, *Sedymentacja osadów przyrostu pionowego na terasie zalewowej Parsęty*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach. 35. Ser. A. Poznań.
- 1986, *Morphogenetic activity of overbank flows on the Parsęta river floodplain the Pomeranian Lakeland general outline*, Acta UNC, Geografia 21.

PRESENT-DAY FLUVIAL PROCESSES IN THE SUWAŁKI LAKELAND
EXEMPLIFIED BY THE UPPER SZESZUPA RIVER – PRELIMINARY RESULTS

Summary

Investigations carried out in the Suwałki Lakeland in 1987–1989 were aimed at the study of fluvial processes along the upper course of the Szeszupa river with particular consideration of geomorphological features of individual sections of the valley and the channel (subsystems): of river gaps, of a valley of melt-out depression origin and of meandering river valley.

Daily observations were carried out of the water level and suspended material (with a bottle

bathometer) in seven water gauge points along the river and its tributaries and at least once a month the discharge, suspended matter content and the transportation of bed load were measured in hydrometric cross-sections. Seasonally, geomorphological mapping was carried out at three selected characteristic sections of the valley. Processes of erosion and accumulation were observed: incision in tributary valleys and channel bank erosion, accretion of bars.

The concentration of suspended material and the transportation of bed load in various hydrologic situations were analysed in each cross-section along the Szeszupa course. There is a visible connection of the occurring processes with the selected geomorphological sections of the Szeszupa river and with the dynamics of spates. This connection induced the author to define morphodynamic functions of spate and inter-spate periods with regard to the selected subsystems.

Suspended and bed load material was analysed along the channel in relation to water level changes and constant water gauges (extent of erosion or accumulation) in particular cross-sections. The relaxation time was assumed to be the measure of the importance of a given hydrological events in the channel. The greatest role was played by the thaw spate from March 26th to April 10th 1988. Gap sections showed a tendency to degradation in the upper and middle part and to transportation in the lower part. In the valley section located within melt-out depression aggradation clearly prevails over degradation as a consequence of material supply from the gap subsystem. Below gap system intensive accumulation occurs both in the channel and on the flood terrace. The meandering valley section showed dynamic balance: erosion of the channel banks and accumulation within meander bars.

A separate subsystem along a river like the Szeszupa river is the lake section. The estuary of the Szeszupa river in the Gulbin Lake forms a distinct delta which develops mainly during great spates due to thaws or summer rainfalls (bankfull discharge). Small spates cause accumulation in the section up-stream of the estuary and only in the post-spate periods there occurs an important transportation of the bed load.

SYSTEM DENUDACYJNY WYŻYN POLSKICH

HENRYK MARUSZCZAK, JAN RODZIK,
ANDRZEJ ŚWIECA

DENUDACJA MECHANICZNA I CHEMICZNA WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI PASA WYŻYN POŁUDNIOWOPOLSKICH (RZECZNY ODPLYW ZAWIESIN I ROZTWORÓW)

Za miarę natężenia denudacji najchętniej przyjmuje się wskaźniki rzecznego odpływu zawiesin i roztworów. Dzięki temu, że określa się je na podstawie pomiarów hydrometrycznych, umożliwiają one ilościową ocenę denudacji. Metody pomiarów hydrometrycznych zaczęto wykorzystywać na większą skalę w kontekście studiów nad tzw. erozją gleb (denudacją mechaniczną), interpretowaną z rolniczego punktu widzenia¹. Szczegółowe badania tego typu w okolicach Lublina inicjował S. Ziemiński (1951, 1960) na polach doświadczalnych gospodarstw rolnych; dawały one zresztą tylko ograniczone możliwości wykorzystania metod hydrometrycznych. Systematyczne, stacjonarne pomiary erozji gleb podjęła w latach pięćdziesiątych A. Reniger (1956) na obszarze małego dorzecza Bystrej w północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Były one później kontynuowane, dzięki czemu zostały opracowane wieloletnie serie codziennych pomiarów odpływu zawiesin (Sadurska 1964, 1982; Sadurska, Maruszczak 1982). Podobne, chociaż mniej szczegółowe badania, wykonane z punktu widzenia problematyki erozji gleb, były podjęte dla znacznie większego dorzecza Wieprza (Dębski 1968). Dzięki temu te dwa dorzecza, tzn. Bystrej i Wieprza, zostały uwzględnione w porównawczym studium zróżnicowania przestrzennego odpływu zawiesin z dorzecza Wisły w latach 1952 – 1971 (Maruszczak 1984).

Od lat pięćdziesiątych podejmowano w tej części pasa wyżyn szczegółowe badania „erozyjnych” skutków katastrofalnych opadów. Ponieważ są to zjawiska o małym zasięgu, skutki ich można było badać nie tyle klasycznymi metodami hydrometrycznymi (Dębski 1958), ile głównie za pomocą kartowania o charakterze geomorfologicznym (Ziemiński 1956; Maruszczak, Trembaczowski 1958; Buraczyński, Wojtanowicz 1974; Maruszczak 1986).

¹ Zawiesiny unoszone przez rzeki tylko częściowo reprezentują produkty erozji gleb. Raczej większa ich część pochodzi z erozji wąwozowej oraz erozji koryt rzecznych. Produkty erozji oraz spłukiwania gleb akumulowane są bowiem na stokach i na dnach dolin; do potoków i rzek spływa niewielka ich część (Maruszczak 1983).

Badania rzeczno-odpływu roztworów rozpoczęto później, w latach sześćdziesiątych (Jaworska 1968; Buraczyński, Michalczyk 1973; Michalczyk, Paszczyk 1980). Następnie zaczęto publikować wyniki porównawczych studiów denudacji mechanicznej i chemicznej na podstawie semistacjonarnych pomiarów hydrometrycznych (Mącik, Wojtanowicz 1977; Maruszczak, Częstochońska, Gajewski 1979; Rodzik 1981; Świeca 1984; Maruszczak, Michalczyk, Rodzik 1988). W druku jest przeglądowe opracowanie zróżnicowania rzeczno-odpływu roztworów dla obszaru Polski południowo-wschodniej, obejmujące w całości omawiany obszar (Maruszczak 1990a).

Wyniki dotychczasowych studiów, a także nie publikowane jeszcze dane pomiarowe zgromadzone w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS, zachęciły nas do podjęcia próby podsumowującego opracowania. Głównym jego celem jest analiza przestrzennego i czasowego zróżnicowania wskaźników denudacji na podstawie porównywalnych danych pomiarowych, odnoszących się do dorzeczy reprezentujących główne typy krajobrazów wyżynnych tej części Polski. Niejako na tym tle prezentujemy także ocenę roli większych źródeł ścieków komunalnych i przemysłowych w odpływie zawiesin i roztworów.

MATERIAŁY PODSTAWOWE I METODA OPRACOWANIA

W połowie lat siedemdziesiątych w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS podjęto semistacjonarne pomiary hydrometryczne z intencją bardziej systematycznego i porównawczego określenia wskaźników denudacji mechanicznej i chemicznej wybranych zlewni. Jako reprezentatywną dla obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej wybrano zlewnię Bystrej (dopływ środkowej Wisły), w której już od 1952 r. wykonywano pomiary transportu zawiesin (Reniger 1956; Sadurska, Maruszczak 1982). Pomiary hydrometryczne w rytmie dwutygodniowym oraz odpowiednie analizy próbek wody w latach 1974–1982 prowadził w kilku punktach tej zlewni J. Rodzik; w roku akademickim 1974/75 w pracach tych zastępował go J. Zalewski. Następną zlewnię, tzn. rzeki Uherki (dopływ środkowego Bugu), wytypowano jako reprezentatywną dla obszarów zbudowanych w znacznej części z miękkich, krasowiejących wapieni górnokredowych typu kredy piszącej. Pomiary hydrometryczne w kilku punktach położonych w górnej i środkowej części tej drugiej zlewni, także w rytmie dwutygodniowym, wraz z odpowiednimi analizami laboratoryjnymi prowadził w latach 1978–1982 A. Świeca; zgromadzone przez niego materiały, odnoszące się do tej zlewni, stanowiły podstawę faktyczną dla rozprawy doktorskiej (Świeca 1984, 1989).

Wybór trzeciej zlewni wynikał z intencji śledzenia zmian, w zakresie rzeczno-odpływu zawiesin i roztworów, które następują w związku z rozwojem górnictwa węgla kamiennego. Ponieważ budowę pierwszej kopalni na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego rozpoczęto na początku 1975 r. w Bogdanie koło Łęcznej, była to zlewnia rzeki Świnki (dopływ środkowego Wieprza). Obserwacje wodowskazowe w rytmie tygodniowym oraz pobór próbek wody ze Świnki wykonywała w 1975 r. U. Cejko, a w latach 1976–1982 – na zlecenie

UMCS – B. Jaczyński zamieszkały w Łęcznej. Równocześnie prowadzili oni analogiczne prace w położonym po sąsiedzku w Łęcznej punkcie wodowskazowym na Wieprzu. Pomiary obserwatora z Łęcznej nadzorował J. Rodzik, który wykonywał część laboratoryjnych analiz próbek wody².

Pomiary stanów wody prowadzono w znacznej części w stałych punktach wodowskazowych IMiGW: w Wierzchoniowie (Bystra), Rudzie Opalin (Uherka) oraz w Łęcznej (Świnka i Wieprz). W innych punktach przy pomiarach stanów wody wykorzystano lokalne obiekty i urządzenia, a mianowicie: Celejów (drewniany mostek na Potoku Witoszyńskim przy ujściu Bystrej), Pokrówka (jaz betonowy na Uherce) i Zarzecze („gospodarcza” kładka o konstrukcji stalowej na Uherce). W tych innych, tzn. „własnych” i prowizorycznych punktach wodowskazowych mierzono przekroje koryta rzecznego oraz przepływy wody za pomocą młynków hydrometrycznych. Próbkę wody pobierano do naczyń plastikowych o pojemności jednego litra, mniej więcej w połowie głębokości w strefie nurtowej potoków.

Laboratoryjny pomiar zmaczenia wody, jako miarę natężenia denudacji mechanicznej, wykonywano metodą filtracji oraz ważenia sączków według zaleceń J. Brańskiego (1968), stosowanych w stacjach pomiarowych IMiGW. Próbkę o pojemności jednego litra filtrowano sączkami średniotwardymi o średnicy 12,5 cm. Zawiesiny ważono zgodnie z wymogami technicznymi, z suszeniem w odpowiednich naczyniach szklanych.

Laboratoryjny pomiar ogólnej mineralizacji (stężenia roztworów), jako wskaźnika natężenia denudacji chemicznej, przeprowadzono metodą konduktometryczną, przy zastosowaniu miernika przewodności MP-2, według instrukcji analiz chemicznych wód do celów geomorfologicznych (Markowicz, Pulina 1979). Przy obliczeniach mineralizacji stosowano poprawki według C. Kolago (1961).

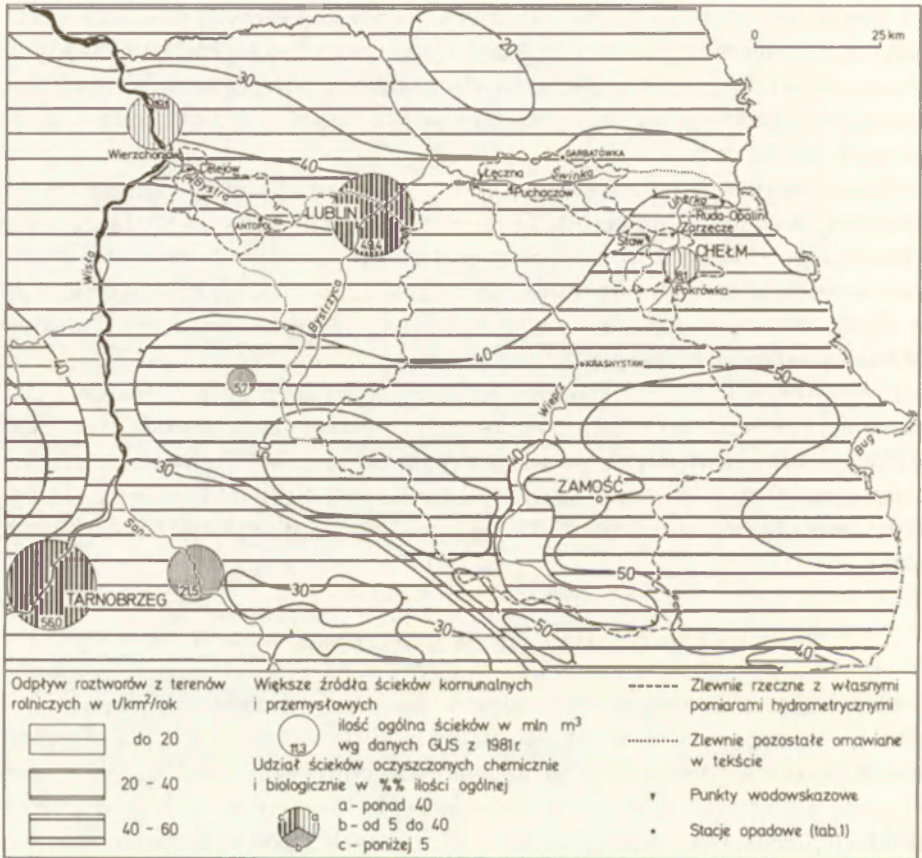
OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA ANALIZOWANYCH ZLEWNI

Największa z uwzględnionych zlewni, tzn. Wieprza powyżej wodowskazu Łęczna, obejmuje prawie 40% powierzchni pasa wyżyn między Wisłą i Bugiem. Charakteryzuje się ona zróżnicowaną budową geologiczną i rzeźbą. Dlatego też obliczone dla niej – na podstawie pomiarów hydrometrycznych – wskaźniki denudacji przedstawiają stan przeciętny dla różnych typów krajobrazów wyżynnych tej części Polski. Stanowi więc niejako tło, na którym przedstawiamy dane odnoszące się do znacznie mniejszych, pozostałych zlewni reprezentujących już poszczególne lub też nieliczne typy krajobrazów. Należy podkreślić, że mniejsze zlewnie należą do Wyżyny Lubelskiej lub też częściowo także do jej przedpola.

² Znaczną część analiz próbek wody ze Świnki i Wieprza, a także pobieranych w zlewni Bystrej i Uherki, wykonała mgr Danuta Portka w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS. Za pomoc oraz istotny udział w gromadzeniu materiałów podstawowych dla niniejszego opracowania składamy Jej serdeczne podziękowanie.

Na razie nie mamy odpowiednich, porównywalnych wyników odnoszących się do Roztocza. Rozpatrywane mniejsze zlewnie położone są poza analizowaną częścią dorzecza Wieprza; dwie z nich, tzn. zlewnie Uherki i Świnki, bezpośrednio z nią sąsiadują (ryc. 1). Poniższą charakterystykę wszystkich tych zlewni uzupełniają wybrane wskaźniki stosunków geomorfologicznych i hydroklimatycznych (tab. 1).

Zlewnia Wieprza powyżej wodowskazu Łęczna (4548 km²), obejmuje tereny zbudowane ze skał górnokredowych o bardzo zróżnicowanych właściwościach litologicznych, a więc także o różnej podatności na denudację



Ryc. 1. Położenie zlewni opracowanych na tle mapy izol linii rzecz nego odpływu rozтворów i rozmieszczenia głównych źródeł ścieków w południowej części międzyrzecza Wisły i Bugu. Rzeczny odpływ rozтворów wg H. Maruszczaka (1990a)

Situation of the studied catchments on the background of isoline map of dissolved matter yield in rivers and distribution of the main pollution sources in the southern part of the region between the Vistula and Bug rivers. Fluvial solution yield according to H. Maruszczak (1990a)

Continuous lines — isolines of dissolved matter yield from agricultural areas in tons/km²/yr. Circular diagrams — major sources of communal and industrial sewage with numbers designating their volume in million m³ in 1981. Dashed lines — limits of catchments with own authors' hydrometric data. Dotted lines — limits of other catchments discussed in the text. Little triangles — water-gauging stations. Dots — precipitation measuring stations

(opoki, gezy, opoki margliste, wapienie margliste i miękkie wapienie typu kredy piszącej). W licznych, mniejszych zlewniach cząstkowych skały te odsłaniają się na powierzchni, a w innych są pod pokładami — o miąższości do kilkudziesięciu metrów — innych skał (gezy paleoceńskie, wapienie trzeciorzędowe) lub utworów czwartorzędowych o bardzo zróżnicowanych właściwościach. Stopień urzeźbienia jest także zróżnicowany, jak o tym świadczą wysokości względne w przedziale 10 — 120 m oraz średnie nachylenia powierzchni w granicach $0^{\circ}15'$ — $16^{\circ}3'$. W zlewni tej ziemi orne zajmują około 64% powierzchni ogólnej, lasy około 19%, a łąki 9 — 10%. Współczynniki odpływu wahają się od 21% opadów (Obniżenie Dorohuckie i tereny przyległe) do 28% (Roztocze), a udział podziemnego zasilania rzeki wynosi odpowiednio od około 60% do 80%⁴.

Zlewnia Bystrej powyżej wodowskazu Wierzchniów (282 km²) obejmuje tereny zbudowane głównie z margli, opok marglistych i opok górnokredowych. W południowej części, należącej do Płaskowyżu Bełzyckiego, skały te przykryte są stosunkowo mało miąższymi utworami czwartorzędowymi, wśród których znaczny udział mają utwory pylasto-piaszczyste (lessopodobne). W północnej części, należącej do Płaskowyżu Nałęczowskiego, pokrywa utworów czwartorzędowych jest znacznie grubsza, przy czym istotną jej część stanowią lessy typowe o miąższościach sięgających nawet ponad 20 m. Zlewnia ta ma rzeźbę typu płaskowyżowego — wysokości względne wahają się od 30 do 80 m, a średnie nachylenia od 1° do 8° . Odpowiednio do przeważających gleb dobrej jakości, użytki orne stanowią tutaj 75 — 80% powierzchni; udział lasów wynosi 7 — 8%, a łąk 2 — 3%. Współczynnik odpływu jest niski, wynosi zaledwie około 21% opadów; udział zasilania podziemnego rzek waha się około 82%. Z obszaru tego wyodrębniono małą zlewnię Potoku Witoszyńskiego, w celu dokładniejszego określenia osobliwości denudacji silniej urzeźbionych obszarów lessowych.

Zlewnia Potoku Witoszyńskiego do ujścia Bystrej w Celejowie (40 km²). Górna i środkowa część tej zlewni należy do Płaskowyżu Bełzyckiego i tylko miejscami pokryta jest utworami lessopodobnymi. Do Płaskowyżu Nałęczowskiego należy część dolna o powierzchni 12 km², wyróżniająca się znacznie intensywniejszym urzeźbieniem i występowaniem lessów typowych o miąższościach lokalnie przekraczających 20 m. W okresie prowadzenia pomiarów hydrometrycznych (1974 — 1982) zawiesiny odprowadzane przez Potok pochodziły tylko z tej dolnej części zlewni; wskaźnik ich odpływu, czyli denudacji mechanicznej, obliczono więc w stosunku do powierzchni 12 km². Odpowiednio do silnego urzeźbienia i występowania grubej pokrywy lessowej dolna część zlewni Potoku Witoszyńskiego jest pocięta licznymi wąwozami; gęstość ich sieci

³ Wysokości względne określone są w niniejszym opracowaniu na podstawie pomiarów kartometrycznych, w układzie sześciobocznych pól podstawowych o powierzchni 10 km² (Uhorczak i Strojna — vide Szczepanik, Uhorczak 1972). Średnie nachylenia powierzchni natomiast na podstawie nie publikowanej mapy opracowanej przez H. Maruszczaka i D. Milkowską (1973).

⁴ Uwzględnione w niniejszym opracowaniu wskaźniki stosunków hydrologicznych podane są według opracowania Z. Michalczyka (1986).

Tabela 1. Wybrane dane morfometryczne oraz średnie pięcioletnie (1978 – 1982) wskaźniki hydroklimatyczne, odpływu zawiesin i roztworów obliczone dla zlewni badanych

Zlewnia, punkt wodowskazowy (i stacja opadowa)	Powierzchnia zlewni $A - \text{km}^2$ Wysokości skrajne m npm. $H_{\text{max}} - H_{\text{min}}$ Wskaźnik urzeźbienia $\frac{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}}{\sqrt{A}}$	Klimatyczne pory roku i rok	Wskaźniki stosunków hydroklimatycznych		Wskaźniki odpływu zawiesin i roztworów			
			opady atmosferyczne mm	spyw jednostkowy** l/s/km ²	zmaczenie g/m ³	mineralizacja g/m ³	odpływ jednostkowy zawiesin t/km ²	odpływ jednostkowy roztworów t/km ²
Wieprz – Łęczna (Krasnystaw)	4 548 385 – 155 0,34	zima (XII – II)	72	4,5 (3,4)	21,8	378	1,0	13,1
		wiosna (III – V)	135	6,8 (5,1)	22,3	347	1,1	17,8
		lato (VI – VIII)	221	3,7 (2,9)	25,1	370	0,7	10,8
		jesień (IX – XI)	131	4,2 (3,0)	18,3	389	0,8	12,7
		rok klimatyczny	559	4,8 (3,6)	21,9	370	3,6	54,4
Bystra – Wierzchniów (Antopol)*	282 245 – 120 0,68	zima (XII – II)	113	6,3 (3,9)	37,9	385	2,0	19,0
		wiosna (III – V)	152	8,5 (4,8)	93,3	359	10,0	23,3
		lato (VI – VIII)	289	5,8 (4,0)	58,6	377	2,7	17,2
		jesień (IX – XI)	174	6,3 (3,9)	32,0	386	1,7	19,2
		rok klimatyczny	728	6,7 (4,2)	55,4	377	16,4	78,6
Potok Witoszyński – Celejów	40 (12) 218 – 140 1,39 (2,25)	zima (XII – II)		4,7	86,9	313	11,0	11,4
		wiosna (III – V)		6,1	116,3	301	23,8	14,2
		lato (VI – VIII)	idem	4,3	96,9	304	12,2	10,4
		jesień (IX – XI)		4,7	71,9	308	10,0	11,4
		rok klimatyczny		5,0	93,0	307	57,0	47,4

Uherka – Zarzecze (Chełm)	221 277 – 174 0,69	zima (XII – II)	104	6,7 (3,4)	66,9	464	3,3	24,3
		wiosna (III – V)	118	10,6 (6,4)	53,7	446	4,0	36,1
		lato (VI – VIII)	229	4,5 (2,4)	55,9	479	1,8	16,9
		jesień (IX – XI)	123	5,3 (2,6)	53,9	500	2,2	19,9
		rok klimatyczny	574	6,7 (3,7)	57,6	472	11,4	97,2
Uherka – Pokrówka	50 265 – 187 1,10	zima (XII – II)		5,7	37,0	425	1,4	18,9
		wiosna (III – V)		9,2	49,1	408	4,5	28,3
		lato (VI – VIII)	idem	3,9	27,4	381	0,8	13,2
		jesień (IX – XI)		4,3	29,8	418	1,0	14,3
		rok klimatyczny		5,8	35,8	408	7,7	74,7
Świnka – Łączna (Garbatówka)	270 246 – 157 0,54	zima (XII – II)	96	4,8 (4,0)	30,1	448	1,5	16,7
		wiosna (III – V)	82	8,3 (6,4)	35,4	405	2,4	24,8
		lato (VI – VIII)	211	2,4 (3,1)	15,7	487	0,3	8,8
		jesień (IX – XI)	120	3,2 (2,9)	22,9	485	1,0	11,1
		rok klimatyczny	509	4,7 (4,1)	26,0	456	5,2	61,3

* Opady dla stacji Antopol podane według danych Zakładu Agrometeorologii IUNG w Puławach. Kierownikowi tego Zakładu, Prof. T. Górskiemu, dziękujemy serdecznie za udostępnienie tych danych

** W nawiasie, obok wskaźników pięcioletnich, podane wielkości średnie trzydziestoletnie 1951 – 1980. Średnie trzydziestoletnie dla zlewni Uherki według pomiarów wodowskazowych w Rudzie-Opalin (zlewnia 433 km², w której wskaźniki spływu jednostkowego w latach 1978 – 1982 były niższe o 20% albo o 10% od obliczonych odpowiednio dla zlewni powyżej Zarzecza i Pokrówki).

miejscami przekracza 3 km/km^2 . Wysokości względne wynoszą 60–80 m, a średnie nachylenia 4–8°. W związku ze znaczną gęstością sieci wąwozów wskaźnik lesistości jest nieco wyższy od przeciętnego dla zlewni Bystrej i wynosi około 10%; udział użytków orných jest jednakże bardzo wysoki i sięga prawie do 80%.

Zlewnia Uherki powyżej Zarzecza (221 km^2) obejmuje tereny zbudowane w znacznej części z miękkich wapieni górnokredowych typu kredy piszącej, z którymi związane są rozległe obniżenia. Inne, znacznie bardziej odporne odmiany skał tego wieku (margle i opoki margliste) budują izolowane wzniesienia ostańcowe, stanowiące charakterystyczny element krajobrazu Pagórów Chełmskich. Część tych wzniesień „nosi” czapy piaszczystych utworów trzeciorzędowych z ławicami zliptyfikowanymi krzemionką („zlepy” sarmackie). Pokrywa utworów czwartorzędowych istotniejszą rolę odgrywa tylko w obrębie obniżeń; centralne ich części wysłane są młodymi, holocenijskimi utworami bagiennymi. Odpowiednio do zróżnicowania budowy geologicznej, wysokości względne wahają się od 20 do 80 m, a średnie nachylenia od $0^\circ 30'$ do $3-4^\circ$. Użytki orne zajmują tylko około 52%, lasy 14%, a łąki 16%. Współczynnik odpływu wynosi nieco ponad 20% opadów, a udział podziemnego zasilania rzek około 60%. W obrębie tej zlewni położone jest miasto Chełm z silnie rozwiniętym przemysłem cementowym. Dlatego zainstalowano drugi wodowskaz powyżej miasta, w miejscowości Pokrówka. Dzięki temu możliwe było ustalenie wskaźników denudacji, reprezentatywnych dla tego typu krajobrazu, w odmianie określonej przez rolnicze użytkowanie ziemi (zlewnia powyżej Pokrówki), oraz silnie skażonej w następstwie industrializacji i urbanizacji (zlewnia „różnicowa” między wodowskazami w Pokrówce i Zarzeczu, z wyłączeniem dorzecza Garki uchodzącej do Uherki w miejscowości Staw – vide ryc. 1).

Zlewnia górnej Uherki powyżej Pokrówki (50 km^2). W tej części wskaźniki urzeźbienia są nieco niższe – wysokości względne wynoszą 40–70 m, a średnie nachylenia $1-3^\circ$. Udział użytków orných jest większy niż w zlewni powyżej Zarzecza; odpowiednio nieco mniej jest lasów i łąk. Współczynnik odpływu wyraźnie przekracza 20% opadów, a udział podziemnego zasilania rzek wynosi ponad 60%.

Zlewnia Świnki do wodowskazu w Łęcznej, położonego 1 km powyżej ujścia do Wieprza (270 km^2), tylko w górnej części obejmuje tereny wyżynne, należące do Pagórów Chełmskich. Prawie 90% zajmują obszary równinne poniżej 190 m n.p.m., należące do strefy pogranicza wyżyn i nizin. W części wyżynnej budowa geologiczna i rzeźba jest podobna do sąsiadującej od wschodu zlewni Uherki. Część równinna zbudowana jest głównie z miękkich wapieni marglistych i wapieni typu kredy piszącej; tylko w najniższej części zlewni – w okolicy Łęcznej – oprócz tych odmian skał górnokredowych występują opoki margliste. Wśród utworów czwartorzędowych, tworzących nieciągłe pokrywy przeważnie o małej miąższości, główną rolę odgrywają plejstocenijskie piaski i mułki. Obok nich należy wymienić młode, holocenijskie utwory bagiennie zajmujące rozległe, płaskie obniżenia oraz wszystkie większe formy krasowe typu wertebów i uwałów. Przeważa zdecydowanie rzeźba równinna, z wysokościami

względny 5–20 m i średnimi nachyleniami $0^{\circ}15' - 2^{\circ}$. W części wyżynnej, wzniesionej ponad 190 m, wysokości względne wzrastają do około 40 m. Odpowiednio do znacznego udziału gleb słabszych, użytki orne zajmują około 55%, lasy 9–10%, a łąki aż około 18%. Współczynnik odpływu wynosi nieco ponad 20% opadów, a udział podziemnego zasilania rzek około 65%.

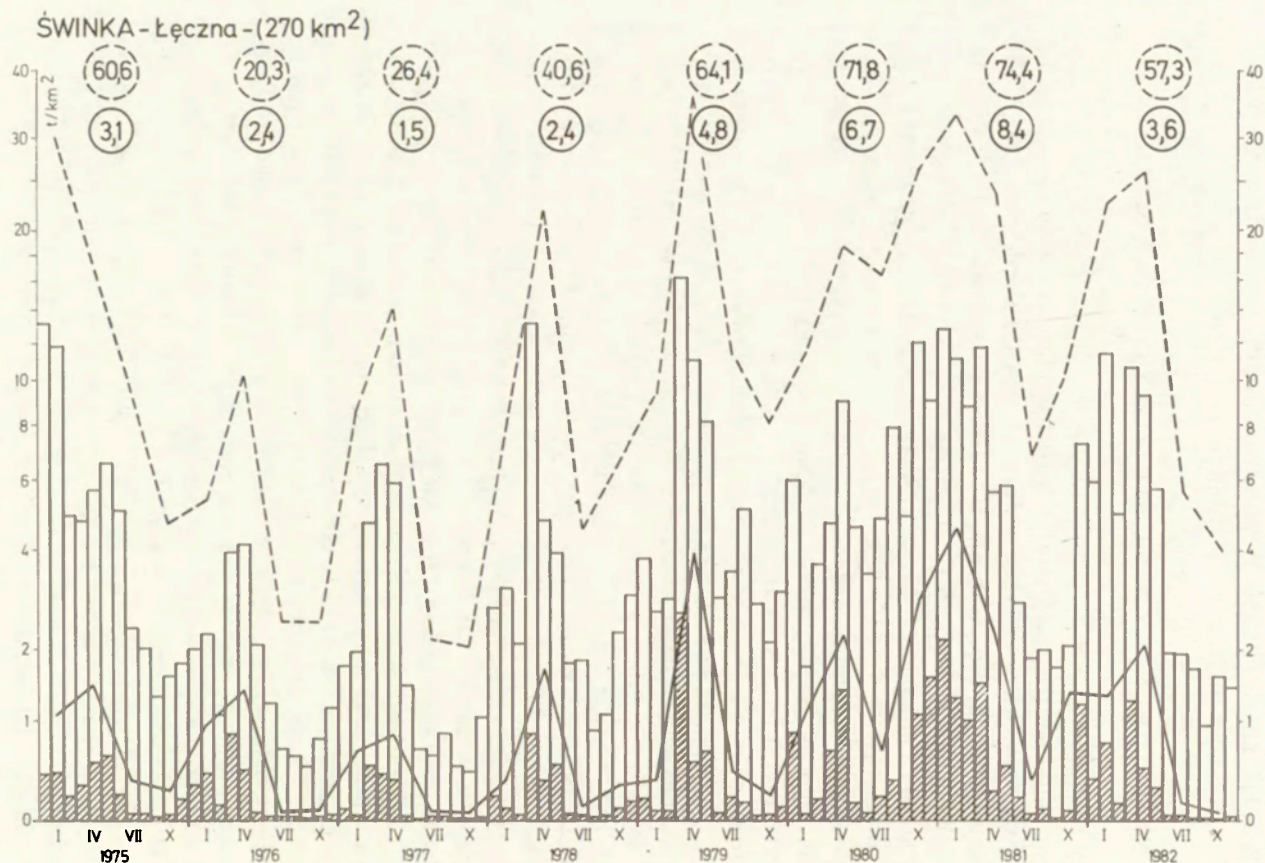
OSOBLIWOŚCI STOSUNKÓW HYDROKLIMATYCZNYCH OKRESU BADAŃ

Pomiary hydrometryczne były prowadzone w okresie 1974–1982. W poszczególnych punktach rozpoczynano je w różnych latach. Dane równocześnie gromadzone we wszystkich punktach odnoszą się do pięciolecia 1978–1982. Dla tego okresu zestawiono więc wybrane wskaźniki stosunków hydroklimatycznych w zbiorczej tabeli 1. Obliczono je dla roku klimatycznego oraz jego sezonów. Podział na lata hydrologiczne z dwoma porami (letnią i zimową) utrudnia analizę zmienności sezonowej rzeczno odpływu zawiesin i roztworów.

W tabeli uwzględniono także średnie wieloletnie dla przepływów rzecznych. Z zestawienia tego wynika, że analizowane pięciolecie wyróżniało się przepływami wyższymi od wieloletnich. Dlatego też obliczone średnie wskaźniki odpływu zawiesin i roztworów można z góry oceniać jako „zawyżone” w stosunku do wieloletnich. Taka ocena odnosi się szczególnie do odpływu roztworów, który w naszych warunkach klimatycznych jest wyraźnie zależny od przepływów.

Opady średnie nie tylko w pięcioleciu 1978–1982, ale także w okresie 1974–1982, były wyższe o 2–16% od wieloletnich we wszystkich analizowanych zlewniach. Niższe, a nawet dużo niższe od wieloletnich, sumy opadów były tylko w latach 1976 i 1982, a znacznie wyższe w 1974, 1979 i 1980. Rok 1974 wyróżniał się przy tym zupełnie nietypowym rytmem ze względu na anormalnie wysokie opady w październiku. Szczególnie we wschodniej części omawianych obszarów zanotowano rekordowo wysokie opady w ostatnich dniach października 1974 r., które spowodowały niezwykle o tej porze roku powódzie. W konsekwencji nastąpił duży wzrost retencji gruntowej, warunkującej wysokie przepływy w następnym, tzn. 1975 r., który charakteryzował się opadami niższymi od wieloletnich. Niezbyt typowy był także rytm sezonowy opadów w 1978 r.; w czerwcu i lipcu były one przeciętne, a w sierpniu i wrześniu wyjątkowo wysokie, co także rzutowało na przepływy w roku następnym. Reasumując można podkreślić, że szczegółowiej analizowane pięciolecie 1978–1982 wyróżniało się wyjątkowym zróżnicowaniem wysokości opadów. W 1982 r. ich suma roczna była najniższa w skali wielolecia, a w 1980 r. niewiele ustępowała najwyższej (zanotowanej w 1966 r.). Wiązało się to chyba z dużym osłabieniem i zakłóceniem zachodniego strumienia strefowej cyrkulacji atmosferycznej, stwierdzanym przez klimatologów dla ostatniego okresu, rozpoczynającego się od połowy lat sześćdziesiątych (Osuchowska-Klein 1987).

Przepływy średnie wód rzecznych były około 30–60% wyższe niż wieloletnie. Zdecydowały o tym bardzo wysokie, w niektórych zlewniach prawie dwukrotnie wyższe od wieloletnich, przepływy w 1979, 1980 i 1981 r. Z punktu



Ryc. 2. Wskaźniki jednostkowe odpływu zawiesin i roztworów ze zlewni Wiepża powyżej Łęcznej w latach 1975–1982

Diagramy słupkowe – wskaźniki miesięczne: zawiesiny w słupkach z ukośną szrafurą a roztwory w „pustych”. Wykresy liniowe – wskaźniki sezonowe: zawiesiny linią ciągłą, a roztwory przerywaną. Indeksy w obwódkach kolistych – wskaźniki roczne: zawiesiny w obwódce ciągłej, a roztwory w przerywanej

Rate of suspended and dissolved matter yield from the Wierpż river catchment above Łęczna, 1975–1982

Pillar diagrams – monthly rates: suspended matter in dashed pillars and dissolved matter in „voids” pillars. Linear graphs – seasonal rates: continuous line for suspended matter and broken line for dissolved matter. Indices in rims – yearly rates: suspended matter incontinuous rim and dissolved matter in broken rim

widzenia studiów nad denudacją należy zwrócić uwagę także na rytm sezonowy. W świetle danych wieloletnich jest on następujący: najwyższe przepływy są na wiosnę, w lecie oraz jesienią o 30–40% niższe, a w zimie nieco wyższe niż jesienią (Michalczyk, Paszczyk 1983). W pięcioleciu 1978–1982 rytm był generalnie podobny, ale ostrzej zaznaczyło się maksimum wiosenne; zarysowało się także minimum letnie z przepływami 30–70% niższymi od wiosennych. O takich „odchyleniach” od normy chyba zdecydował anormalny przebieg pogody w 1980 r. Rok ten wyróżniał się opadami znacznie przekraczającymi normę oraz temperaturami zdecydowanie poniżej normalnych. Dlatego maksymalne przepływy sezonowe wystąpiły jesienią (wysokie opady w październiku!). W następnym zaś, tzn. 1981 r., w konsekwencji dużej retencji gruntowej z roku poprzedzającego, maksimum sezonowe wystąpiło w zimie.

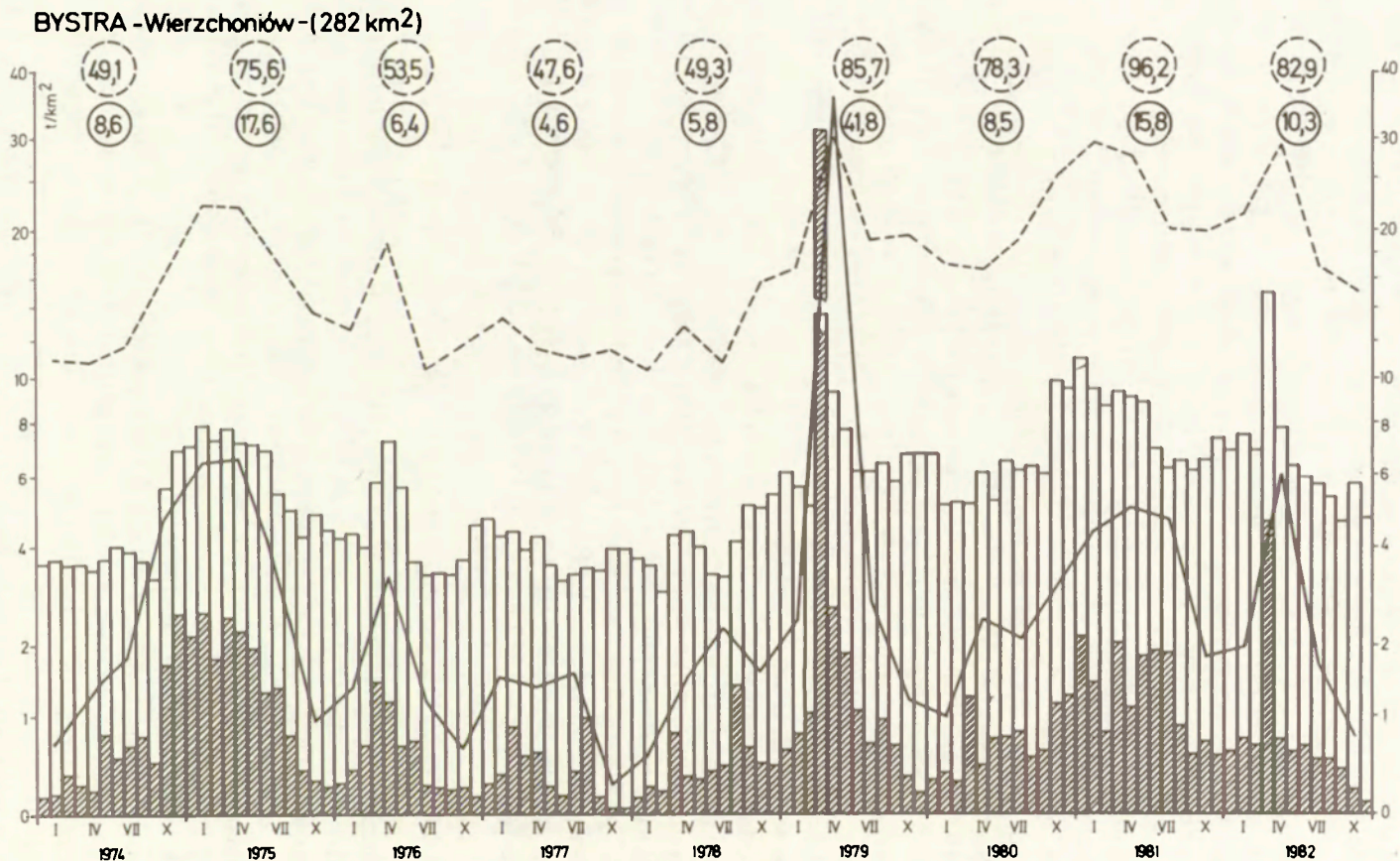
Podobne zakłócenia sezonowe rytmu przepływów wystąpiły w latach 1974–1975. Rok 1974 wyróżniał się sezonowym minimum wiosennym przepływów oraz zdecydowanym maksimum jesiennym, związanym z anormalnie wysokimi opadami październikowymi. Opady te – a ściślej mówiąc wielka retencja gruntowa, której sprzyjały niższe od przeciętnych temperatury w pierwszej dekadzie listopada 1974 r. – warunkowały zimowe maksimum przepływów w 1975 r. (Rodzik 1981).

Na odrębne omówienie zasługuje także rok 1979, który wyróżnił się anormalnie wysokim wiosennym maksimum przepływów (dwu- trzykrotnie wyższych od średniej dla tego roku!) oraz minimum zimowym (zima 1978/79). Minimum to wiązało się z niskimi temperaturami (przesadnie mówiono wówczas o „zimie stulecia” po fali gwałtownego ochłodzenia na przełomie grudnia i stycznia) oraz wysokimi opadami śniegu. W efekcie szybko postępujących roztopów wiosennych, w marcu, wystąpiły bardzo wysokie przepływy. Taki przebieg pogody zimowo-wiosennej w 1979 r. sprzyjał intensywnej denudacji mechanicznej.

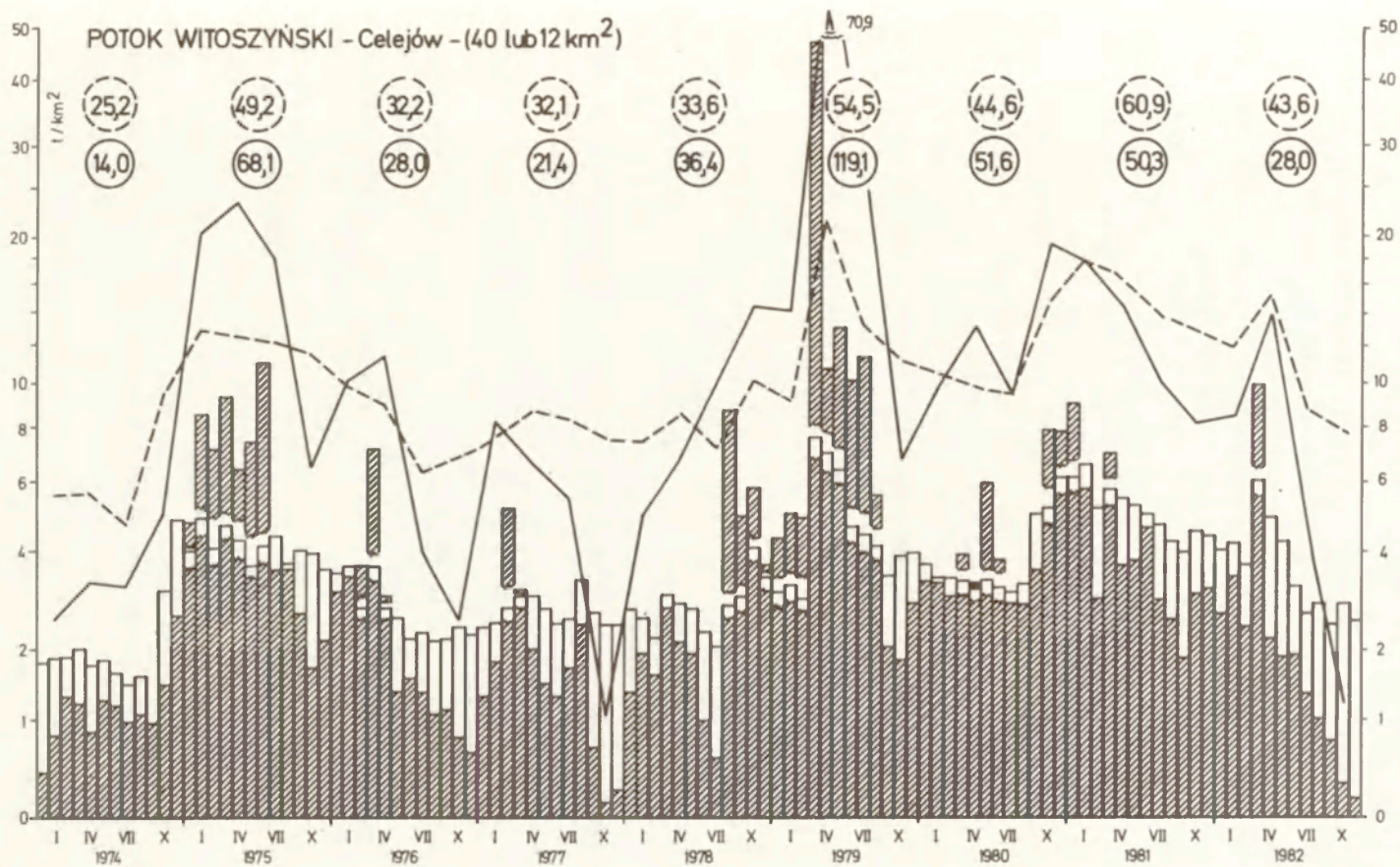
ODPŁYW ZAWIESIN JAKO WSKAŹNIK DENUDACJI MECHANICZNEJ

Obliczone wskaźniki należy traktować jako przybliżone ze względu na małą częstotliwość pomiarów (raz na tydzień lub na dwa tygodnie). Zawartość zawiesin w wodach rzecznych jest tak zmienna, niezależnie od samej wielkości przepływów, że nawet codzienne pomiary nie zapewniają dokładnych wyników. Przy większych wezbraniach powodziowych, szczególnie na mniejszych rzekach, notuje się bardzo duże zróżnicowanie w ciągu doby (Maruszczak, Michalczyk, Rodzik 1988; Sadurska, Maruszczak 1982).

Nawet w najmniejszej z analizowanych zlewni (12 km²), ilość zawiesin „odprowadzanych” przez rzekę nie stanowi bezpośredniej miary natężenia denudacji mechanicznej. Jest to bowiem jakby wskaźnik bilansowy złożonych procesów degradacji i agradacji (spłukiwania oraz innego rodzaju unoszenia cząstek gruntu, a także ich akumulacji na tranzytowej drodze od działów wodnych do przekroju wodowskazowego). Wskaźnik tej części produktów denudacji, które unoszone są przez rzekę, określane jest przez niektórych hydrologów jako



Ryc. 3. Wskaźniki jednostkowe odpływu zawiesin i rozтворów ze zlewni Bystrej powyżej Wierzchniowa (A) oraz ze zlewni Potoku Witoszńskiego (B) w latach 1974–1982



Demudacja mechaniczna i chemiczna...

Rate of suspended and dissolved matter yield from the Bystra river catchment above Wierchoniow (A) and from the Witoszyński Potok catchment (B), 1974–1982

„denudacja odpływowa” (Brański 1975). Takie pojęcie nie wydaje się odpowiednie do rozważań geomorfologicznych. Dlatego też piszemy o „odpływie zawieszin”, przy czym termin „zawiesziny” traktujemy jako obejmujący łącznie wszystkie cząstki mechanicznie unoszone przez wodę. Zawiesziny odprowadzane przez rzeki takie jak Wieprz prawdopodobnie stanowią do 10–20% ogólnej masy produktów denudacji mechanicznej całej zlewni. Taką relację między tymi wskaźnikami można określić na podstawie analizy danych odnoszących się do dorzecza Wisły (Maruszczak 1983). W mniejszych zlewniach udział zawieszin odpływających jest większy; nie mamy jednak podstaw, aby dokładniej go określić.

W zlewni Wieprza powyżej Łęcznej średni pięcioletni odpływ zawieszin wynosił 3,6 t/km²/rok. Był więc taki sam jak obliczony dla zlewni Wieprza powyżej Krasnegostawu dla dziesięciolecia 1956–1965 (Brański 1975) i około 10% niższy od wskaźnika z dwudziestolecia 1952–1971 (Maruszczak 1984). Zlewnia powyżej Krasnegostawu jest jednak znacznie mniejsza (3003 km²) i nieco silniej urzeźbiona (wskaźnik ukształtowania terenu 0,39, gdy dla zlewni powyżej Łęcznej 0,34 – tab. 1). Zapewne więc średni wieloletni wskaźnik odpływu dla większej zlewni, tzn. powyżej Łęcznej, winien być niższy od ustalonego dla mniejszej. Przy takim uzasadnieniu można byłoby przyjąć, że obliczony średni wskaźnik odpływu zawieszin ze zlewni powyżej Łęcznej w latach 1978–1982 był nieco wyższy od wieloletniego. Sezonowe maksimum odpływu zawieszin przeważnie występowało na wiosnę, ale maksymalne wskaźniki sezonowe zanotowano jesienią 1980 r. i zimą 1981 r. (ryc. 2). Anormalny rytm sezonowy w wymienionych latach wiązał się ze skrajnie wysokimi opadami jesiennymi w 1980 r. Ze względu na stan vegetacji na polach uprawnych, a także z uwagi na ocieplenia i roztopy w zimie 1980–81, rozwinęła się wzmożona denudacja. W rezultacie wskaźniki odpływu zawieszin w latach 1980 i 1981 były mniej więcej trzykrotnie wyższe niż w latach pozostałych (ryc. 2).

W zlewni Bystrej powyżej Wierzchoniowa średni pięcioletni odpływ zawieszin wynosił 16,4 t/km²/rok. Był więc wyższy od obliczonego dla górnej części tej zlewni powyżej Nałęczowa dla trzynastoletniego okresu 1952–1964 (zlewnia powyżej Nałęczowa – 134 km², tzn. dwukrotnie mniejsza od omawianej; wskaźnik odpływu zawieszin 14,7 t/km²/rok – Sadurska 1982). W tym przypadku trudno jest jednak wyciągnąć wnioski z porównania większej i mniejszej zlewni. Nie ma także dostatecznych podstaw do sugerowania, że w analizowanym pięcioleciu odpływ zawieszin był większy od wieloletniego odpowiednio do przepływów rzecznych, które były wyższe o 62% od normalnych (tzn. trzydziestoletnich – tab. 1). Dorzecze Bystrej wyróżnia się bowiem bardzo dużym zróżnicowaniem wskaźników odpływu zawieszin w poszczególnych zlewniach cząstkowych, uwarunkowanym głównie ukształtowaniem terenu oraz użytkowaniem ziemi (Sadurska 1982). Te cechy oraz osobliwości rytmu sezonowego opadów i stanów wody decydują o tym, że w opracowanych seriach pomiarowych mamy niejedną „parę” lat o identycznych przepływach, ale ze wskaźnikami odpływu zawieszin innego rzędu wielkości (np. w 1956 r. 50,5 a w 1957 r. 4,1 t/km²/rok, przy identycznych przepływach średnich 2,21 l/s/km²). W omawianym pięcioleciu

w zlewni powyżej Wierzchoniowa najwyższymi wskaźnikami odpływu zawiesin ($41,8 \text{ t/km}^2/\text{rok}$) wyróżnił się 1979 r. Uwarunkowane to było bardzo wysokimi stanami wody po wysokich opadach jesiennych 1978 r., a przede wszystkim zimowo-wiosennymi roztopami po mroźnej i śnieżnej zimie (miesięczny wskaźnik odpływu zawiesin w marcu 1979 r. przekraczał 30 t/km^2). Pod tym względem rok ten był podobny do 1956 r., w którym zanotowano w dorzeczu Bystrej rekordowo wysokie wskaźniki odpływu zawiesin. W latach 1980–1981, które jak i w dorzeczu Wieprza wyróżniały się najwyższymi przepływami z anormalnym rytmem sezonowym, odpływ zawiesin był niższy od średniego pięcioletniego (ryc. 3A).

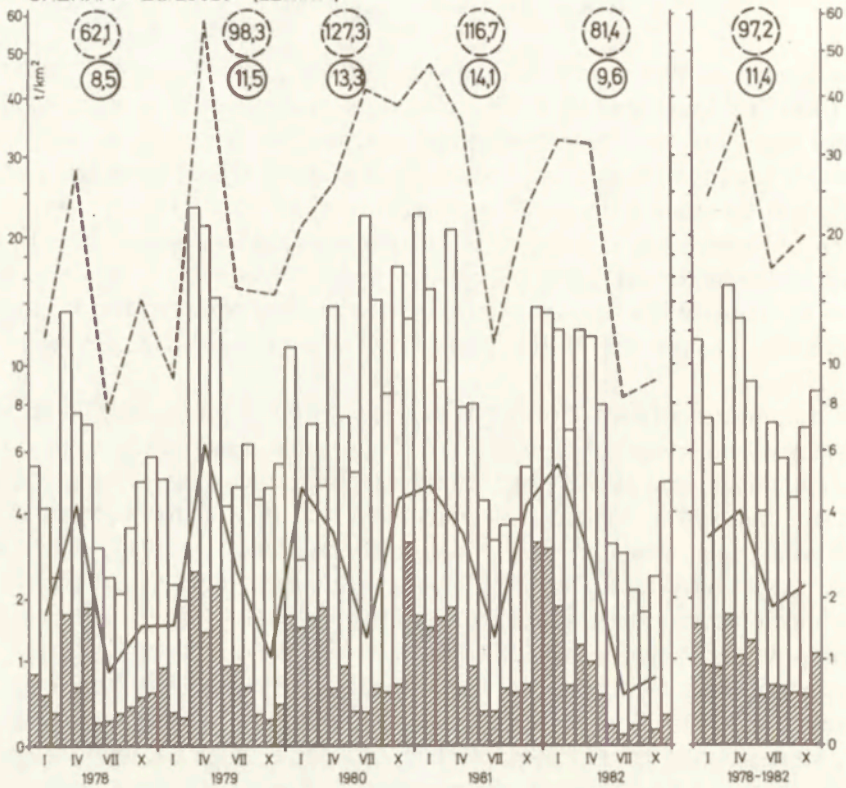
W dolnej części zlewni Potoku Witoszyńskiego (12 km^2) średni pięcioletni odpływ zawiesin wynosił $57,0 \text{ t/km}^2/\text{rok}$. Wyróżniała się więc ona najwyższym wskaźnikiem spośród zlewni objętych niniejszym opracowaniem, co oczywiście wiąże się z budową geologiczną i stopniem urzeźbienia. Zmienność w czasie była podobna do całej zlewni Bystrej powyżej Wierzchoniowa (ryc. 3). Najwyższy odpływ zawiesin wystąpił więc w 1979 r. i wynosił $119,0 \text{ t/km}^2/\text{rok}$. Wskaźnik ten był jednakże niższy od rekordowego, zanotowanego w 1956 r. w zlewni górnej Bystrej powyżej Wojciechowa⁵. Bardzo wysoki wskaźnik był także w 1975 r., a mianowicie $68,1 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, co wiązało się z anormalnie wysokimi opadami jesiennymi w 1974 r. Po tych opadach w ciągu trzech następnych sezonów, tzn. zimy, wiosny i lata 1975 r., zanotowano znaczne odpływy zawiesin o zbliżonych wysokościach. Dlatego można przypuszczać, że duża część tych zawiesin pochodziła z erozji koryta rzecznego, prowadzącego nieprzeciętnie dużo wody zretencjonowanej w gruncie (Rodzik 1981).

W zlewni Uherki powyżej Zarzecza średni pięcioletni odpływ zawiesin wynosił $11,4 \text{ t/km}^2/\text{rok}$ i był stosunkowo mało zróżnicowany w czasie (ryc. 4A). Wiazało się to dość wyraźnie z dużym udziałem ścieków komunalnych i przemysłowych z Chełma. Wyniki szczegółowszej analizy tego wskaźnika byłyby więc nieporównywalne z uzyskanymi dla zlewni dotychczas omówionych.

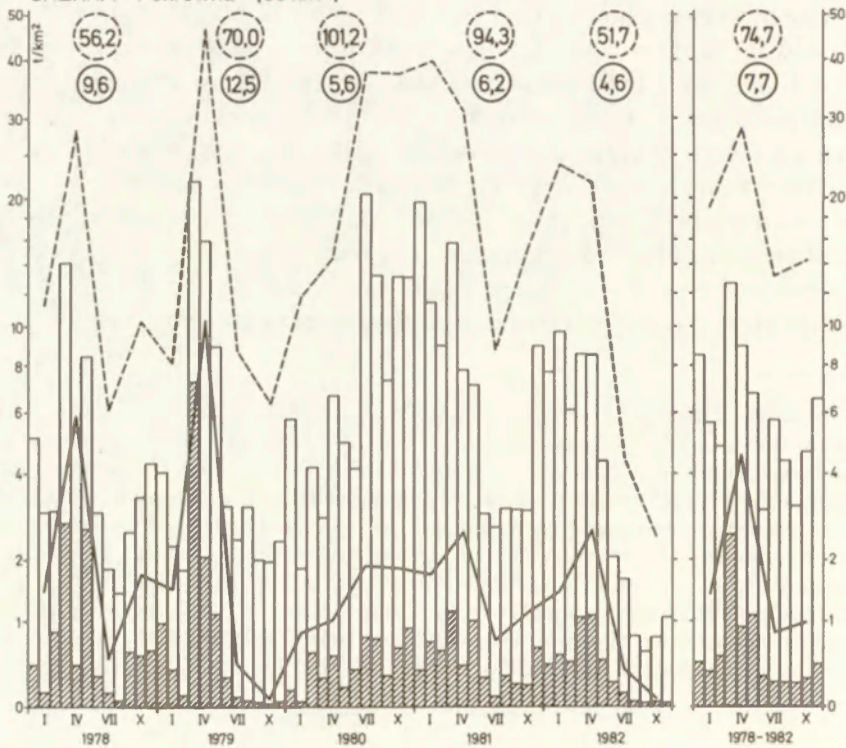
W zlewni górnej Uherki powyżej Pokrówki, tzn. poza zasięgiem oddziaływania ścieków z Chełma, średni pięcioletni odpływ zawiesin wynosił $7,7 \text{ t/km}^2/\text{rok}$. Zróżnicowanie tego wskaźnika w czasie było znacznie większe niż w zlewni powyżej Zarzecza (ryc. 4). Najwyższy odpływ zawiesin zanotowano – podobnie

⁵ W zlewni Bystrej powyżej Wojciechowa ($36,6 \text{ km}^2$) odpływ zawiesin w 1956 r. wynosił $145,7 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, pomimo iż jest ona znacznie słabiej urzeźbiona niż zlewnia Potoku Witoszyńskiego (wskaźniki urzeźbienia obu zlewni są odpowiednio 1,04 i 2,25 – tab. 1). Należy jednak podkreślić, że zlewnia powyżej Wojciechowa jest prawie kompletnie wylesiona (1,6% użytków leśnych). Z porównania wynika więc, że dużą rolę odgrywają nawet niewielkie „kępy leśne” odpowiednio rozmieszczone. Zadrzewienia i zakrzewienia wawozów w zlewni Potoku Witoszyńskiego – zajmujące tylko 10% jej powierzchni – zatrzymują niewątpliwie znaczną część produktów denudacji mechanicznej. Można jeszcze dodać, że bardzo wysoki odpływ zawiesin na wiosnę 1956 r. wiązał się także z silną denudacją eoliczną, która rozwinęła się w lutym (Strzemski 1957). Produkty tej denudacji, zatrzymane na powierzchni śniegu, spłynęły do rzeki dopiero podczas roztopów wiosennych (Maruszczak 1986).

UHERKA - Zarzecze - (221 km²)



UHERKA - Pokrówka - (50 km²)



jak w dorzeczu Bystrej – w 1979 r., wynosił on wówczas $12,5 \text{ t/km}^2/\text{rok}$ i był prawie trzykrotnie wyższy niż w roku o najniższym wskaźniku.

Ze zlewni Świnki odpłynęło średnio w pięcioleciu $5,2 \text{ t/km}^2/\text{rok}$ zawiesin. Odpowiednio do stopnia urzeźbienia był to wskaźnik najniższy spośród obliczonych dla mniejszych zlewni. Zróżnicowanie w czasie było stosunkowo małe i podobne jak w dużej zlewni Wieprza; najwyższe odpływy zanotowano więc w latach 1980–1981 (ryc. 5). Wydaje się, że rytm odpływu zawiesin z tej zlewni był zbliżony do „normalnego”. Ścieki z budowanej wówczas kopalni węgla kamiennego w Bogdance były bowiem w małym stopniu obciążone zawiesinami; większą rolę zaczęły one odgrywać dopiero od 1982/83 r.

Z analizy wskaźników odpływu zawiesin wynika, że na omawianym obszarze są one wyraźnie zależne od stopnia urzeźbienia zlewni oraz od stosunków geologicznych. Generalnie można stwierdzić, że im wyższy stopień urzeźbienia (określony za pomocą wskaźnika uwzględnionego w tab. 1), tym większy odpływ zawiesin. Stwierdzenie to odnosi się do wszystkich omawianych zlewni, włącznie z największą. Tę prawidłowość nieco modyfikuje wpływ budowy geologicznej. Porównanie zlewni o zbliżonych wielkościach wskazuje bowiem, że w zlewniach, w których rozprzestrzenione są utwory lessowe odpływ zawiesin jest co najmniej dwukrotnie wyższy niż w pozostałych. Tłumaczy się to szczególnie dużą podatnością lessów na działanie wody. Zlewnie lessowe wyróżniają się także znacznie większą zmiennością odpływu zawiesin w czasie – zarówno sezonową w cyklu rocznym, jak też z roku na rok w cyklach wieloletnich. Maksimum wiosenne jest w nich wyraźniejsze. Jego wielkość jest zależna od charakteru roztopów, w czasie których lessy są najbardziej narażone na denudację mechaniczną. W cyklach kilkudziesięcioletnich rytm ten może być zakłócony przez występowanie letnich deszczy nawalnych. Wówczas w ciągu paru godzin natężenie denudacji może równoważyć efekty wielu normalnych cykli rocznych. W okresie pomiarów zjawisko takie – w pasie wyżyn z reguły ograniczone do małych obszarów – w badanych zlewniach nie wystąpiło⁶. Dlatego też problem ten eksponujemy na podstawie opracowań odnoszących się do innych obszarów (Maruszczak 1986).

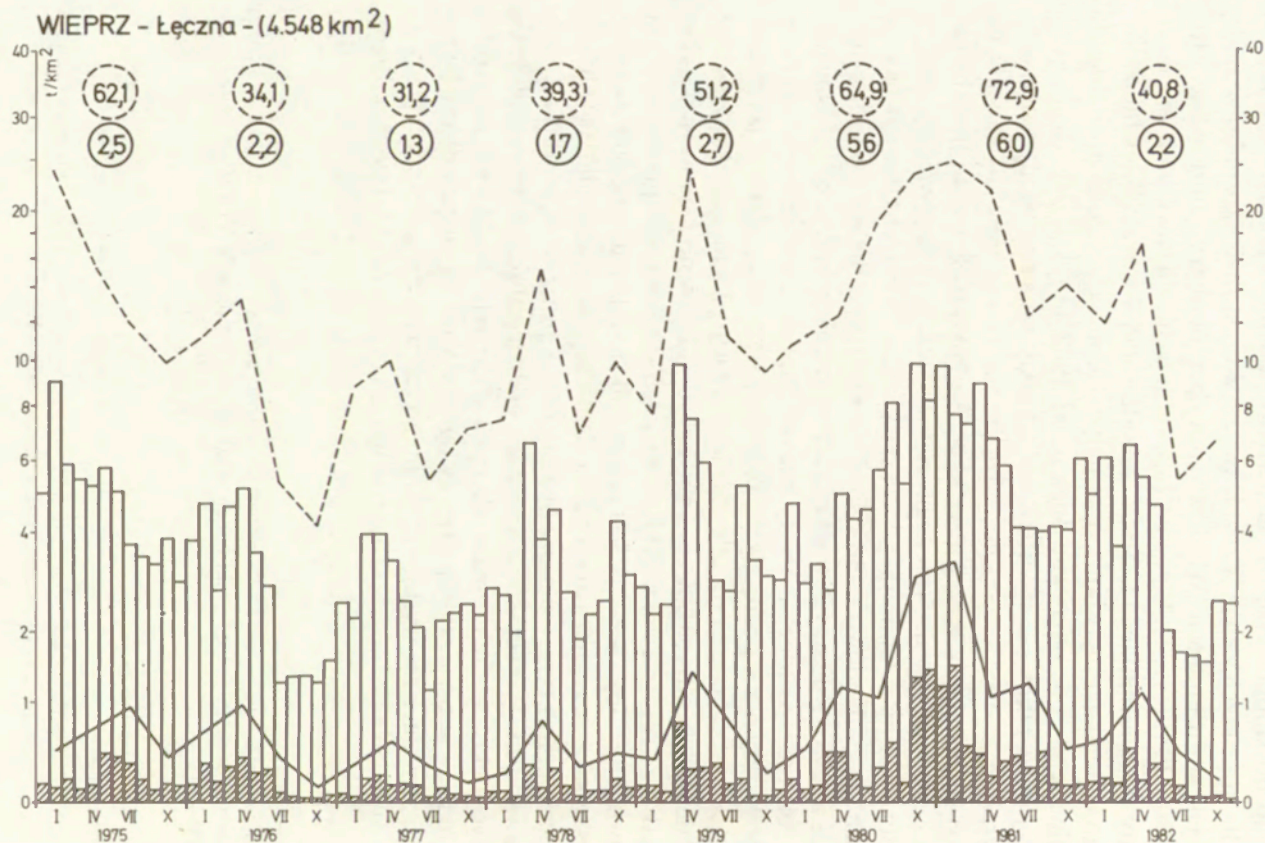
⁶ Wystąpiło natomiast w 1981 r. w zlewni Grodarza, bezpośrednio sąsiadującej ze zlewnią Potoku Witoszyńskiego; niektóre wyniki badań skutków ulewy z dnia 24 VI 1981 r. opublikował J. Rodzik (1984).

Ryc. 4. Wskaźniki jednostkowe odpływu zawiesin i rozтворów ze zlewni Uherki powyżej Zarzecza (A) i Pokrówki (B) w latach 1978–1982

Objaśnienia jak przy ryc. 2

Rate of suspended and dissolved matter yield from the Uherka river catchment above Zarzecze (A) and Pokrówka (B), 1978–1982

For explanations see Fig. 2



Ryc. 5. Wskaźniki jednostkowe odpływu zawiesin i rozтворów ze zlewni Świnki w latach 1975–1982

Objaśnienia jak przy ryc. 2

Rate of suspended and dissolved matter yield from the Świnka river catchment, 1975–1982

For explanations see Fig. 2

<http://rcin.org.pl>

ODPŁYW ROZTWORÓW JAKO WSKAŹNIK DENUDACJI CHEMICZNEJ

Rzeki unoszą rozpuszczone substancje pochodzące z ługowania litosfery (denudacja chemiczna), z opadów atmosferycznych, ze ścieków komunalnych oraz związane z chemizacją rolnictwa. Próba ujęcia bilansowego dla dorzecza Wisły wykazała, że w drugiej połowie lat siedemdziesiątych składowa pochodząca z denudacji litosfery stanowiła już tylko 48% rzeczno-odpływu roztworów (Maruszczak 1990a). Na omawianym obszarze stopień urbanizacji oraz industrializacji jest niższy od przeciętnego dla dorzecza Wisły. Dlatego można szacować, że w naszym przypadku udział tej składowej jest wyższy. Jej wielkość stosunkowo dobrze ilustruje natężenie naturalnego ługowania chemicznego poszczególnych zlewni. W warunkach hydrogeologicznych, właściwych dla omawianego obszaru, roztwory wylugowane z litosfery są bowiem prawie w całości odprowadzane przez rzeki; tylko sporadycznie obserwuje się oznaki ich akumulacji w postaci utworów martwicowych. Pewna część roztworów wiązana jest także przez żywe organizmy wodne; nie mamy jednak podstaw do ilościowego jej określenia.

W badanych rzekach zawartość roztworów jest wielokrotnie mniej zróżnicowana niż zawiesin. Częstotliwość naszych pomiarów daje więc dobrą podstawę do ilościowego określenia odpływu. Przy tej ocenie bierzemy także pod uwagę fakt, że na omawianym obszarze dominuje wyraźnie gruntowe zasilanie rzek. Dlatego stężenie roztworów przy średnich przepływach jest bardzo wyrównane; rośnie ono przy niskich stanach wody (wzrost zasilania gruntowego) oraz obniża się przy wysokich (wzrost powierzchniowego zasilania wodami znacznie słabiej zmineralizowanymi). Średnie roczne wskaźniki odpływu roztworów są więc zależne od wysokości przepływów rzecznych. Jest to przy tym zależność dość prosta i proporcjonalna. W latach wilgotniejszych przepływy wzrastają nie tylko w następstwie zwiększonego zasilania powierzchniowego, lecz także gruntowego.

Średnie pięcioletnie wskaźniki odpływu roztworów dla zlewni reprezentujących tereny rolnicze oraz w małym stopniu skażone ściekami komunalno-przemysłowymi zestawione są w tabeli 2. Podane są w niej także wyniki ekstrapolacji tych wskaźników, odpowiednio do przepływów wieloletnich, które były przecież wyraźnie niższe od pięcioletnich. Tak obliczone „znormalizowane” wskaźniki odpływu roztworów są zbieżne z ustalonymi inną metodą i przedstawionymi na rycinie 1. Izolinie rzeczno-odpływu roztworów z terenów rolniczych, przedstawione na tej rycinie, zostały niejako uwiarygodnione wynikami niniejszego opracowania.

W tabeli 2 podane są również wskaźniki naturalnej denudacji chemicznej litosfery. Obliczono je przy założeniu, że składowa roztworów pochodząca z opadów atmosferycznych oraz substancji chemicznych stosowanych w rolnictwie jest taka sama jak przeciętnie w dorzeczu Wisły (vide odsyłacz*** do tab. 2)

Z analizy danych wynika więc, że najwyższym wskaźnikiem odpływu roztworów i denudacji chemicznej litosfery wyróżnia się zlewnia górnej Uherki,

Tabela 2. Wskaźniki odpływu roztworów oraz natężenia naturalnej denudacji chemicznej dla czterech spośród zlewni analizowanych reprezentujących tereny rolnicze oraz tylko częściowo zanieczyszczone przez znaczniejsze źródła ścieków

Zlewnia i wodowskaz	Powierzchnia zlewni	Jednostkowe przepływy rzeczne pięcioletnie (w liczniku) i wieloletnie (w mianowniku)	Średni odpływ roztworów w pięcioletciu 1978–1982, obliczony na podstawie pomiarów	Średni wieloletni odpływ roztworów ekstrapolowany relatywnie do przepływów rzecznych	Suma składowych z opadów atmosferycznych, substancji chemicznych stosowanych w rolnictwie oraz znaczniejszych źródeł ścieków***	Naturalna denudacja chemiczna w t/km ² /rok oraz jej udział w % ogólnego odpływu roztworów
	km ²	l/s/km ²	t/km ² /rok	t/km ² /rok	t/km ² /rok	
Wieprz powyżej wodowskazu Łęczna	4 548	$\frac{4,8}{3,7}$	54,4	42	15–17	26 (62%)
Bystra powyżej wodowskazu Wierzchoniów	282	$\frac{6,7}{4,1}$	78,6	49	13–15	25 (71%)
Potok Witoszyński do ujścia w Celejowie	40	$\frac{4,9}{(3,0)}$ **	47,4**	29**	13–14	?
Uherka powyżej punktu pomiarowego Pokrówka	50	$\frac{5,8}{(4,0)}$ *	74,7	52	15–17	36 (70%)

* Przepływy wieloletnie (trzydziestoletnie 1951–1980) dla Potoku Witoszyńskiego ekstrapolowano odpowiednio do relacji wskaźników pięcioletnich i wieloletnich dla całej zlewni Bystrej powyżej Wierzchoniowa, a dla górnej Uherki powyżej Pokrówki odpowiednio do danych ze zlewni tej rzeki powyżej wodowskazu Ruda-Opalin (przepływy jednostkowe około 10% niższe jak w zlewni powyżej Pokrówki).

** Wskaźnik ten zapewne jest zaniżony; obliczono go dla zlewni powierzchniowej, która prawdopodobnie jest większa od podziemnej faktycznie zasilającej Potok Witoszyński tak jak w przypadku sąsiedniej zlewni Grodarza (Maruszczak, Michalczyk, Rodzik 1988). Dlatego dla zlewni tego Potoku nie obliczono wskaźnika naturalnej denudacji chemicznej. *** Przy ocenie szacunkowej przyjęto, że wskaźniki średnie obliczone dla dorzecza Wisły (H. Maruszczak 1990) są miarodajne także dla zlewni badanych. Wskaźniki te, odpowiadające stanowi z końca lat siedemdziesiątych, są następujące: substancje z opadów atmosferycznych 8 t/km²/rok, a związane z chemizacją rolnictwa 6,5 t/km²/rok.

w której są dobrze odsłonięte miękkie i krasowiejące skały górnokredowe. Podobne, nieznacznie tylko niższe, wskaźniki charakteryzują zlewnię Bystrej, w której występują skały górnokredowe mniej podatne na ługowanie. Tę cechę podłoża niejako równoważy tutaj fakt, że zlewnia Bystrej jest silniej urzeźbiona, a przede wszystkim ma pokrywę węglanowych utworów lessowych znacznie bardziej wrażliwych na ługowanie.

Spśród skał górnokredowych najmniej wrażliwe na ługowanie są opoki i gezy, budujące w omawianym pasie wyżyn subregiony wyżej wzniesione oraz dość silnie urzeźbione. W naszej serii pomiarów nie mamy danych odnoszących się do takich terenów. Charakterystyczne dla nich wskaźniki odpływu roztworów można obliczyć m.in. według danych pomiarowych wojewódzkiego Ośrodka Badań i Kontroli Środowiska (OBiKS) w Lublinie⁷. Wynika z nich, że w takich terenach odpływ roztworów wynosi 35–40 t/km²/rok.

UDZIAŁ ŚCIEKÓW KOMUNALNYCH I PRZEMYSŁOWYCH W ODPŁYWIE ZAWIESIN I ROZTWORÓW

Odpowiednie obliczenia wykonane zostały wcześniej dla zlewni Uherki powyżej Zarzeczca (Świeca 1984). W jej obrębie wydzielone zostały – dzięki odpowiedniej lokalizacji punktów pomiarowych – zlewnie cząstkowe (górną Uherki powyżej Pokrówki i lewego dopływu, tzn. Garki) oraz zlewnia „różnicowa” między Pokrówką, Stawem na dolnej Garce oraz Zarzeczem. W tej zlewni różnicowej (powierzchnia 98,5 km²) znajdują się źródła ścieków komunalnych i przemysłowych z Chełma. Dzięki temu, że nie różni się ona budową geologiczną i rzeźbą od pozostałych zlewni tej części dorzecza Uherki, można było określić udział ilościowy ścieków. W latach 1978–1982 średnie wskaźniki obliczone dla zlewni różnicowej były następujące: zawiesiny 5,8 t/km²/rok (29% odpływu zawiesin ogółem) i roztwory 26,9 t/km²/rok (20% odpływu roztworów ogółem). Zrzut ścieków spowodował duże zmiany jakościowe roztworów odpływających ze zlewni. Zilustrujemy to na przykładzie chlorków, których zawartość w górnej Uherce powyżej Pokrówki (21,8 mg/l) była ponad dwukrotnie mniejsza niż w zlewni różnicowej (49,5 mg/l).

Dla zlewni Świnki można oszacować udział roztworów pochodzących z kopalni węgla w Bogdance. Z pomiarów OBiKS w Lublinie, prowadzonych poniżej ujścia ścieków kopalnianych w Puchaczowie (zlewnia 211 km²), można obliczyć, że średnia mineralizacja wód Świnki w latach 1978–1982 wynosiła 443 mg/l⁸. Wzrosła ona w porównaniu z latami poprzednimi około 25%; udział ścieków kopalnianych w ogólnym odpływie roztworów wynosił więc 20%. Od 1983 r., tzn.

⁷ Dyrekcji OBiKS w Lublinie składamy serdeczne podziękowanie za życzliwe, nieodpłatne udostępnienie danych pomiarowych z punktów kontrolnych położonych w zlewni Świnki oraz innych rzek Wyżyny Lubelskiej.

⁸ Efekty zrzutu ścieków kopalnianych zaczęły się zaznaczać we wskaźnikach natężenia roztworów od połowy 1978 r.

od rozpoczęcia pierwszego etapu eksploatacji węgla w Bogdance, wzrost był znacznie szybszy. Średnia mineralizacja wód Świnki w latach 1983–1988 wynosiła 642 mg/l, tzn. była ponad 80% wyższa niż przed 1978 r.; ścieki w ogólnym odpływie roztworów stanowiły więc już około 44%. W tym ostatnim pięcioleciu średnia zawartość chlorków w wodach Świnki w Puchaczowie wynosiła 179 mg/l, a więc wzrosła prawie dziesięciokrotnie w stosunku do okresu przed 1978 r. (18,5 mg/l).

Można jeszcze przytoczyć wyniki obliczeń wykonanych dla Bystrzycy poniżej Lublina, a dokładniej mówiąc dla punktu pomiarowego powyżej Jakubowic koło Lublina (zlewnia 1025 km²). Obliczenia wykonano na podstawie danych OBiKS z pomiarów stężenia roztworów wód Bystrzycy powyżej i poniżej Lublina, z uwzględnieniem wyników badań składu wód podziemnych, zasilających wodociągi lubelskie (Maruszczak 1990a). Wynika z nich, że w drugiej połowie lat siedemdziesiątych odpływ roztworów ze ścieków komunalnych i przemysłowych wynosił średnio 16 tys. t/rok; stanowiło to 28,6% ogólnego odpływu roztworów z omawianej zlewni Bystrzycy.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW

Przy podsumowaniu ocen natężenia denudacji mechanicznej posłużymy się średnimi wskaźnikami rzeczno odpływu zawiesin w latach 1978–1982. Odpływ ten jest tak silnie zróżnicowany w czasie, że nie ma żadnych podstaw do ekstrapolowania tych wskaźników odpowiednio do wieloletnich przepływów rzecznych. Natomiast przy ocenie denudacji chemicznej uwzględniamy wskaźniki rzeczno odpływu roztworów, ekstrapolowane do wielkości przepływów wieloletnich. Odpływ roztworów jest bowiem mniej więcej proporcjonalny do przepływów rzecznych, które w latach 1978–1982 były znacznie wyższe niż wieloletnie.

1) Największa z analizowanych zlewni, tzn. rzeki Wieprz, obejmuje trzecią część wyżyn między Wisłą a Bugiem i jest bardzo zróżnicowana pod względem geologiczno-morfologicznym. Dlatego też można przyjąć, że jest ona reprezentatywna dla wschodniej części pasa wyżyn południowopolskich. Obliczony dla niej średni jednostkowy odpływ zawiesin (3,6 t/km²/rok) jest prawie dwunastokrotnie mniejszy niż odpływ roztworów (42 t/km²/rok). Zawiesiny unoszone poza tę zlewnię stanowią prawdopodobnie 10–15% ogólnej masy utworów objętych procesami denudacji mechanicznej na całej jej powierzchni. Wśród roztworów unoszonych składowa pochodząca z ługowania litosfery stanowi około 62%; wskaźnik jednostkowy naturalnej denudacji chemicznej wynosi więc 26 t/km²/rok.

2) W zlewniach o powierzchni 200–300 km², reprezentujących średnio urzeźbione tereny z pokrywą utworów lessowych na Wyżynie Lubelskiej, jednostkowy odpływ zawiesin jest kilkakrotnie większy; w zlewni środkowej Bystrej wynosi on około 15 t/km²/rok. Można szacować, że taki odpływ stanowi mniej niż trzecią część ogólnej masy produktów denudacji mechanicznej na powierzchni tych zlewni. Odpływ roztworów jest podobny jak w zlewni Wieprza i mniej

więcej trzykrotnie większy niż odpływ zawiesin. W terenach typowo rolniczych wskaźnik jednostkowy denudacji chemicznej wynosi około $35 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, co stanowi 70% ogólnego odpływu roztworów.

3) Tereny silnie urzeźbione z pokrywą lessową są przestrzennie ograniczone; odpowiednie dane z pomiarów hydrometrycznych mamy więc tylko dla zlewni o powierzchniach do kilkudziesięciu km^2 . W takich zlewniach (np. górna Bystra powyżej Wojciechowa, Potok Witoszyński) średnie jednostkowe odpływy zawiesin wynoszą $40 - 50 \text{ t/km}^2/\text{rok}$. Stanowi to także mniej więcej trzecią część ogólnej masy produktów denudacji mechanicznej, która jest bardzo silna ze względu na rozwój erozji wąwozowej. Wielkość odpływu roztworów jest podobna, a nawet mniejsza niż odpływ zawiesin. Taka relacja tych dwu wskaźników, na wyżynach lessowych notowana tylko lokalnie w małych zlewniach, jest charakterystyczna dla zlewni karpackich o powierzchniach rzędu wielu tysięcy km^2 (Maruszczak 1990b). W tego typu małych zlewniach wyżynnych, reprezentujących prawie wyłącznie krajobrazy rolnicze i rolniczo-leśne, denudacja chemiczna litosfery wynosi $20 - 30 \text{ t/km}^2/\text{rok}$; jest ona wyraźnie zróżnicowana odpowiednio do właściwości litologicznych górnokredowych skał podłoża.

4) W terenach ze znacznie odsłoniętymi, górnokredowymi skałami podłoża, wśród których dużą rolę odgrywają miękkie, krasowiejące wapienie, zlewnie o powierzchni 200 – 300 km^2 charakteryzują się stosunkowo niskimi odpływami zawiesin. Gdy przeważa w nich rzeźba równinna są one podobne do przeciętnego dla dużej zlewni Wieprza ($4 - 5 \text{ t/km}^2/\text{rok}$ w zlewni Świnki na pograniczu pasa wyżyn i nizin środkowopolskich). Jeśli zaś są one średnio urzeźbione (zlewnia na obszarze Pagórów Chełmskich – subregionu Wyżyny Lubelskiej), jest on mniej więcej dwukrotnie wyższy. Odpływające zawiesiny stanowią przy tym niewielką część ogólnej masy produktów denudacji mechanicznej powierzchni zlewni. Wskaźniki odpływu roztworów w terenach rolniczych wynoszą około $50 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, a więc są odpowiednio 9 – 11 razy większe niż ustalone dla zawiesin. Denudacja chemiczna litosfery wynosi około $35 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, co stanowi 70% ogólnego odpływu roztworów.

5) Dla terenów ze znacznie odsłoniętymi górnokredowymi skałami podłoża, wśród których dominują opoki lub gezy, nie mamy w pełni porównywalnych danych. Na podstawie różnych innych opracowań, z krótszymi seriami pomiarowymi dla zlewni średnio i dobrze urzeźbionych w środkowej części Wyżyny Lubelskiej, można określić następujące wskaźniki: odpływ zawiesin przeważnie $5 - 6 \text{ t/km}^2/\text{rok}$, odpływ roztworów $35 - 40 \text{ t/km}^2/\text{rok}$. W terenach rolniczych o takich cechach denudację chemiczną litosfery można szacować na $20 - 25 \text{ t/km}^2/\text{rok}$.

6) Większe źródła ścieków komunalnych i przemysłowych na omawianym obszarze są nieliczne. Ich udział w odpływie zawiesin i roztworów jest bardzo zróżnicowany, odpowiednio do wielkości i charakteru tych źródeł. W latach 1978 – 1982 ścieki z Chelma (53 tys. mieszkańców w 1980 r.; silnie rozwinięty przemysł cementowy) dostarczały prawie 30% ogólnej ilości zawiesin oraz 20% roztworów odpływających ze zlewni o powierzchni około 100 km^2 . W tym

samym pięcioleciu identyczny udział (20%) w ogólnym odpływie roztworów ze zlewni powyżej Puchaczowa (211 km²) miały ścieki ze znajdującej się wówczas w budowie kopalni węgla kamiennego w Bogdance. To źródło ścieków w latach 1983–1988, tzn. w pierwszym etapie eksploatacji węgla, dostarczało już 44% ogólnego odpływu roztworów. Z dużego ośrodka miejskiego, jakim jest Lublin (304 tys. mieszkańców w 1980 r.), już w drugiej połowie lat siedemdziesiątych ścieki dostarczały prawie 30% roztworów odpływających ze zlewni Bystrzycy o powierzchni 1025 km².

UWAGI KOŃCOWE

Oprócz tych konkretnych wniosków, odnoszących się do wyżyn międzyrzecza Wisły i Bugu, można jeszcze przedstawić próbę porównania naszych wskaźników denudacji z określanymi w ostatnich latach w skali globalnej. Przy takim porównaniu uwzględniamy oczywiście tylko większe zlewnie. Tak więc obliczone wskaźniki odpływu zawiesin mieszczą się w dwu przedziałach wielkości, które według zestawienia M. B. Jansson (1988) — odnoszącego się do zlewni o powierzchniach od 350 do 100 tys. km² — dominują na równinach (tzn. nizinach i wyżynach) z klimatem borealnym o względnie ciepłym okresie letnim (dziedzina Dfb wg Köppena) oraz umiarkowanym względnie wilgotnym i ciepłym (dziedzina Cfb). Są to mianowicie przedziały: do 10 t/km²/rok (zlewnie Wieprza i Świnki) oraz od 10 do 50 t/km²/rok (zlewnie Bystrej i Uherki).

Odpływ zawiesin z największej spośród naszych zlewni, tzn. Wieprza (3,6 t/km²/rok), jest podobny do określonego przez A. P. Diedkova i W. I. Mozżerina (1981, s. 19) dla zlewni mniejszych rzek (do 5 tys. km²) równinnych obszarów strefy tajgi (4,6 t/km²/rok). Wskaźnik chemicznej denudacji litosfery w tej samej zlewni Wieprza (26 t/km²/rok) jest natomiast wyraźnie większy od określonego przez A. P. Diedkova, W. I. Mozżerina i A. N. Szarifullina (1982 s. 131) dla mniejszych zlewni równinnych obszarów strefy umiarkowanych lasów mieszanych i liściastych (17,2 t/km²/rok). Różnica ta może wynikać m. in. z tego, że w zlewni Wieprza wrażliwe na ługowanie skały węglanowe odgrywają znacznie większą rolę niż w innych regionach strefy leśnej. Może ona także wynikać przynajmniej częściowo z tego, że wspomniani autorzy — posługując się tak jak i my wynikami pomiarów hydrometrycznych — udział denudacji chemicznej w odpływie roztworów określali standardowo na 50% (Diedkow, Mozżerin, Szarifullin 1982, s. 125).

Wymienieni autorzy podjęli także próbę określenia relacji między wskaźnikami denudacji mechanicznej (odpływ zawiesin + 10% przypadające na materiał wleczony przez rzeki) oraz chemicznej (50% odpływu roztworów). Tak określone relacje dla równin strefy tajgi z jednej strony i lasów mieszanych oraz liściastych z drugiej różnią się jednak bardzo między sobą: dla małych dorzeczy wynoszą one odpowiednio 0,32 oraz 1,17. Takie różnice nastrożają wątpliwości, które nie zachęcają do podjęcia krytycznej analizy porównawczej. Można więc tylko zaznaczyć, że analogicznie obliczony wskaźnik dla zlewni Wieprza (0,19)

okazały się znacznie niższy od przeciętnego dla strefy tajgi. Wskaźnik przyjęty przez tych autorów nie stanowi jednak chyba odpowiedniej miary natężenia denudacji mechanicznej i chemicznej. Można zaproponować inny, a mianowicie uwzględniający naszą ocenę ogólnego natężenia denudacji mechanicznej w zlewni Wleprza. Taki wskaźnik, tzn. przedstawiający relację między ogólną (a nie „odpływową”) denudacją mechaniczną i denudacją chemiczną litosfery, dla omawianej zlewni wynosiłby 1,54⁹. Nasza ocena szacunkowa ogólnej denudacji mechanicznej wymagałaby jednak krytycznej kontroli przed uznaniem tego wskaźnika jako miarodajnego.

LITERATURA

- Brański J., 1968, *Oznaczenie ilościowe unosin metodą wagową bezpośrednią przy użyciu sączków*, Prace PIHM, 94, Warszawa.
- 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMiGW, 6, Warszawa.
- Buraczyński J., Michalczyk Z., 1973, *Denudacja chemiczna w dorzeczu Białej Łady*, Ann. UMCS, Sec. B, 18.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1974, *Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierzkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej ulewy w czerwcu 1969 roku*, Ann. UMCS, Sec. B, 26.
- Diedkow A. P., Mozzerin W. I., 1981, *Miechaniczeskaja dienudacija gor Subarktki i umiennogo pojasa po dannym analiza stoka zwieszennich nanosow*, Geomorfologija, 2(1981), Moskwa.
- Diedkow A. P., Mozzerin W. I., Szarifullin A. N., 1982, *Sootnoszenije miezdu miechaniczeskoi i chimiczeskoi dienudaciej w razlicznich landszaftnich uslowijach*, (w:) *Geografija i sowriemiennost*, Leningrad.
- Dębski K., 1958, *Odplyw z deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem w czerwcu 1956 r.*, Gosp. Wodna, 18, 8.
- 1968, *Natężenie procesów erozji w zlewni Wleprza*, Prace i Studia Kom. Gosp. Wodn. Surowc., 9, Warszawa.
- Jansson M. B., 1988, *A global survey of sediment yield*, Geogr. Ann. 70 A, 1–2.
- Jaworska M., 1968, *Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzeki Wleprza i Pilicy*, Prace PIHM, 95, Warszawa.
- Kolago C., 1961, *Oporność wody jako wskaźnik jej mineralizacji*, Przegl. Geol., 9, 6.
- Markowicz M., Pulina M., 1979, *Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglowego*, Prace Nauk. UŚL., 289.
- Maruszczak H., 1983, *Przestrzenne zróżnicowanie natężenia erozji gleb i denudacji mechanicznej w dorzeczu Wisły*, Materiały Zjazdu Geografów Polskich, Toruń.
- 1984, *Spatial and temporal differentiation of fluvial sediment yield in the Vistula river basin*, Geogr. Pol., 50.
- 1986, *Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby malopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych*, Czas. Geogr., 58, 2.
- 1990a, *Denudacja chemiczna na obszarze Polski południowo-wschodniej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 153.
- 1990b, *Transport rumowiska w dorzeczu Wisły*, (w:) *Evolution of the Vistula river valley – part III*, Geogr. Studies Spec. Issue 5.

⁹ Podstawa obliczenia wskaźnika przedstawia się następująco: a) ogólna denudacja mechaniczna = 40 t/km²/rok (przy założeniu, że odpływ zawiesin 3,6 + odpływ wleczyn 0,4 stanowi łącznie około 10% ogólnej masy produktów denudacji); b) denudacja chemiczna litosfery = 26 t/km²/rok.

- Maruszczak H., Częstochowska E., Gajewski J., 1979, *Denudacja mechaniczna i chemiczna w dorzeczu Ciemęgi na Wyżynie Lubelskiej*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 222.
- Maruszczak H., Michalczyk Z., Rodzik J., 1988, *Warunki geomorfologiczne i hydrogeologiczne rozwoju denudacji w dorzeczu Grodarza na Wyżynie Lubelskiej*, Ann. UMCS, Sec. B, 39(1984).
- Maruszczak H., Trembacowski J., 1958, *Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu*, Ann. UMCS, Sec. B, 11.
- Mącik M., Wojtanowicz J., 1977, *Z badań nad denudacją w dorzeczu górnej Czechówki (Wyżyna Lubelska)*, Zesz. Probl. Post. Nauk Roln., 193.
- Michalczyk Z., 1986, *Warunki występowania i krążenia wód na obszarze Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Rozprawa habilit. UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z., Paszczyk J., 1980, *Próba oceny denudacji chemicznej w dorzeczu Łady*, Folia Soc. Sci. Lublinensis, 22, 2 Geogr.
- 1983, *Charakterystyka średnich miesięcznych przepływów rzeki Wieprz*, Czas. Geogr., 54, 2.
- Osuchowska-Klein B., 1987, *Zmienność cyrkulacji atmosferycznej w Europie w bieżącym stuleciu*, Przegl. Geofiz., 32, 1.
- Reniger A., 1956, *Wyniki badań materiału unoszonego na Lubelszczyźnie w korycie rzeki Bystrej*, Gosp. Wodna, 16, 12.
- Rodzik J., 1981, *Wpływ wysokich opadów z października 1974 r. na denudację w zlewni Bystrej*, Folia Soc. Sci. Lublinensis, 23, 1/2 Geogr.
- 1984, *Natężenie współczesnej denudacji w silnie urzeźbionym terenie lessowym w okolicy Kazimierza Dolnego*, Przewodnik Ogólnopol. Zjazdu PTGeogr., 2, UMCS, Lublin.
- Sadurska E., 1964, *Materiał unoszony przez rzekę Bystrą jako miernik natężenia erozji wodnej gleb*, Pam. Puław., 12.
- 1982, *Zróźnicowanie przestrzenne denudacji mechanicznej w średnio urzeźbionych obszarach lessowych w dorzeczu Bystrej na Wyżynie Lubelskiej*, Pam. Puław., 78.
- Sadurska E., Maruszczak H., 1982, *Zmiany natężenia denudacji mechanicznej w górnej części dorzecza Bystrej na Wyżynie Lubelskiej w dwudziestolecie 1952–1971*, Pam. Puław., 78.
- Strzemski M., 1957, *Efekty erozji wietrznej gleb na terenie południowo-wschodniej Polski w lutym 1956 r.*, Przegl. Geogr., 29.
- Szczepanik T., Uhorczak F., 1972, *Województwo lubelskie w świetle mapy hipsometrycznej i mapy wysokości względnych, (w:) Województwo lubelskie, Rejonizacja produkcji rolniczej*, PWRN, Lublin.
- Świeca A., 1984, *Wpływ ścieków komunalnych i przemysłowych miasta Chelma na wielkość transportu rozтворów i zawiesin w rzece Uherce*, Folia Soc. Sci. Lublinensis, 26, 1/2 Geogr.
- 1989, *Procesy denudacji w północnej części Pagórów Chelmskich*, Ann. UMCS, Sec. B, 40(1985).
- Ziemnicki S., 1951, *Wstępne badania nad erozją lessów Lubelszczyzny*, Ann. UMCS, Sec. E, 6.
- 1956, *Skutki deszczu nawalnego we wsi Piaski Szlacheckie pod Krasnymstawem*, Gosp. Wodna, 16, 11.
- 1960, *Zmiany urzeźbienia terenu w Sławinie pod wpływem zabiegów przeciwoerozyjnych w latach 1948–1958*, Roczn. Nauk Roln., 74, F–2, Warszawa.

MECHANICAL AND CHEMICAL DENUDATION IN THE EASTERN PART OF THE SOUTH POLISH UPLANDS

Summary

The rates of the suspended and dissolved matter yield from selected catchments were calculated on the basis of hydrological measurements (Fig. 1, Table 1). The largest from the catchments under examination, i.e. the Wieprz river above Łęczna (Fig. 2), comprising one third of the upland between the Vistula and the Bug rivers, represents mean relations. The mean suspended sediment yield in it is 3.6 tons/km²/yr this accounts for only 10 per cent of the total mechanical denudation of the

catchment; the dissolved matter yield is 42 tons/km²/yr and 26 tons/km²/yr from this falls to natural chemical denudation of the lithosphere (Table 2). Small catchment of the Bystra river represents areas with mid relief and loess deposit blanket which are used for farming (Fig. 3A). The average suspended sediment yield for such catchments is 15 tons/km²/yr which is less than one third of total mechanical denudation; dissolved matter yield is about three times higher and 35 tons/km²/yr falls to chemical denudation. The areas with loess blanket and high relief which are used for farming are represented only by very small catchments (Fig. 3B). Mean suspended and dissolved matter yield for such areas is 40–50 tons/km²/yr; 20–30 tons/km²/yr falls to chemical denudation of the lithosphere, differentiated according to properties of the Upper Cretaceous rocks underlying loesses. In the areas with uncovered, soft and karstified Upper Cretaceous limestones average suspended sediment yield from small catchments used for farming (Fig. 4B) is about 8 tons/km²/yr, and about 50 tons/km²/yr, (dissolved matter). From this about 35 tons/km²/yr accounts for chemical denudation. In the areas with mid relief and uncovered more resistant and non-karstified rocks (opokas, gaizes) suspended sediment yield from small catchments is mostly 5–6 tons/km²/yr, and dissolved matter yield is 35–40 tons/km²/yr, from this chemical denudation is 20–25 tons/km²/yr.

Two from the catchments under examination have considerable sources of municipal and industrial sewage (Fig. 4A and 5); the results of the examination of these catchments allowed to determine the amount of pollutants in suspended and dissolved matter yield (vide also Świeca 1984). In the conclusion the attempt of comparison of our results with the average ratios calculated in the global scale for the boreal and temperate forest zones (Detkov et al. 1981, 1982) or for adequate types of temperate climate (Jansson 1988) is also presented.

TADEUSZ BIERNAT, TADEUSZ CIUPA

DENUDACJA MECHANICZNA I CHEMICZNA W ZLEWNIACH WYŻYNNYCH ŚRODKOWEJ POLSKI

WSTĘP

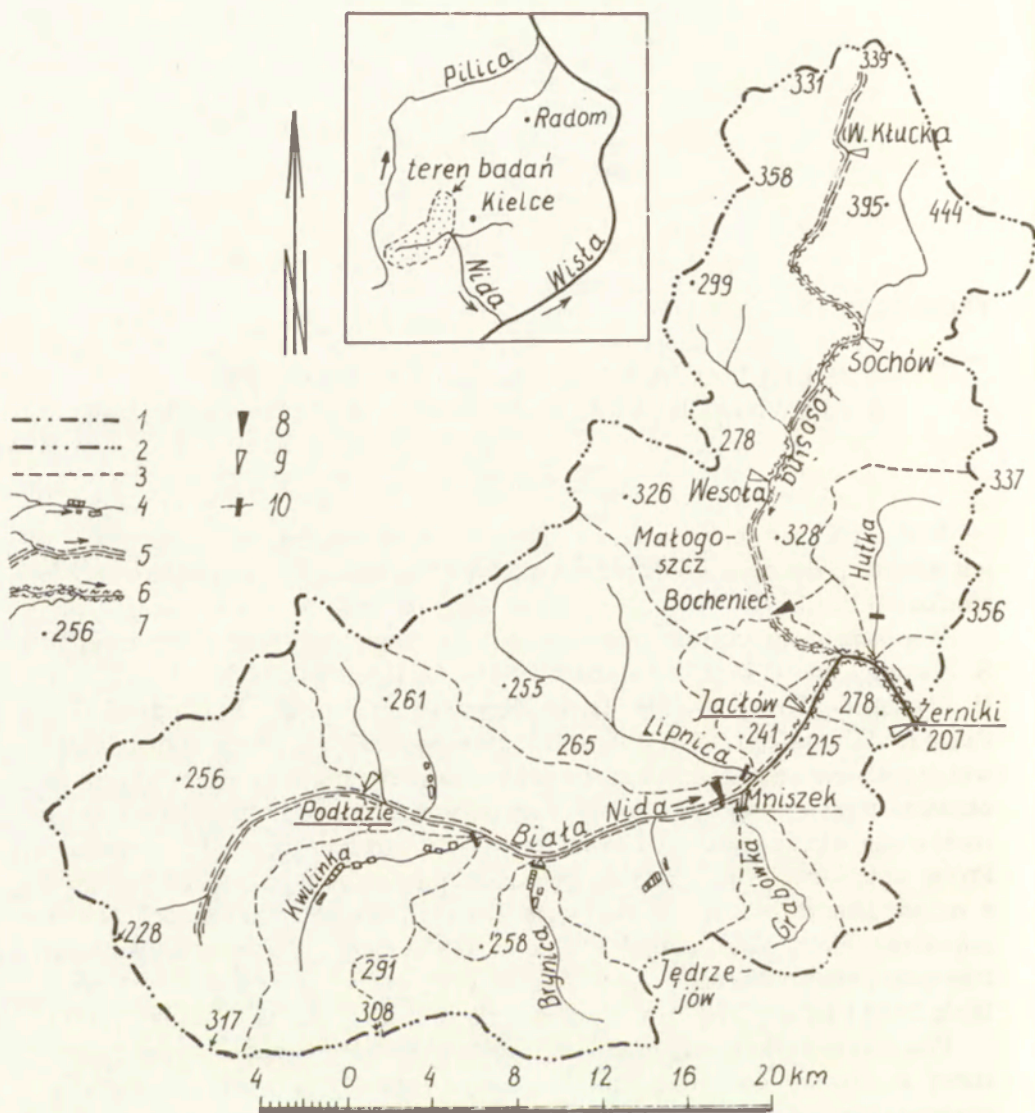
W dotychczasowej literaturze z zakresu geomorfologii dynamicznej niewiele jest miejsca poświęconego denudacji mechanicznej i chemicznej obszaru wyżyn środkowej Polski.

Współczesne procesy denudacyjne na tym obszarze były przedmiotem badań S. Ziemnickiego (1963), Z. Mazura (1963), C. Radłowskiej, M. Bogackiego, E. Mycielskiej-Dowgiałło (1974), T. Biernata (1985, 1988), T. Ciupy (1989). Prace J. Skibińskiego (1972, 1976), J. Brańskiego (1978), C. Rzepy (1980, 1986) wnoszące wiele do poznania natężenia i mechanizmu transportu fluwialnego na obszarze wyżyn środkowej Polski, koncentrowały się bądź to na transporcie rumowiska wlezonego, bądź to materiału rozpuszczonego, czy też zawiesiny. Próbę wykazania związków między obszarami dostawy zwierzelin do koryt a natężeniem transportu zawiesiny w zlewni Łososiny, stanowiącej zlewnię cząstkową Białej Nidy, podjął T. Biernat (1985, 1988). Dynamika i wielkość transportu materiału rozpuszczonego, zawiesiny i rumowiska wlezonego przez Białą Nidę i jej dopływy była przedmiotem prac T. Ciupy (1989, 1990, 1991).

Przedmiotem niniejszej pracy jest próba określenia źródeł i sposobów dostawy zwierzelin do transportu fluwialnego (zawiesiny), materiału rozpuszczonego i wlezonego) oraz przedstawienia dynamiki i wielkości tego transportu. Do rozwiązania tak postawionego problemu wybrano zlewnię Białej Nidy położoną na pograniczu dwóch różniących się jednostek fizycznogeograficznych (Niecki Nidziańskiej i Gór Świętokrzyskich), które w odmienny sposób mogą wpływać na dynamikę transportu fluwialnego (ryc. 1). Zlewnię tą z pewnymi ograniczeniami uznano za reprezentatywną dla wyżyn środkowej Polski w zakresie podstawowych cech środowiska geograficznego i użytkowania ziemi.

METODY BADAŃ

Tak postawiony problem wymagał przeprowadzenia stacjonarnych badań terenowych, które wykonano w latach hydrologicznych 1980–1982 i dodatkowo podczas wezbrania w marcu 1985 r. Codzienne pomiary stanów wody



Ryc. 1. Szkic sytuacyjny zlewni Białej Nidy

1 – dział wodny II rzędu, 2 – dział wodny III rzędu, 3 – dział wodny do wodowskazu, 4 – ciekі, rowy melioracyjne, stawy, 5 – koryto uregulowane, 6 – koryto nie uregulowane, 7 – punkty wysokościowe, 8 – wodowskaz IMGW, 9 – wodowskaz założony na okres badań, 10 – profil pomiarowy na dopływie

The Biała Nida catchment Basin

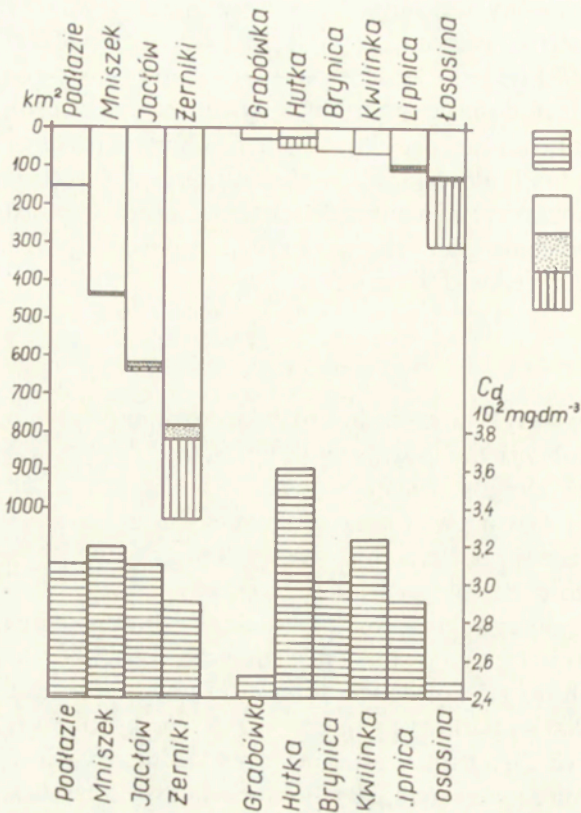
1 – 2nd rank watershed, 2 – 3rd rank watershed, 3 – ratio watershed to water-gauge, 4 – streams, drainage ditches and ponds, 5 – regulated river-bed, 6 – natural river-bed, 7 – altitude, 8 – water-gauge of the Institute of Meteorology and Hydrology, 9 – water-gauge established only for our observation period, 10 – measuring profile on a tributary

i koncentracji zawiesiny wykonywane były w latach 1981–1982 w czterech profilach hydrometrycznych na Białej Nidzie i w pięciu profilach na Łososinie w latach 1980–1981 (ryc. 1). Ponadto wykonywano przeciętnie raz w miesiącu (standardowymi metodami) pomiary przepływu wody i koncentracji zawiesiny (na Białej Nidzie i Łososinie) oraz koncentracji materiału rozpuszczonego i natężenia wlezonego (na Białej Nidzie). W zlewni Łososiny przeprowadzono badania terenowe i kameralne zmierzające do kartograficznego przedstawienia jakościowej oceny zagrożenia gleb procesami erozji oraz udziału różnych obszarów dostawy zwierzelin ze stoków do koryt.

TEREN BADAŃ

Zlewnia Białej Nidy o powierzchni 1030 km² obejmuje południowo-zachodnie mezozoiczne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich. Położona jest na wysokości 207–444 m npm. Długość Białej Nidy wynosi 52,4 km, a jej średni spadek 1,13‰. Rzeki tej zlewni płyną korytami wyciętymi w aluwialnych holoceniowych, a tylko gdzieś tam w podcięciach zboczowych osiągają starsze podłoże. W górnej i środkowej części zlewni (po profil w Mniszku) podczwartorzędowe podłoże budują prawie w całości węglanowe skały wieku kredowego. Koryto Białej Nidy w tej części zlewni jest uregulowane i posiada liczne progi korekcyjne, a w równinnych szerokich do 1,5 km dnach dolin duże powierzchnie stawów. Poniżej Mniszka udział skał węglanowych maleje do 76% (po profil zamykający zlewnię w Żernikach – ryc. 2), a jednocześnie zwiększa się intensywność rzeźby terenu, która jest związana ze wzrostem udziału skał odpornych na niszczenie (zlewnia Łososiny i Hutki). Koryto Białej Nidy jest tu naturalne z licznymi podcięciami brzegów.

Lata, w których prowadzono badania różniły się między sobą pod względem wysokości opadów i przepływów. Pierwsze dwa lata badań (1980 i 1981) pod względem wysokości opadów były zbliżone do przeciętnego roku z wielolecia 1965–1980 (684 mm). W roku 1980 reżim odpływu wiązał się z rozlewnymi opadami letnimi i jesiennymi, natomiast w 1981 r. kształtowany był głównie przez wody roztopowe. Opady w 1982 r. (536 mm) charakteryzowały wartości znacznie poniżej średniej z tego wielolecia. W wieloleciu 1965–1980 maksimum opadu przypada na lipiec, a minimum na marzec. Również średni przepływ w profilu Mniszek w latach 1980 i 1981 był zbliżony do średniej z wielolecia (2,97 m³/s). W wieloleciu tym reżim Białej Nidy był ukształtowany w marcu przez wody roztopowe, a w październiku i sierpniu przez opady. W latach 1981–1982 odpływ jednostkowy zmniejszał się do profilu w Mniszku, a potem wzrastał w kierunku profilu w Żernikach. W górnej i środkowej części zlewni (po profil w Mniszku) można spodziewać się większych strat na parowanie i retencję powierzchniową z uwagi na licznie występujące tu stawy. W północnej części zlewni, obejmującej fragment Gór Świętokrzyskich, stawy już nie występują. Równocześnie w tym kierunku zwiększa się wysokość opadów. Odpływ jednostkowy w zlewni Białej Nidy był kształtowany głównie przez lokalne warunki



Ryc. 2. Średnia koncentracja materiału rozpuszczonego (C_d) w wodach rzecznych zlewni Białej Nidy w latach 1981–1982 w nawiązaniu do powierzchni i budowy litologicznej zlewni cząstkowych

1 – Koncentracja materiału rozpuszczonego (C_d). Obszary zbudowane ze skal; 2 – węglanowych, 3 – węglanowych i niewęglanowych, 4 – niewęglanowych

Mean concentration of dissolved material (C_d) in the waters of Biała Nida catchment-basin, in 1981–1982, in relation to the areas and lithology of watersheds

1 – concentration of dissolved material (C_d). Areas built of: 2 – carbonate rocks, 3 – carbonate and noncarbonate rocks, 4 – noncarbonate rocks

środowiska geograficznego, a nie tylko przez wzrost powierzchni. Białą Nidę i jej dopływy cechuje nadkrytyczny ruch wody (maksymalna zanotowana wartość liczby Frouda w profilu hydrometrycznym wynosiła 0,352) i umiarkowany reżim odpływu (Ciupa 1989).

DENUDACJA MECHANICZNA I TRANSPORT KLASTYCZNYCH ZWIETRZELIN

W zlewni Białej Nidy podstawowym procesem modelującym stoki jest spłukiwanie powierzchniowe i erozja liniowa (por. Radłowska, Bogacki, Myciel-ska-Dowgiałło 1974, Biernat 1985, 1988; Ciupa 1989). Południową część zlewni cechują niewielkie nachylenia stoków i szerokie dna dolin, które na wielu

odcinkach są oddzielone od pól ornych pasem lasów. Takie rozmieszczenie użytków rolnych wyklucza bezpośrednią dostawę zwierzelin ze stoków uprawnych do koryt. W górnym i środkowym biegu Białej Nidy tylko na niewielu odcinkach pola uprawne schodzą bezpośrednio do koryta rzeki. Północną część zlewni cechują większe nachylenia stoków (do 30%) i znacznie węższe dna dolin. Na wielu odcinkach stoki schodzą bezpośrednio do koryt rzecznych, pola uprawne zaś zajmują tereny położone bliżej koryt. W tej części zlewni Białej Nidy, obejmującej zlewnię Łososiny, wykonano jakościową ocenę potencjalnego zagrożenia procesami erozji gleb z uwzględnieniem ich przestrzennego występowania oraz wyznaczono obszary dostawy zwierzelin do koryt (ryc. 3).

Mapę potencjalnego zagrożenia gleb erozją wodną wykonano nawiązując do istniejących klasyfikacji (Niewiadomski 1960; Ziemiński 1963; Zachar 1970; Strzemiński, Siuta, Witek 1973; Józefaciuk 1975), stosując częściową ich modyfikację. Ostatecznie przedstawiona klasyfikacja uwzględnia nachylenia stoków, skład mechaniczny gleb, sposób użytkowania i kierunki orki. Według przyjętej w pracy klasyfikacji wyróżniono tereny nie ulegające erozji, które w poszczególnych zlewniach cząstkowych zlewni Łososiny stanowią 71,7–78,1% powierzchni oraz tereny ulegające erozji słabej, umiarkowanej, średniej, silnej i bardzo silnej. Ta ostatnia występuje lokalnie i zajmuje ułamek procenta (0,2%) powierzchni zlewni. Największy odsetek wśród gleb zagrożonych stanowią tereny ulegające erozji umiarkowanej i wynoszą od 12,9 do 21,8% powierzchni poszczególnych zlewni cząstkowych. Sieć suchych dolinek i dróg polnych oraz rozcięć dochodzących bezpośrednio do koryta lub terasy zalewowej stanowi pewnego rodzaju „łącznik” z obszarami gruntów ornych zagrożonych erozją. Tymi drogami transportu materiał jest dostarczany do koryta rzeki lub na obszar terasy zalewowej, zajętej najczęściej przez trwałe użytki zielone, wychwytyjące prawie w całości transportowany materiał. W zlewni Łososiny wyróżniono 5 obszarów o różnym sposobie dostaw zwierzelin do koryt (ryc. 3): 1) zlewnie dróg polnych i rozcięć dochodzących bezpośrednio do koryt; 2) zlewnie dróg polnych i rozcięć dochodzących do terasy zalewowej; 3) zlewnie dróg polnych i rozcięć dochodzących do suchych dolin i za ich pośrednictwem do terasy zalewowej; 4) koryto i jego brzegi oraz równia zalewowa; 5) przyrzeczca (T. Biernat 1985, 1988).

Innym ważnym źródłem zwierzelin transportowanych w postaci zawiesiny i ładunku dennego jest materiał pochodzący z samego koryta, a więc z erozji bocznej (cofania się aktywnych podcięć) i z erozji dennej, czego dowodem jest mała stabilność poziomu dna rzek na wielu odcinkach. Stwierdzona miąższość przerabianych aluwii sięga 0,4 m (Ciupa 1990b), a zarejestrowana szybkość cofania aktywnych podcięć wynosiła 3–61 cm/rok (Biernat 1985, 1988).

Niedocenianym często źródłem dostawy materiału klastycznego do transportu fluwialnego jest materiał „przygotowany” przez pizniki i krety, zamieszkujące w pobliżu koryt rzecznych, budujące kopce oraz systemy korytarzy (Ciupa 1989).

Wyszczególnione wyżej obszary dostawy produktów wietrzenia ze stoków do koryt zmieniają się w czasie i przestrzeni w zależności od opadu i jego natężenia,





Ryc. 3. Mapa obszarów o zróżnicowanej potencjalnej dostawie zwierzelin do koryt i zagrożenie gruntów erozją wodną w zlewni Łososiny. Tereny potencjalnego zagrożenia gleb erozją wodną:

1 – erozja słaba, 2 – erozja umiarkowana, 3 – erozja średnia, 4 – erozja silna, 5 – erozja bardzo silna. Potencjalne obszary dostawy zwierzelin: 6 – do suchych dolin, 7 – do terasy zalewowej, 8 – bezpośrednio do koryta, 9 – dział wodny zlewni kontrolowanych, 10 – dział wodny zlewni częściowych, 11 – sieć rzeczna, 12 – tereny zagrożone erozją powierzchniową mające odprowadzenie zwierzelin za pośrednictwem odpowiednich obszarów dostawy

Areas characterized by different potential waste material supply into the stream channels and the degree of erosional threat in the Łososina catchment

Areas of potential soil erosion: 1 – weak erosion, 2 – moderate erosion, 3 – medium erosion, 4 – strong erosion, 5 – very strong erosion. Potential areas of waste material supply: 6 – into dry valleys, 7 – to the flood terrace, 8 – directly into the bed, 9 – watershed of controlled catchments, 10 – watershed of fragmentary catchments, 11 – river network, 12 – grounds endangered by sheet erosion with an off take of waste material by means of proper areas of supply

początkowej wilgotności gleby i jej przepuszczalności. W dostawie zwietrzelin do koryt bierze bezpośredni udział tylko mała część zlewni (ok. 10% terenów zagrożonych) i zmienia swoją powierzchnię podczas różnych warunków pogodowych, którym odpowiadają różne typy wezbrań. Znaczna część terenów zagrożonych erozją wodną jest bierna z punktu widzenia bezpośredniej dostawy do koryt, co zostało potwierdzone w trakcie eksperymentu polowego, mającego na celu zbadanie przemieszczania się cząstek gruntu znaczonego luminoforami (Biernat 1988).

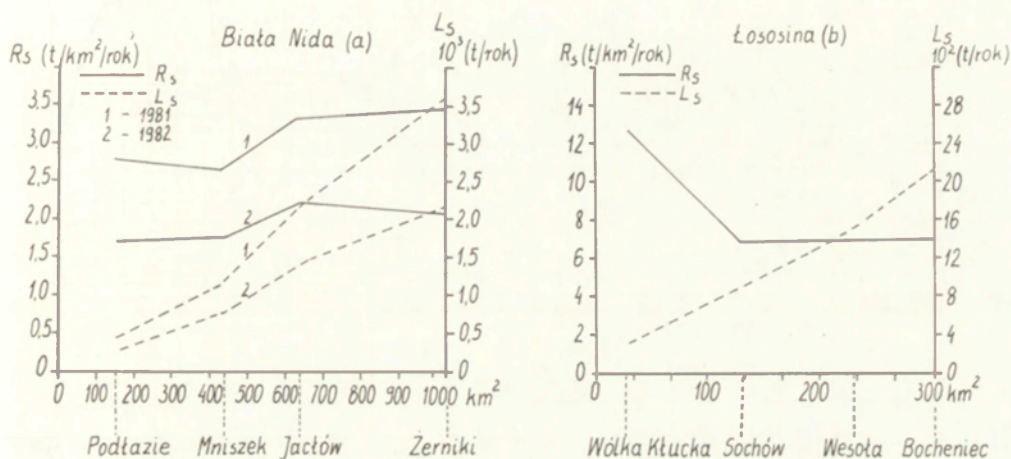
W świetle przeprowadzonej analizy wynika, że w południowej części Białej Nidy, położonej w obrębie Niecki Nidziańskiej, istnieją mniej korzystne warunki dostawy materiału klastycznego do koryt niż w części północnej, położonej w obrębie Gór Świętokrzyskich.

Transport materiału wynoszonego ze zlewni korytami rzek jest jednym ze składników odpowiedzialnych za transformację rzeźby terenu.

Duża zmienność warunków atmosferycznych oraz zróżnicowane możliwości uruchamiania różnych źródeł dostawy w ciągu roku wpływają na dynamikę i wielkość zmian natężenia przepływu i koncentracji zawiesiny. Znajduje to odbicie w zmiennym natężeniu wynoszenia ładunku zawiesiny ze zlewni. Cieki w zlewni Białej Nidy cechują się małą i stosunkowo wyrównaną koncentracją zawiesiny w ciągu roku ($1 - 359 \text{ mg dm}^{-3}$). Największą koncentrację zawiesiny i jej zróżnicowanie rejestrowano w fazie wzrostu fal wezbraniowych. Miało to związek z nierównomierną dostawą zwietrzelin do koryt rzecznych i uruchomieniem rumowiska dennego (Froehlich 1975, 1982; Krzemień 1976; Walling 1977; Biernat 1988; Ciupa 1989). Kulminacja koncentracji zawiesiny zazwyczaj wyprzedza kulminację przepływu. Każde wezbranie cechowało się odmiennym natężeniem transportu zawiesiny, co wyrażają pętle zmęczenia o niepowtarzalnych kształtach. Wraz z przyrostem powierzchni zlewni wzrastał roczny ładunek zawiesiny i współczynnik mechanicznej denudacji jednostkowej, którego najniższe wartości wystąpiły w zlewniach zamkniętych wodowskazem w Podłaziu i Mniszku ($1,7 - 2,8 \text{ t/km}^2/\text{rok}$), najwyższe zaś w Jaćlowie i Żernikach ($2,1 - 3,7 \text{ t/km}^2/\text{rok}$ – ryc. 4). Nietypowy rozkład tego współczynnika wzdłuż biegu rzeki spowodowany jest tym, że Biała Nida płynie w kierunku obszarów o większych spadkach i zagrożonych bardziej erozją wodną, co stwarza możliwość dostawy do koryta rzeki zwietrzelin bezpośrednio ze stoków oraz materiału z nie umocnionych wysokich podcięć (Ciupa 1989).

Zróżnicowanie koncentracji zawiesiny i odpływu jednostkowego w poszczególnych zlewniach cząstkowych wskazuje na nierównomierne wynoszenie z tych zlewni zawiesiny, a zatem i na różnice w natężeniu denudacji mechanicznej. Przykładem jest zlewnia Łososiny, gdzie transportowany ładunek zawiesiny wzrasta również z przyrostem powierzchni zlewni, natomiast współczynnik mechanicznej denudacji jednostkowej zmniejszał się w kierunku ujścia rzeki i wynosił $13,8 - 7,1 \text{ t/km}^2/\text{rok}$ (Biernat 1985, 1988) (ryc. 4). Jest to typowe dla większości rzek górskich i wyżynnych. Transport zawiesiny z biegiem koryta Łososiny, w nawiązaniu do powierzchni terenów zagrożonych erozją wodną

i obszarów bezpośredniej dostawy zwierzeliń do koryt (w wybranych wzebraniach), ilustruje rycina 4. Z przyrostem dorzecza Łososiny następuje zmniejszenie się udziału procentowego powierzchni obszarów bezpośredniej dostawy ze stoków do koryt. W dostawie zwierzeliń zaznacza się etapowość. Zwierzelińny akumulowane w obrębie terasy zalewowej mogą być włączone do transportu rzeczno podczas katastrofalnych powodzi (Starkel 1972; Biernat 1985). Obszary bezpośredniej dostawy zwierzeliń do koryt pokrywają się w różnym stopniu z terenami zagrożonymi. Uzależnione to jest między innymi odległością

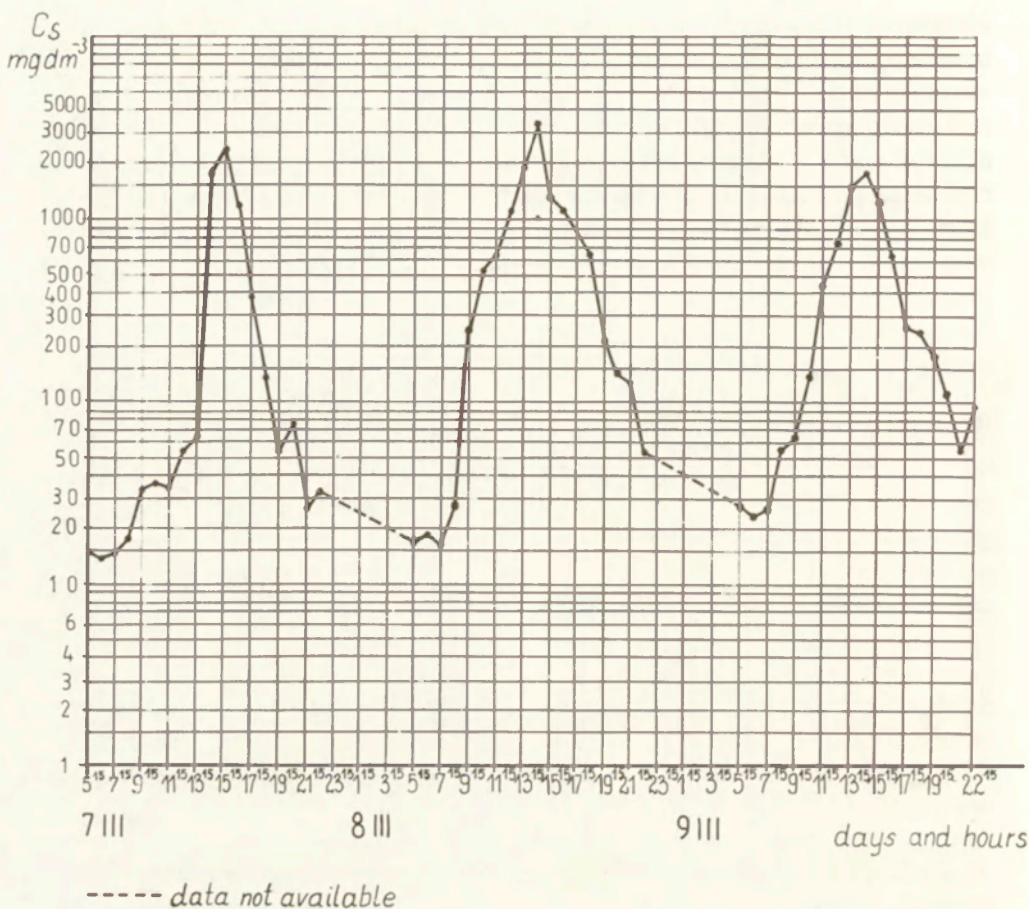


Ryc. 4. Związek między przyrostem powierzchni odwadnianej w zlewni Białej Nidy i Łososiny a wynoszonym ładunkiem zawiesiny (L_s) i mechaniczną denudacją jednostkową (R_s)

Correlation between drainage area increase in the Biała Nida catchment basin (a) and Łososina catchment basin (b) and the volume of suspended load (L_s) and mechanical unit denudation (R_s)

od koryt, den dolinnych oraz systemu dróg polnych, rozcięć i suchych dolin, które mogą włączać je do obszarów bezpośredniego odprowadzania zwierzeliń. Z przyrostem powierzchni zlewni Łososiny następuje kurczenie się obszarów bezpośredniej dostawy zwierzeliń ze stoków do koryt, związane z rosnącą szerokością teras i dna doliny. Równocześnie w tym samym kierunku zwiększa się powierzchnia aktywnych podcięć koryta i ich rola w dociążaniu rzeki zawiesiną oraz materiałem wleczonym (Biernat 1985, 1988).

Doniosłą rolę w dostawie zwierzeliń do koryt rzek odgrywają drogi polne (Figuła 1966; Słupik 1973; Froehlich 1975, 1982; Froehlich, Słupik 1986). W Górach Świętokrzyskich ilościowa rola dróg w dostawie zwierzeliń do koryt rzecznych jest nierozpoznana. Pierwsze pomiary w cieku utworzonym wzdłuż drogi polnej wykonano podczas wiosennych roztopów w 1985 r. (ryc. 5). Maksymalna zarejestrowana koncentracja zawiesiny osiągnęła $3275 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$, przy równoczesnej koncentracji zawiesiny $35 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ w korycie Białej Nidy (Ciupa 1989).



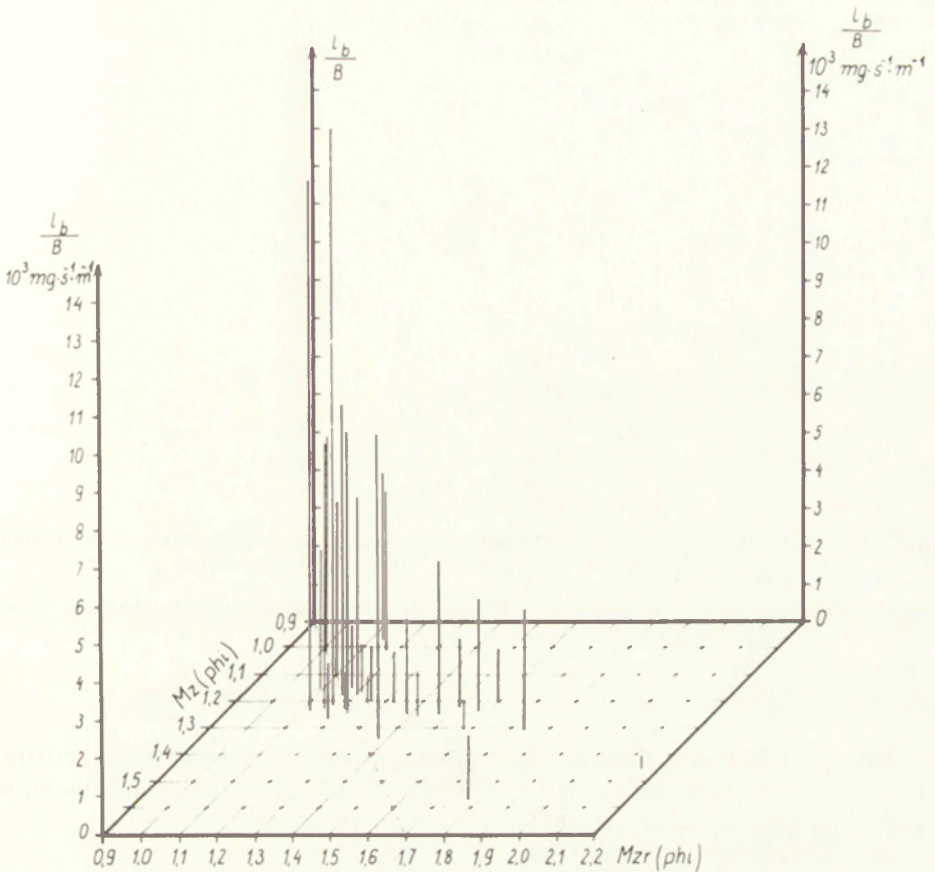
Ryc. 5. Przebieg koncentracji zawiesiny (C_s) w cieku utworzonym wzdłuż drogi polnej w Żernikach podczas roztopów w dniach 7–9 III 1985

I — brak danych

Concentration of suspended material (C_s) in a stream which arised along the cart-road in Żerniki as a result of snow-melt (March 7–9, 1985)

I — data not available

Aluwia facji korytowej rzek zlewni Białej Nidy składają się przede wszystkim z piasków. Średnia średnica ziarn tych osadów w badanym okresie w poszczególnych profilach wynosiła od 1,14 phi (Mniszek) do 1,38 phi (Grabówka). Skrajne wartości w pojedynczych próbach wynosiły od – 1,7 phi do 2,8 phi. Rumowisko denne i wleczone cechuje się małym zróżnicowaniem uziarnienia i średnim wysortowaniem w profilu podłużnym jak i poprzecznym koryta rzeki. Średnia średnica ziarn rumowiska wleczonego zazwyczaj była nieco mniejsza niż rumowiska dennego. W miarę wzrostu natężenia wleczenia transportowane były ziarna o coraz większej średnicy i zaciełała się różnica między rumowiskiem dennym a wleczonym (ryc. 6).

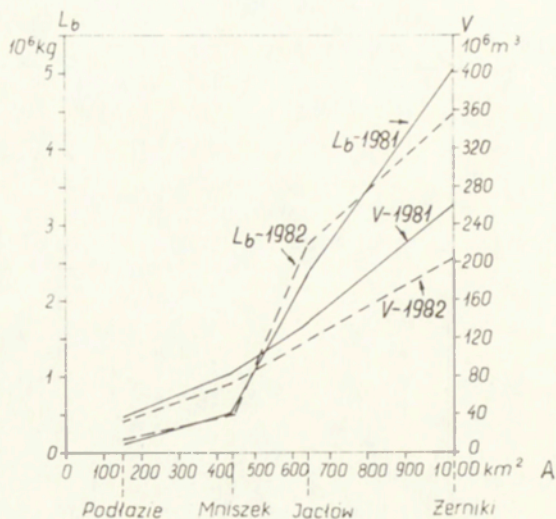


Ryc. 6. Biała Nida – profil Żerniki. Związek między natężeniem wleczenia (na 1 mb przekroju poprzecznego rzeki $\frac{L_b}{B}$) a średnią średnicą ziarn rumowiska dennego (M_z) i wleczonego (M_{zr})

The Biała Nida river – Żerniki profile. Correlation between tension of dragging (for one meter of the transversal river profile $\frac{L_b}{B}$) and a mean diameter of grains in bed-debris (M_z) and dragged debris (M_{zr})

Z przyrostem powierzchni zlewni wzrastał roczny ładunek denny, jednakże do profilu w Mniszku (koryto uregulowane) przyrost ten był niewielki, a wyraźny jego wzrost następował poniżej (koryto naturalne). Rozkład taki nawiązuje wyraźnie do zróżnicowanych warunków środowiska geograficznego zlewni Białej Nidy oraz cech koryt rzecznych, co z kolei warunkuje istnienie różnorodnych źródeł dostawy materiału do koryta rzeki (ryc. 7).

Transport ładunku dennego jest jedną z głównych przyczyn zmian w geometrii koryta. W czasie kulminacji wezbrań w korytach naturalnych dno uległo podniesieniu, a w końcowej fazie wezbrań dochodziło do jego rozcinania. Dno koryta najsilniej ulegało obniżeniu podczas głębokich niżówek. W korytach uregulowanych natomiast w czasie wezbrań dochodziło do erozji bądź akumula-



Ryc. 7. Związek między przyrostem powierzchni odwodnionej w zlewni Białej Nidy (A) a rocznym ładunkiem dennym (L_b) i odpływem (V) w latach 1981–1982

Correlation between drainage area increase of the Biała Nida catchment basin (A) and an annual bed load (L_b) and water discharge (V), 1981–1982

cji. Do czasu rozwoju roślinności wodnej następowała w nich zazwyczaj erozja, a później zaś – akumulacja materiału. Mięszkość „przerabianych” aluwii w profilach pomiarowych sięgała 0,4 m (Ciupa 1989, 1990).

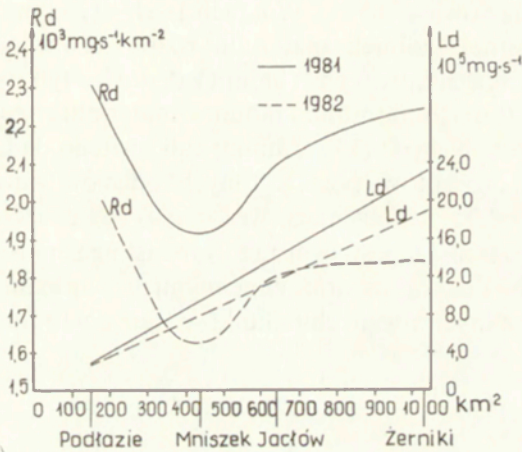
DENUDACJA CHEMICZNA I TRANSPORT MATERIAŁU ROZPUSZCZONEGO

Średnia roczna koncentracja materiału rozpuszczonego w poszczególnych profilach pomiarowych w okresie badań wynosiła od $248 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Łososina – profil Bocheniec) do $361 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Hutka – ryc. 2). Koncentracja ta w Białej Nidzie rosła do profilu w Mniszku ($314 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$), a następnie malała, osiągając w Żernikach $285 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$. Nadrzędnym czynnikiem decydującym o kształtowaniu przedstawionych wartości jest zatem budowa geologiczna – malejący udział skał węglanowych (Ciupa 1989, 1990a). W zlewni tej nie znalazła potwierdzenia teza, że ze wzrostem powierzchni zlewni rośnie koncentracja materiału rozpuszczonego (Stangerberg 1958; Froehlich 1975, 1982; Rzepa 1980, 1986). Koncentracja materiału rozpuszczonego wykazuje małą amplitudę zmian w stosunku do przepływu wody, co wskazuje na dużą bezwładność ługowanych skał. Najmniejszą koncentrację materiału rozpuszczonego notowano w czasie wiosennych roztopów ($189 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ – Łososina) i w lecie, a najwyższą – w zimie i jesienią ($405 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ – Hutka). Taki rozkład w cyklu rocznym jest związany z obiegiem wody i jej temperaturą. Zmiany koncentracji materiału rozpuszczonego podczas wezbrań zachodziły w stosunku odwrotnie proporcjonalnym do prze-

plywu. Graficznym obrazem związku między koncentracją materiału rozpuszczonego i przepływem w okresie wezbrań jest wąska pętla (Ciupa 1989, 1990). Mała szerokość tej pętli świadczy o niewielkich różnicach w dostawie materiału rozpuszczonego w czasie wzrostu i opadania fali wezbraniowej (Froehlich 1982).

Transportowany ładunek materiału rozpuszczonego w okresie badań wykazywał ścisły, prostolinijny, wprost proporcjonalny związek z przepływem wody. Pozwoliło to z kolei na obliczenie dobowych ładunków materiału rozpuszczonego.

Współczynnik denudacji chemicznej (R_d) w 1981 r. malał od Podłazia ($2310 \text{ mg s}^{-1} \text{ km}^{-2}$) do Mniszka ($1920 \text{ mg s}^{-1} \text{ km}^{-2}$), a następnie wzrastał osiągając w Żernikach $2510 \text{ mg s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (ryc. 8). Taki rozkład w układzie



Ryc. 8. Związek między przyrostem powierzchni odwadnianej w zlewni Białej Nidy a ładunkiem materiału rozpuszczonego (L_d) i współczynnikiem chemicznej denudacji jednostkowej (R_d)
Correlation between drainage area increase of the Biała Nida catchment basin and dissolved load (L_d) and the coefficient of chemical unit denudation (R_d)

Tabela 1. Bilans wyniesionych ładunków materiału rozpuszczonego (L_d), zawiesiny (L_s) i materiału dennego (L_b) w latach 1981–1982 (1. koryto uregulowane, 2. koryto naturalne)

Profil hydrometryczny	Rok	Ładunki (10^3 kg)			Udział %		
		L_d	L_s	L_b	L_d	L_s	L_b
Podłazie (1)	1981	11 053	422	132	95,2	3,6	1,2
	1982	9 943	259	181	95,8	2,5	1,7
Mniszek (1)	1981	26 557	1158	513	94,1	4,1	1,8
	1982	22 579	762	482	94,8	3,2	2,0
Jactów (2)	1981	41 926	2133	2349	90,3	4,6	5,1
	1982	36 328	1428	2730	89,7	3,5	6,8
Żerniki (2)	1981	72 900	3573	5047	89,4	4,4	6,2
	1982	59 495	2154	4450	90,0	3,3	6,7

zgodnym z przyrostem dorzecza uwarunkowany był odpływem jednostkowym, który w okresie badań malał w kierunku Mniszka, a następnie wzrastał w dół rzeki.

Przy uwzględnieniu wpływu antropogenicznego (około 24%) oraz założeniu homogeniczności denudacji chemicznej w zlewni współczynnik jednostkowej denudacji chemicznej w profilu Żerniki osiągnął w 1981 r. 53,8 t/km²/rok, a w 1982 r. — 43,9 t/km²/rok.

BILANS TRANSPORTU FLUWIALNEGO

W transporcie fluwialnym Białej Nidy dominuje ładunek materiału rozpuszczonego, którego maksymalny udział (99,2%) zanotowano w profilu Podłazie, minimalny zaś w Jacłowie (73,9%). W latach 1981 — 1982 w Podłaziu i Mniszku (koryto uregulowane) ładunek materiału rozpuszczonego stanowił średnio 94,1 — 95,8% ładunku całkowitego, a ładunek denny — tylko 1,1 — 2,0%. W Jacłowie i Żernikach (koryto naturalne) ładunek materiału rozpuszczonego stanowił natomiast około 89,4 — 90,3% ładunku całkowitego, ładunek denny zaś — 5,1 — 6,8%. Udział procentowy poszczególnych rodzajów transportu jest zmienny w czasie (nawet podczas tego samego wezbrania) i w poszczególnych profilach pomiarowych. Dynamika ta jest uwarunkowana istnieniem różnorodnych źródeł dostawy materiału do koryta oraz zmiennymi warunkami hydrologicznymi. Wielkość poszczególnych rocznych ładunków transportu fluwialnego przedstawia tabela 1.

ZAKOŃCZENIE

Z przedstawionych badań wynika, że procesy denudacji i transportu fluwialnego w górnej i środkowej części zlewni Białej Nidy (w obrębie Niecki Nidziańskiej) cechują się mniejszą dynamiką i natężeniem aniżeli w części dolnej, położonej w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. System ten jest nietypowy w stosunku do powszechnie występujących w zlewniach górskich i wyżynnych. Zlewnie te cechują się najczęściej tym, że wraz ze wzrostem powierzchni zlewni rozszerza się dno doliny, zmniejsza się możliwość bezpośredniej dostawy zwietrzelin do koryt, a procesy transportu fluwialnego odznaczają się mniejszą dynamiką i natężeniem. Przykładem takiej zlewni jest Łososina.

W całkowitym bilansie denudacyjnym zlewni Białej Nidy decydującą rolę odgrywa denudacja chemiczna.

LITERATURA

- Biernat T., 1985, *Areas supplying weathered material and the mechanism of transportation of the suspended material in the Łososina catchment area (Holy Cross Mountain, central Poland)*, Quaest. Geogr. Spec. Issue 1.
- 1988, *Zróżnicowanie przestrzenne erozji, transportu i sedymentacji na podstawie badań stacjonarnych w Górach Świętokrzyskich*, Kieleckie Studia Geogr., 4.

- Brański J., 1978, *Wstępna prognoza zamulania projektowanego zbiornika na górnej Nidzie*. Mat. Bad. Ser. Inżynieria Wodna, IMiGW, Warszawa.
- Ciupa T., 1989, *Dynamika transportu fluwialnego Białej Nidy i jej dopływów*, Masz. pracy dokt. WGiSR UW.
- 1991, *Transport materiału rozpuszczonego w zlewni Białej Nidy*, Studia Kieleckie, KTN, Kielce.
 - 1990, *Dynamika transportu i uziarnienie rumowiska wlezonego Białej Nidy*, Dokum. Geogr., 3.
- Figuła K., 1966, *Badania transportu rumowiska w ciekach górskich i podgórskich o różnej budowie geologicznej i użytkowaniu*, Wiad. IMUZ, 3, 6.
- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 114.
- 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143.
- Stupik J., Froehlich W., 1986, *Rola dróg w kształtowaniu splywu i erozji w karpackich zlewniach fliszowych*, Przegl. Geogr. 58, 1 – 2.
- Józefaciuk A., Józefaciuk C., 1975, *Komentarz do instrukcji w sprawie inwentaryzacji gruntów zagrożonych erozją*, IUNiG, Puławy.
- Krzemień K., 1976, *Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Górcach*, Folia Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 10.
- Mazur Z., 1963, *Erozja wodna gleb w zlewni rzeki Opatówki*, Wiad. IMUZ, 3, 2.
- Niewiadomski W., 1960, *Próba syntezy 10-letnich (1947–1957) studiów nad charakterem siedliska urzeźbionych krain Polski*, Wiad. IMUZ, 4.
- Radłowska C., Bogacki M., Mycielska-Dowgiatło E., 1974, *Współczesna morfogeneza w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich*, Probl. Zagosp. Ziem Górs., 13.
- Rzepa C., 1980, *Denudacja chemiczna na obszarze Gór Świętokrzyskich*, Masz. w Bibl. UW.
- 1986, *Sezonowa i przestrzenna zmienność denudacji chemicznej w Górach Świętokrzyskich na przykładzie zlewni rzeki Czarna Nida*, Folia. Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 18.
- Skibiński J., 1972, *Badania ruchu rumowiska w korycie rzeki Nidy na odcinku od Korczynna do Motkowic*, Masz. w Bibl. IBMiR-AR, Warszawa.
- 1976, *Próba ilościowej oceny intensywności transportu rumowiska wlezonego w rzekach środkowej Polski*, Zesz. Nauk. SGGW-AR. Rozpr. Nauk., Warszawa.
- Stupik J., 1973, *Zróżnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokum. Geogr., 2.
- Stangenberg M., 1958, *Ogólny pogląd na skład chemiczny wód rzecznych Polski*, Pol. Arch. Hydrob., 4.
- Starkel L., 1972, *Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej*, Probl. Zagosp. Ziem Górs., 10.
- Strzemski M., Siuta J., Witek T., 1973, *Przydatność rolnicza gleb Polski*, Warszawa, PWRiL.
- Walling D. E., 1977, *Suspended sediment and solute response characteristics of the River Exe*, Devon, England, Proceedings of the 5th Guelph Symposium on Geomorphology, Ed. R. Davidson-Arnott, W. Nickling, Norwich, 4. TTJ, England.
- Zachar D., 1970, *Erozja pody*, Bratislava.
- Ziemnicki S., 1963, *Wpływ erozji gleb w zlewni na stosunki wodne rzeki Opatówki*, Wiad. IMUZ, 3, 2.

MECHANICAL AND CHEMICAL DENUDATION IN A HIGHLAND CATCHMENT OF CENTRAL POLAND

Summary

The main aim of this paper is to define sources and ways of waste material delivery (dissolved, suspended and dragged) into the fluvial transport, as well as to demonstrate its dynamics and volume. The study is based on the results of 1980–1982 stationary field experiments carried out in the catchment basin of the Biała Nida (1030 sq. km), which is situated on the borders of two physiograp-

hic regions: Nida Basin and Holy Cross Mts. (208–444 m above sea level). Experiments concerned the morphodynamic processes and transport of suspended material (in the Łososina catchment, the tributary of Biała Nida), as well as the suspended, dissolved and dragged material in the Biała Nida catchment basin. In experiments and research standard methods have been used.

The main process shaping slopes is thought to be sheet and gully erosion. In the higher and central part of Biała Nida catchment basin there occur unfavourable conditions for slope development (slopes gently downward to a broad valley), while its lower part situated in the area of south-western mesozoic fringe of the Holy Cross Mts., belonging to the Łososina catchment is characterized by greater inclination of slopes (up to 30%) and narrower valleys. For the area of Łososina catchment the map of potential soil erosion has been prepared. Larger part of that area (71,1–78,1%) is not subjected to erosion, however strong erosion threatens only 0,2% of the areas of individual catchments. From the areas subjected to gully erosion along cart-roads and dry valleys waste material is transported into the stream channels or flood terraces (Fig. 3).

Important sources of waste material transported in the form of suspended sediment and bed-load are in fact the river-beds and cart-roads themselves. In direct supply of waste material to stream channels participate some 10% of areas threatened by erosion.

Streams in the Biała Nida catchment basin are characterized by little and relatively unchangeable concentration of suspended material in a year ($1 - 359 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$). Mechanical denudation rates are growing in the Biała Nida catchment basin while its value is dropping in the Łososina catchment with the drainage area increase (Fig. 4).

The bed debris and dragged (sands) are characterized by rather insignificant variety of grain size composition in both longitudinal and transversal profile of river-bed. Annual bed-load increases irregularly with the increase of drainage area (Fig. 8). Changes of channel depth are strongly correlated with fluctuation of water stages. Thickness of alluvial materials disturbed with channel depth changes reached about 0,4 m.

The mean annual concentration of dissolved materials in catchment basin during the observation period was between 248 and $361 \text{ mg} \cdot \text{dm}^{-3}$ (Fig. 3). There was a strict rectilinear, proportional connection between volume of transported dissolved material and water discharge. Rate of chemical denudation was growing from Podlzie to Mniszek while in direction of the Biała Nida mouth it was decreasing.

The fluvial transport of the Biała Nida river was dominated by load of dissolved materials (maximum 99,2%); mean percentage amounted on the average 94–95 of total load, whereas bed-loads participated only with 1.0–2.0% in regulated channels. Percentages for natural stream-beds are adequately about 89.4–90.3 and 5.1–6.8 (Tab. 1).

SYSTEM DENUDACYJNY GÓR POLSKICH

JERZY BIEROŃSKI, HENRYK CHMAL, JANUSZ CZERWIŃSKI,
JAN KLEMENTOWSKI, ANDRZEJ TRACZYK

WSPÓŁCZESNA DENUDACJA W GÓRSKICH ZLEWNIACH KARKONOSZY

WSTĘP

Karkonosze należą do hercynidów średniogórza europejskiego, z którymi łączy je podobieństwo struktur i historii geologicznej oraz rzeźby, warunków klimatycznych i rozkładu pięter geobotanicznych, a także podobieństwo historii gospodarczej, której wynikiem jest silne antropogeniczne przeobrażenie ekosystemów górskich.

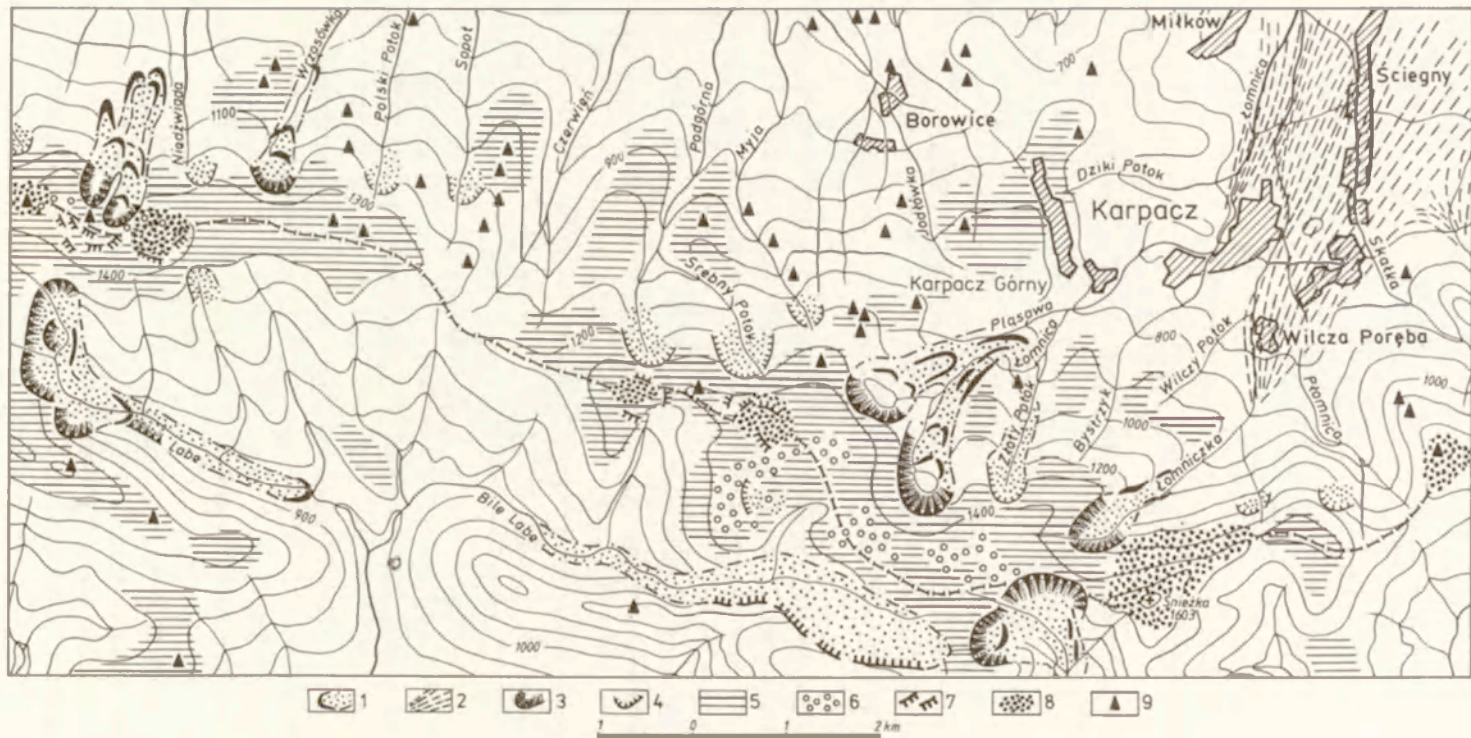
Karkonosze tworzą największy powierzchniowo i najwyższy masyw górski Sudetów, którego kulminacje przekraczają 1500 m npm. (Śnieżka 1603 m npm.), a średnia wysokość głównego pasma osiąga 1400–1430 m npm., 150–200 m powyżej górnej granicy lasu.

Są one częścią złożonej struktury geologicznej, zwanej blokiem karkonosko-izerskim, zbudowanym z różnorodnych i różnowiekowych, przeważnie proterozoicznych i paleozoicznych serii skalnych, które w okresie orogenezy saksońskiej w górnym karbonie intrudowały granity, tworzące dzisiejsze jądro tego bloku. Denudacja okrywy, począwszy od permu, obnażyła strop kopuły granitowej i zapoczątkowała trwający do dziś proces jej degradacji (Mierzejewski 1985).

W trzeciorzędzie blok karkonosko-izerski został poddany intensywnej etchplanacji, która doprowadziła do powstania rozległej powierzchni morfologicznej typu etchpleny z izolowanymi ostańcami wzgórz wyspowych. Ruchy górotwórcze w młodszym trzeciorzędzie, którym towarzyszył wulkanizm bazaltowy, spowodowały rozczłonkowanie bloku i tektoniczne przemieszczenie poszczególnych jego części (Jahn 1980).

W ten sposób wyodrębniła się Kotlina Jeleniogórska, Pogórze Karkonoskie, grzbiet główny i grzbiety południowe. Towarzyszące wypiętrzeniu masywu erozja i denudacja doprowadziły do degradacji trzeciorzędowych pokryw zwietrzelinowych i wypreparowania form ostańcowych (skałek). W tym czasie ukształtowała się ostatecznie obecna sieć hydrograficzna.

Z czwartorzędowym etapem rozwoju rzeźby wiąże się powstanie plejstocénskich form glacialnych i peryglacialnych (ryc. 1) oraz rozległych powierzchni



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny Karkonoszy

1 – formy akumulacji glacialnej i niwalnej, 2 – plejstocenijskie stożki napływowe, 3 – cyrki lodowcowe, 4 – niszce niwalne, 5 – zrównania wierzchowinowe i stokowe, 6 – struktury segregacji mrozowej, 7 – klify mrozowe, 8 – pokrywy blokowe, 9 – skałki

Geomorphological sketch of Karkonosze Mts.

1 – glacial and nival accumulation forms, 2 – pleistocene alluvial fans, 3 – glacial cirques, 4 – nivation cirques, 5 – summit and slope planation surfaces, 6 – patterned grounds, 7 – frost cliffs, 8 – block fields,

9 – tors

<http://rcin.org.pl>

stokowych z pokrywami o różnym charakterze i różnej miąższości (Dumanowski 1961; Borkowska, Czerwiński 1973). W holocenie denudacja masywu uległa wyraźnemu zahamowaniu, a w dnach dolin tendencja akumulacyjna zmieniła się na erozyjną.

Datująca się od średniowiecza działalność człowieka w istotny sposób przyczyniła się do natężenia procesów denudacyjnych i wywołała ponowną akumulację osadów w dnach dolin w niższych piętrach geoeologicznych. Degradacja geoeosystemów i zmiany w ich funkcjonowaniu wiążą się z prowadzoną od średniowiecza działalnością górniczą, rozwojem przemysłu szklarskiego i papierniczego, później rozwojem rolnictwa i pasterstwa, a w czasach współczesnych także z rozwojem turystyki. Działalność gospodarcza doprowadziła w końcu XIX w. do znacznego wylesienia Karkonoszy. Wylesienie to zbiegło się w czasie ze zmianami klimatycznymi oraz wzrostem ilości i częstotliwości opadów, zwłaszcza deszczów nawaalnych, którym towarzyszyły wezbrania i katastrofalne powodzie końca XIX w. (Czerwiński 1991). Podjęte na przełomie stuleci działania w postaci budowy zbiorników retencyjnych, zapór przeciwrumowiskowych, regulacji koryt rzecznych i in., a także przyspieszone, monokulturowe zalesianie gór tylko na krótko zahamowały proces erozji gleb.

Przemiany gospodarcze, zwłaszcza zaś intensyfikacja urbanizacji i rozwój przemysłu (w tym paliwowo-energetycznego) po obu stronach Karkonoszy i ościennych rejonach Niemiec, wyzwoliły po II wojnie światowej, szczególnie zaś po 1970 r., wiele niekorzystnych zjawisk, wywołanych wzrostem zanieczyszczeń atmosferycznych, które spowodowały skażenie wód opadowych i powierzchniowych oraz gleb. Skutkiem tych zjawisk jest obumarcie drzewostanów i wylesienie o charakterze klęski ekologicznej.

Podjęte przez autorów w połowie lat osiemdziesiątych badania zmian w geoeosystemach górskich Karkonoszy, analizowanych w różnych skalach czasowych i przestrzennych, zmierzają do określenia kierunków i charakteru procesów destrukcyjnych w poszukiwaniu odpowiedzi na pytanie, czy możliwy jest powrót do naturalnej równowagi ekologicznej.

Najpoważniejsze zmiany zachodzą w ekosystemach leśnych, w obiegu wody i bilansie wodnym. Nie są one obojętne dla przebiegu procesów morfogenetycznych. Badania współczesnych procesów denudacyjnych zmierzają do poznania natury tych procesów, ich intensywności i morfologicznej efektywności, a ich celem jest określenie tempa współczesnej denudacji Karkonoszy. Badania takie wymagają obserwacji i pomiarów w długich okresach, mając na względzie zarówno sekularny jak i katastrofalny przebieg procesów morfogenetycznych. Prezentowane niżej wyniki kilkuletnich zaledwie badań mają w związku z tym ograniczoną wartość poznawczą i interpretowane winny być z dużą ostrożnością.

GEOEKOSYSTEMY GÓRSKIE I SYSTEM DENUDACYJNY KARKONOSZY

Struktura i dynamika systemu morfogenetycznego wykazuje zróżnicowanie w zależności od wyróżnionych pięter geoeologicznych (tab. 1).

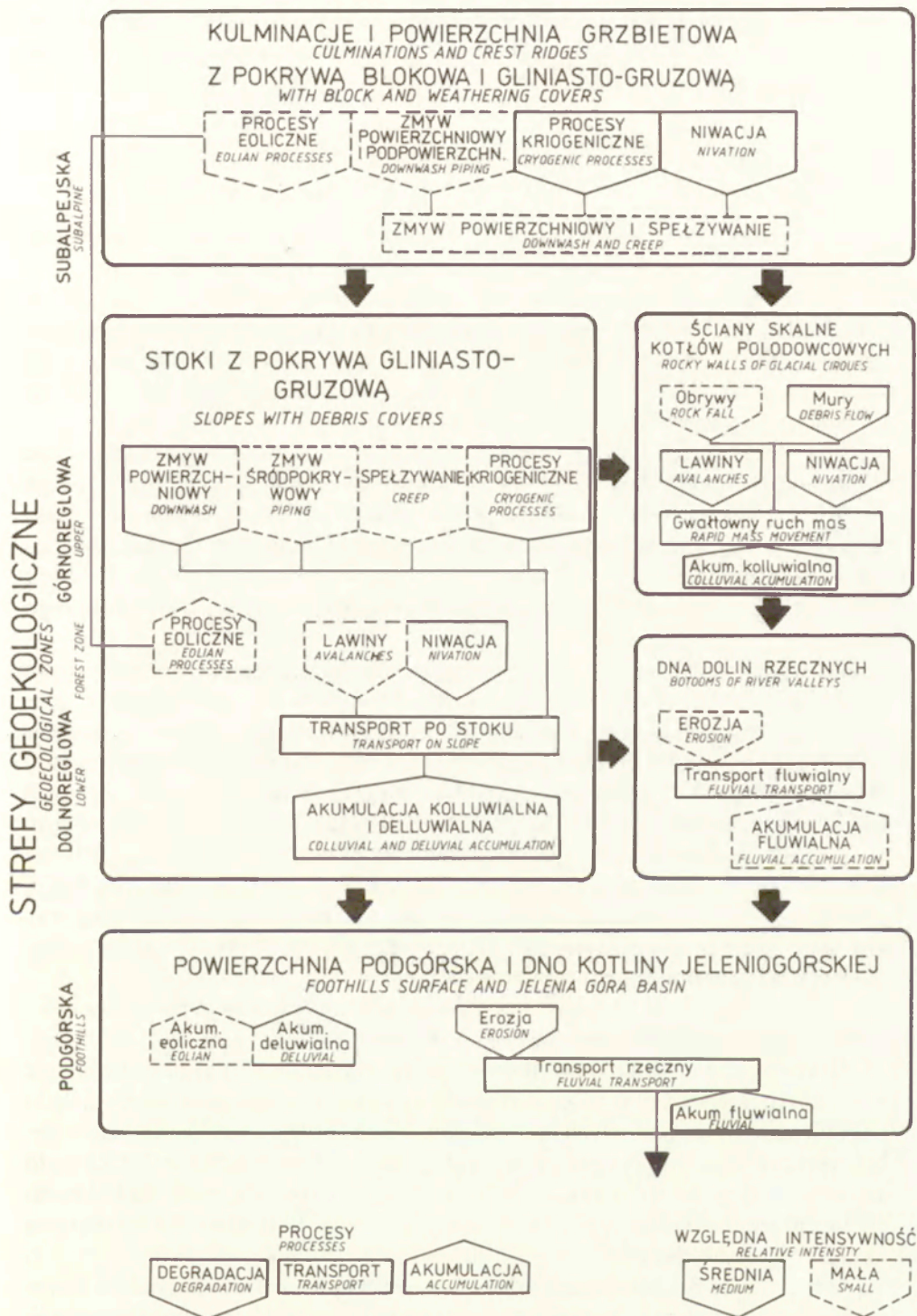
Tabela 1. Strefowość zjawisk geoekologicznych w polskich Karkonoszach

Strefa (piętro) wysokość w m npm.	System morfogenetyczny	Gleby	Pokrywa wegetacyjna
Alpejska powyżej 1450	poła blokowe na zboczach Śnieżki, Smogorni, Wielkiego Szyszaka i Łabskiego Szczytu procesy krioniwalne	tereny bezglebowe, litosole, regosole	murawy naskalne <i>Carici rigidae-Nardetum</i> , <i>Carici rigidae-Festucetum supinae</i>
Subalpejska 1250–1450	poła blokowe Czarnego Grzbietu, Smogorni i Szrenicy, kotły polodowcowe, stoki z pokrywą gruzowo-blokową. Procesy grawitacyjne, pluwiograwitacyjne, niwalne, krioniwalne	litosole, regosole, rąnkery, gleby torfowe, gleby bielicowe	zespół kosodrzewiny <i>Pinetum mughi sudeticum</i> ; zarośla liściastych krzewów <i>Pado-Sorbetum</i> , <i>Salicetum lapponum</i> ; zbiorowiska ziółorośli i traworośli <i>Adenostyletum alliariae</i> , <i>Athyrietum alpestris</i> , <i>Crepido-Calamagrostietum villosae</i> , <i>Bupleuro-Calamagrostrietum arundinaceae</i>
Regłowa (leśna): górno-regłowa 1000–1250	stoki z pokrywą gliniasto-gruzową, lokalnie z blokami. Procesy grawitacyjne, pluwiograwitacyjne, erozja fluwialna, lokalnie procesy deluwialne	gleby brunatne, gleby bielicowe	sudecki bór świerkowy <i>Plagiothecio-Piceetum hercynicum</i> ; traworośla <i>Caricetum fuscae montanum</i>
Dolno-regłowa 500–1000	stoki z pokrywą gliniasto-gruzową i deluwialną. Stożki napływowe i terasy. Procesy grawitacyjne, deluwialne i erozja rzeczna	gleby bielicowe, gleby brunatne kwaśne, brunatne kwaśne z butwiną, brunatne kwaśne wylugowane	bór mieszany <i>Abieti-Piceetum montanum</i> , kwaśna buczyna górską <i>Luzulo-nemorosae-Fagetum</i> ; zbiorowiska łąkowe, młak i źródlisk <i>Polygono-Frisetion</i>

Ich szczegółowa charakterystyka zawarta jest w monografii *Karkonosze Polskie* (1985). W strukturze procesów denudacyjnych, wobec regulacji potoków karkonoskich i ograniczonej w ten sposób roli procesów erozji korytowej, dominującą rolę odgrywają takie procesy jak zmyw powierzchniowy (spłukiwanie) i spęływanie. Przedstawiony model systemu denudacyjnego Karkonoszy (ryc. 2) ukazuje kompleksowo wzajemne powiązania procesów rzeźbotwórczych i ich uwarunkowania. Opierając się na naszych wieloletnich, bezpośrednich doświadczeniach badawczych, a także na innych badaniach regionalnych możemy stwierdzić, że głównymi czynnikami rzeźbotwórczymi w poszczególnych piętrach geoekologicznych są te procesy, które zachodzą w warunkach ekstremalnych i mają katastrofalny przebieg. Wiążą się one najczęściej z opadami nawalnymi i wezbrzeniami powodziowymi. Do takich zjawisk należą np. spływy gruzowo-błotne (mury), występujące w cyrkach polodowcowych, które w innych

SYSTEM DENUDACYJNY KARKONOSZY

DENUDATIONAL SYSTEM OF KARKONOSZE MTS



Ryc. 2. System denudacyjny Karkonoszy
Denudational system of Karkonosze Mts.

regionach nie występują lub odgrywają rolę drugorzędną. Dzieje się tak, ponieważ granitowe na ogół miększe i dobrze przepuszczalne grubofrakcyjne pokrywy stokowe Karkonoszy są zazwyczaj „suche”, a w związku z tym mało podatne na grawitacyjne przemieszczenia.

NEOPLEJSTOCENSKI I HOLOCENSKI ROZWÓJ POKRYW STOKOWYCH I ALUWIALNYCH

Pokrywy stokowe Karkonoszy są dziedzictwem plejstocенских procesów peryglacialnych, a lokalnie są to także utwory genezy glacialnej.

Występujące w najwyższych partiach gór pokrywy blokowe, ku dołowi przechodzą kolejno w blokowo-gruzowe, gruzowe, gruzowo-gliniaste i gliniasto-piaszczyste. W dolnych partiach stoków, gdzie granit jest głęboko zwietrzały i ma postać żwirowo-piaszczystego regolitu, pokrywa stokowa kształtowała się głównie pod wpływem procesów soliflukcyjnych.

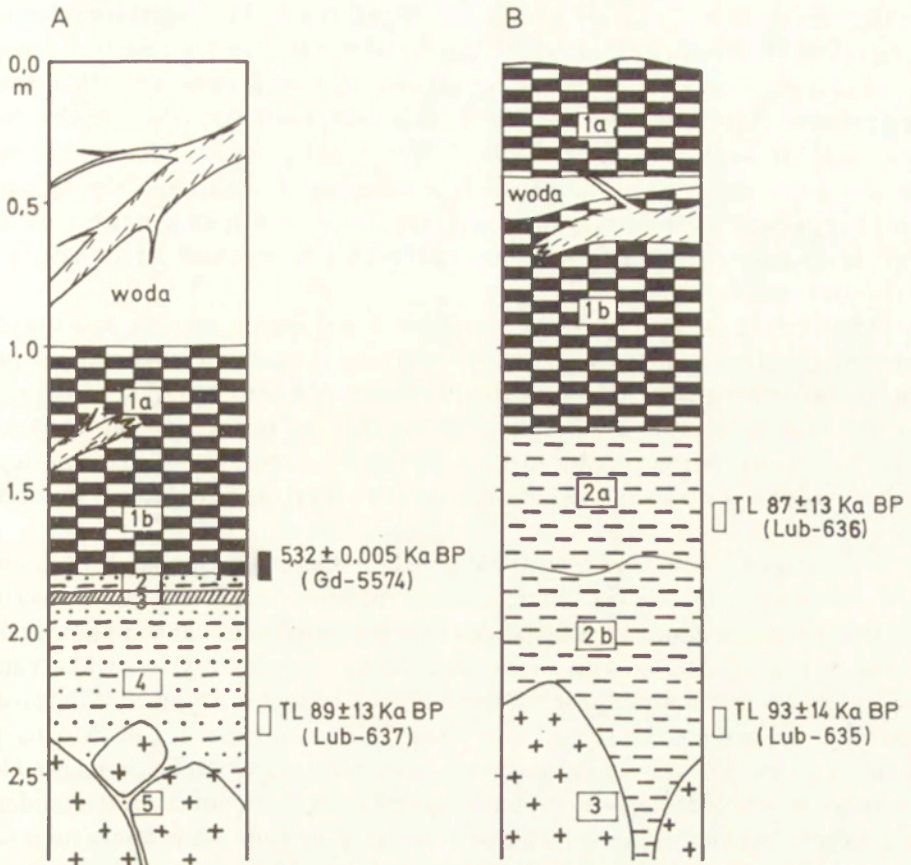
Morfologia glacialna Karkonoszy powstała zasadniczo w Saalianie, choć występują tu ślady także starszych zlodowaceń (Chmal, Czerwiński, Traczyk 1989; Traczyk 1989). W okresie vistulianu lodowce karkonoskie osiągnęły maksymalny zasięg w fazie określanej jako Melisey II w profilu Grande Pile, co odpowiada jednostce 5 b w stratygrafii tlenowo-izotopowej (Woillard, Mook 1982). W górnym vistulianie zasięg lodowców ograniczył się do najbliższego przedpola cyrków.

Prowadzone badania osadów wypełniających zagłębienia bezodpływowe w strefach morenowych wykazały specyficzne uwarunkowania procesów geomorfologicznych w plejstocenie i holocenie. Zagłębienia te są wypełnione mułkami glacialfluwialnymi z okresu zlodowacenia dolnovistuliańskiego oraz mułkami organicznymi (ryc. 3). Spągowa warstwa tych mułków na przedpolu Śnieżnych Kotłów została datowana na $5,32 \pm 0,005$ ka BP (Gd-5574), natomiast w jednym z zagłębień w strefie moren lodowca Małego Stawu wiek mającego 260 cm miąższości kompleksu organicznego określono na $3,98 \pm 0,013$ ka BP (Gd-4467). Mamy więc w tych profilach lukę stratygraficzną, obejmującą środkowy i górny vistulian i niemal połowę holocenu. Dopiero holocенские optimum klimatyczne dało początek sedymentacji organogenicznej.

Jesteśmy zdania, że jest to ważny wyznacznik zmian intensywności procesów denudacyjnych w Karkonoszach.

Grubofrakcyjność pokryw stokowych (peryglacialnych) i glacialnych nie sprzyjała tu intensywnym procesom spłukiwania i soliflukcji, głównie ze względu na infiltrację wód opadowych oraz odpływ śródpokrywowy na kontakcie z głęboko pod zwietrzeliną zalegającą litą skałą podłoża. Zmniejszenie infiltracji stało się możliwe dopiero wówczas, gdy w pokrywach stokowych nastąpiła kolmatacja por przez rozkładającą się substancję organiczną. Potrzebny był na to okres około połowy holocenu.

Jednocześnie ze zmniejszaniem się możliwości infiltracji, co sprzyjało splywowi powierzchniowemu, stopniowo poprawiały się warunki rozwoju roślinności,



Ryc. 3. Przykładowe profile osadów wypełniających zagłębienia bezodpływowe w strefie morenowej na przedpolu Śnieżnych Kotłów

A (1020 m n.p.m.): 1a – ciemnobrązowy słabo skompresowany mul organiczny z drewnem, 1b – brązowy silnie skompresowany mul organiczny, 2 – piasek ilowaty, 3 – poziom kulistych kongrekcji żelazistych, 4 – żółto-pomarańczowy drobny piasek, 5 – bloki morenowe. B (1120 m n.p.m.): 1a – ciemnobrązowy słabo skompresowany mul organiczny, 1b – brązowy silnie skompresowany mul organiczny z drewnem, 2a – szary piasek drobnoziarnisty, 2b – żółto-pomarańczowy piasek drobnoziarnisty, 3 – bloki morenowe

Sample profiles of moraine-hollow deposits on the forefield of Śnieżne Kotły (glacial cirques) in Western Karkonosze Mts.

A (1020 m asl): 1a – dark-brown organic mud, moderately compacted with wood fragments, 1b – brown organic mud strongly compacted, 2 – clayey sand, 3 – horizon of spheroidal iron concretions, 4 – yellow-orange fine-grained sand, 5 – morainic blocks. B (1120 m asl): 1a – dark-brown organic mud, moderately compacted, 1b – brown organic mud strongly compacted with wood fragments, 2a – grey fine-grained sand, 2b – yellow-orange fine-grained sand, 3 – morainic blocks

a utrwalająca się pokrywa roślinna redukowałą intensywność spłukiwania. Ten drugi czynnik lokalnie miał znaczenie decydujące. Należy sądzić, że na przykład rozwój torfowisk na wierzcholinie Karkonoszy w okresie atlantyckim zdecydował o zmniejszeniu się tempa sedymentacji osadów w Małym Stawie, co stwierdził B. Wicik (1986), w stopniu znacznie większym niż by to wynikało z bezpośrednich oddziaływań zmian klimatycznych.

Holocenska kolmatacja stropowych partii pokryw blokowo-gruzowych miała charakter głównie organogeniczny, natomiast w pokrywach gliniastych w większym stopniu zachodziło wypełnianie por drobną frakcją mineralną. W efekcie tego procesu ukształtował się specyficzny reżim odpływu wód opadowych i roztopowych. Będące w toku badania J. Bierońskiego i J. Tomaszewskiego wykazują, że spływ wód na stokach karkonoskich dokonuje się głównie śródpokrywowo, ale w stropowej części pokryw — w warstwie miąższości do 1 m. W głębszych partiach pokryw stokowych i w regolicie strefa saturacji praktycznie nie występuje.

Odnosnie do rozwoju pokryw aluwialnych wskazać należy, że w zimnych okresach plejstocenu formowały się one w rozległej strefie przedgórskiej w postaci grubożwirowych osadów rzek roztokowych. W morfologii tej strefy wyróżnia się Stożek Ściegien, którego powierzchnia w przewadze jest wyższą, 12–20-metrową terasą plejstocenską Łomnicy i Łomniczki. W rozcięciu tego stożka włożone są niższa terasa plejstocenska (3–5 m) oraz dwie terasy holocenske.

Wyższa terasa holocenska w strefie przedgórskiej ma wysokość 1,5–2,5 m, a jej szerokość waha się od kilkudziesięciu metrów do około 1 m. Terasa ta zbudowana jest ze zmiennych facjalnie utworów sedymentowanych przez rzekę jednokorytową. Są to głównie osady średniożwirowe piaszczyste z wkładkami mułów organicznych w miejscach starorzecznych rozcięć erozyjnych. Miąższość osadów holocenskich, budujących tę terasę, nie przekracza 1,5 m. Można ją uznać za terasę erozyjno-akumulacyjną i stwierdzić, że w strefie przedgórskiej Karkonoszy w holocenie, w warunkach naturalnych, występowała słaba tendencja erozyjna, a akumulacja w facji korytowej dokonywała się w miarę migracji koryta. Niższa terasa holocenska kształtuje się już pod wpływem gospodarującego człowieka.

WSPÓLCZESNY PROCES DENUDACYJNY I JEGO ANTROPOGENICZNE UWARUNKOWANIA

Z licznych procesów denudacyjnych, których przebieg jest wspólnie modyfikowany przez gospodarkę, szczegółowymi badaniami objęto formowanie się deluwialnej pokrywy stokowej i akumulację mady powodziowej w dnach dolin. Dążono przy tym do porównawczego określenia sumarycznej denudacji mechanicznej i chemicznej w wybranych zlewniach.

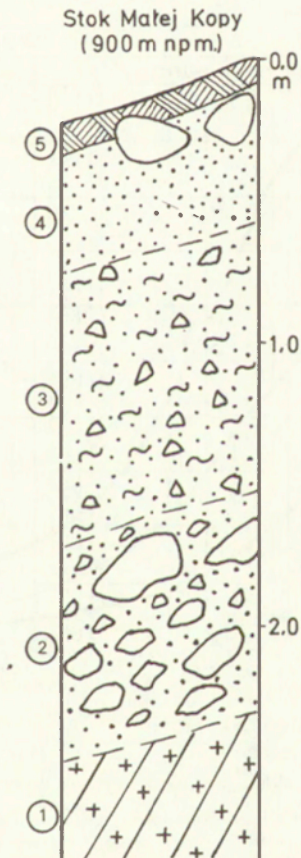
W opracowaniu tym nie uwzględniono długotrwałych i powolnych procesów spłyzywania gruntu zachodzących na stokach karkonoskich. Były one przedmiotem osobnych studiów A. Jahna.

Jak wskazują siedemnastoletnie pomiary A. Jahna i M. Cielińskiej (1974a, b) tempo spłyzywania soliflukcyjnego gruntu, głównie typu creep, w najwyższych partiach Karkonoszy na stokach o nachyleniu przekraczającym 30° dochodzi do 20 mm/rok, na ogół jednak można szacować, że dla typowych stoków karkonoskich jest ono rzędu kilkunastu milimetrów na rok. Na stokach o mniejszym

nachyleniu w niższych piętrach geologicznych tempo tego ruchu w zasadzie nie przekracza kilku milimetrów na rok, a miejscami jest zerowe (Jahn 1989). Dla porównania wyniki pomiarów współczesnej soliflukcji na Spitsbergenie, na stokach o podobnym nachyleniu, są o 20 do 50 razy większe (Chmal 1989). Należy więc sądzić, że w warunkach peryglacjalnych plejstocenu intensywność procesów soliflukcyjnych w Karkonoszach była podobna, a w holocenie uległa wyraźnemu zahamowaniu.

SPLUKIWANIE – POKRYWA DELUWIALNA

Ilościową ocenę współczesnego przebiegu procesu splukiwania na stoku karkonoskim poprzedzić należy przedstawieniem typowego profilu pokrywy stokowej. Wybrano do tego celu odsłonięcie na stoku Małej Kopy (1375 m n.p.m.) w rozległym obniżeniu w zamknięciu górnej części doliny Wilczego Potoku (ryc. 4). Wyróżnić w nim można od dołu: 1 – zwietrzelinę granitu in situ,

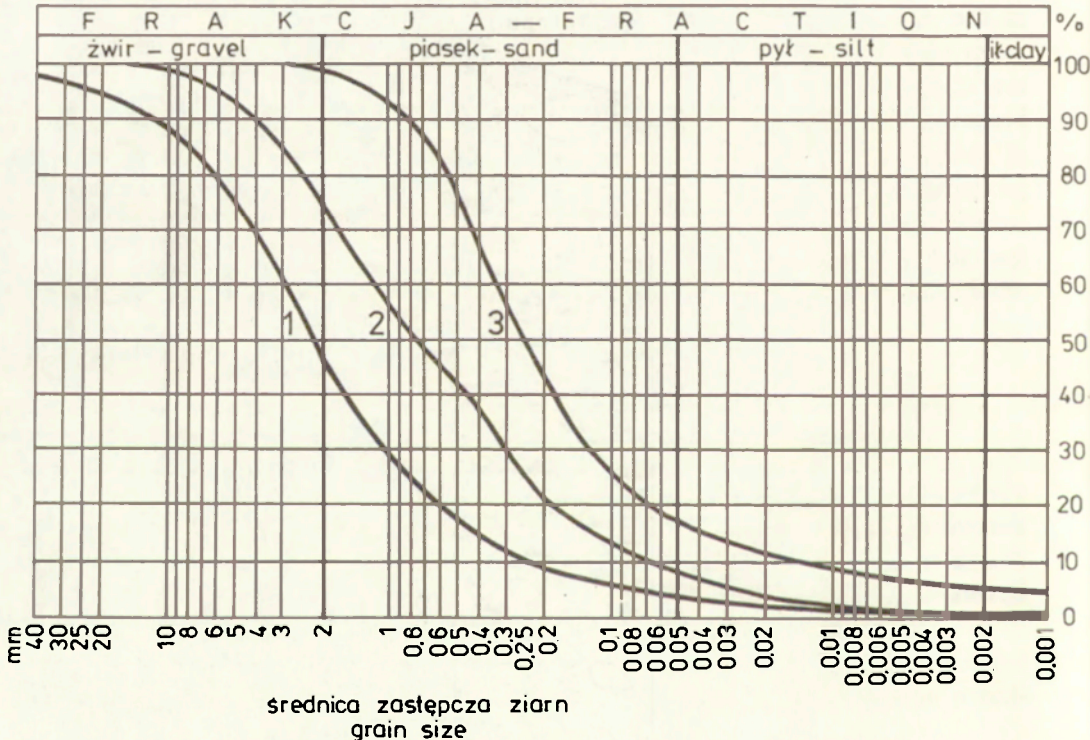


Ryc. 4. Przykładowy profil pokryw stokowych (objaśnienia w tekście)
Sample profile of slope covers (explanation in the text)

2 – glinę gruzową z elementami gładzowymi, których orientacja wskazuje na wolny ruch stokowy, 3 – glinę piaszczystą soliflukcyjną, 4 – piaski gliniaste deluwialne, 5 – piaski z humusem i ściółką leśną oraz leżące na powierzchni stoku gładzi.

Podkreślić należy, że podobną sekwencję warstw w pokrywie wyróżniali dla stoków karkonoskich J. Büdel (1937) i A. Jahn (1968a). W typowym profilu gliniaste pokrywy stokowe są trójdzielne, co Jahn (1968) interpretuje jako zapis trzech faz vistulianu. Na tym stanowisku brak jest jednak partii środkowej, wyraźnie piaszczystej. Prezentujemy to stanowisko, ponieważ szczególnie dobrze wykształciła się tu pokrywa deluwialna. Zarówno ten jak i inne profile osadów stokowych w Karkonoszach uwiadcniają fakt, iż deluwia stokowe powstały z przemycia vistuliańskich glin soliflukcyjnych.

Mięszkość deluwiów na stokach karkonoskich wynosi na ogół 20–30 cm. Jest to utwór w pewnym sensie genezy antropogenicznej. Świadczą o tym przede wszystkim węgle drzewne, rozsiiane w tej pokrywie, będące efektem spalania gałęzi przy wyrębie i karczunku lasu.



Ryc. 5. Typowy skład granulometryczny wybranych pokryw

1 – glina stokowa z głębokości 0,8 m, zlewnia Wilczego Potoku 860 m n.p.m., 2 – deluwium stokowe z głębokości 0,2 m, zlewnia Wilczego Potoku 760 m n.p.m., 3 – mada z terasy 1 m Łomnicy w Mysłakowicach

Typical granulometric composition of selected slope covers

1 – clayey slope deposits, depth 0.2 m, Wilczy Potok catchment 860 m asl, 2 – slope wash deposits, depth 0.2 m, Wilczy Potok catchment 760 m asl, 3 – flood sediment cover from 1 m terrace of Łomnica River in Mysłakowice

W celu rozpoznania procesu selekcji ziarna wykonano wiele analiz granulometrycznych plejstocenijskich glin stokowych i współczesnych deluwiiów. Porównanie przykładowych prób (ryc. 5) prowadzi do wniosku, że splukiwanie na stoku prowadzi do wzrostu w warstwie powierzchniowej głównie frakcji 0,5–0,25 mm oraz frakcji pyłowo-ilastych. Pokrywa ta uzyskuje charakter piasku gliniastego. Relatywnie zmniejsza się zawartość frakcji 5–2 mm, która w deluwium pozostaje jednak frakcją dominującą, tak jak w glinie soliflukcyjnej.

Od wysokości 900 m n.p.m. w górę stoku pokrywa deluwialna jest coraz słabiej wykształcona, szczególnie na stokach rozbieżnych. W glinach stokowych w tej strefie zaczyna dominować frakcja większa od 10 mm, przez co pokrywy gliniaste stają się bardziej podatne na infiltrację wód opadowych i roztopowych.

W 1988 r. rozpoczęto w zlewni Wilczego Potoku pomiary splukiwania na czterech powierzchniach doświadczalnych. Wydzielono cztery poletka o powierzchni 21–28 m², obudowane drewnem. Materiał zbierał się w pojemnikach (chwytyczach), zakopanych w ziemi. Wyniki, obejmujące tylko jeden rok hydrologiczny, zestawiono w tabeli 2. Wynika z nich, że wielkości splukiwania na łące

Tabela 2. Wyniki pomiarów splukiwania na powierzchniach doświadczalnych w zlewni Wilczego Potoku

Nr chwytyczka	Wysokość w m n.p.m.	Nachylenie stoku	Ekspozycja	Cechy powierzchni	Wynik w mm rok ⁻¹
1	725	15–18°	NE	powierzchnia pozbawiona sztucznie darni	0,023
2	725	15–18°	NE	łąka	0,000266
3	840	23–27°	E	zrąb zupełny	0,00175
4	890	21–23°	NE	bór świerkowy	0,000293

i w lesie są podobne, osmiokrotnie mniejsze niż na zrębie i blisko stokrotnie mniejsze niż na powierzchni sztucznie pozbawionej darni. W ogólności jednak wszystkie podane wartości są zdecydowanie mniejsze od stwierdzonych w Karpatach (Gerlach 1966; Gil, Słupik 1972). Sądzimy, że przyczyną tych różnic są znacznie lepsze możliwości infiltracji wody w grunt w Karkonoszach, niezależnie od różnic w charakterze litologii podłoża. Pod względem granulometrycznym osad zebrany w chwytyczach był bardzo słabo wysortowany. Wszystkie przedziały frakcyjne były reprezentowane, a pewne dominanty miały charakter przypadkowy. Dłuższy okres obserwacji ujawni zapewne właściwe tendencje selekcyjne.

MADA POWODZIOWA JAKO ZAPIS DEFORESTACJI KARKONOSZY

Niższa terasa holocenijska ma wysokość 0,5–1,0 m. Jej szerokość wynosi od kilku do kilkunastu metrów. Towarzyszy ona korytom rzeczonym na całej ich długości, przy czym zawsze lepiej rozbudowana jest w wewnętrznych strefach

zakoli. Cechą wyróżniającą tę terasę jest fakt, iż posiada ona jako jedyna pokrywę madową. Miąższość tej mady wynosi na ogół 40–60 cm, a w pobliżu sztucznych przegród w dnie doliny (progi, mosty, nasypy) wzrasta do około 1 m. Na rycinie 5 przedstawiono typowy skład granulometryczny osadów madowych z terasy I Łomnicy i Łomniczki w strefie przedgórskiej. Są to w ogólności osady piaszczyste, z dominacją frakcji 0,25–0,1 mm, średnio wysortowane na powierzchniach użytkowanych łąkowo i źle wysortowane w miejscach, gdzie terasę porasta młody las łęgowy. Wyraźnie kontrastują one z występującymi na cokole terasy żwirami piaszczystymi. Są to więc osady facji powodziowej, będące zapisem nasilenia procesu spłukiwania na stokach w obrębie zlewni. Można ten proces powiązać bezpośrednio z wylesieniem stoków karkonoskich w okresie ostatnich 300–400 lat.

W spągu osadów madowych na terasie pobliskiej Jedlicy poniżej Kowar występują odłamki średniowiecznych dachówek i żuźle hutnicze, co wskazywałoby na XV–XVI w. Datowanie C^{14} węgla drzewnych ze środkowej części profilu madowego w dnie doliny Łomnicy, na wysokości 1030 m n.p.m. dało wynik 150 ± 100 lat (Dumanowski, Jahn, Szczepankiewicz 1962).

Porównanie granulometrii osadów madowych z teras w strefie przedgórskiej z odpowiadającymi im genetycznie osadami stożków napływowych małych cieków w rejonie Pogórza Karkonoskiego oraz deluwiami i glinami soliflukcyjnymi pokrywającymi stoki karkonoskie pozwala na stwierdzenie, że akumulacja drobnych piasków na terasie I poprzedzona była wielostopniową segregacją i selekcją na stokach (ryc. 5).

W karkonoskich zwietrzelinach *in situ* oraz w glinach stokowych zawartość dominującej w madach frakcji drobnopiaszczystej 0,25–0,1 mm wynosi 5–10%. W osadach stożków napływowych małych cieków sedymentowanych przed deforestacją przeważa zdecydowanie frakcja drobnożwirowa. W analogicznych osadach z okresu wylesienia stoków, frakcji piaszczystej jest już około 50%. Wykres uziarnienia tych osadów jest bimodalny – dominują frakcje 5–2 i 0,5–0,25 mm.

Wpływ deforestacji stoków karkonoskich na przebieg procesów geomorfologicznych w dnach dolin możemy zatem podsumować następująco: 1) spowodowała ona przyspieszenie odpływu i nasilenie erozji w korytach rzek, dzięki czemu nastąpiło rozcięcie terasy II o 1–1,5 m, 2) w strefach tego rozcięcia w okresach powodziowych następuje akumulacja drobnopiaszczystej mady, będącej efektem selektywnego spłukiwania z wylesionych stoków.

Musimy mieć świadomość, że w związku z bocznym przemieszczaniem się koryt postępuje ciągła redepozycja tego osadu. W dolinie Bobru pokrywa on już całe holocenijskie dno doliny, a jego miąższość sięga 2 m.

ROZMIARY WSPÓŁCZESNEJ DENUDACJI MECHANICZNEJ

Dla oceny tempa denudacji w zlewni eksperymentalnej Wilczego Potoku wykonano zastawkę kamienno-betonową w dolnym biegu tego cieku. Objęto nią

zlewnię o powierzchni 1,03 km², z czego 0,8 km² przypada na lasy, 0,21 km² na wiatrołomy i powierzchnie wylesione oraz 0,02 km² na drogi leśne. Nachylenia stoków w obrębie zlewni wynoszą 14–28°.

Stoki stromsze mają pokrywy gruzowo-blokowe, a łagodniejsze pokrywy gliniasto-gruzowe. Zlewnia obejmuje strefę 690–1260 m npm. i w całości znajduje się w obrębie granitów.

Po pierwszym roku pomiarowym (1987/88) za zastawką zgromadziło się 0,68 m³ materiału organiczno-mineralnego (673 kg). Przeważał piasek z humusem i namuł organiczny. W spągowej i środkowej części wypełnienia występowały soczewy grubych piasków oraz bardzo drobnych żwirów. W stropie dominowały makroszczałki organiczne.

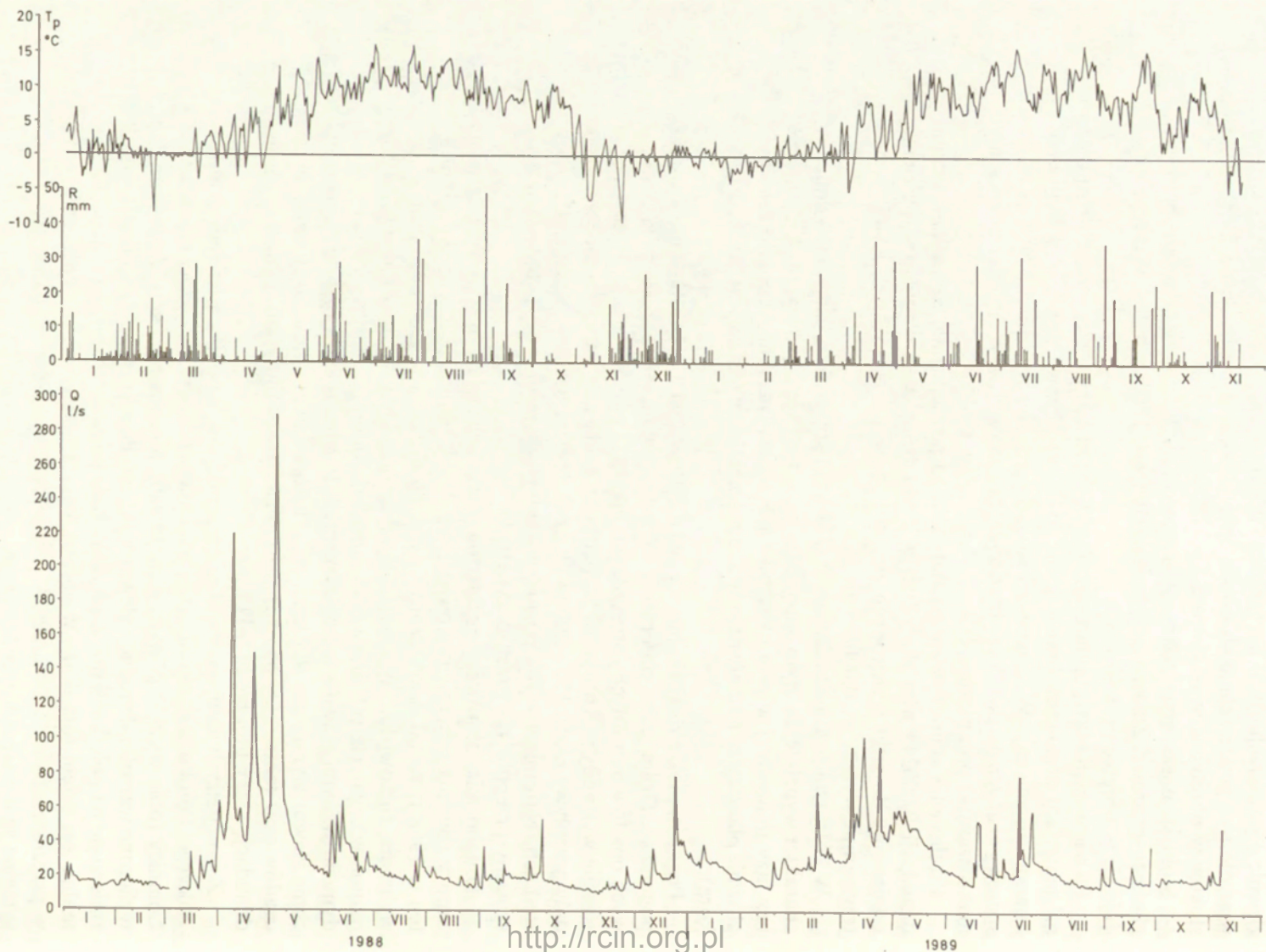
Przeliczenie akumulowanego materiału na powierzchnię zlewni daje tempo denudacji 0,000244 mm skały litej w ciągu roku. Jeśli objętość wypełnienia odniesiemy do stref wylesionych zlewni i strefy przykorytowej, wynik będzie trzykrotnie wyższy – 0,0008 mm.

W kolejnym sezonie badawczym (1988/89) stwierdzono zupełnie odmienny charakter wypełnienia. Było ono o 20% mniejsze objętościowo i prawie zupełnie bez fazy mineralnej w postaci warstw lub soczew piasku. Akumulowane były głównie piaszczyste namuły organiczne ze szczątkami roślinnymi (liście, drewno, kora).

Przyczyną tak różnej akumulacji w kolejnych latach były odmienne warunki pogodowe. Drugi sezon obserwacji wyróżniał się mniejszą frekwencją deszczowych opadów nawalnych i stosunkowo małymi opadami śniegu. W pierwszym sezonie wystąpiły w kwietniu i na początku maja wezbrania roztopowe, które dały przepływy rzędu 150–290 l·s⁻¹, czyli dziesięciokrotnie wyższe od stanów średnich. Natomiast w rok później w analogicznym okresie roztopowym maksymalny przepływ nie przekroczył 100 l·s⁻¹ (ryc. 6).

Drugim miejscem oceny rozmiarów denudacji była „załadowiona” główna zapora zbiornika przeciwrumowiskowego na Łomnicy w Karpaczu. Zbiornik ten w 1968 r. został oczyszczony, a w 1986 r. zaszła konieczność ponownego wybrania rumowiska. W ciągu 17 lat zgromadziło się tu około 78 000 m³ namulów organicznych przewarstwianych osadami piaszczysto-żwirowymi, sedymentowanymi głównie w czasie wezbrań. Przeliczając tę objętość na powierzchnię zlewni wynoszącą 9,5 km², przy uwzględnieniu ciężaru objętościowego osadów oraz faktu, iż w połowie był to detrytus roślinny, otrzymujemy roczną denudację skały litej rzędu 0,117 mm.

Z powyższych danych wynika, że denudacja w małej, podrzędnej zlewni Wilczego Potoku jest około 500 razy mniejsza niż w wyższego rzędu zlewni Łomnicy (obie występują w tej samej strefie hipsometrycznej). Zauważmy, że wyliczone wartości denudacji zlewni Wilczego Potoku są niemal takie same jak zmierzone na poletkach doświadczalnych za pomocą chwytaczy (tab. 2). Minimalna jest zatem rola erozji w obrębie koryta małego cieku Wilczego Potoku w przeciwieństwie do Łomnicy, której przepływy zarówno średnie, jak i maksymalne są dziesięciokrotnie większe.



Ryc. 6. Przepływy Wilczego Potoku (Q) na tle opadów (R) i temperatury powietrza (T_p)

Ponadto w zlewni Łomnicy zdecydowanie większą rolę odgrywać musi dostawa materiału do koryta z dróg i przydrożnych rowów. Świadczy o tym fakt, iż około 5–10% materiału wypełniającego zbiornik stanowił osad antropogeniczny, szczególnie żużel, którym w czasie zimy posypuje się drogi.

Dla oceny rozmiarów denudacji zachodzącej epizodycznie w czasie wezbrań powodziowych wykorzystano materiały zawarte w pracach R. Mazurkiewicza (1970, 1976). W badanym regionie zbiornik przeciwpowodziowy znajduje się na Łomnicy w Mysłakowicach. Rocznie akumuluje się w nim około 1000 m³ piaszczystej mady powodziowej, co rozłożone na powierzchnię zlewni (49, 6 km²) daje denudację litej skały rzędu 0,01 mm·rok⁻¹.

Wynik ten należy jednak traktować jako przybliżony i w ogólności zaniżony, trudno jest bowiem oszacować, jakie ilości materiału mineralnego przechodzą przez kolejne zapory. Dopiero w zbiorniku pilchowskim na Bobrze istnieją warunki do niemal całkowitego zatrzymania fazy mineralnej. T. Chomiak, J. Cyberski i Z. Mikulski (1969) wyliczyli denudację dorzecza Bobru na przekroju pilchowskim na 0,165 mm·rok⁻¹, natomiast A. Jahn (1968b) na podstawie badań osadów w tym zbiorniku ocenił rozmiary denudacji Sudetów Zachodnich na 0,05–0,1 mm·rok⁻¹.

ROZMIARY DENUDACJI CHEMICZNEJ

Pomiary denudacji chemicznej prowadzono w części zlewni Wilczego Potoku, ujętej przelewem pomiarowym. Począwszy od grudnia 1987 r. przez okres dwóch lat hydrologicznych odczytywano raz na dobę stany wody na przelewie, co umożliwiło obliczenie objętości odpływu. Próby wody z potoku pobierano raz w miesiącu i mierzono przewodnictwo właściwe metodą konduktometryczną oraz, po przefiltrowaniu i odparowaniu, oznaczano suchą pozostałość. Na tej podstawie obliczono transport substancji rozpuszczonych. Wyniki były następujące: w pierwszym roku pomiarowym (1987/88) – 53 t, w drugim (1988/89) 50 t·km²·rok⁻¹. W ogólności ilość substancji rozpuszczonych odprowadzanych poza zlewnię Wilczego Potoku była typowa dla obszarów zbudowanych z kwaśnych skał magmowych. Przy niżówkach mineralizacja ogólna wody w potoku wynosiła zwykle 50–60 mg·l⁻¹, natomiast przy wezbraniach spadała do 30 mg·l⁻¹.

Tylko w początkowych fazach wezbrań odnotowywano krótkotrwały wzrost mineralizacji. Zmierzona wielkość transportu substancji rozpuszczonych i koloidalnych odpowiadałaby denudacji litej skały rzędu 0,02 mm·rok⁻¹. Kotarba (1979) podaje dla podobnej strefy wysokościowej w Tatrach Zachodnich, ale dla rejonu skał węglanowych, wartości przynajmniej czterokrotnie większe.

Wyniki pomiarów mineralizacji ogólnej w zlewni Wilczego Potoku wymagają jednak specjalnego komentarza, nie odzwierciedlają one bowiem rzeczywistej denudacji chemicznej regionu. Trzeba w tym miejscu wskazać, że w bilansie denudacji chemicznej mamy po stronie przychodu także substancje adsorbowane z atmosfery, w tym w części związki chemiczne pochodzenia antropogenicznego, opadające w postaci tzw. kwaśnych deszczów o pH średnio rzędu 3,2–3,4.

Pomiary mineralizacji opadów i osadów atmosferycznych, prowadzone od kilku lat przez Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego w rejonie Szrenicy (Karkonosze Zachodnie) dają wyniki tego rzędu, iż uprawnione jest przypuszczenie, że bilans denudacji chemicznej jest w tym rejonie dodatni, tzn. większe jest adsorbowanie związków chemicznych zawartych w powietrzu przez gleby i roślinność niż odprowadzanie ich przez wody powierzchniowe i podziemne w postaci substancji rozpuszczonych i koloidalnych. Pomiary przewodności właściwej wykazały wartości w granicach 6,8–85,68 mS w przypadku wód powierzchniowych, 0,66–52,3 mS dla opadów atmosferycznych oraz 8,36–216,0 mS dla osadów atmosferycznych. Odpowiadają one w przybliżeniu podobnym (nieco niższym) wartościom mineralizacji, wyrażonym w $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ (M. Sobik w druku).

Jeżeli przyjmiemy za J. Kwiatkowskim i T. Hołdysem (1985), że rzeczywisty opad docierający do gruntu (z uwzględnieniem pary wodnej w strefie powierzchniowej) wynosi w zlewni Wilczego Potoku przeciętnie 1800 mm rocznie, to już przy mineralizacji opadów rzeczywistych rzędu $30 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ zmierzone wartości transportu substancji rozpuszczonych ($50 \text{ t} \cdot \text{km}^2 \cdot \text{rok}^{-1}$) odpowiadają bilansowi zerowemu. Tymczasem przeciętna mineralizacja opadów jest w Karkonoszach na ogół dwukrotnie większa, a osadów (przy pewnych stanach pogodowych) nawet dziesięciokrotnie większa.

Ostatecznie można stwierdzić, że denudacja chemiczna w Karkonoszach jest współcześnie niewielka lub nie występuje wcale ze względu na antropogenezację środowiska. W warunkach naturalnych byłaby ona prawdopodobnie rzędu zmierzonego transportu, czyli około $0,02 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$, jest to bowiem wielkość typowa dla średniogórskich obszarów granitowych (Bieroński, Pulina 1975).

WNIOSKI

Współczesną sumaryczną denudację Karkonoszy można szacować na podstawie przeprowadzonych pomiarów w zbiornikach przeciwrumowiskowych na około $0,12 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$. Jest to głównie denudacja mechaniczna, gdyż ze względu na antropogenicznie uwarunkowaną chemizację środowiska, bilans denudacji chemicznej jest prawie zerowy. Podaną wyżej wielkość denudacji można odnieść do wyników badań nad denudacją w Tatrach i innych masywach krystalicznych, przedstawionych przez A. Kotarbę, L. Kaszowskiego i K. Krzemienia (1987).

Stwierdzamy, że denudacja mechaniczna w Karkonoszach, w podobnych piętrach geoekologicznych, jest jednak znacznie mniejsza niż w Tatrach. Przyczyna tkwi w specyficznych cechach pokryw stokowych, które w długotrwałym rozwoju, datującym się od trzeciorzędu, uzyskały duże zdolności filtracyjne, w związku z czym spływ powierzchniowy, a tym samym wszystkie procesy związane z działaniem wód powierzchniowych są tu relatywnie mniej intensywne.

Wniosek powyższy potwierdzają wyniki pomiarów współczesnego splukiwania na stokach karkonoskich, które wahają się od 0,00026 na powierzchniach

leśnych do $0,00175 \text{ mm} \cdot \text{rok}^{-1}$ na powierzchniach całkowicie pozbawionych pokrywy roślinnej. Wartości te są wielokrotnie mniejsze niż wartości uzyskiwane na podobnych morfologicznie stokach w innych regionach górskich.

Współcześnie denudacja Karkonoszy, mimo że ogólnie nikła, i tak uległa nasileniu w wyniku rozwoju gospodarki i postępującej deforestacji, co wyraziło się wykształceniem pokrywy deluwalnej na stokach i pokrywy madowej na niższej terasie holocenijskiej u podnóża Karkonoszy.

Stwierdzono też lokalne różnicowanie się procesów denudacyjnych. W przykładowej małej i zalesionej zlewni Wilczego Potoku rozmiary denudacji okazały się kilkaset razy mniejsze niż w dużej zlewni Łomnicy.

LITERATURA

- Bieroński J., Pulina M., 1975, *Badania eksperymentalne w zlewni Górnej Kamiennej w Karkonoszach i Kleśnicy w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego i ich znaczenie dla geomorfologii dynamicznej*, Przewodnik Sesji Naukowej „Rzeźba i czwartorzęd Polski południowo-zachodniej”, Wrocław 25–27 września 1975 r., Referaty i komunikaty, 11–14.
- Borkowska I., Czerwiński J., 1973, *On some mineralogical and textural features of granite regoliths in the Karkonosze Massif*, *Studia Geogr.* (Brno), 33, 43–46.
- Büdel J., 1937, *Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas*, *Petermans Geogr. Mitt. Erg.*, 50/229, 5–71.
- Chmal H., 1989, *Solifluction slopes and rock glaciers — the mass movement in the Hornsund Area, Spitsbergen*, Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt/Main, Sept. 3–9 1989, Abstract Volume.
- Chmal H., Czerwiński J., Traczyk A., 1989, *Glacial history of the Karkonosze Mts.*, Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt/Main, Sept. 3–9 1989, Abstract Volume.
- Chomiak T., Cyberski J., Mikulski Z., 1969, *Akumulacja w zbiornikach retencyjnych*, *Prace PIHM* 96.
- Czerwiński J. 1991, *Powódzie w Karkonoszach od XV w. do czasów współczesnych*, *Acta Univ. Wratisl.* 1237, *Prace Inst. Geogr.*, Ser. A, *Geogr. Fiz.*, 6, s. 85–104.
- Dumanowski B., 1961, *Cover deposits of the Karkonosze Mts.*, *Zesz. Nauk. UW.*, Ser. B, 8, 31–55.
- Dumanowski B., Jahn A., Szczepankiewicz S., 1962, *The Holocene of Lower Silesia in the light of results of the first radiocarbon dating*, *Bull. Acad. Pol. Sci.*, Ser. Sci. geol., geogr., 10, 1, 47–52.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki)*, *Prace Geogr. IG PAN*, 52.
- Gil E., Słupik J., 1972, *The influence of the plant cover and land use on the surface run-off and wash down during heavy rain*, *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 6, 63–83.
- Jahn A., 1968a, *Peryglacialne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich*, *Opera Corcontica* 5, 9–25.
- 1968b, *Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna jeziora zaporowego*, *Czas. Geogr.*, 39, 2, 117–123.
- 1980, *Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów*, *Czas. Geogr.*, 51, 2, 130–154.
- 1989, *The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountainins*, *Geogr. Ann.*, 71A, 3–4, 161–170.
- Jahn A., Cielińska M., 1974a, *Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy*, *Acta Univ. Wratisl.*, 236, *Prace Geogr.*, Ser. A, 1, 5–24.
- 1974b, *The rate of soil movement in the Sudety Mountains*, *Abhand. Akad. Wissenschaf. in Göttingen, Math.-Phys. Klasse, III Folge*, 29, 86–101.

- Kostrzewski A., 1975, *Granulometria zwiętrzelin granitowych obszarów górskich Europy*, Wyd. UAM Poznań, Geografia 9.
- Kotarba A., 1979, *Geographical features of the Tatra Mountains, Excursion Guide-Book „Field meeting of the IGU Commission on Field Experiments in Geomorphology”*, Polish Acad. Sci., Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Inst. Univ. Wrocław, 17–25 Sept, 1979, 13–20.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Inst. Geogr. Spat. Org., Geogr. Studies, Spec. Issue, 3.
- Kwiatkowski J., Holdys T., 1985, *Klimat*, (w:) A. Jahn (red.), *Karkonosze Polskie*, Ossolineum, 87–116.
- Mazurkiewicz R., 1970, *Badania intensywności zamulania suchych zbiorników retencyjnych Dolnego Śląska*, Praca dokt. WSR Wrocław, Wydział Melioracji Wodnych.
- 1976, *Studium geodezyjnych badań zamulania suchego zbiornika retencyjnego w Kaczorowie na rzece Kaczawie*, Wiad. Melior. Łąk., 19, 6.
- Mierzejewski M. P., 1985, *Denudacja Prakarkonoszy w permokarbonie i mezozoiku*, Geol. Sudetica 20, 1, 197–225.
- Sobik M. (w druku), *Zakwaszenie opadów i osadów atmosferycznych w rejonie Szrenicy*, Acta Univ. Wratisl., Prace Geogr., Ser. A.
- Traczyk A., 1989, *Złodowacenie doliny Łomnicy w Karkonoszach oraz pogląd na ilość złodowaceń w średnich górach Europy*, Czas. Geogr., 60, 3, 267–286.
- Wicik B., 1986, *Asynchroniczność procesów wietrzenia i sedymentacji w zbiornikach Tatr i Karkonoszy w postglacjale*, Przegl. Geogr., 58, 4, 809–823.
- Woillard G., Mook W. G., 1982, *Carbon-14 dates at Grande Pile: correlation of land and sea chronologies*, Science 215, 159–161.

THE PRESENT-DAY DENUDATION OF THE KARKONOSZE MTS.

Summary

The Karkonosze Mts., which form the crystalline core of Sudetes, are the part of mid-altitudinal mountains of Europe with similar geological structure and history, relief, climatic conditions and geocological zonality. As the result of economic development of this region the transformation and destruction of geoeosystems and especially decay of forest ecosystems can be observed in last decades.

The zonality of geocological belts and the model of denudational system of the Karkonosze Mts. are shown on Tab. 1 and Fig. 2.

On the basis on the long-term field studies of denudational processes of the Karkonosze Mts. it was stated that the effect of stream erosion is limited as a result of stream channel regulations. On the other hand the increase of intensity of slope wash processes on the naturally and artificially deforested slopes can be noted. These processes are related to the extremal environmental conditions which occur for example during the catastrophic hydrometeorological events. Such conditions occur in the Karkonosze Mts. only under rainfalls of the order of 100–300 mm per day.

The main subject of detailed analysis were periglacial, glacial and alluvial covers which are related to the basic morphogenetic slope processes.

It was stated that down wash on the slopes occur mostly within slope covers, in the form of subsurface flow mainly in the upper horizons to the depth of 1 m. In the deeper horizons of slope covers and in the regolith layer the zone of saturation practically do not exist.

The rates of the present-day mechanical denudation on the granitebuilt slope of the Karkonosze Mts. are of the order of $0.00026 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ (in terms of granite bedrock) on the forested slopes to $0.00175 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$ on the vegetation-free slopes. These values are much lower than those, obtained from morphologically similar slopes in other mountain regions. It is connected with the character of slope covers on Karkonosze granite which in a long term development since the Tertiary reached

a great permeability. As a result of this slope wash as well as all other surface erosional processes are relatively less intensive.

The investigations of chemical denudation, based on the measurement of surface water mineralization, show the values typical for the areas of perisiltic rocks and are estimated as ca $0.02 \text{ mm} \cdot \text{y}^{-1}$. On the other hand the measurements of mineralization of atmospheric precipitations show the high content of chemical substances of industrial origin (SO_2 , NO etc.). The total content of chemical substances which infiltrated to the soil as well as to ground and surface waters is higher than this which is discharged by the rivers. As a result the global budget of chemical denudation of the Karkonosze Mts. is positive or reduced to naught.

It is concluded that generally low present-day denudation of the Karkonosze Mts. is accelerated as a result of human impact in the mountains. It is expressed by the development of deluvial covers on slopes and flood sediment covers in valley floors in the forefield of the Karkonosze Mts.

WOJCIECH FROEHLICH

MECHANIZM EROZJI I TRANSPORTU FLUWIALNEGO W ZLEWNIACH BESKIDZKICH

WSTĘP

Badania transportu fluwialnego odgrywają podstawową rolę w określaniu natężenia procesów erozji, a przez geomorfologów wykorzystywane są do oceny transformacji rzeźby. Stosunkowo słaba znajomość mechanizmu tych procesów w Beskidach utrudnia poznanie ich przestrzennego zróżnicowania. Z geomorfologicznego punktu widzenia podstawowego znaczenia nabiera poznanie obszarów zasilania w wodę i odpowiadających im obszarów dostawy zwietrzelin do koryt. Znajomość natężenia dostawy zwietrzelin do koryt z różnych obszarów zasilania jest kluczem do objaśnienia zjawisk erozji, opartych na wynikach badań transportu fluwialnego (Campbell 1983). Klasyczna metoda badań w przekrojach hydrometrycznych koryt pozwala na uzyskanie wyników odnoszących się wyłącznie do natężenia tych procesów w korycie (Froehlich 1975, 1982). Rozmiary transportu ładunku w korycie zależą od dostawy ze stoków i erozji koryta. Ostatecznie są efektem transformacji transportowanego ładunku z biegiem koryt w zlewniach różnej wielkości o różnym udziale źródeł dostawy.

Ocena źródeł dostawy zwietrzelin do koryta, powyżej przekroju pomiarowego w korycie, wydaje się poprawna z punktu widzenia bezpośredniego związku procesów transportu fluwialnego z procesami erozji w zlewni. Takie podejście nie rozwiązuje oczywiście zagadnienia zróżnicowania procesów zachodzących w profilach podłużnych stoków, szczególnie złożonych w obszarach użytkowanych rolniczo. Do tego konieczne są badania obszarów dostawy w skali całego stoku lub jego części.

Natomiast pomiary na eksperymentalnych poletkach ogrodzonych lub fragmentach stoków nie mających bezpośredniego kontaktu z korytem poprzez obszary dostawy uniemożliwiają ocenę źródeł transportowanego w korycie materiału. Dlatego z geomorfologicznego punktu widzenia w badaniach transportu fluwialnego zlewnię należy traktować jako integralną całość. Prowadzone bowiem osobno badania procesów erozji gleb i transportu fluwialnego w obrębie

podsystemu stokowego i korytowego nie znajdują uzasadnienia w mechanizmie procesów, którego znajomość jest konieczna na każdym etapie badań. Jest ona nieodzowna zarówno do oceny reprezentatywności obiektów badań, przekrojów pomiarowych, dokładności metod i częstotliwości pomiarów jak również oceny przestrzennego zróżnicowania natężenia procesów w skali stoków i zlewni różnej wielkości.

Znajomość mechanizmu procesów erozji i transportu fluwialnego ma również istotne znaczenie dla właściwego projektowania zabezpieczeń przeciwoerozyjnych i regulacji koryt. Powszechnie znane z obszaru Beskidów przykłady małej skuteczności i nietrwałości zabezpieczeń przeciwoerozyjnych i budowli hydrotechnicznych mają swoją przyczynę między innymi w braku znajomości mechanizmu procesów przez projektantów (Froehlich 1980, 1982).

Tradycyjnie w geomorfologicznych badaniach procesów erozji i transportu fluwialnego w Karpatach zwracano główną uwagę na uzyskanie wyników ilościowych, które porównywano bez wystarczającej znajomości mechanizmu procesów. Systematyczne badania powiązania obszarów zasilania i źródeł dostawy zwietrzelin z procesami kształtowania odpływu i transportu fluwialnego rozpoczęte zostały dopiero w 1976 r. w zlewni potoku Homerka przez W. Froehlicha i J. Słupika (1977); są nadal kontynuowane.

Celem artykułu jest próba objaśnienia mechanizmu erozji na stokach w powiązaniu z obszarami zasilania i źródłami dostawy zwietrzelin do koryta w powiązaniu do transformacji transportowanego ładunku z biegiem koryt w zlewniach beskidzkich różnej wielkości. W stosunku do wcześniejszych opracowań (Froehlich 1982) zwrócono większą uwagę na mechanizm przemieszczania materiału w obrębie stoku. Ponieważ brak jest tego rodzaju kompleksowych badań, artykuł z konieczności oparto na wynikach prac autora prowadzonych w doświadczalnej zlewni potoku Homerka w Beskidzie Sądeckim, Stacji Obserwacyjnej Zakładu Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN we Frycowej koło Nowego Sącza. Badaniami objęty jest system koryt w zlewniach różnej wielkości oraz stok doświadczalny (Froehlich 1982).

Przedstawienie postawionego problemu jest niemożliwe w ramach jednego artykułu. Dlatego zawiera on jedynie ogólny model mechanizmu procesów. Autor zdaje sobie w pełni sprawę z przestrzennego zróżnicowania warunków naturalnych w Beskidach, wpływających na mechanizm i natężenie analizowanych procesów, a w szczególności: wysokości i częstotliwości opadów, rzeźby, litologii, użytkowania ziemi oraz działalności człowieka. Model oparty na badaniach w jednej zlewni ma niewątpliwie swoje ograniczenia. Jednak jego reprezentatywność dla Beskidów wynika z tego, że operuje podstawowymi analogicznymi, a zatem porównywalnymi, „jednostkami” każdej zlewni, którymi są obszary zasilania i obszary (źródła) dostawy zwietrzelin do koryt. Różnice między zlewniami polegają jedynie na odmiennych proporcjach udziału powierzchni zajętej przez różne rodzaje obszarów zasilania.

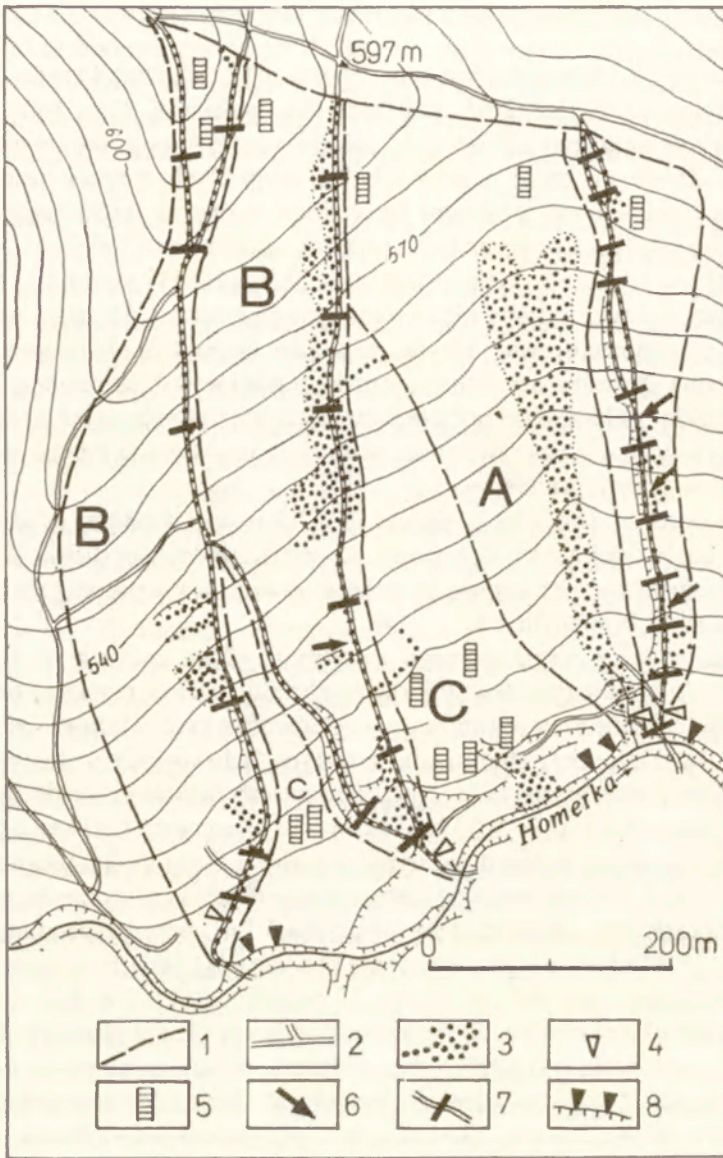
TEREN BADAŃ I CECHY ZLEWNI BESKIDZKICH

Zlewnia potoku Homerka jest typową zlewnią beskidzką 4 rzędu (wg Hortona) o powierzchni 19,6 km², położoną na wysokości 375–1060 m n.p.m. Charakteryzuje się dużym udziałem średnich i wysokich pogórzy (Niedziałkowska 1981). Źródłowa część o prostych lub wypukłych stokach jest głęboko porożciniana wciosowymi dolinami i położona w piętrze lasów regla dolnego (Staszkievicz 1981). Lasy te rosną na płytkich szkieletowych glebach, utworzonych z piaskowców magurskich (Adamczyk, Słupik 1981) i zajmują 52% powierzchni zlewni. Są one intensywnie eksploatowane oraz pocięte gęstą siecią dróg i rynien do transportu drewna. Użytki rolne koncentrują się w niższych partiach zlewni, w których rzeźba ma charakter niskich gór i wysokich pogórzy. Przeważają tu wypukło-wklęsłe stoki pocięte gęstą siecią nie utwardzonych dróg, a okrywające je pylasto-ilaste pokrywy zwietrzelinowe mają większą miąższość i mniejszą zawartość frakcji szkieletowych.

Koryto potoku Homerka o długości 10,7 km oraz średnim spadku 57‰ w górnej i środkowej części zlewni wycięte jest w skałach podłoża. W dolnym odcinku przegrodzone jest zaporą przeciwrumowiskową, a poniżej uregulowane systemem stopni korekcyjnych.

Na granicy lasów regla dolnego i piętra użytków rolnych na wysokości 458–608 m n.p.m. położony jest stok doświadczalny w Homrzyskach o powierzchni 26,5 ha, ograniczony naturalnym wododziałem (ryc. 1). Stanowi on przyrzecze potoku Homerka, zbudowane z warstw belowskich o dużym udziale łupków i pokryty jest pylasto-gliniastymi glebami użytkowymi rolniczo. Działki polne, o powierzchni 0,2–0,95 ha, uprawiane są w poprzek stoku i oddzielone są od siebie bruzdami, terasami polnymi i drogami. Drogi polne biegną zgodnie ze spadkiem od działu wodnego do koryta potoku i pełnią rolę czynnej okresowo sieci hydrograficznej. Długość dróg wynosi 3,3 km, przy przeciętnej gęstości 5,34 km km⁻². W obrębie stoku występuje obecnie pogłębiane rozcięcie holocenijskie, odwadniane przez ciek okresowy. U podnóża stoku i w dnie doliny występują trwałe użytki zielone. Stok doświadczalny w zlewni Homerki reprezentuje typowy stok beskidzki użytkowany rolniczo, położony na pograniczu średnich i niskich gór. Z punktu widzenia obszarów zasilania i dostawy zwietrzelin do koryta reprezentuje on trzy główne typy: przyrzecza odwadniane spływem rozproszonym oraz zlewnie dróg polnych i zlewnię rozcięcia holocenijskiego odwadnianych linijsko. Są to równocześnie podstawowe obszary zasilania i dostawy w zlewniach beskidzkich, do których należy zaliczyć również osuwiska, obniżenia i młode rozcięcia na stokach oraz dna dolin. Wraz z przyrostem powierzchni zlewni w Beskidach generalnie wzrasta szerokość den dolin. Wskutek tego zmniejszeniu ulega bezpośrednia dostawa wody i zwietrzelin do koryt, a główną rolę odgrywają dna dolin i dopływy.

Mała odporność na wietrzenie kompleksów skał fliszowych powoduje stosunkowo szybką „produkcję” podatnej na erozję i transport zwietrzliny. Zalesione



Ryc. 1. Stok doświadczalny w zlewni Homerki

A – zlewnia rozcięcia holocenijskiego, B – zlewnie dróg polnych, C – przyrzecza; 1 – działy wodne, 2 – drogi polne, 3 – obszary zasilania i dostawy zwierzdelin do koryta, 4 – punkty pomiarów transportu materiału rozpuszczonego i zawiesiny, 5 – punkty pomiarów splukiwania na różnych użytkach, 6 – punkty pomiarów transportu zawiesiny w brzdach polnych, 7 – punkty pomiarów tempa erozji wglębnej w drogach polnych, 8 – punkty pomiarów dostawy materiału z brzegów koryta i tempa jego pogłębienia

The experimental slope in the Homerka drainage basin

A – drainage basin of a Holocene gully, B – drainage basins of an unmetalled roads, C – interchannel areas; 1 – water divides, 2 – unmetalled roads, 3 – contribution areas and sediment sources, 4 – spots for measurements of dissolved and suspended load, 5 – spots for measurements of sheet wash, 6 – spots for measurements of suspended sediment transport in a furrows, 7 – spots for measurements of deepening erosion in unmetalled roads, 8 – spots for measurements of sediment supply from channel bank erosion

źródłowe partie małych zlewni beskidzkich zbudowane są z bardziej odpornych kompleksów piaskowcowych (Starkel 1972). Duże spadki terenu (do 35°) jak i kontaktu na ogół cienkich silnie szkieletowych pokryw z podłożem fliszowym skracają czas retencji wody i wymuszają jej szybki odpływ do koryt. Natomiast w ujściowych partiach zlewni, zbudowanych z mniej odpornych kompleksów łupkowo-piaskowcowych lub łupkowych, czas krążenia wody przemieszczającej się na ogół w miąższych pylasto-gliniastych lub gliniastych pokrywach jest znacznie dłuższy (Froehlich, Słupik 1980a; Słupik 1981).

Obok warunków naturalnych podstawową rolę w krążeniu wody, procesach erozji i dostawie zwietrzelin do koryt odgrywa działalność człowieka. Jej efektem jest postępujące wylesianie, intensywne uprawy roli i procesy osadnicze, którym towarzyszy wzrost gęstości dróg, stanowiących w Beskidach podstawowe obszary zasilania i źródła dostawy zwietrzelin (Słupik 1981; Froehlich 1982; Froehlich, Słupik 1986). Powiększenie powierzchni o małej przepuszczalności, powodującej wzrost udziału spływu powierzchniowego w odpływie, wpływa na szybkie formowanie fal wezbraniowych szczególnie w małych zlewniach.

Intensywna eksploatacja lasów beskidzkich spowodowała gwałtowny wzrost gęstości dróg, która na wielu obszarach jest podobna do tych w terenach użytkowanych rolniczo. Ogranicza to wydatnie retencyjną i przeciwerozijną rolę lasu. Do przyspieszenia odpływu powierzchniowego poza obręb zlewni przyczynia się również regulacja koryt potoków.

Z punktu widzenia dostawy wody i zwietrzelin ze stoków do koryt istotną cechą zlewni beskidzkich jest wzrost szerokości dna doliny wraz z przyrostem powierzchni zlewni. Wskutek tego zmniejszeniu ulega bezpośrednia dostawa zwietrzelin ze stoków do koryta, która ogranicza się do strefy przykorytowej i dopływów. W beskidzkich zlewniach średniej wielkości (5–6 rząd wg Hortona) szerokie i płaskie dna dolin skutecznie uniemożliwiają bezpośrednią dostawę materiału ze stoków, oprócz stref aktywnych podcięć zboczy doliny.

BESKIDZKIE OBSZARY ZASILANIA

Szybki wzrost przepływu i koncentracji zawiesiny w korycie potoku związany jest wyłącznie z małą porowatością lub większym uwilgotnieniem, nawiązującym do koncentracji wody w niższych częściach stoków. Wysokość i natężenie opadów deszczu oraz stan gruntu i jego pokrycie roślinnością sprawiają, że zasięg tych obszarów ulega szybkim zmianom. Ta ekspansja i kurczenie się obszarów zasilania i dostawy zwietrzelin następuje z opadu na opad, w czasie trwania opadu, jak również w czasie regresji przepływu po opadach poprzez zmianę długości cieków prowadzących wodę oraz zmianę powierzchni zajętej przez strefę nasyconą wodą (Słupik 1981; Froehlich 1982).

Przepływ wezbraniowy oraz transportowany w korycie ładunek materiału są rezultatem dostawy wody i zwietrzelin do koryta potoku z różnych obszarów

zasilania i dostawy (Walling 1971). Obszary te nie są jednakowe dla różnych, nawet tego samego rzędu, zlewni i wezbrań o różnym charakterze. Odpływ wezbraniowy jest produktem rozprzestrzeniania się strefy saturacji wzdłuż dna doliny i niższych partii stoków, zajmujących nie więcej niż 5% całego obszaru zlewni (Dunne, Black 1970). Źródła zatem dostawy materiału, które są niejako synonimem obszarów zasilania, nie mogą być utożsamiane z całą powierzchnią zlewni.

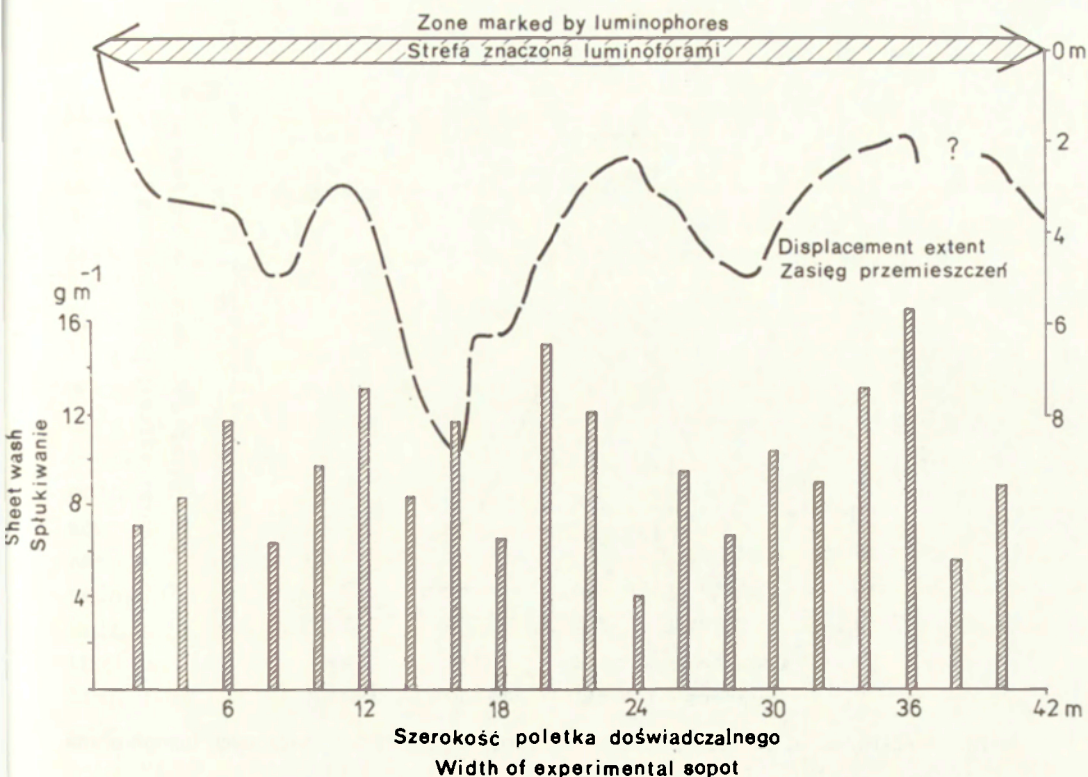
W zlewniach beskidzkich wyróżnić można pięć podstawowych obszarów zasilania odpływu i dostawy zwietrzelin do koryt różniących się użytkowaniem, szybkością krążenia i mechanizmem dostawy do koryt, są to: 1) zlewnie dróg, 2) zlewnie obniżen i różnowiekowych rozcięć na stokach, 3) osuwiska, 4) przyrzecza, 5) dna dolin ze strefą przykorytową.

Uważam, że obszary zasilania i dostawy występują w obrębie każdej badanej powierzchni, stanowią tylko część zarówno poletka eksperymentalnego, jak również tylko część działki polnej lub całego stoku. Komplikuje to poważnie metody badań, odnoszenie wyników do jednostki powierzchni i poznanie przestrzennego zróżnicowania natężenia procesów.

Prowadzone w zlewni Homerki badania eksperymentalne wskazują, że dla każdego przekroju pomiarowego (punktu pomiarowego) charakterystyczne są zmienne w czasie i przestrzeni obszary zasilania oraz dostawy zwietrzelin. Jako jeden z przykładów może służyć eksperyment przeprowadzony na wyrównanej działce polnej o spadku 14° , użytkowanej jako pastwisko. Zainstalowano tu 20 worków Słupika i badano spływ powierzchniowy i spłukiwanie. W górnej części działki w pasie o szerokości 20 cm rozsiano frakcję piaszczysto-pylastą oznaczoną luminoforami. Miesięczna suma spływu powierzchniowego w lipcu 1987 r. wynosiła w poszczególnych workach od 12 – 84 m^{-1} . Pas gruntu oznaczony luminoforami uległ silnemu pofalowaniu. W jego dolnej części utworzyły się pojedyncze „jęzory” (ryc. 2).

Taki obraz przestrzennego zróżnicowania natężenia procesów spływu powierzchniowego i spłukiwania wskazuje na istnienie uprzywilejowanych stref, wzdłuż których następuje wzmoczona dostawa wody i zwietrzelin. Spływ powierzchniowy rozproszony i spłukiwanie rozproszone odbywają się zatem wzdłuż pewnych linii, uwarunkowanych mikrorzeźbą i stanem gruntu w czasie trwania opadu. Długość drogi spływu i spłukiwania zmienia się dynamicznie z opadu na opad, co utrudnia wyrażanie natężenia tych procesów w odniesieniu do powierzchni powyżej przekroju pomiarowego (Froehlich 1982).

Dalszą komplikację w poznaniu rzeczywistych rozmiarów erozji na stokach beskidzkich stanowi zróżnicowane użytkowanie działek polnych i całych stoków. Pomiary T. Gerlacha (1966, 1976) oraz innych badaczy zwróciły uwagę na silną erozję gleb na użytkach rolnych. Stacjonarne badania prowadzone na Stacji Naukowej Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Szymbarku koło Gorlic wskazują, że natężenie różnych rodzajów spływu i erozji gleb wiąże się ściśle z użytkowaniem ziemi (Gil, Słupik 1972a, 1972b; Słupik

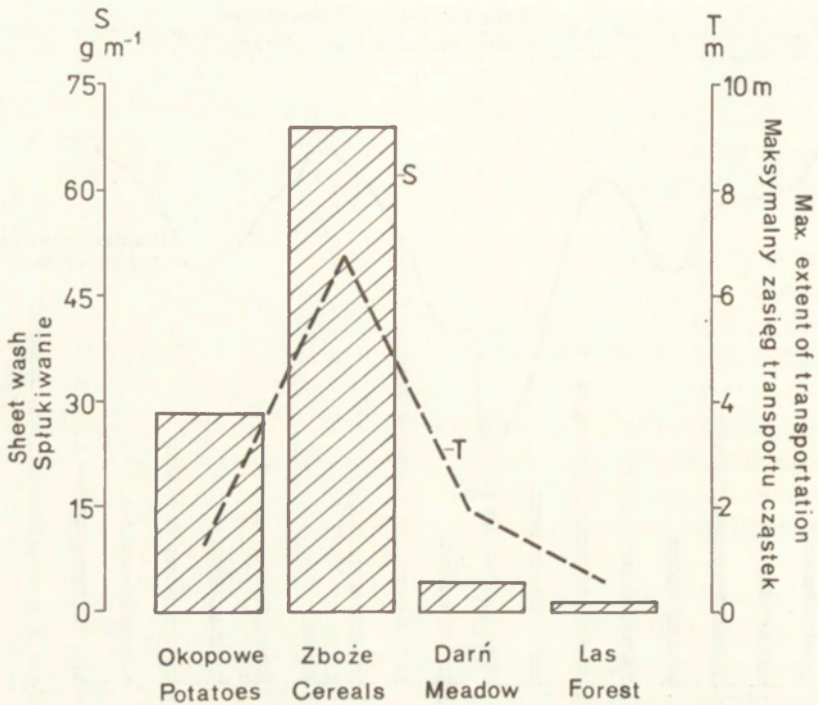


Ryc. 2. Splukiwanie na darni i zasięg przemieszczeń znaczonej luminoforami cząstek gleby
Sheet wash on grass and range of soil particles marked by luminophores

1973, 1980, 1981; Gil 1976, 1986). Porównując te wielkości nie znamy jednak rzeczywistej drogi spływu i splukiwania w obrębie każdego użytku, niezbędnego do określenia efektów geomorfologicznych.

Pewne światło na ten złożony problem rzucają wyniki eksperymentów przeprowadzonych na stoku doświadczalnym w Homrzychach podczas różnych typów opadów. Na powierzchniach: z darnią (12°), uprawach żyta (14°) i ziemniaków (14°) oraz w lesie (15°) zainstalowano po trzy worki Słupika i badano spływ powierzchniowy oraz splukiwanie. Obserwowano długość drogi transportu splukiwanych i przemieszczanych przez rozbryzg cząstek, znacząc je luminoforami. Rycina 3 przedstawia wyniki eksperymentu uzyskane po opadzie o wysokości 26 mm i maksymalnym natężeniu $1,3\ mm\ min^{-1}$. Jasne jest, że proporcje przedstawionych parametrów różniły się znacznie w czasie różnych typów opadów.

Na podstawie powyższych przykładów staje się oczywiste występowanie



Ryc. 3. Spłukiwanie na różnych użytkach oraz zasięg przemieszczeńznaczonych luminoforami cząstek gleby

Sheet wash on different land use and range of soil particles marked by luminophors

obszarów zasilania i dostawy w skali jednej działki oraz części stoku z wieloma działkami o różnym użytkowaniu. Zróżnicowanie natężenia spłukiwania na różnych użytkach nie jest proporcjonalne do długości drogi spłukiwanego materiału. Dlatego geomorfologiczna ocena spłukiwania na rolniczo użytkowanych stokach fliszowych może prowadzić do błędnych wniosków.

Pomimo znacznego natężenia procesów erozji rejestrowanych na różnych użytkach rolnych, bezpośrednia dostawa z pól do koryt potoków beskidzkich odbywa się głównie linijnie poprzez system brzd polnych i dróg uchodzących bezpośrednio do koryta. Dostawa zwietrzelin z przyrzeczy na stoku doświadczalnym w Homrząskach, odwadnianych sływem powierzchniowym rozproszonym, nie przekraczała 1% dostawy z całego stoku (Froehlich 1982).

Istotną rolę w procesach erozji odgrywają również kierunki orki. Orka wzdłuż poziomicy ogranicza erozję linijną i wymusza infiltrację. Jednak na uprawach roślin okopowych jest niekiedy przyczyną upłynnienia warstwy ornej (Gil, Słupik 1972b). Ważną rolę spełnia również układ i wielkość działek polnych oraz rozdzielających je teras śródpolnych. Jak wykazał T. Gerlach (1966), terasy śródpolne w okolicach Jaworek zatrzymały 35% pokrywy glebowej.

DOSTAWA ZWIETRZELIN DO KORYT

Jak wynika z badań prowadzonych na stoku doświadczalnym oraz w beskidzkim piętrze leśnym w zlewni Homerki, główną rolę w kształtowaniu odpływu wezbraniowego i dostawie zwietrzelin do koryt odgrywają odwadniane linijnie drogi polne i rozcięcia holocenijskie (Froehlich 1982). Na bardzo istotną rolę dróg w dostawie zwietrzelin do koryt zwracało uwagę wielu badaczy (m. in. Klimaszewski 1935; Ziemnicki 1955; Starkel 1957; Prochal 1958; Figuła 1960; Polak 1965; Froehlich 1972, 1975, 1978, 1982; Welc 1972; Słupik 1973, 1976, 1981; Krzemień 1976; Froehlich, Słupik 1980b, 1986)

Drogi polne oraz leśne na stokach tworzą sieć okresowych cieków czynnych w czasie roztopów i po opadach deszczu. Słaba przepuszczalność nawierzchni dróg jest przyczyną szybkiego tworzenia się spływu, który występuje nawet w czasie małego opadu. Wówczas drogi zaczynają funkcjonować jako dopływy potoku. Przy większej wydajności opadów deszczu następuje rozszerzanie obszaru zasilania do całej szerokości dna wcięcia drogowego. Następnie do obszaru zasilania zostają włączone bruzdy polne, do których spływa woda z działek polnych. Dlatego odpływ wezbraniowy i dostawa zwietrzelin w zlewniach beskidzkich nie kształtuje się w obrębie całego stoku, lecz jest produktem ekspansji stref saturacji u podnóża stoku jak też spływu skoncentrowanego oraz erozji linijnej w drogach polnych i rozcięciach holocenijskich, sięgając wieloma odgałęzieniami w górę stoku.

Największą koncentrację zawiesiny rejestrowano w wodach spływających drogami polnymi. Nawet po niewielkich opadach, rzędu kilku milimetrów, następował wyraźny wzrost mętności wody. Równoczesne pomiary koncentracji zawiesiny wykonane podczas różnych typów wezbrań wskazują, że była ona zawsze znacznie mniejsza w cieku odwadniającym rozcięcie holocenijskie niż w wodach spływających drogami i zróżnicowana dla poszczególnych dróg. Najmniejszą koncentrację zawiesiny poniżej 117 mg l^{-1} obserwowano w wodach spływu rozproszonego w obrębie przyrzeczy (Froehlich 1982).

Wielkość koncentracji zawiesiny w wodach płynących drogami polnymi wiąże się ściśle z natężeniem rozbryzgu gleby, wywołanym uderzaniem kropli deszczu (Froehlich 1975, 1982; Froehlich, Słupik 1980b). Wielkość rozbryzgu gleby zależy od natężenia opadów, stanu powierzchni gruntu, a głównie od wilgotności warstwy powierzchniowej i jej składu mechanicznego. Z eksperymentalnych badań rozbryzgu gleby na poletkach doświadczalnych naśladujących pole orne i drogę nie utwardzoną wynika, że natężenie tego procesu może być trzydziestokrotnie większe na drodze niż na polu zaoranym. Szybkie tworzenie się warstwy detencji powierzchniowej na drodze powoduje wzrost natężenia rozbryzgu gleby. Wraz ze wzrostem spadku drogi zaznacza się tendencja do wzrostu natężenia rozbryzgu gleby (Froehlich, Słupik 1980b).

Podobnie jak w korycie potoku podczas wezbrań w drodze polnej kulminacja koncentracji zawiesiny wyprzedza kulminację przepływu. W fazie wzrostu prze-

plywu koncentracja zawiesiny w drogach była zawsze znacznie większa niż w korycie potoku Homerka. Maksymalna zarejestrowana koncentracja zawiesiny w wodach płynących drogą osiągnęła $147\,889\text{ mg l}^{-1}$.

Wzrost koncentracji zawiesiny w wodach spływających drogami zachodzi wyłącznie w czasie trwania opadu, co wiąże się z uruchamianiem luźnych cząstek gruntu przez rozbryzg. Po zakończeniu opadu następuje szybkie zmniejszanie się koncentracji zawiesiny i wielkości transportowanej frakcji. W końcowej fazie wezbrań przepływ w drogach kształtowany jest przez spływ śródpokrywowy. Transportowane są wówczas najdrobniejsze frakcje ilów koloidalnych pochodzących z procesów sufozji.

Po długich okresach suszy, nawet po niewielkich opadach w wodach spływających drogami, rejestrowano wysoką koncentrację zawiesiny. Podczas wezbrań następuje wyprzątanie luźnych cząstek gruntu zalegających na powierzchni drogi. Odslania się zwięzła warstwa gruntu, ulegająca kompaktacji pod wpływem uderzeń kropli deszczu. Chroniona jest ona dodatkowo przez bruk z grubszych frakcji rumoszu. Ilość luźnych cząstek gruntu na powierzchni drogi jest proporcjonalna do długości okresu międzywezbraniowego i zmienia się z opadu na opad. W związku z tym kolejno szybko następujące po sobie wezbrania o podobnych obszarach zasilania odznaczają się coraz mniejszą koncentracją zawiesiny. Każde wezbranie cechuje się indywidualnym przebiegiem pętli, opisujących związek między przepływem wody a koncentracją zawiesiny. Podczas tego samego wezbrania zaznaczają się też różnice między poszczególnymi drogami (Froehlich 1982).

Przeważająca część zwietrzelin, dostarczanych systemem dróg ze stoku doświadczalnego do koryta potoku Homerka, pochodziła z erozji samego wąwozu drogowego i częściowo bruzd polnych. Jedynie w okresach występowania spływu powierzchniowego i splukiwania na polach następowała dostawa materiału z pól poprzez system bruzd polnych. Wskazuje na to rejestrowana wielkość koncentracji zawiesiny w bruzdach polnych, która była zawsze znacznie mniejsza niż w drogach (Froehlich 1982). Ponadto częstotliwość splukiwania na polach jest znacznie mniejsza niż w drogach. Pewna część luźnych cząstek gruntu akumulowana jest w wąwozach drogowych zimą. Pochodzą one z przewiewania wierzchniej warstwy gleby na polach. Silna deflacja charakterystyczna jest m.in. dla Beskidu Niskiego i Pogórzy (Gerlach, Koszarski 1968; Welc 1977).

Podobne parametry transportu zawiesiny uzyskano dla wód spływających drogami w źródłowej zalesionej części potoku Homerka. Wobec mało istotnej roli splukiwania w beskidzkim piętrze leśnym (Gerlach 1976; Gil 1976, 1986), stwierdzonym również w zlewni potoku Homerka, wynika, że ponad 95% materiału dostarczanego do koryt z zalesionych stoków pochodzi z sieci nie utwardzonych dróg i rynien do transportu drewna (Froehlich 1978, 1982).

Materiał transportowany w zawiesinie, dostarczany ze stoku doświadczalnego do koryta potoku Homerka systemem dróg polnych stanowił przeciętnie

ponad 90% ładunku pochodzącego z całego stoku. Na podstawie szacunkowych obliczeń stwierdzono, że z dróg gruntowych dostarczane jest około 70–80% ładunku materiału wynoszonego ze zlewni Homerki w postaci zawiesiny. Udział ten zmienia się podczas różnych typów wezbrań (Froehlich 1986a). Istotną rolę w dostawie odgrywają jedynie drogi uchodzące bezpośrednio do koryta. Stare głęboko wcięte drogi cechują się większym spływem wody ze względu na dużą pojemność zlewni, podczas gdy drogi nowe, mało wcięte ulegają szybkiemu pogłębianiu w mało odpornych pokrywach zwietrzelinowych, dostarczając dużych ilości materiału do koryt (Froehlich, Słupik 1986).

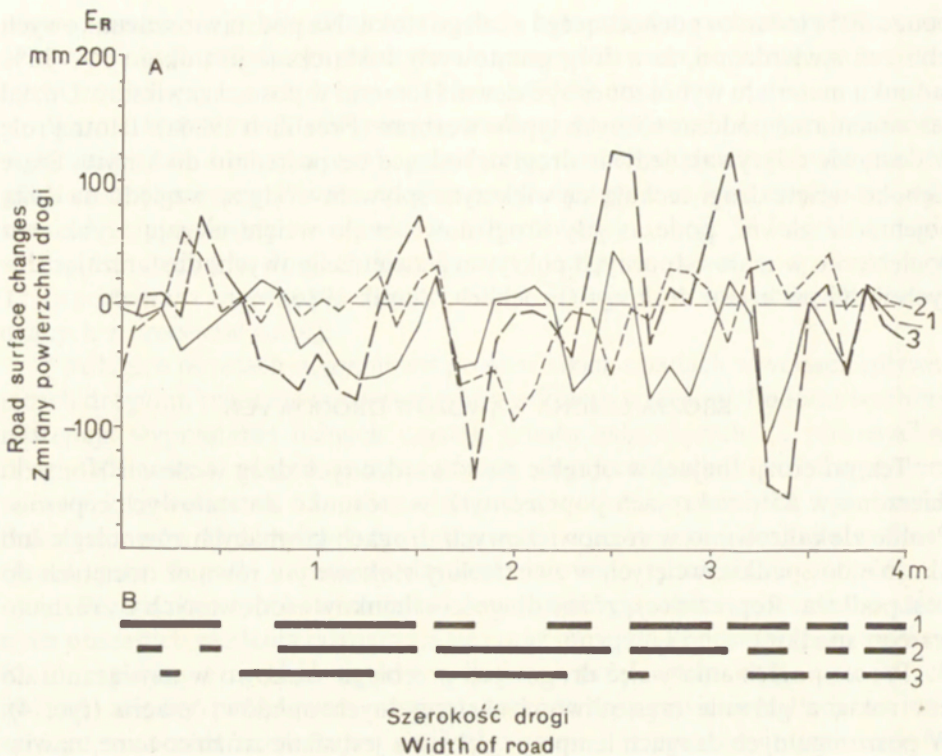
EROZJA LINIJNA WĄWOZÓW DROGOWYCH

Tempo erozji liniowej w obrębie nie utwardzonych dróg w zlewni Homerki mierzono w 55 przekrojach poprzecznych w stosunku do stalowych reperów. Profile zlokalizowano w różnowiekowych drogach biegnących równolegle lub ukośnie do spadku, wciętych w zwietrzeliny stokowe jak również dociętych do skał podłoża. Reprezentują różne długości odcinków erodowanych o zróżnicowanym spadku.

Proces pogłębiania wcięć drogowych przebiega skokowo w nawiązaniu do pór roku, a głównie częstotliwości ekstremalnych opadów deszczu (ryc. 4). W poszczególnych drogach tempo pogłębiania jest silnie zróżnicowane, nawiązuje do wieku drogi, odporności podłoża, nachylenia stoku, długości drogi spływu wody i częstotliwości użytkowania (ryc. 5). Zmienia się ono również w obrębie różnych odcinków tej samej drogi.

W półroczu letnim pogłębianie jest szybsze niż w zimowym, ponieważ główna faza dostawy zwietrzelin z dróg do koryta przypada na okres letnich wezbrań. Maksymalne rozcięcia dróg następujące po gwałtownych opadach sięgało 60 cm. Do szybszego tempa pogłębiania dróg w półroczu letnim przyczynia się większa częstotliwość ich użytkowania latem i jesienią. Wiosną, po roztopach, obserwowano nawet podniesienie nawierzchni dróg w stosunku do jesieni (ryc. 4). Wiąże się to z mrozowymi ruchami gruntu oraz akumulacją zwietrzelin pochodzących z brzegów wąwozów, lub deflacji gleby na polach. Materiał ten często pozostaje do lata ze względu na małe natężenie erozji i transportu podczas śródzimowych odwilży i wiosennych roztopów.

Średnia szybkość pogłębiania wąwozów drogowych, obliczona jako średnia arytmetyczna ze wszystkich badanych przekrojów, wynosi $6,6 \text{ mm rok}^{-1}$. Charakterystyczną cechą pogłębiania dróg w przekroju poprzecznym jest kolejna zamiana oraz przesuwanie się stref erozji i akumulacji (ryc. 4). Świadczy to między innymi o etapowym transporcie materiału w drogach. Rozcinanie jest nierównomierne i polega na wycinaniu wąskich rynien, które powodują koncentrację spływu, potęgującą erozję liniową. Pogłębianie rynien prowadzi do ob-



Ryc. 4. Zmiany powierzchni drogi w jej przekroju poprzecznym (A)

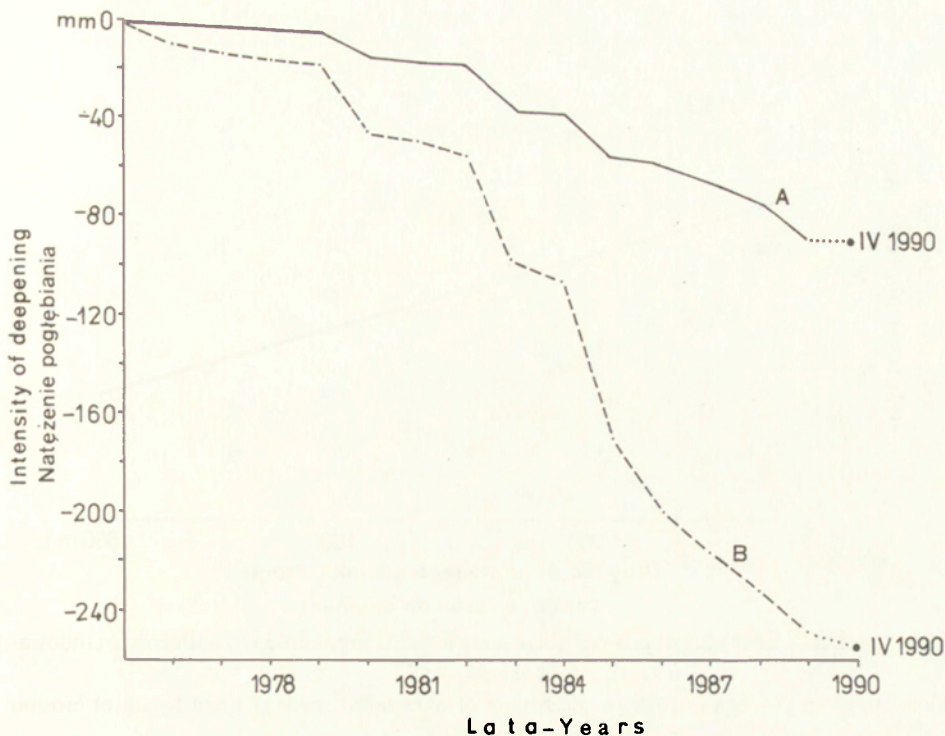
1 – lato, 2 – zima, 3 – lato; strefy erozji i akumulacji (B)

Changes of an unmetalled road surface in cross section (A)

1 – summer, 2 – winter, 3 – summer; zone of erosion and accumulation (B)

nizania powierzchni między rynnami i tym samym przyczynia się do pogłębiania drogi.

Natężenie pogłębiania wykazuje zmienność w profilu podłużnym drogi. Rozcinanie zachodzi głównie pod wpływem erozji wstecznej, co upodabnia częściowo rozwój wąwozów drogowych do typowych wąwozów erozyjnych. Głębokość wąwozów drogowych, biegnących równolegle do spadku, maleje od podnóża stoku w kierunku wierzchowiny. Związek między długością i szerokością drogi a natężeniem jej pogłębiania ma charakter liniowy o bardzo niskim współczynniku korelacji (ryc. 6, 7). To zmniejszanie się tempa pogłębiania drogi w kierunku wierzchowiny wiąże się ze zmniejszaniem obszaru zasilania w wodę oraz z mniejszą częstotliwością jej użytkowania. Strefy erozji przedzielone są odcinkami okresowej akumulacji. Tempo pogłębiania jest odwrotnie proporcjonalne do spadku drogi i szczególnie intensywne na nachyleniach powyżej 15° . Związek między tymi parametrami ma charakter liniowy (ryc. 8).



Ryc. 5. Krzywe kumulacyjne pogłębiania dróg w okresie 1976–1990

A – stara droga z brukiem na powierzchni, *B* – droga nowa

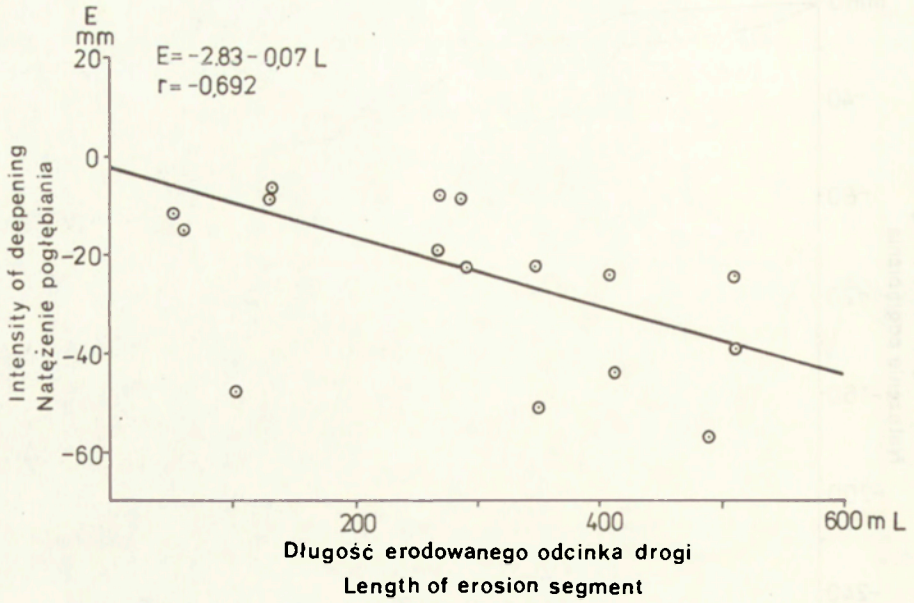
Cumulative curves of deepening the unmetalled roads for 1976–1990

A – old road with armoured surface by skeletal particles, *B* – new road

MECHANIZM TRANSPORTU ZAWIESINY W KORYTACH ZLEWNI RÓŻNEJ WIELKOŚCI

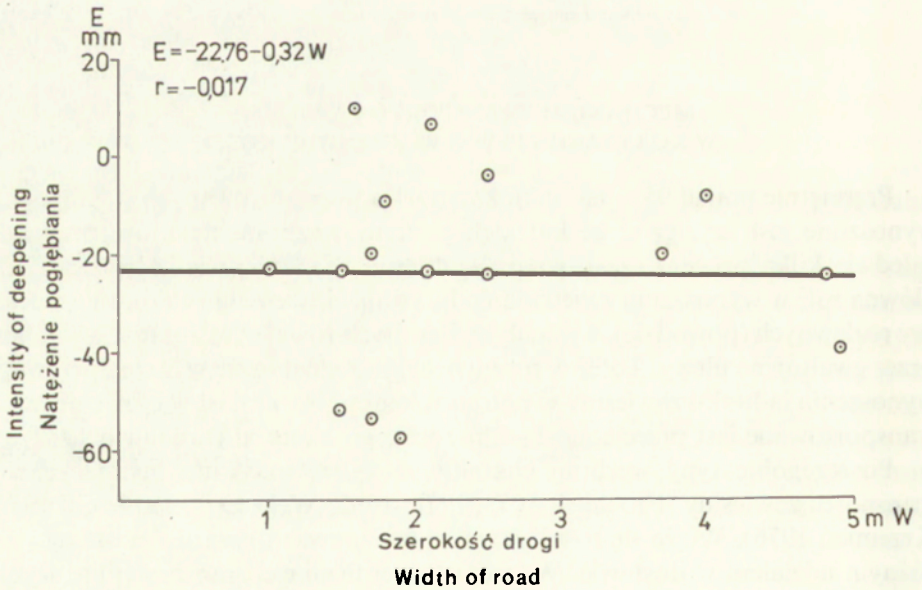
Przeciętnie ponad 95% ładunku zwierzdelin transportowanych w zawieszinie wynoszone jest ze zlewni beskidzkich podczas wezbrań, na które przypada zaledwie kilka procent czasu roku. W dużych i średniej wielkości zlewniach główną rolę w wynoszeniu zwierzdelin odgrywiają ekstremalne wezbrania z deszczy rozlewnych (powodzie), a w małych zlewniach również wezbrania wywołane przez gwałtowne ulewy. Toteż w rocznym cyklu zaznacza się wyraźna przewaga wynoszenia ładunku zawiesiny w półroczu letnim. Natomiast w czasie niszówek transportowane jest przeciętnie 1–2% rocznego ładunku (Froehlich 1982).

Poszczególne typy wezbrań charakteryzują się indywidualnymi cechami transportu zawiesiny (Froehlich 1975, 1978, 1982; Welc 1972, 1973; Gil 1976; Krzemień 1976). Wiąże się to z dynamiką zmienności obszarów dostawy i ich różnym udziałem w dostawie. W początkowej fazie wezbrań następuje szybki wzrost koncentracji zawiesiny, który odpowiada okresowi trwania opadu, a w czasie roztopów – fazie intensywnej ablacji pokrywy śnieżnej. Kulminacja



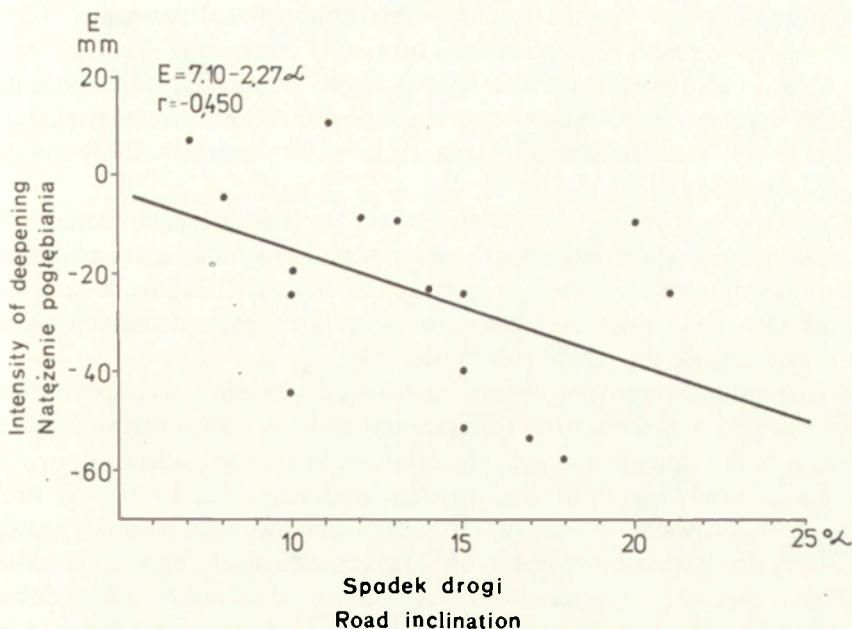
Ryc. 6. Związek między natężeniem pogłębienia nie utwardzonych dróg (E) a długością erodowanych odcinków (L)

The relationship between intensity of deepening of unmetalled roads (E) and length of erosion segment (L)



Ryc. 7. Związek między natężeniem pogłębienia nie utwardzonych dróg (E) a ich szerokością (W)

The relationship between intensity deepening of unmetalled roads (E) and its wide (W)



Ryc. 8. Związek między natężeniem pogłębiania nie utwardzonych dróg (E) a ich spadkiem (α)
The relationship between intensity deepening of unmetalled roads (E) and its inclination (α)

koncentracji zawiesiny z reguły wyprzedza kulminację przepływu. Wraz ze zmniejszaniem się przepływu następuje spadek koncentracji zawiesiny. Zachodzi on znacznie szybciej niż regresja przepływu. Wskazuje to, że dostawa zwietrzelin transportowanych w zawieszynie jest ograniczona do fazy wzrostu przepływu. Ta zmienność znajduje odbicie w kształcie pętli opisujących związek między przepływem wody a koncentracją zawiesiny. Każde wezbranie charakteryzuje się odmiennym kształtem pętli. Wynika to między innymi ze zmienności warunków pogody i stanu podłoża, decydujących o warunkach dostawy zwietrzelin transportowanych w korycie (Froehlich 1982).

Przy podobnych hydrologicznych parametrach wezbrań największa koncentracja zawiesiny występowała w czasie wezbrań wywołanych gwałtownymi ulewami. Opad o dużym natężeniu powoduje silny rozbryzg gleby oraz jest impulsem do intensywnego splukiwania i transportu liniowego zwietrzelin w drogach polnych, które są głównym źródłem dostawy. Ilość zwietrzelin możliwych do wprawienia w ruch wzrasta wprost proporcjonalnie do długości okresu międzywezbraniowego. Wezbrania rozdzielone długimi okresami suszy lub krótkotrwałych opadów o małym natężeniu charakteryzują się wysoką koncentracją zawiesiny (Froehlich 1982).

Koncentracja zawiesiny w korytach rzek i potoków beskidzkich głównie wzrasta od źródeł do ujścia (Brański 1975; Froehlich 1975, 1982; Klimek 1979). Największy wzrost koncentracji zawiesiny z biegiem koryta występuje w małych rolniczo użytkowanych zlewniach. Maleje on wraz ze wzrostem powierzchni

zlewni. Zmniejsza się również maksymalna koncentracja zawiesiny. Główną przyczyną jest wzrost odległości stoków od koryta oddzielonego coraz szerszym dnem doliny, które zatrzymuje materiał ze stoków. Zmniejszanie się koncentracji zawiesiny wraz ze wzrostem powierzchni zlewni spowodowane jest zwiększaniem zasilania podpowierzchniowego transportującego wyłącznie koloidy i materiał rozpuszczony.

Mozaika obszarów dostawy zwietrzelin do koryt w zlewniach różnej wielkości powoduje brak wyraźnego związku między powierzchnią zlewni a koncentracją i ładunkiem transportowanej w korytach zawiesiny. Utrudnia to ekstrapolację wyników badań na zlewnie nie kontrolowane i ocenę tzw. denudacji mechanicznej w odniesieniu do zlewni różnej wielkości.

Wzrost ładunku transportowanej zawiesiny z biegiem koryta powoduje, że w zależności od położenia przekroju pomiarowego w zlewni otrzymamy różne wartości mechanicznej denudacji jednostkowej, która jest podstawą porównań natężenia procesów geomorfologicznych (Froehlich 1982, 1986b). W małych zlewniach beskidzkich 1 – 3 rzędu wzrost transportowanego ładunku następuje na krótszej drodze niż np. w średnich i dużych zlewniach, nawiązuje ściśle do zmian użytkowania, a w szczególności gęstości rozcięć na stokach. W podobnych warunkach pogodowych niemal każda zlewnia wykazuje swój indywidualny reżim transportu zawiesiny (Froehlich 1982).

Tendencja do pogłębiania koryt potoków i rzek beskidzkich powoduje wzrost ich pojemności oraz powiększanie względnej wysokości teras zalewowych. W czasie kolejnych powodzi są one coraz rzadziej zalewane i nadbudowywane facją pozakorytową. Współcześnie coraz większa część ładunku zawiesiny wynoszona jest na przedpole Karpat i przyczynia się tu do szybkiego wzrostu równin zalewowych, bądź ulega sedymentacji w zbiornikach zaporowych zmniejszając ich pojemność.

WNIOSKI

W małych zlewniach beskidzkich produkty wietrzenia dostarczane są ze stoków do koryt głównie sływem liniowym z nie utwardzonych dróg i różnowiekowych rozcięć. Bezpośrednia dostawa z przyrzeczy poprzez sływ powierzchniowy rozproszony jako efekt sfluwowania odgrywa małą rolę. Obszary dostawy produktów wietrzenia ze stoków do koryt zmieniają się z opadu na opad w zależności od jego natężenia, początkowej wilgotności gleby i jej przepuszczalności. Powiększanie gęstości dróg prowadzi do wzrostu wielkości transportowanego ładunku zawiesiny. W warunkach zlewni Homerki około 80% transportowanego w korycie ładunku zawiesiny dostarczają nie utwardzone drogi. Dostawa sływem rozproszonym z przyrzeczy stanowi mniej niż 1%.

LITERATURA

- Adamczyk B., Słupik J., 1981, *Gleby*, (w:) *Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, Dokum. Geogr., 4, 51 – 72.

- Brański J., 1975, *Ocena denudacji dorzecza Wisły na podstawie wyników pomiarów rumowiska unoszonego*, Prace IMGiW, 6, 5–58.
- Campbell I. A., 1983, *The partial area concept and its application to the problem of sediment source areas*, (w:) *Soil erosion and conservation* (ed. El-Swaify S. A., Moldenhauer W. C. and Lo A.), Soil Conservation Soc. Am., 128–137.
- Dunne T., Black R. D., 1970, *Partial area contributions to storm runoff a small New England watershed*, Water Resour. Res., 6, 1296–1311.
- Figula K., 1960, *Erozja w terenach górskich*, Wiad. IMUZ., 4, 109–147.
- Froehlich W., 1972, *The carrying out of suspended and dissolved load in the Kamienica Nawojowska and Łubinka catchment basins during the flood in 1970*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 105–119.
- 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 114.
- 1978, *The role of land use in varying the suspended load during continuous rainfall (Kamienica catchment, flysch Carpathians)*, Geogr. Pol., 41, 27–37.
- 1980, *Hydrologiczne aspekty pogłębiania koryt rzek beskidzkich*, Zesz. Probl. Post. Nauk. Roln., 235, 257–268.
- 1982, *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwietrzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, Prace Geogr. IGiPZ PAN, 143.
- 1986a, *Sediment delivery model for the Homerka drainage basin*, (w:) *Drainage basin sediment delivery* (ed. Hadley R. F.) IAHS Publ., 159, 403–412.
- 1986b, *Ekstrapolacja wskaźników denudacji w świetle mechanizmów erozji i transportu fluwialnego w zlewniach fliszowych Karpat*, Przegl. Geogr., 58, 89–98.
- Froehlich W., Słupik J., 1977, *Metody badań transformacji opadu oraz erozji na stoku w zlewni Homerki (Beskid Sądecki)*, (w:) *Zasoby wodne w małych zlewniach. Ocena i gospodarowanie*, Falenty, Kom. Gosp. Wodnej i IMUZ, 55–70.
- 1980a, *The pattern of the areal variability of the runoff and dissolved material during the summer drought in flysch drainage basins*, Quaest. Geogr., 6, 11–34.
- 1980b, *Importance of splash in erosion process within a small flysch catchment basin*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 14, 72–112.
- 1986, *Rola dróg w kształtowaniu splywu i erozji w karpaccich zlewniach fliszowych*, Przegl. Geogr., 58, 67–87.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki – Karpaty Zachodnie)*, Przegl. Geogr. IG PAN, 52.
- 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, Prace Geogr., IGiPZ PAN, 122.
- Gerlach T., Koszarski L., 1968, *Współczesna rola morfogenetyczna wiatru na przedpolu Beskidu Niskiego*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 2, 85–114.
- Gil E., 1976, *Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku*, Dokum. Geogr., 2.
- 1986, *Ruissellement et érosion sur les versants du flysch d'après les résultats de parcelles expérimentales*, Bull. Ass. Géogr. Fr. CNRS., 63, 351–365.
- Gil E., Słupik J., 1972a, *Hydroclimatic conditions of slope wash during snow melt in the Flysch Carpathians*, Symposium International de Géomorphologie, Université de Liège, 67, 75–90.
- 1972b, *The influence of plant cover and land use on the surface run-off and wash down during heavy rain*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 181–190.
- Klimaszewski M., 1935, *Przyczynek do poznania morfologicznej działalności roztopów wiosennych*, Czas. Geogr., 13, 300–304.
- Klimek K., 1979, *Geomorfologiczne zróżnicowanie koryt karpaccich dopływów Wisły*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 12, 35–47.
- Krzemień K., 1976, *Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach*, Folia Geogr., Ser. Geogr. Phys., 10, 87–122.
- Niedziałkowska E., 1981, *Rzeźba terenu*, (w:) *Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, Dokum. Geogr., 3, 13–21.
- Polak S., 1965, *Erozja gleb w obrębie zlewni potoku Brzeźnianka w powiecie Nowy Sącz*, Roczn. Gleb., 1, 15, 205–230.

- Prochal P., 1958, *Badania sieci hydrograficznej oraz stanu zlewni potoku Biała Woda w Jaworkach*, Roczn. Nauk Rol., 72-F-3, 1273–1279.
- Ślupik J., 1973, *Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich*, Dokum. Geogr., 2.
- 1976, *Zastosowanie zdjęć lotnicznych w określaniu wpływu bruzd i dróg polnych na strukturę bilansu wodnego stoków górskich*, Prace Nauk. UŚL, 126, Fotoin. w Geogr., 11, 31–38.
 - 1981, *Gospodarka wodna na stokach fliszowych w świetle bilansu wodnego warstwy gleby*, Zesz. Probl. Post. Nauk Rol., 235, 93–102.
 - 1981, *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, Prace Geogr. IGI PAN., 142.
- Starkel L., 1957, *Rozwój morfologiczny progę Pogorza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą*, Prace Geogr., IG PAN, 11.
- 1972, *Charakterystyka rzeźby Polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej)*, Probl. Zagosp. Ziem Górs., 10, 75–150.
- Staszkievicz J., 1981, *Zbiorowiska roślinne, (w:) Warunki naturalne zlewni Homerki i jej otoczenia*, Dokum. Geogr., 3, 43–50.
- Walling D. E., 1971, *Sediment dynamics of small instrumented catchments in southeast Devon*, Trans. Devon. Ass., 103, 147–165.
- Welc A., 1972, *Transportation of suspended matter in the rivers Ropa and Bystrzanka and magnitude of wash down during the flood in July 1970*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 6, 206–209.
- 1973, *Transport of material carried out the Bystrzanka catchment area during spring snow melting in 1971*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 7, 131–141.
 - 1977, *Procesy eoliczne w zlewni Bystrzanki koło Szymbarku w latach 1969–1971*, Dokum. Geogr., 6, 67–85.
- Ziemnicki S., 1955, *Ochrona gleb przed erozją wodną stosowana przez rolników w niektórych rejonach Polski*, Ann. UMCS., Ser. B, 10, 109–178.

THE MECHANISM OF EROSION AND SEDIMENT TRANSPORT IN THE BESKIDIAN DRAINAGE BASINS

Summary

The investigations were carried out on the experimental slope and sub basins of different sizes of the Homerka drainage basin. The Homerka stream drains an area of 19.6 km² situated in the Carpathian Mountains 375–1060 m a.s.l. and built of flysch series. Upper part of the basin having steep slopes (15–30°) and more skeletal shallow soils as well as the steep hillsides are forested (52 percent of the basin area). The woodlands show a dense network of unmetalled roads and lumber tracks. Lower part of the catchment is used for farming. The mosaic of arable fields is crossed by a network of unmetalled roads. The lower valley floor and moister places are occupied by meadows and pastures.

The experimental slope occupies an interchannel area of the Homerka drainage basin. It is 500–700 m long and 480–600 wide and covers an area of 26.5 ha bordered by a natural water divide (fig. 1). The slope is cultivated transversally to the inclination. Between the fields there are unmetalled roads. Their density exceeds 11 km km⁻².

The experimental slope is composed of several sub-basins representing the main Carpathian areas contributing to stream water and sediment. These are: 1 – drainage basin of the Holocene gully; 2 – drainage basins of the unmetalled roads; 3 – drainage basins of the interchannel areas. The two former areas supply water and sediment from the slope to the stream channel in a form of concentrated flow while the third area delivers water and sediment as overland flow and subsurface flow. The mechanism of processes that supply suspended sediment from the slope into the channel is controlled by the constriction or expansion of the zone production at times of high water discharges.

The supply of suspended sediment into the channel with the experimental slope is predominately

from the Holocene gully and unmetalled roads that are joining directly the channel. These roads contribute 70–80 percent of annual suspended sediment yield of the Homerka catchment. The direct supply into the stream channel of suspended sediment by overland flow from the grass-covered areas proximate to the watercourse is less important (1 percent). Similar parameters of suspended sediment transport on unmetalled roads were obtained in a forest part of the Homerka drainage basin.

The definite dominance of linear supply over the supply due to the overland flow from interchannel area is present-day feature of the sediment supply from slopes to channels in the small Beskidian drainage basins.

ADAM KOTARBA

DENUDACJA MECHANICZNA TATR WYSOKICH POD WPLYWEM OPADÓW ULEWNYCH

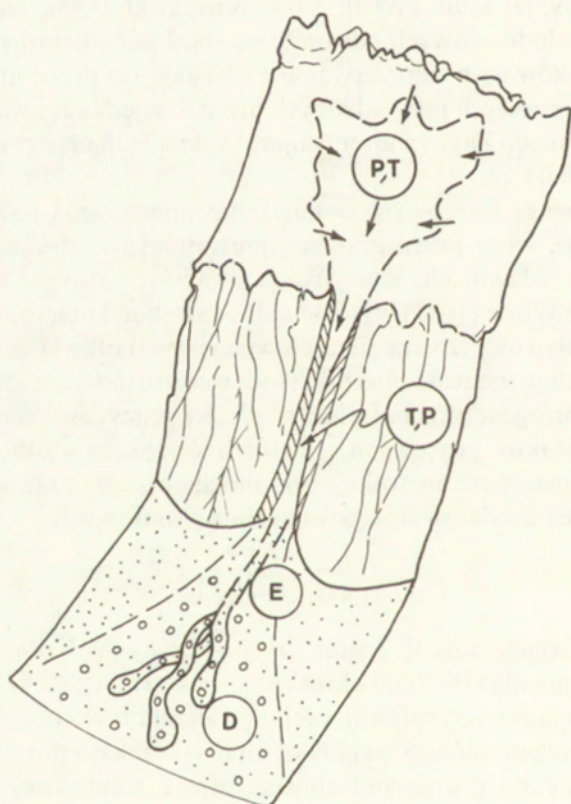
Stoki gruzowe Tatr Wysokich są rezultatem postglacjalnej ewolucji rzeźby przebiegającej w warunkach klimatu peryglacjalnego. W świetle nielicznych datowań radiowęglowych można uznać, że modelowanie stoków rozpoczęło się około 12–13 tys. lat temu (Wicik 1979; Krupiński 1983), gdy ściany skalne żłobów i cyrków lodowcowych odsłoniły się spod późnowürmskich lodowców. Formowanie stoków trwa nieprzerwanie do dzisiaj i jest przedmiotem szczegółowych studiów terenowych prowadzonych przez Stację Naukową Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN na Hali Gąsienicowej w ramach programu CPBP 03.13.

Stoki gruzowe są formowane wskutek przemieszczania i akumulacji gruzu dostarczanego ze ścian przez grawitacyjne odpadanie, toczenie, zmyw oraz przemieszczanie w lawinach. Klasyfikacja alpejskich stoków gruzowych sformułowana przez White (1981) wyróżnia jako odrębne kategorie: stoki gruzowe usypiskowe, napływowe (zwane tutaj aluwiacyjnymi) oraz lawinowe. Jako równorzędne są traktowane stoki blokowe i lodowce gruzowe, na których dominują inne procesy morfogenetyczne. Celem niniejszej pracy jest rekonstrukcja przebiegu aluwacji stoków gruzowych w Tatrach Wysokich w okresie ponad dwustuletnim. Wykonanie rekonstrukcji było możliwe dzięki zastosowaniu metody lichenometrycznej do datowania powierzchni granitowych.

TERMINOLOGIA

Termin „aluwacja stoku” został użyty w pracy A. Kotarby, L. Kaszowskiego i K. Krzemienia (1987) na określenie transformacji stoku gruzowego pod wpływem wód opadowych spływających powierzchniowo podczas krótkotrwałych i intensywnych opadów. Stoki utworzone wskutek dominacji tych procesów są nazywane stokami gruzowymi aluwiacyjnymi. Charakterystycznym rysem morfologicznym tych stoków jest zespół wyraźnych rynien i towarzyszących im wałów brzeżnych, na ogół o przebiegu lekko krętym, oraz lobów zbudowanych z przemieszczonych, gruboklastycznych okruchów skalnych zawierających domieszkę drobnych zwierzelin frakcji ziemistej. Formy te utworzone w bardzo

krótkich okresach, rzędu zaledwie kilku minut, zachowują swój charakterystyczny kształt przez wiele dziesiątków, a nawet setki lat, dzięki czemu odróżnianie stoków aluwialnych od innych genetycznie powierzchni stokowych nie nastręcza żadnych trudności. Największy zasięg przestrzenny osiąga aluwiacja na stokach składających się z trzech członów: górnego odcinka stoku skalno-zwietrzelinowego, rozczłonkowanej żłebami ściany skalnej oraz stoku gruzowego u podnóża (ryc. 1). Dwa pierwsze odcinki są miejscami produkcji i gromadzenia oraz transportu gruzu, w ostatnim zaś odbywa się erozja, przemieszczanie i depozycja gruzu. Procesy spływów gruzowych generowane tylko na stokach gruzowych (w odcinku najniższym) mają znacznie mniejszy zasięg przestrzenny. Wtedy również zespół form erozyjnych i akumulacyjnych ma mniejsze rozmiary (Krzemień 1988). W Tatrach Wysokich dominują stoki dwudzielne i trójdzienne. Rozważania prezentowane w dalszej części opracowania odnoszą się do stoków gruzowych położonych u podnóża ścian skalnych.



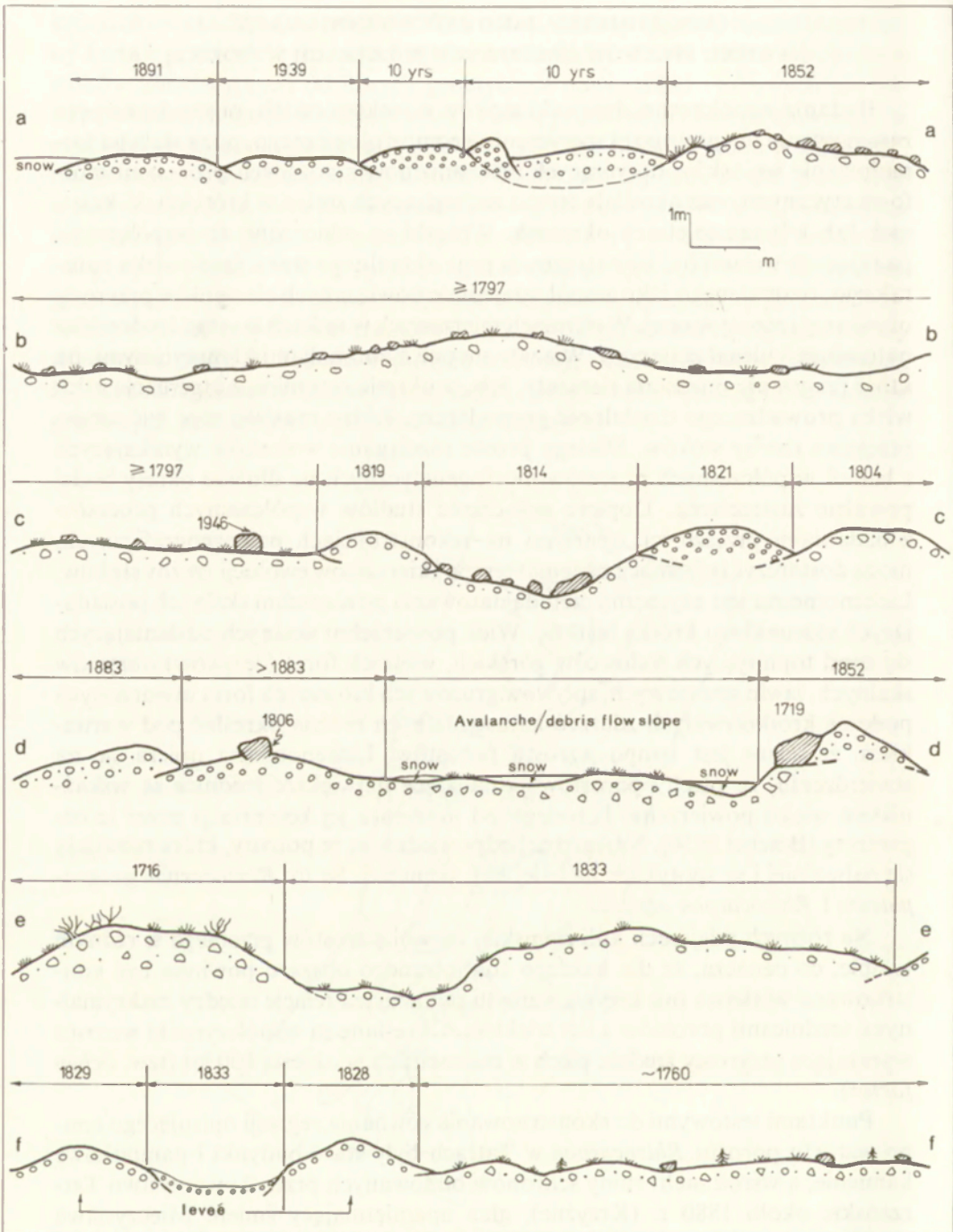
Ryc. 1. Model stoku wysokogórskiego w Tatrach Wysokich kształtowanego przez aluwiację. Wyróżniono obszary o dominacji erozji (E), depozycji (D), produkcji zwietrzelin (P) i transportu gruzu (T) Three-unit slope in the High Tatra and dominant processes related to debris flow activity: E – erosion, D – deposition, T – transportation, P – bedrock disintegration into debris. Only the lowest unit was carefully studied in the field

LICHENOMETRIA JAKO ŹRÓDŁO INFORMACJI
O WIEKU SPŁYWÓW GRUZOWYCH W TATRACH WYSOKICH

Badania współczesnej dynamiki stoków wysokogórskich, prowadzone przy zastosowaniu terenowego eksperymentu geomorfologicznego, pozwalają na formułowanie wniosków dotyczących mechanizmów rządzących procesami morfogenetycznymi oraz określają tempo zachodzących zmian w krótkich, kilkuletnich lub kilkunastoletnich okresach. Wnioski są odnoszone do współcześnie panujących warunków klimatycznych oraz aktualnego stanu środowiska naturalnego, rozumianego jako zespół wzajemnie powiązanych elementów przyrody żywej i nieożywionej. W okresach mierzonych w setkach lat stan środowiska naturalnego ulegał zmianom. Wiązały się one z anomaliami klimatycznymi, na które reagowały pozostałe elementy, lub, w okresie ostatnim, z ingerencją człowieka prowadzącą działalność gospodarczą. Różne musiało więc być tempo przemian rzeźby stoków. Dlatego proste rozciąganie wniosków wynikających z badań współczesnych procesów morfogenetycznych na dłuższe okresy budzi poważne zastrzeżenia. Dopiero połączenie studiów współczesnych procesów z badaniami przeszłości, opartymi na rekonstrukcjach paleogeograficznych, mogą dostarczyć informacji na temat tempa i kierunków ewolucji rzeźby stoków. Lichenometria jest użyteczną metodą datowania powierzchni skalnych posiadających stosunkowo krótką historię. Wiek powierzchni skalnych odsłaniających się spod topniejących lodowców górskich, wielkich form (języków) obrywów skalnych, lawin gruntowych, spływów gruzowych lub innych form utworzonych podczas krótkotrwałych zdarzeń katastrofalnych można określać pod warunkiem, że znane jest tempo wzrostu porostów. Lichenometria opiera się na stwierdzeniu, że plechy porostów posiadające największe średnice są wskaźnikiem wieku powierzchni liczonego od momentu jej kolonizacji przez te organizmy (Beschel 1950). Najbardziej odpowiednie są te porosty, które rozwijają się najwolniej i są spotykane na całej kuli ziemskiej. Są to: *Rhizocarpon geographicum* i *Rhizocarpon alpicola*.

Na różnych miejscach kuli ziemskiej rozwój porostów przebiega w różnym tempie, co oznacza, że dla każdego studiowanego obszaru powinna być konstruowana właściwa mu krzywa wzrostu pokazująca relacje między maksymalnymi średnicami porostów a ich wiekiem. Określane są współczynniki wzrostu wyrażające przyrosty średnic plech w milimetrach w okresie 100 lat (tzw. *lichen factor*).

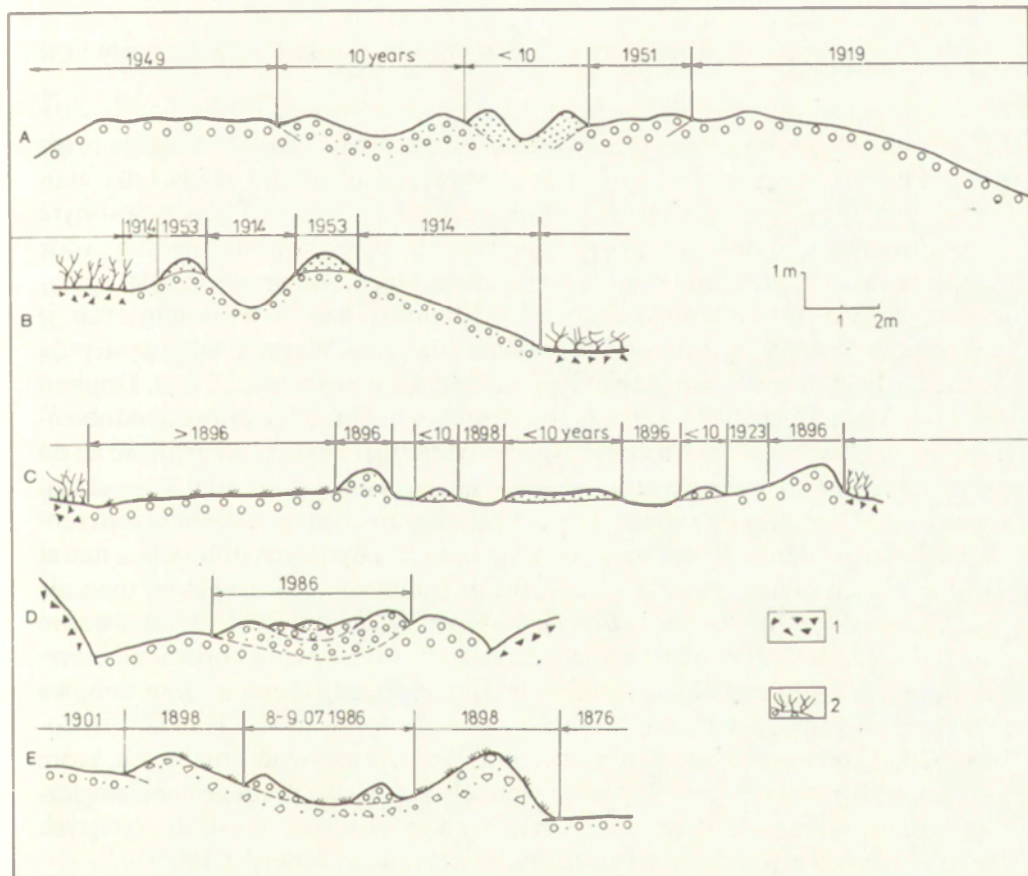
Punktami testowymi do skonstruowania równania regresji opisującego tempo wzrostu porostu *Rhizocarpon* w Tatrach były stare budynki i pamiątkowe kamienie, a wśród nich: ruiny schronów budowanych przez Towarzystwo Tatrzańskie około 1880 r. (Krzyżne), głaz upamiętniający śmierć Mieczysława Karłowicza na zboczu Małego Kościelca (1909), głazy rozsadzane przez budowniczych schroniska „Murowaniec” na Hali Gąsienicowej (1924), ruiny tzw. „Gienkowych murów” pod Kasprowym Wierchem (1938), otoczenie płyty metalowej na głazie Karłowicza oczyszczone z porostów w 1959 r. oraz granitowe



Ryc. 2. Transekt u podstawy stoku gruzowego aluwialnego w kotle Czarnego Stawu Gąsienicowego pod Granatami ilustrujący kształt, wielkość i wiek spływów gruzowych

Transects localized at the base of alluvial talus below Granaty Mt, Czarny Staw Gąsienicowy corrie. Shape, size and age of debris flow troughs, levees and tongues is shown. Lichenometric datings

fundamenty nie istniejącego od 1959 r. schroniska Bustrzyckich. Również niektóre powierzchnie ścian stacji kolejki linowej na Kasprowy Wierch oraz obserwatorium IMGW były wzięte pod uwagę, lecz z dużymi zastrzeżeniami. Punkty testowe były zlokalizowane w obrębie trzech pięter klimatycznych wyróżnionych przez Hessa (1965): bardzo chłodnym (1550–1850 m n.p.m.), umiarkowanie zimnym (1850–2200 m n.p.m.) i częściowo w piętrze chłodnym, poniżej górnej granicy lasu. Dlatego współczynniki wzrostu określono osobno dla piętra umiarkowanie zimnego i bardzo chłodnego. Współczynnik dla piętra chłodnego nie został obliczony ze względu na niedostateczną liczbę punktów testowych (Kotarba 1988). Na powierzchniach o znanym wieku pomierzono największe średnice plech, a następnie spośród nich wybierano pięć największych, z których obliczano średnią maksymalną. Brano pod uwagę wyłącznie plechy regularne, okrągłe, pojedyncze, nie przenikające się wzajemnie. Okazało się, że takie wa-



Ryc. 3. Transekty u podstawy stoku gruzowego aluwialnego w kotle Czarnego Stawu Gąsienicowego. Podnóża stoków Kościelca (A–D) i Żółtej Turni (E)

Transects localized at the base of alluvial talus below Kościelca Mt (A, B, C and D) and Żółta Turnia Mt (E) in Czarny Staw Gąsienicowy corrie

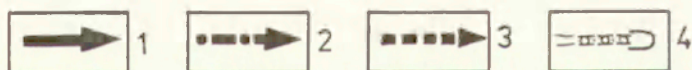
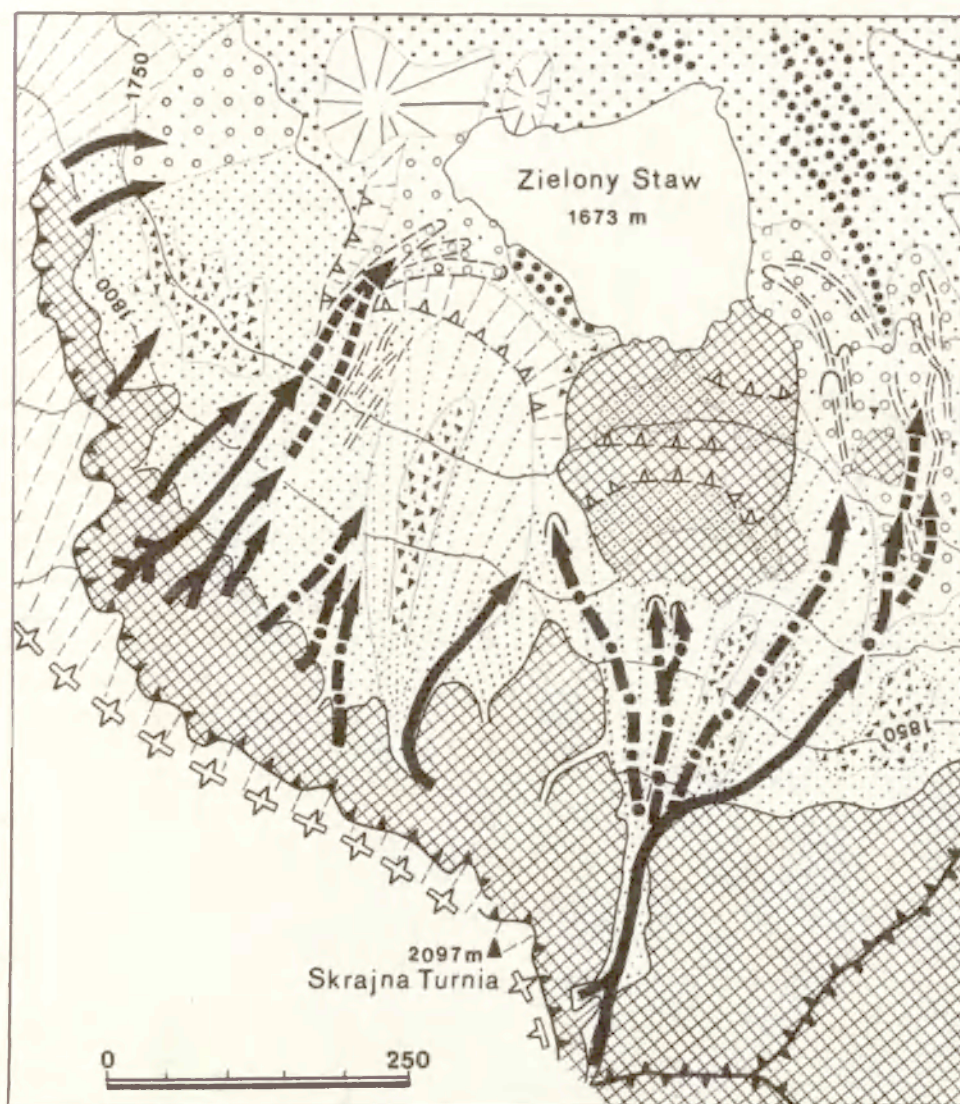
runki spełniają tylko te powierzchnie, które uległy kolonizacji przez porosty z grupy *Rhizocarpon* w ostatnich 300 latach. Studia lichenometryczne na stokach gruzowych aluwialnych polegały na określaniu struktury wieku porostów pokrywających głazy granitowe, które budują języki, wały i rynny spływów gruzowych.

Podczas prac terenowych wytyczono transekty, obiegające podstawę stoków dookoła kotła lodowcowego Czarnego Stawu Gąsienicowego, oraz wykonano przekroje niwelacyjne. Wszystkie wały, rynny i języki znajdujące się w obrębie przekrojów zostały zlokalizowane na ciągach niwelacyjnych, a następnie określono wiek tych powierzchni przy użyciu lichenometrii (ryc. 2 i 3). Ponadto na stokach eksperymentalnych Skrajnej Turni w dolinie Stawów Gąsienicowych wykonano kartowanie geomorfologiczne wszystkich form związanych z aluwiacją stoków, znacząc zarówno formy stare, jak i świeże. Dla wszystkich form określono wiek (ryc. 4).

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE ROZNOWIEKOWYCH SPŁYWÓW GRUZOWYCH

Spływy gruzowe formowane na stokach z częstotliwością raz na 2–3 lata, tj. w warunkach gdy następuje przekroczenie progu stabilności, określonego przez Caine (1980), mają ograniczony zasięg. Aluwiacja obejmuje wtedy tylko najwyższe położone części stoków gruzowych w odcinku proksymalnym, położonym bezpośrednio u wylotu ze żlebów lub nisz skalnych koncentrujących wodę podczas opadów. Dlatego w tych miejscach są uformowane świeże szlaki spływów gruzowych, odróżniające się od otoczenia jasną barwą budujących je okruchów skalnych, spowodowaną brakiem porostów. Warunki takie występują wtedy, gdy godzinowe sumy opadów przekraczają nieznacznie 25 mm. Dopiero godzinowy opad rzędu 35–40 mm, występujący w Tatrach z prawdopodobieństwem 5%, jest w stanie uruchomić spływy obejmujące całe stoki gruzowe aż do dna doliny. Takie intensywności opadów są związane z deszczami konwekcyjnymi, połączonymi z gwałtownymi burzami o ograniczonym zasięgu przestrzennym. Dlatego aluwiację stoków obserwuje się w pojedynczych dolinach, a nawet w obrębie ich części, podczas gdy pozostałe fragmenty gór, nawet nieznacznie oddalone od centrum burzy, pozostają poza zasięgiem aluwiacji. O formowaniu spływów gruzowych bardziej decyduje chwilowa intensywność opadu niż sumy dobowe. W czerwcu 1973 r. wystąpił w Tatrach opad, którego suma dobową osiągnęła od 100 do 300 mm. Najwyższą sumę zanotowano na Hali Gąsienicowej. Opady te nie spowodowały wyzwolenia wielkich spływów gruzowych, które obejmowałyby całą długość stoków gruzowych, lecz wielka praca geomorfologiczna została wykonana dopiero w obrębie koryt potoków górskich wyciętych w utworach glacialnych i glacialfluwialnych (Kaszowski, Kotarba 1985).

Prezentowana mapa geomorfologiczna pokazuje, że istnieje wyraźna strefowość w rozmieszczeniu szlaków spływów gruzowych w obrębie stoku. W otoczeniu Czarnego Stawu Gąsienicowego najstarsze spływy gruzowe, tzn. starsze niż 100 lat, z reguły osiągały podnóża stoków, deponując materiał przemieszczony

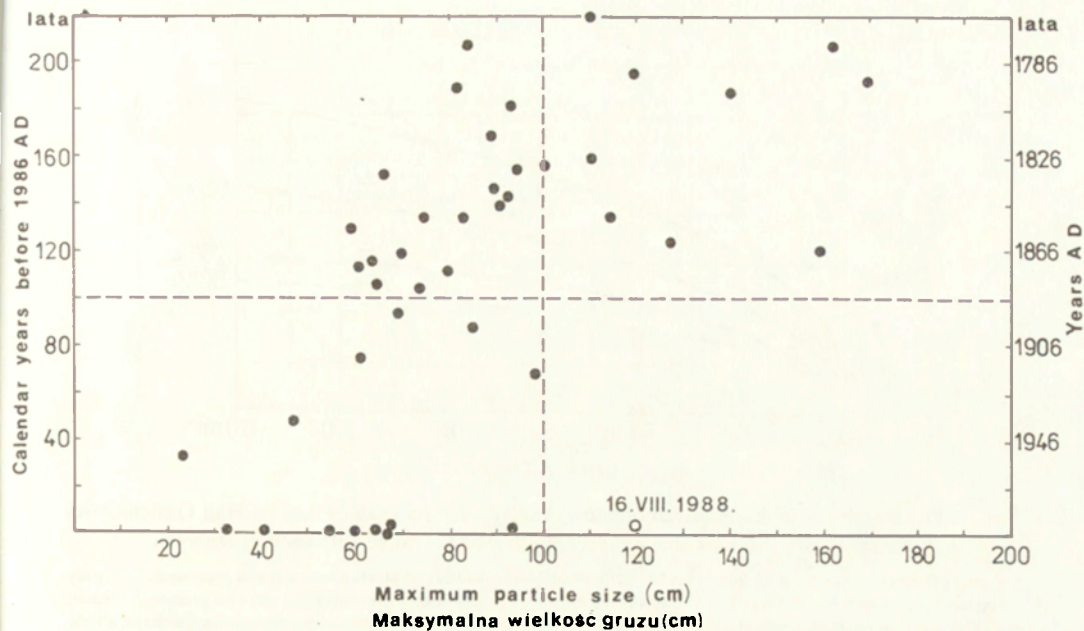


Ryc. 4. Szczegółowa mapa geomorfologiczna północnego stoku Skrajnej Turni ilustrująca zasięgi transformacji stoków gruzowych wskutek aluwacji

1 – splywy gruzowe uformowane w okresie ostatnich 25 lat (przed 1986 r.), 2 – splywy gruzowe formowane przed 25–60 laty, 3 – splywy gruzowe starsze, uformowane przed 60–100 laty, 4 – splywy gruzowe najstarsze, uformowane przed 100 laty i starsze

Detail geomorphological map of N-facing slope of the Skrajna Turnia Mt. The map illustrates an extent of talus slope transformation due to debris flow activity

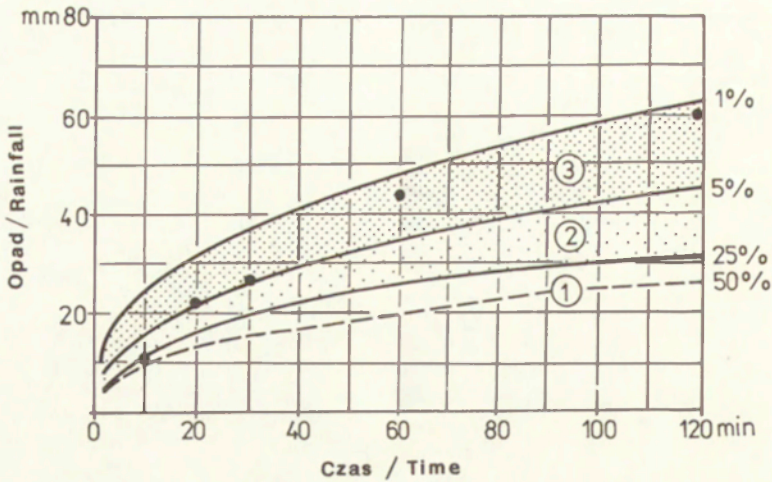
1 – debris flow tracks generated during last 25 years (before 1986), 2 – debris flow tracks generated between 25–60 years, 3 – debris flow tracks generated between 60–100 years, 4 – oldest debris flow tracks, older than 100 years



Ryc. 6. Maksymalne wielkości bloków granitowych przemieszczanych przez sływy gruzowe w okresie 220 lat. Czas formowania wałów typu levee zawierających glazy o różnej wielkości oznaczono za pomocą lichnometrii

Maximum boulder size (axis a) deposited within debris flow tracks during last 220 years. Lichenometric datings

Istnieją odstępstwa od przedstawionego obrazu prawidłowości w przestrzennym zróżnicowaniu sływów gruzowych różnego wieku. W dniu 16 sierpnia 1988 r., na szczytowej stacji meteorologicznej na Kasprowym Wierchu zanotowano dobowy opad 118,7 mm, lecz godzinowa suma osiągnęła 44 mm, a dwugodzinowa 52 mm. Podczas tego opadu chwilowe intensywności były rzędu 10,5 mm/10 minut. Prawdopodobieństwo występowania takich opadów wynosi zaledwie 1 – 5% (ryc. 7). Natomiast rycina 8 przedstawia rozmiary rozcięcia grubogłazowego stoku gruzowego w części przyscianowej na Skrajnej Turni. Kolejna rycina 9 pokazuje wielkość nadbudowania tego samego stoku u podstawy. W jednym tylko sływie gruzowym, prezentowanym na powyższych rycinach, zostało wyorane i przemieszczone 3645 m³ gruzu, a całkowita długość szlaku utworzonego podczas burzy wynosi około 400 m. W centrum szlaku burzowego zostało uformowane kilka szlaków podobnej wielkości. O uruchomieniu wielkich sływów gruzowych w centrum szlaku burzowego, przechodzącego od Kasprowego Wierchu poprzez dolinę Stawów Gąsienicowych, zdecydował stosunkowo długi czas trwania deszczu o średniej intensywności. W tych warunkach współczesne sływy gruzowe osiągają zasięg podobny do najstarszych i największych sływów, datowanych na okres schyłku małej epoki lodowej. O wielkości zmian



Ryc. 7. Powtarzalność maksymalnych opadów deszczowych na granicy lasu na Hali Gąsienicowej (Cebulak 1983) skorelowana z zagrożeniem związanym ze splywami gruzowymi

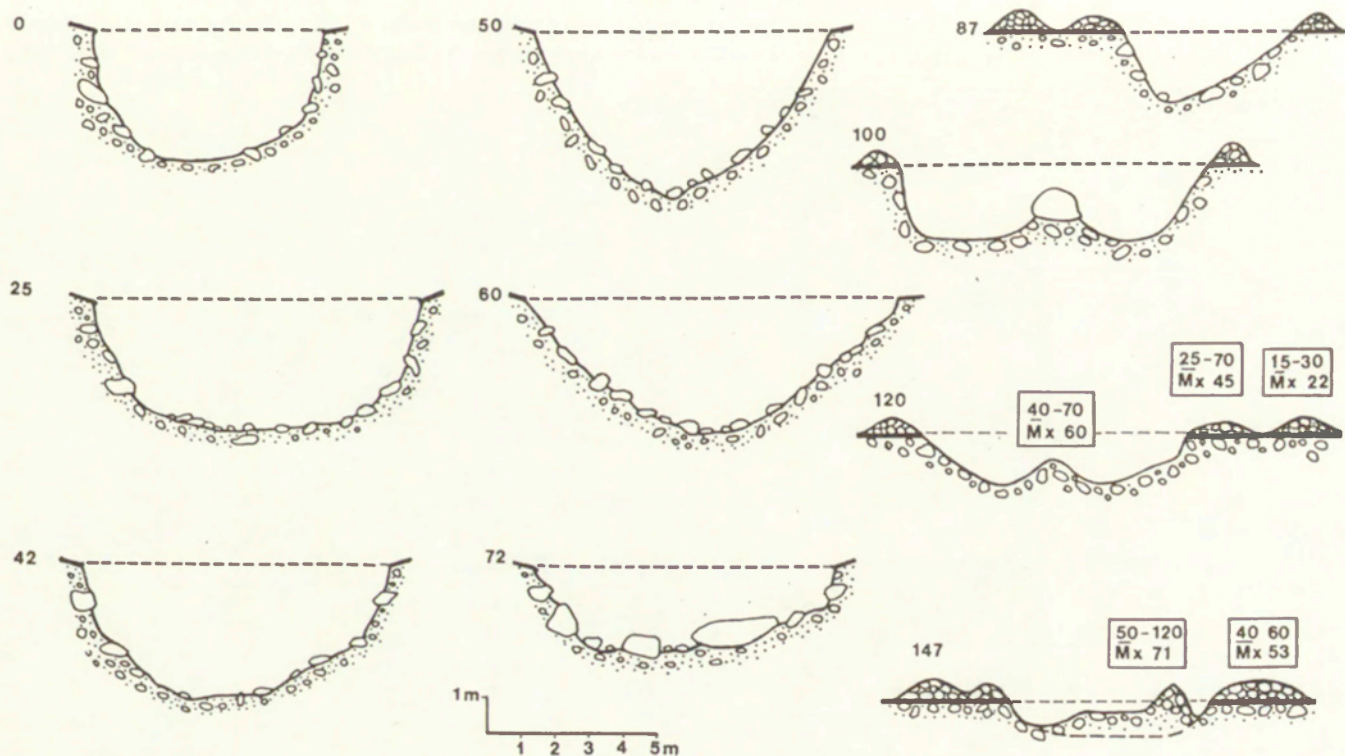
1 – opady występujące z prawdopodobieństwem 50–25%, na ogół nie prowadzące do uruchamiania splywów gruzowych, 2 – opady występujące z prawdopodobieństwem 25–5%, w większości przypadków powodujące powstawanie splywów gruzowych średniej wielkości, nigdy nie obejmujące całej długości stoku gruzowego, 3 – opady występujące z prawdopodobieństwem mniejszym niż 5% w większości przypadków prowadzące do powstania katastrofalnych splywów gruzowych obejmujących całą długość stoków gruzowych. Kropki ilustrują intensywność opadu w dniu 16 VIII 1988 na Kasprowym Wierchu

Maximum precipitation for various return periods on the upper timberline (after E. Cebulak 1983) correlated with debris flow danger

1 – rainfall events occurring with the probability 50–25 per cent, usually not lead to the generation of debris flows, 2 – rainfall events occurring with the probability 25–5 per cent, in most cases triggering debris flows of medium size, but never affecting a whole talus slope, 3 – rainfall events occurring with the probability less than 5 per cent, in most cases triggering catastrophic debris flows, affecting a whole talus slope. Dots illustrate rainfall event on 16 August 1988

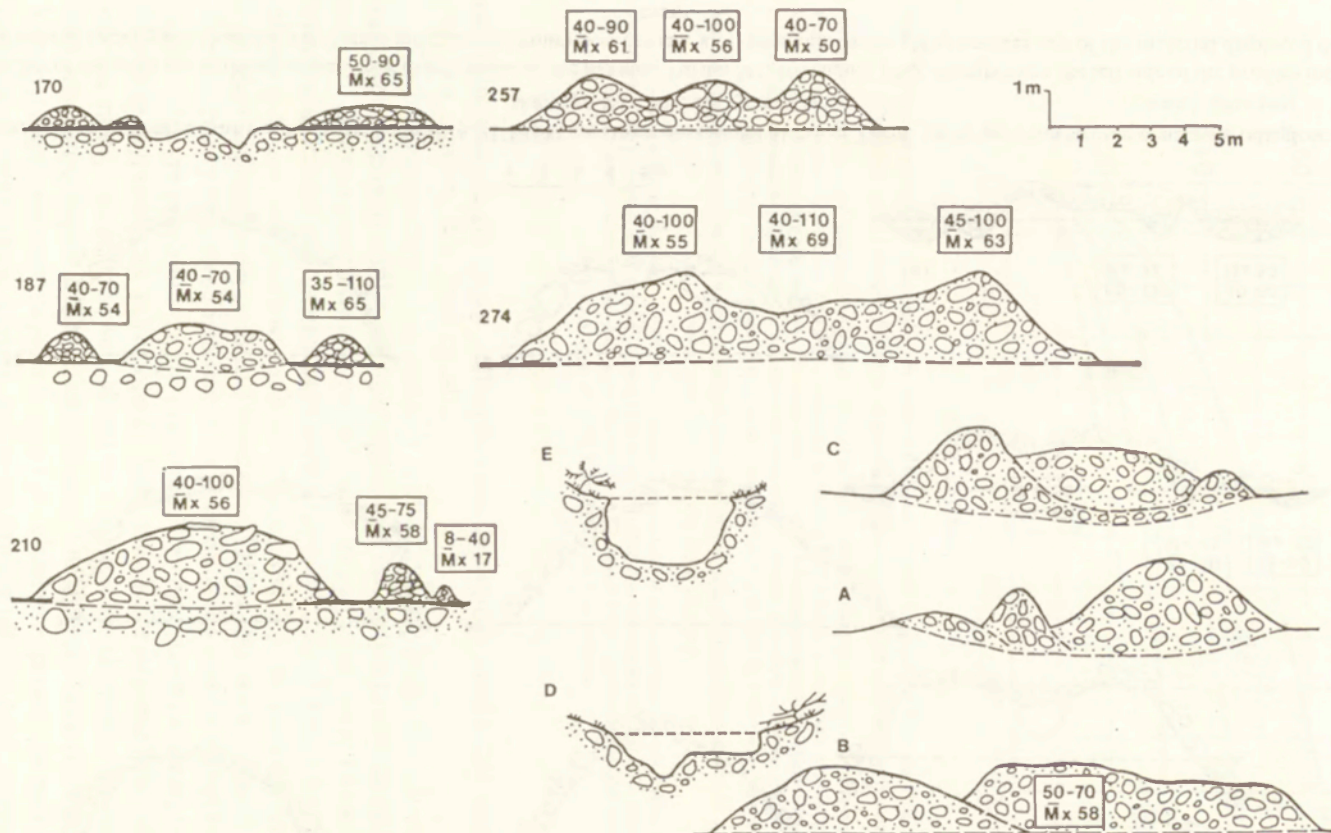
morfolożicznych na stoku zdecydowała dynamika opadu nawalnego, a nie dobowa, sumaryczna ilość opadu.

Cechą charakterystyczną opadów typu konwekcyjnego jest ich ograniczony zasięg przestrzenny a intensywność opadu jest odwrotnie proporcjonalna do jego zasięgu. Dlatego obserwowane katastrofalne splywy gruzowe w Tatrach w 1988 r. były ograniczone do niewielkiego pola o średnicy 2–3 km. Charakterystyka pluwiogramów zarejestrowanych w stacjach IMGW na Kasprowym Wierchu i na Hali Gąsienicowej w dniu 16 sierpnia 1988 r. pozwala wyrazić pogląd, że wielkie splywy gruzowe formowane na całej długości stoków są związane z deszczami o dużym natężeniu (rzędu 1 mm/min), trwającym co najmniej 1–2 godzin. Powstaje pytanie, czy takie opady były charakterystyczne dla schyłkowego okresu małej epoki lodowej, skoro w tym czasie aluwacja dominowała na stokach górnej części doliny Suchej Wody. Do tej pory brak opracowań paleoklimatycznych rekonstruujących typy cyrkulacji mas powietrza nad Karpatami i Alpami w omawianym okresie. Być może istniały inne warunki przemieszczania się układów wyżowych i niżowych oraz inne układy frontów atmosferycznych. Analiza archiwalnych map synoptycznych dałaby odpowiedź na to pytanie.



Rye. 8. Przekroje poprzeczne rynny utworzonej w dniu 16 VIII 1988 na stoku gruzowym Skrajnej Turni. Cyfry po lewej stronie oznaczają odległość od żlebu skalnego (strefa E na rycinie 1)

Cross-profiles of the gully cut in the apex section of debris slope on the Skrajna Turnia Mt, 16 August 1988. Numbers on the left side of the profiles indicate the distance from the rocky gully. Numbers in frames indicate maximum boulder size and mean maximum (Mx) boulder size of the material displaced during the



Ryc. 9. Przekroje poprzeczne w części depozycyjnej (D) sływu gruzowego utworzonego w dniu 16 VIII 1988 na Skrajnej Turni. Cyfry po lewej stronie oznaczają odległość od żlebu skalnego. Cyfry w ramce informują o maksymalnej wielkości transportowanych głazów oraz średniej maksymalnej frakcji (Mx) głazów

Cross-profiles of debris flow tracks triggered on the Skrajna Turnia Mt, 16 August 1988. Depositional zone at the base of debris slope. Explanations – see Figure 8.

Zbieżność pomiędzy wzmożoną aluwacją stoków podczas małej epoki lodowej na wyżynnych obszarach Szkocji, ze zwiększoną częstotliwością opadów typu konwekcyjnego dostrzegli V. Brazier i C. K. Ballantyne (1989). Również H. H. Lamb (1977) przyjmuje, że XVI–XIX stulecia charakteryzowały się wzmożoną ilością opadów burzowych w północno-zachodniej Europie. Te interesujące wnioski nie mogą stanowić podstawy do przyjęcia poglądu, że w Tatrach istniała podobna, wysoka częstotliwość opadów burzowych. Dendroklimatyczne studia F. H. Schweingruber i in. (1979) wykazały bowiem, że wysokie podobieństwo krzywych obrazujących relacje między gęstością przyrostu drewna a klimatem w okresie ostatnich 200 lat jest słuszne dla Alp, Karpat, a nawet Appalachów. Brak natomiast podobieństwa krzywych alpejskich i szkockich.

Możliwa jest również inna interpretacja dużej częstotliwości sływów gruzowych podczas małej epoki lodowej. Jeżeli w latach 1755–1859 okresy jesienne, zimowe i wiosenne były znacznie chłodniejsze, jak to dokumentuje Ch. Pfister (1980), to należy sądzić, że roztopy były przesunięte w czasie. Na stoki gruzowe przesycone wodą z topiących się śniegów nakładały się wody opadowe okresów letnich. W takich warunkach opady o mniejszej wydajności i intensywności mogły powodować znacznie częstsze wyzwianie pracy geomorfologicznej, wyrażającej się w aluwacji stoków w początkowej fazie lata kalendarzowego. Wielkości opadów zdolnych do transformacji stoków (wartości progowe) są zmienne w skali poszczególnych pór roku, gdyż zależą między innymi od warunków hydrologicznych okresu poprzedzającego (Govi 1985; Starkel 1976).

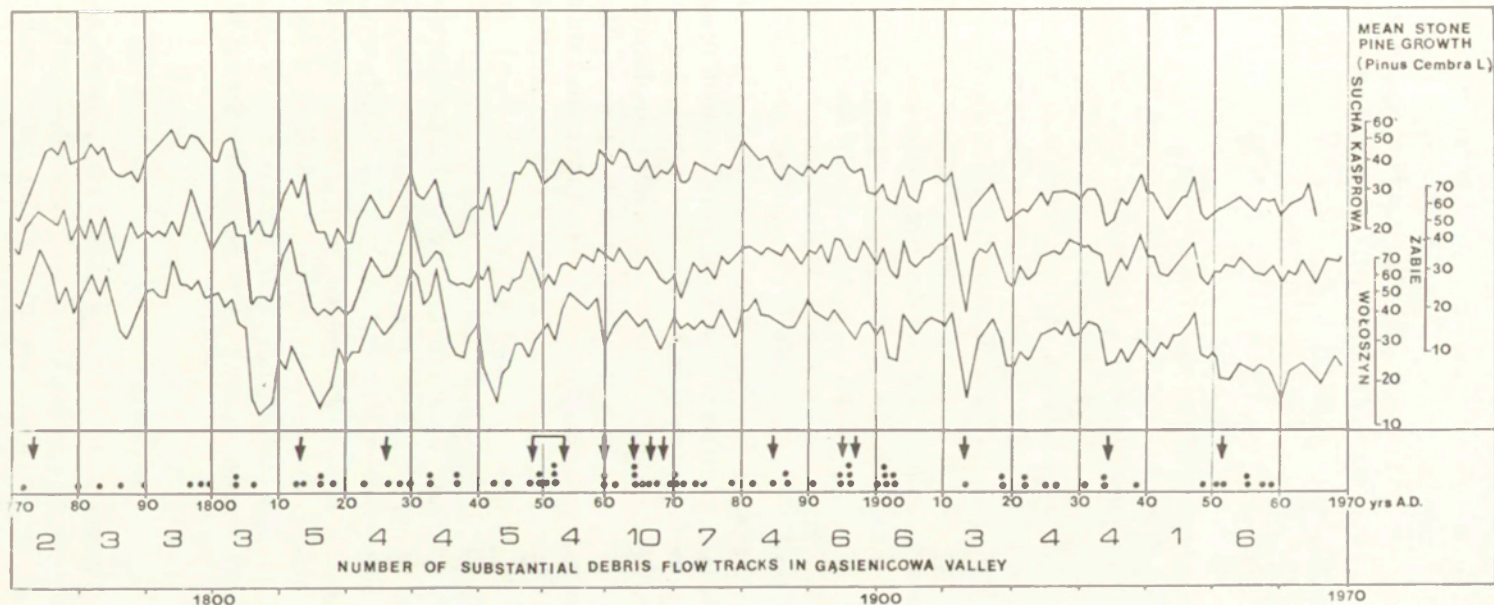
Na zagadnienie wzmożonej aluwacji stoków w poprzednich stuleciach można również spojrzeć w aspekcie aklimatycznym. Mobilizacja i depozycja sływu gruzowego jest przypadkiem nieodwracalnego procesu sedymentacyjnego polegającego na zmniejszaniu energii potencjalnej układu, który stanowią pokrywy zwietrzelinowe. Energia potencjalna, zgromadzona w długim procesie wietrzenia skał w postaci luźnych pokryw, może być uwolniona nawet przez słaby impuls. Procesy związane z tzw. układami spustowymi prowadzą do wyzwolenia dużej energii, nieproporcjonalnej do intensywności impulsu spustowego. Po długim okresie działania procesów wietrzenia fizycznego i chemicznego duże ilości nagromadzonych zwietrzelin mogą ulec przemieszczeniu pod wpływem niewielkiego impulsu, lecz następny impuls, nawet bardzo duży, powstały w tym samym miejscu, nie wyzwoli dużej energii wobec „wyczerpania” materiału podatnego do przemieszczania. Być może, że mała epoka lodowa w Tatrach była okresem wyzwolenia dużych energii, po którym nastąpił trwający do dzisiaj okres względnej stabilności stokowego układu spustowego. Ponadto można przypuszczać, że produkcja luźnych zwietrzelin podczas małej epoki lodowej była zwiększona wskutek większej częstotliwości trzęsień ziemi w Tatrach i na ich bezpośrednim przedpolu. W stuleciu 1770–1870 zanotowano 11 zdarzeń, podczas gdy w stuleciu 1870–1970 tylko trzykrotnie wystąpiły trzęsienia ziemi (Pagaczewski 1972).

SPLYWY GRUZOWE W GÓRNEJ CZĘŚCI DOLINY SUCHEJ WODY
W OKRESIE OD 1770 R. DO CZASÓW WSPÓŁCZESNYCH

Krzywe przyrostu słoju limby tatrzańskiej w dolinach Suchej Wody, Suchej Kasprowej, Roztoce i Rybiego Potoku, opracowane przez Z. Bednarza (1984), zostały skorelowane z datowaniami lichenometrycznymi form splywów gruzowych w górnej części doliny Suchej Wody. Ponadto na rycinie 10 zaznaczono lata charakteryzujące się katastrofalnymi opadami oraz towarzyszącymi im powodziami u podnóża gór, a opisywanymi w kronikach parafii zakopiańskiej (Stolarczyk 1915) i w Białce Tatrzańskiej. Uwzględniono również bezpośrednie spostrzeżenia na temat pogody w Tatrach, zawarte w sprawozdaniach z badań botanicznych Wahlenberga, a cytowanych przez B. Gustawicza (1893). Utworzony w ten sposób obraz pozwala na sformułowanie następujących wniosków odnośnie do częstotliwości występowania splywów gruzowych na przestrzeni ponad 200 lat:

1) W skali całego analizowanego okresu można wyróżnić kilka faz wzmózonej aluwacji stoków. Były to kolejno lata 1810 – 1835, 1843 – 1852, 1860 – 1880 oraz na początku XX w. (1900 – 1904). W okresie późniejszym wielkie splywy gruzowe obejmujące całe stoki występowały sporadycznie (1 – 4 razy na 10 lat). Dopiero w latach 1950 – 1960 ponownie wzrosła liczba splywów. Za zasadniczą część tatrzańskiej małej epoki lodowej uznał Z. Bednarz (1984) lata 1805 – 1845. W tym okresie powstała duża liczba splywów gruzowych (4 – 5 splywów na 10 lat) jednak okres szczególnej aluwacji stoków zanotowano w latach 1860 – 1880 (7 – 10 splywów na 10 lat). Być może, że stwierdzane zmiany klimatu Tatr, zarejestrowane w dendroklimatogramach, polegały między innymi na wzroście liczby dni z deszczami konwekcyjnymi aż do 1904 r. Ponieważ wielkość przyrostów słoju limby w wilgotnych górach, jakimi są Tatry, nie zależy od wielkości sum opadowych czerwca i lipca, lecz od warunków termicznych, więc istnieje słaby związek pomiędzy średnimi przyrostami słoju limby a ilością splywów gruzowych. Natomiast splywy gruzowe są formowane przede wszystkim podczas krótkotrwałych, gwałtownych opadów. Pomimo braku wyraźnej relacji między dendrogramami limby, a występowaniem splywów gruzowych w poszczególnych latach ostatniego 200-lecia, stwierdzono że dla pewnych okresów związek taki istnieje (1900 – 1904).

2) Niewielka ilość dużych splywów gruzowych we wcześniejszych dziesięcioleciach małej epoki lodowej bynajmniej nie oznacza, że procesy aluwacji stoków miały przed 1800 r. mniej istotny wpływ na transformację wysokogórskiej rzeźby Tatr. Badania geomorfologiczne, uwzględniające datowania lichenometryczne form, pokazują tylko wiek wielkich splywów gruzowych, które grzebią pod sobą formy starsze, obecnie fosylne, których ani wieku, ani wielkości nie da się już zrekonstruować. Niewątpliwie wcześniejsze fazy małej epoki lodowej w Tatrach charakteryzowały się znaczną aluwacją. Do dziś zachowane charakterystyczne zespoły form (ryny, wały) jednoznacznie wskazują na ich genezę aluwacyjną. Dla wielu takich form datowania lichenometryczne są niemożliwe ze względu na



Ryc. 10. Częstość występowania dużych splywów gruzowych w górnej części doliny Suchej Wody na tle krzywych przyrostu słoju limby tatrzańskiej (*Pinus cembra L.*) w okresie od 1770 do 1970. Dane dendrologiczne według Z. Bednarza (1975). Strzałki oznaczają katastrofalne opady i powodzie notowane w kronikach parafii zakopiańskiej (Stolarczyk 1915) i w Białce Tatrzańskiej oraz innych pisanych źródłach. Kropki oznaczają splywy gruzowe zidentyfikowane na stokach i datowane lichenometrycznie, natomiast cyfry poniżej określają liczbę wielkich splywów gruzowych w okresach 10-letnich

Frequency of substantial debris flows through time in the uppermost part of the Sucha Woda valley, with mean growth curve of stone pine (*Pinus cembra L.*) as a background for the period 1770–1970. Dendrochronological data from Z. Bednarz (1975). Arrows indicate catastrophic rainfalls and floods registered in parochial chronicles in Zakopane (Stolarczyk 1915) and Białka Tatrzańska village, and other written sources. Full dots represent each individual substantial debris flow track dated by lichenometry. Numbers below the dots illustrate frequency of debris flows per each ten years

zbyt zaawansowany rozwój porostów, nakładających się na jeszcze starsze generacje plech. Występuje to szczególnie wyraźnie w strefie górnej granicy lasu, a nawet w reglu górnym. Wskazują na to również opisy podróżników i uczonych odwiedzających Tatry. Wielka powódź w okolicach Sławkowskiego Szczytu była wzmiankowana w 1662 r., a w otoczeniu Łomnicy w 1774 r. (Szaflarski 1972). Sydow wspomina katastrofalne burze w latach 1801 i 1827, a Wahlenberg był świadkiem wielkich burz i powodzi w 1813 r. (w czerwcu, lipcu i sierpniu), po których spadł śnieg i okrył szczyty górskie ponad 1712 m n.p.m. tak, że do końca lata nie uległ stopieniu (Gustawicz 1893).

Dowody na wyraźne zwilgotnienie klimatu podczas małej epoki lodowej istnieją na terenie Szwajcarii, gdzie zebrano ponad 450-letnią serię pomiarową opadów i temperatur. Skoro istnieje istotna udokumentowana statystycznie telekoneksja klimatyczna pomiędzy Alpami i Tatrami (Bednarz 1975), to można ze znacznym prawdopodobieństwem określać podobne, podstawowe kierunki termiczno-wilgotnościowe w Tatrach dla tego okresu. Na podstawie 5-letnich średnich ruchomych obliczonych w Szwajcarii (Pfister 1980) stwierdzono, że w latach 1755–1859 notowano 2,5 raza więcej dni deszczowych niż w okresie 1860–1965. Okresy letnie w Alpach nie były chłodniejsze podczas małej epoki lodowej, lecz tylko wilgotniejsze w porównaniu z porami letnimi w okresie ostatnich 100 lat. Takie długotrwałe okresy były potwierdzone w Europie środkowej (Bednarz 1984). W przeciwieństwie do okresów letnich w latach 1755–1859 jesień, zima i wiosna były znacznie chłodniejsze niż w okresie 1860–1965. Tym należy tłumaczyć wielkie transgresje lodowców alpejskich i wyróżnienie tego okresu jako „małej epoki lodowej”. Zwiększonym opadom deszczowym w piętrach subniwalnym i halnym musiały odpowiadać opady śnieżne w najwyższej położonych częściach Alp, tj. w piętrze niwalno-glacialnym. Dowodów dodatkowych na to stwierdzenie dostarczają badania w Alpach Włoskich (Govi 1985). Analiza postglacialnych ruchów masowych wskazuje, że wielkie powodzie, osuwiska, sływy gruzowe i ziemne występowały głównie w latach 1550–1850. Wiele stoków modelowanych w tamtych latach uległo stabilizacji.

Na długoterminowe okresy klimatyczne nakładały się krótkoterminowe, kilkuletnie anomalie klimatyczne. Najzimniejsze lata (okresy czerwca, lipca i sierpnia) w całym 500-leciu notowano w okresie 1812–1817. Wtedy wystąpił gwałtowny wzrost wilgotności, którego kulminacją przypadła na rok 1816. Wielkie anomalie klimatyczne zanotowano na całej kuli ziemskiej w wyniku erupcji wulkanu Tambora (1815), a rok 1816 nazwano „rokiem bez lata”. W tym roku zanotowano dwa wielkie sływy gruzowe również w dolinie Suchej Wody (ryc. 10).

WNIOSKI

Datowania lichenometryczne osadów formujących szlaki sływów gruzowych w Tatrach Wysokich wskazują, że większość tych form, będących rezultatem aluwacji stoków, powstało w okresie ostatnich 200 lat. Formy starsze są

pogrzebane pod młodszymi, przy czym większość, bo około 85%, datowanych podnóży stoków zostało utworzonych przed 1900 r., natomiast w XX w. zaledwie 15%.

Szlaki spływów gruzowych mające największą długość i szerokość, w których były transportowane glazy o średnicach ponad 1 m, powstały u schyłku małej epoki lodowej.

Współczesne spływy gruzowe, powstające podczas ulewnych deszczy, mają małe rozmiary i są formowane w górnej części stoków gruzowych, położonych u wylotów żlebów. Z reguły nie osiągają podnóży stoków.

Podczas wielkich ulew typu konwekcyjnego, których prawdopodobieństwo wystąpienia wynosi zaledwie 1–5%, mogą powstawać spływy gruzowe o rozmiarach przypominających wielkością formy charakterystyczne dla schyłku małej epoki lodowej. Aluwiacja całych stoków odbywa się w czasie deszczy, podczas których godzinowe sumy opadów przekraczają 40 mm. Cechą takich zdarzeń jest ograniczony zasięg przestrzenny.

LITERATURA

- Bednarz Z., 1975, *Geographical range of similarities of annual growth curves of stone pine (Pinus cembra L.) in Europe*, (w:) *Bioecological Fundamentals of Dendrochronology*, Symp. XII Int. Bot. Congress, Leningrad, July 1975, 75–83.
- 1984, *The comparison of dendroclimatological reconstructions of summer temperatures from the Alps and Tatra Mountains from 1741–1965*, *Dendrochronologia* 2, 63–72.
- Beschel R. E., 1950, *Flechten als Altersmasstab rezenter Moranen*, *Z. Gletscherk. Glazialgeol.* 1, 152–161.
- Brazier V., Ballantyne C. K., 1989, *Late Holocene debris cone evolution in Glen Feshie, Western Cairngorm Mountains, Scotland*, *Trans. R. Soc. Edinb., Earth Sci.* 80, 17–24.
- Caine N., 1980, *The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows*, *Geogr. Annaler* 62A, 1–2, 23–27.
- Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.* 57, 337–343.
- Govi M., 1985, *The instability processes induced by meteorological events. An approach for hazard evaluation in Piedmont Region (NW Italy)*, CNR-PAN Meeting, Progress in mass movement and sediment transport studies. Problem of recognition and prediction, Torino, Dec. 5–7, 1984, 11–19.
- Gustawicz B., 1893, *Jerzego Wahlenberga pomiary batometryczne w Tatrach i przyległych działach górskich i dolinnych w roku 1813 dokonane*, *Spraw. Komis. Fizyograficznej Akad. Umiej. Kraków*, 29, 1–33.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.* 11.
- Johnson A. M., Rodine J. R., 1984, *Debris flows*, (w:) *Slope instability*, Ed. D. Brunsten i D. B. Prior. J. Wiley and Sons Ltd., 257–361.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1985, *Współczesne procesy geomorfologiczne*, (w:) *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane-Kraków.
- Kotarba A., 1988, *Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach*, *Wszechświat* 89, styczeń 1988, 13–15.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, *Geogr. Studies, Spec. Issue* 3.
- Krupiński K., 1983, *Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts.*

- based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake, Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Terre 31, 1–2.
- Krzemiń K., 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska valley (Western Tatra Mts)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balkan. 22, 123–144.
- Lamb H. H., 1977, *The Late Quaternary History of the climate of the British Isles*, (w:) *British Quaternary Studies: recent advances*, Oxford, Clarendon Press, 284–289.
- Pagaczewski J., 1972, *Catalogue of Earthquakes in Poland in 1000–1970 years*, Mat. Prace Inst. Geofiz. 51, 3–36.
- Pfister Ch., 1980, *The climate of Switzerland in the last 450 years*, Geogr. Helv. 35, 5, Spec. Issue, 15–20.
- Schweingruber F. H., Braker O. U., Schar E., 1979, *Dendroclimatic studies on conifers from central Europe and Great Britain*, Boreas 8, 427–452.
- Starkel L., 1976, *The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes*, (w:) *Geomorphology and climate*, London, 203–246.
- Stolarczyk J., 1915, *Kronika parafii zakopiańskiej (1848–1890)*, Druk W. L. Anczyca i Sp. Kraków.
- Szaflarski J., 1972, *Poznanie Tatr*, Sport i Turystyka.
- Webber P. J., Andrews J. T., 1973, *Lichenometry: a commentary*, Arctic and Alpine Res. 5, 295–302.
- White S. E., 1981, *Alpine mass movement forms (noncatastrophic): classification, description, and significance*, Arctic and Alpine Res. 13, 2, 127–137.
- Wick B., 1979, *Postglacjalna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich*, Przegl. Geol. 27, 7, 403–404.

MECHANICAL DENUDATION OF THE HIGH TATRA MTS. AS A RESULT OF HEAVY RAINFALLS

Summary

Many generations of debris flow tracks were dated by lichenometry and correlated with extreme rainfalls noted in parochial chronicles and descriptions given by travellers during the last 200 years. The majority of the oldest debris flow deposits is to be found at the base of mapped slopes. Debris flow tracks dating from between 25 and 60 years before AD 1986 were identified in the middle section of the slopes studied. Nowadays, debris flows affecting a whole slopes are relatively rare (1–5 per cent probability). Only smaller features are to be triggered in the apex slope section each 2–3 years.

Datings show that majority of debris flows have been triggered during the final phase of the Little Ice Age, i.e. 1810–1835, 1843–1852 and 1860–1880. One hundred years old and older debris flow levees are characterized by the maximum particle size coarser than 100 cm. The width of flows older than 100 years is 10 to 20 m, while the younger features are narrow, less than 10 m wide between levees at both sides of the flows.

The observed pattern of debris flow deposits suggests that substantial increase in the frequency of occurrence and magnitude of high-energy events in the Tatra Mountains corresponds to the periods of maximum glacier advances in the Alps.

NIEKTÓRE ASPEKTY NIWACJI W TATRACH WYSOKICH

Wśród wielu procesów działających w wysokogórskim systemie denudacyjnym Tatr Wysokich A. Kotarba, L. Kaszowski i K. Krzemień (1987) wyróżniają także niwację. Umieszczają ten proces w piętrze alpejskim i zaliczają do grupy procesów o relatywnie dużej intensywności działania, degradujących ściany skalne i decydujących o przebiegu akumulacji na stokach usypiskowych.

Termin niwacja (*nivation*) został wprowadzony do geomorfologii przez F. Matthesa (1900) w pracy opisującej glacialną rzeźbę Bighorn Mts. Matthes używa tego pojęcia w dwu różnych znaczeniach. Po pierwsze do oznaczenia zespołu procesów intensyfikowanych przez obecność płatów śnieżnych, głównie procesów wietrzenia mechanicznego i transportu, po drugie do opisanie erozyjnych efektów działania tych procesów w obecności niemobilnego płata śniegu. Odtąd wielu autorów prac i podręczników z zakresu geomorfologii używa pojęcia niwacji dla oznaczenia zespołu procesów działających wokół długo zalegających płatów śniegu (Fairbridge 1969; Embleton 1979; Klimaszewski 1978). Niwacja zatem, to termin obejmujący procesy, które powszechnie przekształcają rzeźbę w strefie peryglacialnej, a obecność płata śnieżnego jest czynnikiem inicjującym lub intensyfikującym ich działanie wokół płata śnieżnego w porównaniu z sąsiednimi obszarami pozbawionymi pokrywy śnieżnej.

W literaturze geomorfologicznej rozdział poświęcony niwacji i efektom jej działania jest dość obszerny, dlatego w przeglądzie wyników badań nie może zostać uwzględnionych wiele mniej istotnych prac. Zasadniczo podzielić je można na prace szczegółowo analizujące poszczególne procesy z zespołu niwacji oraz na prace kompleksowo opisujące mechanizm i efekty działania niwacji. Wietrzenie mrozowe po raz pierwszy do niwacji zaliczył W. H. Hobbs (1910). W wyniku obserwacji terenowych i badań głównie laboratoryjnych, efektywność tego procesu uzależniono od częstości, czasu trwania i amplitudy cykli przejść przez zero, a także od wilgotności skał (Walder, Hallet 1986). Badania laboratoryjne wskazują, że najbardziej sprzyjające warunki dla efektywnego wietrzenia mrozowego występują jeśli temperatura skały obniży się do -5°C , przy wilgotności skały 50% (Hudec 1973). C. Thorn (1979) prowadząc, przy użyciu precyzyjnych instrumentów, terenowe, eksperymentalne pomiary reżimu termicznego wietrzenia mrozowego stwierdził istnienie stosunkowo dużej liczby cykli przejść przez zero na

granicy płata śnieżnego. Amplituda wahań była jednak niewielka. Równocześnie wystąpiła mała liczba cykli zamarzania i rozmarzania, związanych z wodą z topniejącego płata. Badania prowadzone były w środowisku wysokogórskim, w Colorado Front Range. Podobne badania prowadzone przez K. Halla (1980) w arktycznym środowisku północnej Norwegii wykazały, że częstotliwość cyklu zamarzania i rozmarzania jest niższa, lecz amplituda wahań większa. Zbyt mało jest dotychczas danych liczbowych, zebranych w terenowych pomiarach, by jednoznacznie określić wpływ płata śnieżnego na wietrzenie mechaniczne podłoża, a zwłaszcza na rozstrzygnięcie czy koncentruje się ono na granicy i tuż poniżej płata (Matthes 1910), czy między płatem a podłożem, gdzie penetrująca woda roztopowa może prowadzić do wzrostu liczby cykli przejść przez zero (Lewis 1939). Także wietrzenie chemiczne zostało przez J. Williamsa włączone do zespołu procesów niwacji. K. Hall (1975), C. Thorn (1975, 1976), a także J. C. Dixon (1984) wiążą wzrost intensywności wietrzenia chemicznego z obecnością płatów śnieżnych.

Obecność płata śnieżnego równie mocno, jak na wietrzenie, wpływa na transport zwietrzelin. Większość badających niwację jako główny proces należący do transportu wymienia soliflukcję, nazywaną niekiedy geliflukcją. Szczególnie mocno związek między wodą z topniejącego płata a rozwojem soliflukcji u jego podnóży podkreślany jest w środowisku arktycznym (Ekblaw 1918; Lewis 1936; Rudberg 1974; Ballantyne 1978). Niewątpliwie istotnym czynnikiem transportu materiału na stoku jest woda wypływająca z topniejącego płata (Lewis 1939, Bocz 1948). Różnie natomiast jest oceniana jej kompetencja. W. Lewis uważa, że woda roztopowa może transportować frakcję piaszczystą, a S. Bocz uważa, że tylko frakcję gliniastą. Ilościowe pomiary prowadzone przez C. Thorna (1976) dowodzą, że na stoku z pokrywami koluwalnymi płat śnieżny w procesie splukiwania 20–30 razy intensyfikuje transport sedymentów o frakcji gliniasto-piaszczystej, a czasem większej. Wyniki tych pomiarów wskazują także, że na stokach wklęsłych dominuje splukiwanie, podczas gdy na stokach wypukłych przeważa soliflukcja. S. Iwata (1980) rozważa, który z procesów jest ważniejszy, soliflukcja czy splukiwanie. W wyniku badań prowadzonych w Shirouma-Lake, w Alpach Japońskich, stwierdził, że soliflukcja transportuje ponad 60% całej masy materiału na stokach piargowych, podczas gdy całkowita wielkość transportowanego materiału jest około 1,5 razy większa na stoku, na którym działa niwacja. Wydaje się, że nikt z badających niwację nie zauważa, że woda z topniejącego płata odgrywa istotną rolę w procesie suffozji na stokach górskich.

Płat śnieżny, jak dowodzą badania prowadzone w Górach Śnieżnych w Australii, pełnząc może przemieszczać materiał wczepiony w spąg (Costin i in. 1974). Również stosunkowo wcześniej wskazywano na rolę powierzchni płata w transporcie materiału po stoku (Behre 1933). Zagadnienie to należy jednak rozważać raczej w kontekście rozwoju stoku i morfologicznej roli płata śnieżnego.

Badania zmierzające do określenia mechanizmu procesu niwacji z jednoczesnym podaniem wartości liczbowych określających jej przebieg podjęto ostatnio w Szwedzkiej Laponi (Lindh, Nyberg, Rapp 1988).

Pomimo że szeroko opisywano procesy niwacji, brak jej publikacji podających ilościowe dane, charakteryzujące przebieg procesów wchodzących w skład niwacji. Nie sprecyzowano także dotychczas stałego składu procesów, który mógłby być określany mianem niwacji, nie określono progowych wartości dla intensywności poszczególnych procesów z zespołu. Dlatego niektórzy badacze uważają, że termin ten nie powinien być używany (Thorn 1978), gdyż jest to wygodne słowo, które nic nie znaczy (Tricart 1970). Z analizy dotychczas publikowanych wyników badań oraz własnych obserwacji terenowych wynika, że prawdopodobnie nie można stworzyć uniwersalnego modelu działania niwacji, obowiązującego powszechnie zarówno w obszarach peryglacialnych wysokich szerokości geograficznych, jak i w peryglacialnej strefie wysokogórskiej, gdyż kierunki i tempo działania niwacji zależą nie tylko od warunków klimatycznych, ale również od lokalnych warunków geologicznych i morfologicznych. Jednakże zakładając, że proces niwacji nie istnieje, trudno wyjaśnić obecność i genezę form morfologicznych występujących w miejscu zalegania płyta śnieżnego.

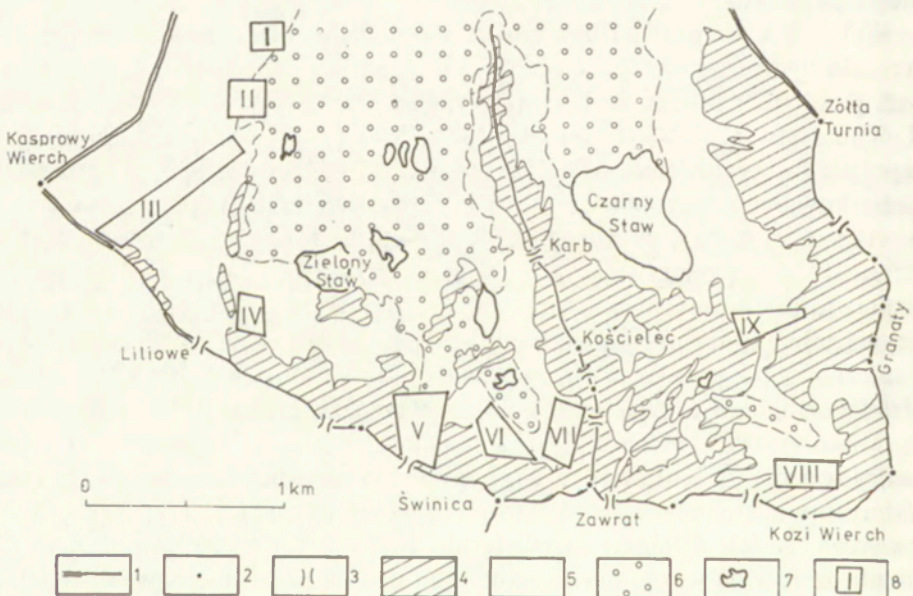
Podjęwając badania niwacji w Tatrach przyjąłem, że jest to zespół procesów działających w otoczeniu płatów śnieżnych, prowadzących do powstania i rozwoju lub przeobrażania form rzeźby. Ustalenie składu zespołu stanowiło jeden z celów badawczych. Tak sformułowane pojęcie niwacji nie uwzględnia morfologicznej działalności lawin śnieżnych.

W Tatrach nie prowadzono badań nad niwacją. Natomiast wielu autorów zwracało uwagę, że obecność płatów śnieżnych ma wpływ na przebieg badanych przez nich procesów. Charakteryzując rzeźbę Tatr Wysokich, zarówno M. Klimaszewski (1986, 1989) jak i M. Lukniś (1973) wymieniają licznie występujące formy niwalne. M. Klimaszewski (1989) podkreśla, że w zimnym i umiarkowanie zimnym piętrze turni, czyli powyżej 1850 m n.p.m., gdzie średnia roczna temperatura waha się od $-3,5^{\circ}\text{C}$ do $-5,2^{\circ}\text{C}$, w obecnym, subatlantyckim okresie dużą rolę odgrywają płyty „wiecznego” śniegu, doprowadzając do powstania form niwalnych. A. Jahn (1958, 1970) w pracach dotyczących zagadnień peryglacjalu zajmował się procesami kriogenicznymi i niwalnymi, wydzielając w zależności od wysokości odpowiednie piętra krioniwalne. M. Kłapa (1980) wśród morfogenetycznych pór roku wydziela między innymi porę niweopluiwalną, w której działa niwacja. Równocześnie uważa ją za najbardziej aktywną morfologicznie. A. Kotarba (1976) podaje skład zespołu procesów niwacji i charakteryzuje ich przebieg na skalno-pokrywowych stokach Tatr Zachodnich. Stwierdza, że ich działanie prowadzi do rozwoju form niwalnych. Zauważa jednak, że równie ważne dla rozwoju tych nisz są procesy erozyjne działające w porze bezśnieżnej. Wielu autorów podkreśla konserwującą rolę pokrywy śnieżnej na stokach piargowych (Kotarba 1976; Kłapa 1980; Kotarba, Kłapa, Rączkowska 1983). Natomiast R. Midriak (1976) podaje przykłady erozyjnego przekształcania stoków Tatr Zachodnich przez procesy niwacji.

Badania i obserwacje niwacji prowadzone są głównie w obszarze Tatr Wysokich. Obejmują obszar położony powyżej górnej granicy lasu, czyli powyżej 1500

m npm., w obrębie trzonu krystalicznego Tatr, zbudowanego ze stosunkowo bardziej odpornych granitów i mniej odpornych łupków krystalicznych. Pomiarzy eksperymentalne prowadzone są na stokach w otoczeniu Hali Gąsienicowej. Kilkadziesiąt stanowisk pomiarowych zlokalizowanych zostało w 9 obszarach pomiarowych (ryc. 1), położonych na stokach Uhrocia Kasprowego, Beskidu, w Świnickiej Kotlinie i Zadnim Kole oraz w Koziej Dolinie i na stoku pod Granatami. Stanowiska pomiarowe znajdują się w piętrze alpejskim i subalpejskim, na stokach o różnej pokrywie i ekspozycji. Stanowiska pomiarowe scharakteryzowano w tabeli 1, określając ich przeznaczenie i podając metodę pomiaru. Stosowano proste metody pomiaru, używane we wcześniejszych badaniach współczesnych procesów morfogenetycznych w Tatrach (Kotarba 1976; Kotarba, Kłapa, Rączkowska 1983). Ponadto prowadzono kartownie zanikania pokrywy śnieżnej na podkładzie topograficznym w skali 1 : 10 000 oraz kartowanie geomorfologiczne obszarów o szczególnie intensywnym działaniu niwacji na podkładzie w skali 1 : 5000. Badania eksperymentalne nie zostały jeszcze zakończone. Długość serii obserwacji jest różna.

Badania zmierzają do określenia mechanizmu niwacji i jej udziału w bilansie denudacyjnym stoku wysokogórskiego, czyli dostawie, transporcie i odprowadzaniu zwierzelin, a także do określenia wpływu długo zalegających płatów



Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych na stokach w otoczeniu Hali Gąsienicowej

1 – granie, 2 – wierzchołki, 3 – przełęcze, 4 – ściany i stoki skalne, 5 – stoki usypiskowe, 6 – dno doliny, 7 – jeziora, 8 – numery badawczych poletek

Distribution of measurement sites on the slopes in the surroundings of Hala Gąsienicowa

1 – ridge crests, 2 – summits, 3 – passes, 4 – rockwalls and rocky slopes, 5 – talus slopes, 6 – valley bottom, 7 – lakes, 8 – number of experimental plots

Tabela 1. Charakterystyka poletek pomiarowych w rejonie Hali Gąsienicowej

Nr	Metoda pomiaru	Cel pomiaru	Położenie, piętro geologiczne
1	na wyznaczonych profilach poprzecznych pomiary zmian wielkości płata i zmian roślinności	cechy pokrywy wegetacyjnej jako wskaźnik niwacji	stok Uhrocia Kasprowego subalpejskie
2	stabilizowane szpilki na brzegach niszy, pasy malowanego materiału w dnie	tempo rozwoju niszy niwalnej	Sucha Dolina subalpejskie
3	zlewnia płata zamknięta zastawką do pomiaru wielkości odpływu, stabilizowane szpilki na krawędziach niszy, pasy malowanego materiału i pasy farby w dnie, profile poprzeczne do pomiarów zmian roślinności i płata	wielkość transportu związanego z wodami z topniejącego płata, tempo rozwoju niszy, cechy pokrywy wegetacyjnej jako wskaźnik niwacji	północne stoki Beskidu subalpejskie i alpejskie
4	termografy tygodniowe umieszczone na granicy płata oraz poza zasięgiem jego działania	warunki wietrzenia	Skrajna Turnia alpejskie
5	siatki plastikowe, oczyszczone głazy, pasy malowanego gruzu, powtarzanie pomiaru profili poprzecznych, termografy	wietrzenie, transport, akumulacja w obecności płata	Świnicka Kotlina alpejskie
6	oczyszczone głazy	tempo nadbudowywania wałów niwalnych	Zadnie Koło alpejskie
7	siatki plastikowe	tempo nadbudowywania wałów niwalnych	Zadnie Koło alpejskie
8	siatki plastikowe, oczyszczone głazy, stabilizowane punkty do powtarzania pomiaru profili poprzecznych	wietrzenie, transport, akumulacja w obecności płata	Kozia Dolina alpejskie
9	pasy malowanego gruzu, powtarzanie pomiaru profili poprzecznych	tempo rozwoju nisz niwalnych	podnóże Granatów subalpejskie

śnieżnych na przekształcanie stoków tatrzańskich. W tej pracy, opierając się na dotychczasowych wynikach badań, przedstawiono uwarunkowania działalności morfologicznej płatów śnieżnych oraz niektóre jej rezultaty.

Niwacja jest procesem występującym w bezpośrednim otoczeniu płata śnieżnego, dlatego jej działanie na stokach tatrzańskich zależne jest przede wszystkim od rozmieszczenia płatów. Zanikanie pokrywy śnieżnej rozpoczyna się przeciętnie w końcu kwietnia lub na początku maja. Zaczyna się wtedy pora niweoplujalna, trwająca 38 dni, w tym niwacja działa w ciągu 28 dni (Kłapa 1980). Obserwacje zanikania pokrywy śnieżnej prowadzone w ciągu kolejności kilku lat pozwalają wyróżnić pięć zasadniczych faz:

1. Faza z ciągłą pokrywą śnieżną leżącą na zamrożonym podłożu. Faza ta odpowiada porze niwalnej wyróżnionej przez M. Kłapę (1980). Procesy niwacji w tym okresie nie działają. Średnio liczba dni z pokrywą śnieżną dla obszaru badań waha się od 155 na Hali Gąsienicowej do 230 na Kasprowym Wierchu.

2. Faza, w której ściany skalne i stoki o profilu wypukłym oraz znacznym nachyleniu są już pozbawione śniegu. Położone są one najczęściej na stokach o ekspozycji S, SW i SE. Na granicy pokrywy śnieżnej w ciągu dnia występują ruchy mrozowe. W wyniku intensywnego topienia pokrywy śnieżnej po stoku spływają duże ilości wody. Zmrożone podłoże chroni materiał przed splukiwaniem.

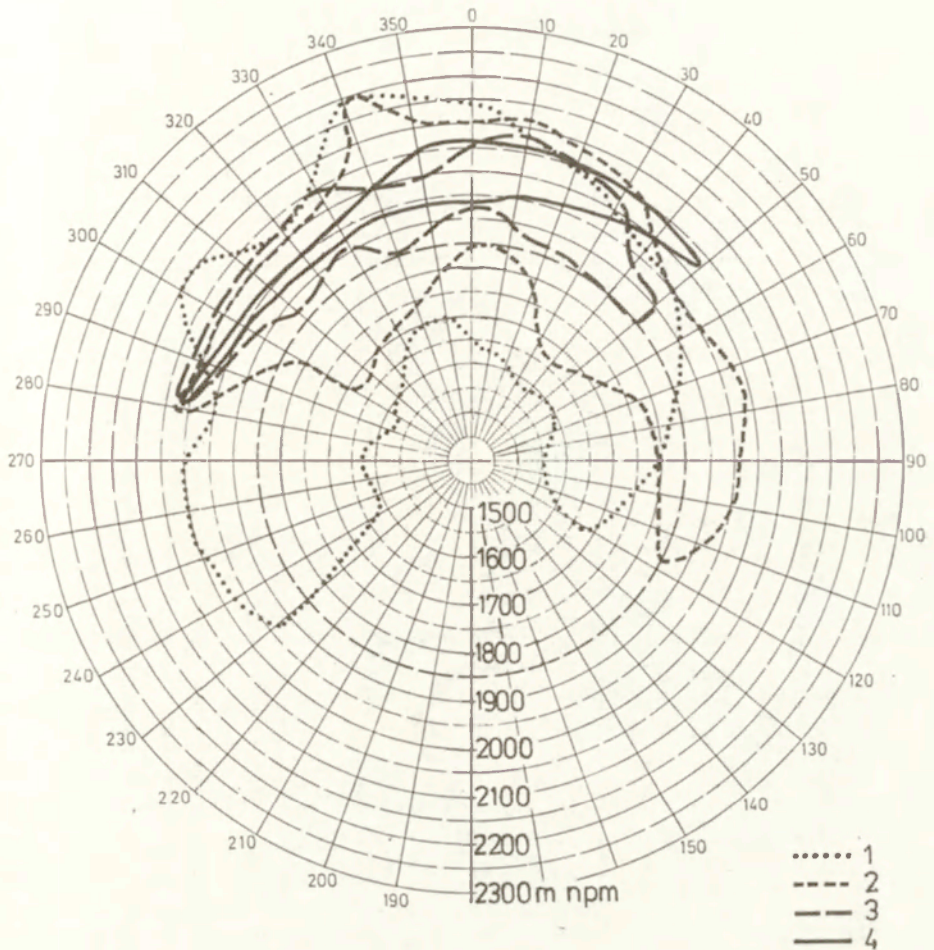
3. Faza mozaiki płatów śnieżnych w piętrze subalpejskim (1500–1800 m n.p.m.). Na stokach w wyższych piętrach występuje jeszcze ciągła pokrywa śnieżna. Strefa mozaiki jest obszarem intensywnie przekształcanym przez niwację. Powierzchnia stoku jest już częściowo rozmarznięta. Woda roztopowa nasycając pokrywy powoduje pełznięcie i soliflukcję, a także spływ supraniwalny oraz transport suffozyjny. Przeciętnie ta faza występuje na przełomie maja i czerwca. Na stokach z ciągłą pokrywą śnieżną widoczna jest w tym czasie duża aktywność lawin śnieżnych, rzadziej śnieżno-błotnych.

4. Faza mozaiki płatów śnieżnych w piętrze alpejskim (1800–2000 m n.p.m.). W piętrze subalpejskim występują w tym okresie pojedyncze, „resztkowe” płyty śnieżne. Stosunkowo wysokie temperatury powietrza nie sprzyjają wietrzeniu mrozowemu. Może ono zachodzić tylko w otoczeniu płatów położonych w szczególnie zacienionych miejscach. Niewielkie ilości wody z topniejących płatów wnikają w głąb pokryw. W zależności od warunków meteorologicznych okres ten trwa nawet do sierpnia.

5. Faza wieloletnich płatów śnieżnych trwa aż do pojawienia się nowej pokrywy śnieżnej. Płaty skoncentrowane są w piętrze alpejskim. Ich obecność wpływa na rozmieszczenie akumulacji na stokach piargowych.

Przebieg zanikania płatów śnieżnych w rejonie Hali Gąsienicowej przedstawiono na rycinie 2. Na diagramie kołowym zaznaczono wysokość nad poziom morza dolnej granicy płata oraz jego ekspozycję. Początkowo płyty śnieżne występują na stokach o ekspozycji od SW do SE przez NW, N, NE. W końcowej fazie, kiedy na stokach występują płyty wieloletnie, obszar ich występowania zawęża się do stoków o ekspozycji N oraz NE i NW. Równocześnie przedział wysokości zawęża się od 1550–2200 m n.p.m. do 1850–2050 m n.p.m. w końcowym okresie. W tym czasie płyty śnieżne leżą głównie w dnach kotłów lodowcowych. A. Wiśliński (1980) po inwentaryzacji płatów w rejonie Morskiego Oka rozszerza przedział wysokości na 1530–2200 m n.p.m. Górna granica występowania płatów śnieżnych jest zbliżona do orograficznej granicy wiecznego śniegu, przebiegającej współcześnie na wysokości 2200 m n.p.m. Powyżej tej granicy rozciąga się piętro seminiwalne, w którym warunki klimatyczne pozwalają na zaleganie płatów wiecznego śniegu, lecz warunki orograficzne powodują, że strefa płatów wieloletnich jest obniżona o około 200 m.

Schemat przestrzenny zanikania pokrywy śnieżnej jest niezmienny. Oznacza



Ryc. 2. Zanikanie płatów śnieżnych w rejonie Hali Gąsienicowej. Obszar występowania płatów

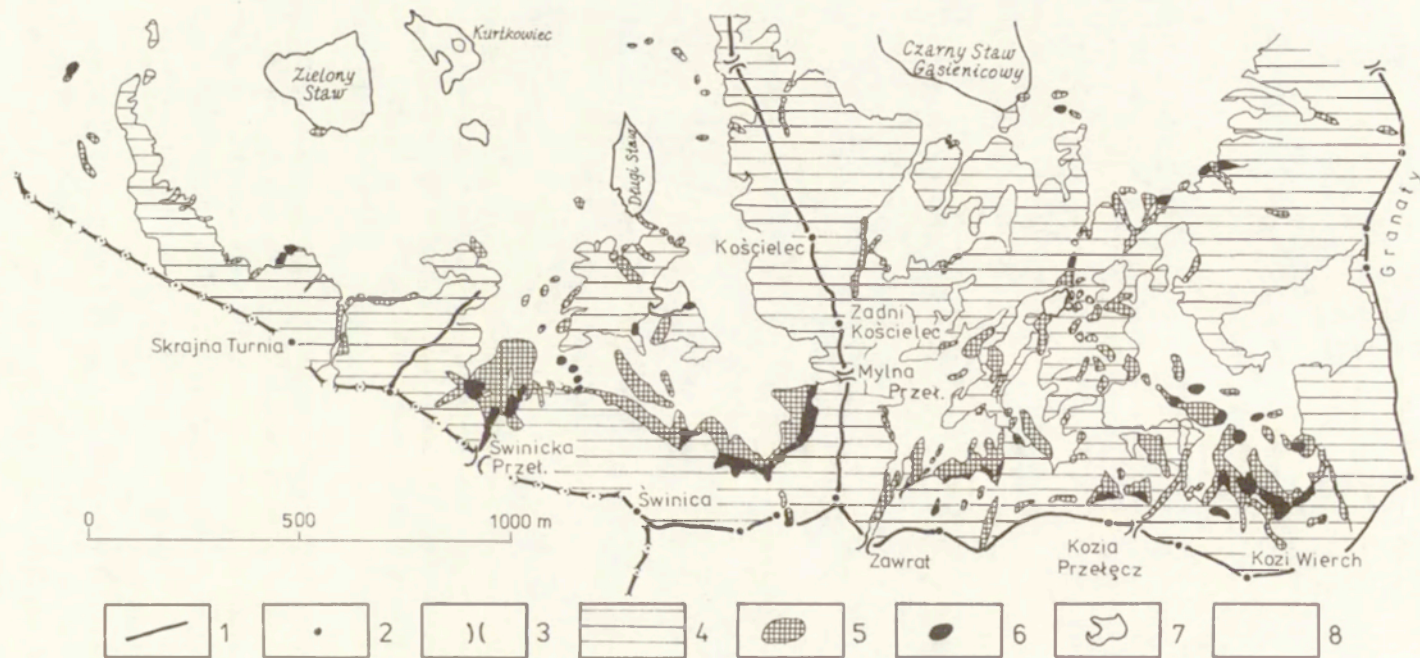
1 – w połowie czerwca, 2 – w połowie lipca, 3 – w sierpniu, 4 – obszar występowania płatów wieloletnich

Deterioration of snow patches in the Hala Gąsienicowa surroundings

Area of snow patches: 1 – in mid-June, 2 – in mid-July, 3 – in August, 4 – area of perennial snow patches

to, że płaty śnieżne co sezon występują w tym samym miejscu, ich kształty i rozmiary zmieniają się w ten sam sposób. Natomiast daty rozpoczęcia i okres trwania poszczególnych faz są różne, a zależą od warunków meteorologicznych w danym roku. I tak w stosunkowo ciepłym roku 1982 w połowie lipca naliczono w rejonie Hali Gąsienicowej 43 płaty śnieżne, w tym samym terminie w chłodnym 1979 r. było 213 płatów (ryc. 3).

Płaty śnieżne utrzymują się w miejscach, gdzie występują sprzyjające warunki morfologiczne i termiczne dla gromadzenia śniegu. Wykorzystują wszelkie zagłębienia na stoku, rynny i rozcięcia erozyjne, a także żleby, które w związku z ich obecnością są przekształcane przez niwację, chociaż geneza tych form nie jest



Ryc. 3. Rozmieszczenie płatów śnieżnych w rejonie Hali Gąsienicowej

1 – granic, 2 – wierzchołki, 3 – przełęcze, 4 – ściany i stoki skalne, 5 – płyty śnieżne w lipcu 1979, 6 – płyty śnieżne w lipcu 1982, 7 – jeziora, 8 – stok usypiskowy i dno doliny

Distribution of snow patches in the surroundings of Hala Gąsienicowa

1 – ridge crests, 2 – summits, 3 – passes, 4 – rockwalls and rocky slopes, 5 – snow patches in July 1979, 6 – snow patches in July 1982, 7 – lakes, 8 – debris mantled slope and valley bottom

związana z niwacją. Płaty śnieżne zalegają także w zacienionych miejscach u podnóży ścian skalnych. W związku z nawiewaniem śniegu płaty często występują po zawietrznej stronie grani.

Rozmieszczenie i długość zalegania płatów śnieżnych to jeden z warunków decydujących o przebiegu niwacji i jej roli morfologicznej, gdyż obszary przekształcane przez niwację ograniczone są do najbliższego otoczenia płata. Niwacja działa „punktowo”. Wyniki uzyskane z badań eksperymentalnych na stokach w otoczeniu Hali Gąsienicowej są podstawą do określenia kierunku oraz wielkości przekształceń.

Używając termografów tygodniowych umieszczonych na granicy płata oraz w miejscu oddalonym o kilkanaście metrów starano się określić warunki termiczne dla wietrzenia mrozowego. Przebieg temperatury na obydwu stanowiskach był podobny. Temperatura przy płacie była niższa średnio o kilka stopni, co predysponuje częstszy spadek temperatury gruntu poniżej zera. Jednocześnie amplituda wahań temperatury była mniejsza niż w obszarach poza oddziaływaniem płata. Podobne wyniki uzyskał C. Thorn w badaniach w Colorado Front Range (1979). Należy dodać, że przy dużym zachmurzeniu prawie nie występują wahania temperatury przy granicy płata. Obniżenie temperatury związane z obecnością płata stwarza korzystne warunki do rozwoju nisz niwalnych. Na stokach dojrzałych z pokrywą zwietrzelinową rumoszowo-gliniastą, utrwaloną darnią, wietrzenie mrozowe i działalność lodu włóknistego prowadzi do cofania krawędzi nisz. A. Kotarba (1976) podaje, że tempo cofania krawędzi nisz w Tatrach Zachodnich wynosi średnio 10 cm na rok. W Tatrach Wysokich ten wskaźnik jest o połowę niższy. W sytuacji, gdy krawędź nisz stanowi ściana skalna, tempo cofania jest prawie niemierzalne, chociaż w tych miejscach płaty śnieżne utrzymują się najdłużej. Intensywność wietrzenia jest niewielka, lecz większa niż w obszarach sąsiednich. Wskazuje na to jaśniejszy kolor skały, brak warstwy zwietrzałej na jej powierzchni oraz brak porostów. Wielkość średniej rocznej depozycji u podnóży skalnej krawędzi waha się od 0,009 do 0,015 cm/cm² (tab. 2). Wielkość ta obejmuje również materiał pochodzący z wietrzenia ścian poza oddziaływaniem płata.

Obecność płata śnieżnego wpływa także na transport materiału. W Tatrach Wysokich tylko na dojrzałych stokach, utrwalonych darnią obserwowano pełnięcie pokrywy śnieżnej. W ciągu 1,5 miesiąca stwierdzono przemieszczenie 3–5 cm, w zależności od nachylenia stoku. W trakcie tego przemieszczany był materiał wczepiony w spąg, tylko w miejscach bez ochronnej warstwy darni. Na stoku z pokrywą piargową pełnięcie nie zachodzi nawet przy znacznym nachyleniu stoku. Pas gruzu znaczonego nie uległ przemieszczeniu w ciągu kilku lat. Płat na takim podłożu jest jakby wczepiony w piarg, a siły tarcia są zbyt duże by mógł pełznąć.

Morfogenetyczna rola płata śnieżnego zależna jest także od działalności wody roztopowej odpływającej z topniejącego płata. Z położonej na stokach Beskidu zlewni płata, o powierzchni 0,65 km² odpływało maksymalnie do 30 l/s wody. Sposób wietrzenia granitów sprawia, że pokrywa zbudowana jest z głazów

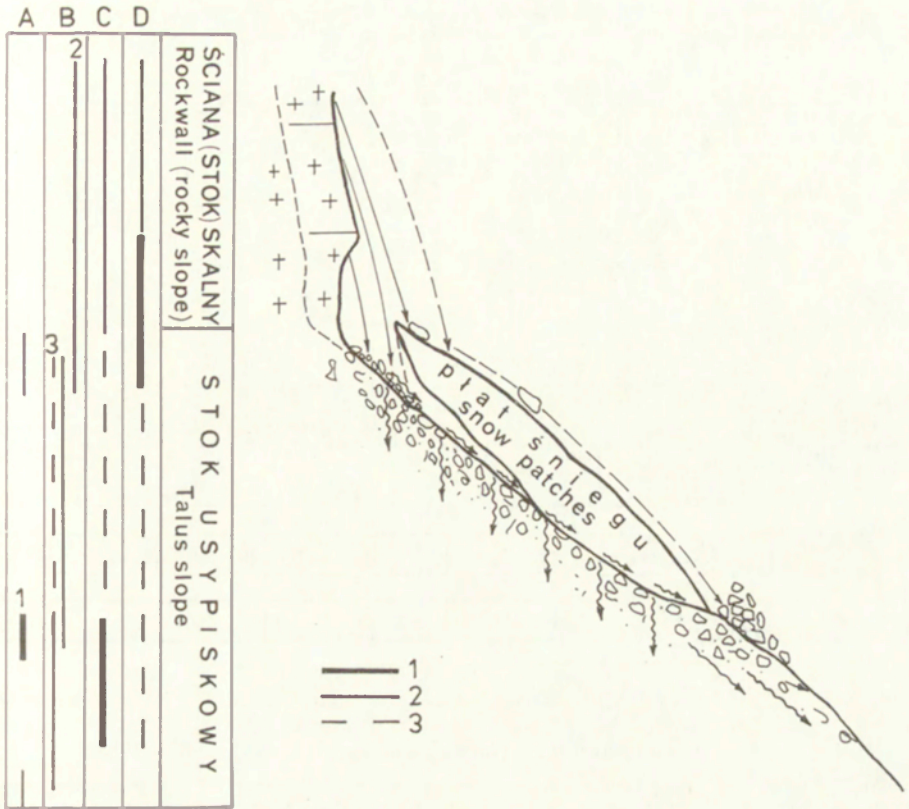
Tabela 2. Wielkość nadbudowywania stoku związana z obecnością płata śnieżnego

Położenie stanowiska	Wysokość m npm.	Ekspozycja	Wielkość akumulacji cm/cm ²
Szczelina	1935	N	0,009
Szczelina	1935	N	0,06
Szczelina	1930	N	0,015
Szczelina	2030	W	0,08
Podnóże płata	1925	N	0,014
Podnóże płata	1920	N	0,09
Podnóże płata	2020	W	0,17
Podnóże płata	2015	W	0,076
Podnóże płata	2040	N	0,3
Podnóże płata	2035	N	0,23

i bloków skalnych przemieszanych z materiałem drobniejszej frakcji. Taki skład pokryw powoduje łatwą infiltrację wód roztopowych, co nie sprzyja nasycaniu wodą powierzchniowej warstwy pokryw i nie sprzyja pełnieniu czy soliflukcji, jak np. w Tatrach Zachodnich. Woda roztopowa powoduje raczej przemywanie pokryw i transport materiału w procesie suffozji. Na stoku, poniżej płata, obserwowano wyloty kanałów, na przedłużeniu których występowały języki drobnego materiału zwietrzelinowego o długości około 1 m i szerokości 10–15 cm. Jedynie przy gwałtownych roztopach występuje proces, nazywany przez M. Kłapę (1970) supraniwalnym, czyli spływy upłynnionych zwietrzelin po powierzchni płata. W składzie granulometrycznym materiału transportowanego przez wody roztopowe przeważają najdrobniejsze frakcje, o średnicy nie większej od 2,5–4,0 mm, z domieszką pojedynczych okruchów o średnicy kilku centymetrów. Należy podkreślić, że wspomniane sposoby transportu mają zasięg lokalny i nie powodują wynoszenia zwietrzelin poza obręb stoku.

Obecność płata śnieżnego, zwłaszcza na stoku usypiskowym powoduje także zmiany w rozmieszczeniu akumulacji materiału dostarczanego w wyniku wietrzenia i odpadania (ryc. 4). Okruchy skalne spadają na powierzchnię płata, następnie ześlizgują się po niej i są gromadzone z podnóży płata, gdzie budują niewielkie wały niwalne, o wysokości do 0,5 m. Tempo nadbudowywania tych wałów, obliczone na podstawie siedmioletniej serii obserwacji, wynosi średnio 7 mm/rok. Wielkość ta zmienia się w zależności od warunków litologicznych i ekspozycji stoku, a także od lokalnych warunków mezoklimatycznych. Ponieważ równocześnie na powierzchni stoku pod płatem nie może być deponowany materiał w okresie zalegania płata, ten fragment stoku jest relatywnie obniżony w stosunku do sąsiednich, nadbudowywanych w tym czasie obszarów. Proces ten prowadzi do rozwoju nisz niwalnych o genezie akumulacyjnej oraz do zmiany profilu podłużnego górnej części stoku usypiskowego na wklęsły.

Schematycznie działanie procesów niwacji na stokach Tatr Wysokich przed-



Ryc. 4. Schemat działania procesów niwacji

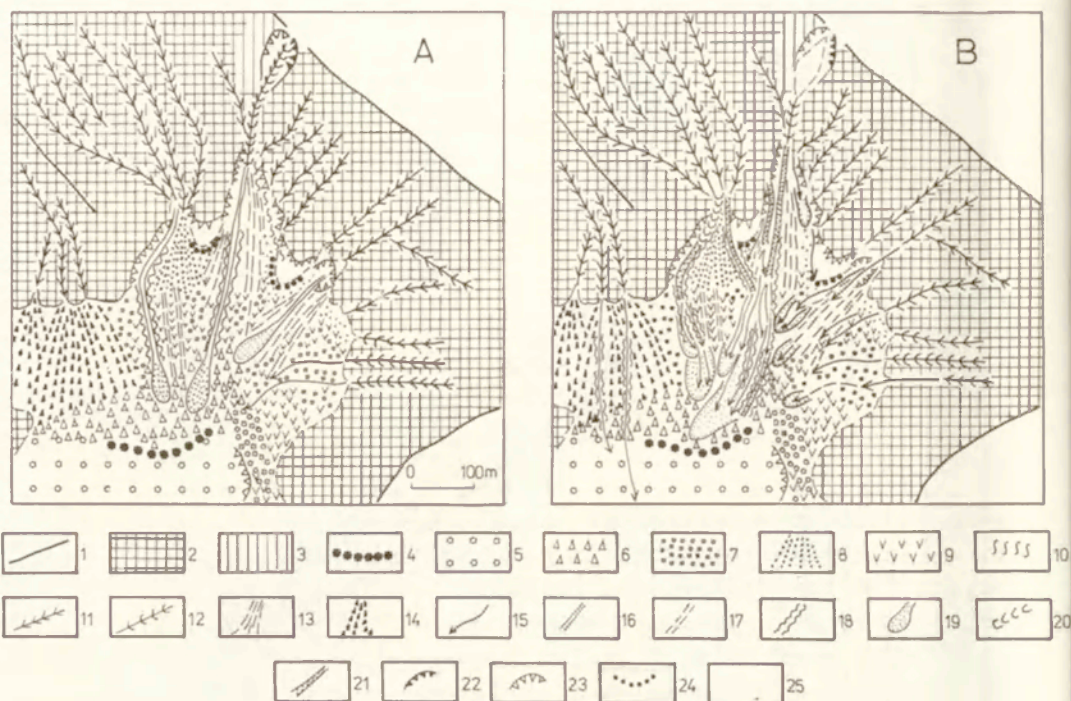
A – akumulacja; B – transport: 1) transport materiału przez wodę odpływającą z topniejącego płata, 2) ślizganie i toczenie po powierzchni płata, 3) transport grawitacyjny; C – degradacja; D – wietrzenie; 1 – duża intensywność procesu, 2 – średnia intensywność procesu, 3 – mała intensywność procesu

Scheme of nivation

A – accumulation; B – transportation: 1) transportation of material by meltwater, 2) sliding and rolling over snow patch surface, 3) gravitational transportation; C – degradation; D – weathering; 1 – high intensity, 2 – medium intensity, 3 – low intensity

stawiono na rycinie 4. Procesom wchodzącym w skład zespołu niwacji starano się przypisać intensywność działania, ocenioną na podstawie dotychczasowych wyników badań i obserwacji prowadzonych w terenie. Widoczne jest, że płat w swoim najbliższym otoczeniu powoduje relatywny wzrost intensywności działania poszczególnych procesów, jednakże zasadniczo tempo przekształcania stoków przez niwację jest znikome, prowadzi do niewielkich, wręcz kosmetycznych, zmian rzeźby.

Rycina 5 przedstawia dwie mapy geomorfologiczne Świnickiej Kotliny wykonane na podstawie kartowania geomorfologicznego w skali 1:2500, prowadzonego w latach 1987 i 1988. Obszar Świnickiej Kotliny został wybrany do



Ryc. 5. Mapa geomorfologiczna Świnickiej Kotliny, A – 1987 r., B – 1988 r.

1 – granie, 2 – ściany i stoki skalne, 3 – stok z pokrywą zwietrzelnową, 4 – wał morenowy, 5 – pokrywa moreny dennej, 6 – blokowiska skalne, 7 – stok usypiskowy nieaktywny, 8 – stok usypiskowy świeży, 9 – stok z pokrywą darniową, 10 – powierzchnie stoku z materiałem namytym, 11 – żleby skalne, 12 – żleby wycięte w pokrywie, 13 – stożek usypiskowo-napływowy, 14 – stożek usypiskowy, obrywowy, 15 – rozcięcia erozyjne, 16 – rynny spływów gruzowych, 17 – nieczynne rynny spływów gruzowych, 18 – wały spływów gruzowych, 19 – jezory spływów gruzowych, 20 – rynny spływów gruzowych o szerokości ponad 5 m, 21 – rynny spływów o szerokości do 5 m, głębokości do 3 m, 22 – krawędzie nisz niwalnych wycięte w skałe, 23 – krawędzie nisz niwalnych wycięte w pokrywach, 24 – wał niwalny, 25 – dno niszy niwalnej

Geomorphological map of Świnicka Kotlina (Świnica Basin), A – in 1987, B – in 1988

1 – ridge crest, 2 – rockwalls and rocky slopes, 3 – debris mantled slope, 4 – moraine ridge, 5 – glacial drifts deposits, 6 – block slopes, 7 – non-active talus slope, 8 – active talus slope, 9 – slope with vegetation cover, 10 – slope surface with alluvial material, 11 – chut cut in solid rock, 12 – chut cut in debris cover, 13 – gravitational-alluvial talus cone, 14 – rockfall talus cone, sorted gravitationally, 15 – erosional incision, 16 – debris flow gullies, 17 – non-active debris flow gullies, 18 – debris flow levees, 19 – debris flow lobes, 20 – debris flow gullies above 5 m width, 21 – debris flow gullies up to 5 m width, up to 3 m depth, 22 – nivation niche cut in solid rock, 23 – nivation niche cut in debris cover, 24 – protalus rampart, 25 – bottom of nivation niche

szczegółowych obserwacji zmian rzeźby, wynikających z intensywnie działającej tu niwacji, jako że w tym obszarze występują liczne długo zalegające płyty śnieżne. Miało temu służyć porównanie sporządzanych w pewnym odstępie czasu map geomorfologicznych. Mapa oznaczona jako B, została wykonana po katastrofalnym opadzie, który miał miejsce 16 VIII 1988 r. W wyniku tego powstała prawie zupełnie nowa rzeźba stoków tej kotliny. Stoki zostały rozcięte przez liczne rynny spływów gruzowych do 5 m głębokie i 10 m szerokie. W niektórych miejscach stoku dotarły one do wychodni skalnych podłoża. Nastąpiło także uaktywnienie starych rynien spływów. Ogromne ilości materiału zwiet-

rzelinowego zostały przemieszczone aż do dna kotliny i złożone w formie jęzorów, o grubości maksymalnej około 1 – 1,5 m. Zmieniona została rzeźba powierzchni nawet stabilnych, nieaktywnych stoków. Fragmenty istniejących form niwalnych zostały rozcięte rynnami lub zasypane jęzorami spływów. Na siatce, na stanowisku 10 położonym na wale niwalnym, została złożona warstwa materiału zwietrzelinowego o grubości 4 cm, podczas gdy w poprzednich latach wielkość depozycji na tym stanowisku wahała się od 0,003 do 0,01 cm na rok. Porównanie zestawionych na rycinie 5 dwu map uwidacznia jak niewielkie znaczenie we współczesnym przemodelowaniu stoków tatrzańskich odgrywa niwacja w porównaniu z procesami katastrofalnymi. Działanie procesów niwacji może prowadzić jedynie do rozwoju mikroform, takich jak obserwowane na stokach Świnickiej Kotliny niewielkie wały niwalne. Jednocześnie należy dodać, że woda z topniejącego płata, wmywając w głąb pokryw drobny materiał zwietrzelinowy, powoduje lepsze upakowanie dolnej warstwy luźnych pokryw piargowych i zwiększenie ich plastyczności, co ułatwia powstawanie spływów gruzowych. Rozcięcie stoków rynnami spływów stworzyło z kolei nowe warunki do gromadzenia się śniegu i zalegania płatów śnieżnych, a zatem do działania niwacji. Jednakże ani procesy katastrofalne, ani stale, lecz wolno, przekształcające stoki, takie jak niwacja, nie prowadzą do zasadniczych zmian rysów rzeźby Tatr Wysokich.

W zakończeniu rozważań na temat niwacji w Tatrach Wysokich należy podkreślić, że w tym obszarze najlepsze warunki klimatyczne do zalegania płatów śnieżnych istnieją w piętrze seminiwalnym, lecz ze względu na warunki morfologiczne obszar powszechnego występowania płatów śnieżnych ograniczony jest do piętra alpejskiego i subalpejskiego, a o długości działania procesu w ciągu roku decydują warunki meteorologiczne. Przebieg i natężenie procesu zależą głównie od typu stoku, a szczególnie od składu mechanicznego pokryw i stopnia pokrycia stoków dojrzałych ochronną warstwą zwartej pokrywy darniowej. Trudno jest zatem stworzyć jeden model działania niwacji, nawet dla tak mało zróżnicowanego środowiska jak Tatra Wysokie. Jak wynika z analizy dotychczas zebranych danych, natężenie działania procesu niwacji jest niewielkie. Dlatego rola niwacji w przekształcaniu stoku ogranicza się do retuszu rzeźby.

LITERATURA

- Ballantyne C. K., 1978, *The hydrologic significance of nivation feature in permafrost areas*, Geogr. Ann., 60A.
- Behre C. H., 1933, *Talus behaviour above timber in the Rocky Mountains*, J. Geol., 41.
- Bocz S. G., 1948, *Nieskolko zamieczani o snieznoj erozi*, Izv. Wsies. Geogr. Obszcz., 80.
- Costin A. B., Jennings J. N., Bautovich B. C., Wimbush D. J., 1973, *Forces developed by snowpatch action*, Mt. Twynam, Snowy Mountains, Australia, Arctic and Alpine Res., 5, 2.
- Dixon J. C., Thorn C. E., Darmody R. G., 1984, *Chemical weathering processes on the Vantage Peak Nunatak*, Juneau Icefield, southern Alaska, Phys. Geogr., 5.
- Ekblaw W. E., 1918, *The importance of nivation as an erosive factor, and of soil flow as a transporting agency, in the northern Greenland*, Proc. Natn. Acad. Sci. USA, 4.

- Embleton C., 1979, *Processes in geomorphology*, London.
- Fairbridge R. W., 1969, *Nivation*. (w:) *The encyclopedia of geomorphology*, New York.
- Hall K., 1975, *Nivation processes at a late-lying, north-facing, snow-patch in Austre Okstnbredalen*, Okstindan, northern Norway, University of Reading.
- Hobbs W. H., 1910, *The cycle of mountain glaciation*, Geogr. J., 35.
- Hudec P. P., 1973, *Weathering of rocks in arctic and sub-arctic environment*, Proc. Symp. Can. Arctic. Geol. Ass. Canada, Waterloo.
- Iwata S., 1980, *Types and intensity of the processes in the high mountain region of Shirounadake*, the Japan Alps, J. Geogr., 89.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Perygl., 4.
 – 1970, *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*, PWN, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
 – 1986, *Geomorfologia – Tatry Wysokie, Tatry Zachodnie*, (w:) *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*.
 – 1989, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa.
- Kłapa M., 1970, *Problématique et méthodes de recherches de la Station Scientifique de l'Institut de Géographie de l'Académie Polonaise des Sciences à Hala Gąsienicowa dans le Tatra*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 4.
 – 1980, *Procesy morfogenetyczne oraz ich związek z sezonowymi zmianami pogody w otoczeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach*, Dokum. Geogr., 4.
- Kotarba A., 1976, *Współczesne modelowanie węglanowych stoków wysokogórskich*, Prace Geogr., IGI PAN, 120.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Studies, Spec. Issue, 3.
- Kotarba A., Kłapa M., Rączkowska Z., 1983, *Procesy morfogenetyczne kształtujące stoki Tatr Wysokich*, Dokum. Geogr., 1.
- Lewis W. V., 1936, *Nivation, river grading and shoreline development in south-east Iceland*, Geogr. J., 88.
 – 1939, *Snow-patch erosion in Iceland*, Geogr. J., 94.
- Lindh L., Nyberg R., Rapp A., 1988, *Geomorphological effects and recent climatic response of snowpatches and glaciers in the Western Abisko Mountains, Sweden*. (w) *V International Conference on Permafrost*, Trondheim, Norway, August 1988, Proceedings.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokych Tater a ich predpola*, SAV, Bratislava.
- Matthes F. E., 1900, *Glacial sculpture of the Bighorn Mountains, Wyoming*, US Geol. Surv. 21st Annual Rep. 1899–1900.
 – 1910, *Debris tracks on the domes of the Yosemite region*, Science, 30.
- Midriak R., 1976, *Denudation of the high-mountains slope by nivation in the Czechoslovak Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan., 10.
- Rudberg S., 1974, *Some observations concerning nivation and snow melt in Swedish Lapland*, Abh. Akad. Wiss. Gottingen, Math.-Physik. Klasse, 29.
- Thorn C. E., 1975, *Influence of late-lying snow on rock-weathering rinds*, Arctic and Alpine Res., 7.
 – 1976, *Quantitative evaluation of nivation in the Colorado Front Range*, Bull. Geol. Soc. America, 87.
 – 1978, *The geomorphic role of snow*, Ann. Ass. Am. Geogr., 68.
 – 1979, *Bedrock freeze-thaw regime in an alpine environment*, Colorado Front Range, Earth Surface Processes, 4.
- Thorn C. E., Hall K., 1980, *Nivation: an arctic-alpine comparison and reappraisal*, J. Glaciol., 25.
- Tricart J., 1970, *Geomorphology of cold environments*, London.
- Walder J. S., Hallet B., 1986, *The physical basis of frost weathering toward a more fundamental and unified perspective*, Arctic and Alpine Res., 18.
- Williams J. E., 1949, *Chemical weathering at low temperatures*, Geogr. Rev., 39.
- Wiśliński A., 1980, *Badania płatów śnieżnych w Tatrach Polskich w 1979 r.*, Wszechświat, 6.

SOME ASPECTS IN NIVATION IN THE HIGH TATRA MTS.

Summary

The paper contains literature reviews on nivation: its definition, processes and effects. Nivation is understood as a complex of processes acting in surroundings of snow patches and resulting in formation, development and modelling of relief forms. The aim as well as the area and methods used in nivation studies in Tatra Mts. (Fig. 1, Table 1) are presented. Deterioration of snow cover with 5 different phases and distribution of snow patches (Fig. 2) depending on climatic and morphological conditions have been characterized.

Basing on the results of field studies and accentuating that nivation effects depend on slope type, characteristics of processes interacting in surroundings of snow patches is given. The scheme of nivation processes on the slopes of High Tatra Mts. is presented in Fig. 4. It is evident that occurrence of a snow patches intensifies morphogenetic processes in surroundings, however, nivation role in the modelling of High Tatra Mts. is rather slender. In order to elucidate the above, geomorphological maps of Kotlina Świnicka (Świnica Basin) before and after catastrophic rainfall in August 1988 are presented (Fig. 5). Comparison of those maps supports the statement that catastrophic processes can significantly model the relief of Tatra Mts. while the role of nivation is limited to final reshaping of the relief.

PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

140. Dziewoński K., Korcelli P. (red.), *Studia nad migracjami i przemianami systemu osadniczego w Polsce*, 1981, s. 267, 63 il., zł 82,-
141. Rościszewski M., Mashbits Y. S., Siemek Z. (red.), *Third World, geographical problems of development. Proceedings of the III Polish-Soviet Seminar, Warsaw, September 1979*, 1981, s. 121.
142. Słupik J., *Rola stoku w kształtowaniu odpływu w Karpatach fliszowych*, 1981, s. 98, 34 il., 10 fot., zł 32,-
143. Froehlich W., *Mechanizm transportu fluwialnego i dostawy zwierzelin do koryta w górskiej zlewni fliszowej*, 1982, s. 144, 68 il., 17 fot., zł 120,-
144. Rościszewski M. (red.), *Różnicowanie się i nowe podziały światowej przestrzeni społeczno-gospodarczej*, 1983, s. 96, 13 il., zł 50,-
145. Baumgart-Kotarba M., *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, 1983, s. 145, 39 il., 13 fot., zł 110,-
146. Drozdowski E., *Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia wistulian w północnej części dolnego Powiśla*, 1986, s. 90, 22 il., 25 fot., zł 150,-
147. Kostrowicki A. S. (red.), *Studium geoeologiczne rejonu jezior wigierskich*, 1988, s. 134, 23 il., zł 210,-
148. Eberhardt P., *Regiony wyludniające się w Polsce*, 1989, s. 141, 10 map, zł 750,-
149. Szulc H., *Morfogenetyczne typy osiedli wiejskich na Pomorzu Zachodnim*, 1988, s. 138, 36 il., 3 mapy, zł 300,-
150. Leszczycki S., *Badania geograficzne nad osadnictwem w południowej Anatolii*, 1987, s. 113, 7 il., 45 fot., zł 230,-
151. Rykiel Z. (red.), *Struktury i procesy społeczno-demograficzne w regionie katowickim*, 1989, s. 148, 31 il., zł 650,-
Kawecka-Endrukajtis B., Tuszyńska-Rękawek H., *Spis zawartości Prac Geograficznych 1 – 150 (1954 – 1987)*, s. 43.
152. Korcelli P., Gawryszewski A. (red.), *Współczesne przemiany regionalnych systemów osadniczych w Polsce*, 1989, s. 176, 35 il.
153. Bogacki M. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski południowo-wschodniej*, 1990, s. 145.
154. Dziewoński K., *Koncepcje i metody badawcze z dziedziny osadnictwa*, 1990, s. 288.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 83-04-03865-X

<http://rcin.org.pl>

SYSTEM DENUDACYJNY POLSKI