

MADY DOLIN SUDECKICH.
CZEŚĆ II: WYBRANE ZAGADNIENIA METODOLOGICZNE
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland.
Part II: Selected methodological problems

Andrzej Karol TEISSEYRE

Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław

SPIS TREŚCI

Streszczenie	65
Wykaz symboli — list of symbols	66
Słowniczek terminów	66
Wprowadzenie — problem mad w ujęciu geologiczno-środowiskowym	68
Teoretyczne podstawy programu badań	70
Niektóre czynniki warunkujące przebieg depozycji w strefie pozakorytowej	77
Ogólne uwagi o depozycji osadów pozakorytowych	85
Powodzie w zlewni górnej Bobru	87
Podsumowanie	91
Literatura	93
Summary	96

STRESZCZENIE. Aktualistyczne badania geologiczno-środowiskowe procesów i osadów współczesnych wymagają zastosowania właściwego dla tego kierunku podejścia metodologicznego, obejmującego kolejno taksonomię, funkcjonalizm (głównie empiryczno-indukcyjne badania dynamiki procesów) oraz realizm (teoretyczno-dedukcyjna interpretacja indukcyjnie uogólnionych wyników badań na gruncie praw fizyki). Wykazano, że nawet w przypadku procesów stosunkowo słabo jeszcze zbadanych możliwe jest prognozowanie ogólnego ich przebiegu i przewidywanie teoretyczno-dedukcyjne skutków. Podejście takie może być szczególnie przydatne na etapie projektowania badań terenowych, ponieważ pozwala na teoretyczne sformułowanie konkretnych zadań badawczych, umożliwi zwrócenie należytej uwagi na zjawiska, które mogłyby zostać pominięte, a także pozwala na ograniczenie do niezbędnego minimum kosztownych i czasochłonnych badań terenowych. W szczególności wykazano, że w sposób teoretyczno-dedukcyjny można udowodnić konieczność stałej wymiany wód powodziowych między strefą aktywnego koryta a obszarem pozakorytowym (w skali odpowiednio długiego odcinka doliny rzecznej), można określić ogólny rozkład facji osadów pozakorytowych oraz ustalić przeważający typ struktury tych osadów, deponowanych przez pojedyncze epizody powodziowe. Wykazano także, że cechy teksturalne i miąż-

szość osadów pozakorytowych zależą w dużej mierze od takich czynników, jak: 1° transport materiału detrytycznego w strefie aktywnego koryta i struktura korytowego przepływu powodziowego, który jest zawsze niejednorodny i ma charakter warstwowy (tj. składa się z „warstw”: dennej, przydennej, zawieszinowej i powierzchniowej), 2° sposób dzielenia się korytowego przepływu powodziowego i warunki przepływu w krewasach oraz 3° warunki przepływu w strefie pozakorytowej, na co szczególnie wpływ ma spadek poprzeczny wałów brzegowych oraz ewentualne zjawisko zatapiania (w sensie hydraulicznym) koron tych wałów.

Przeglądowa analiza danych historycznych i materiałów hydrologicznych oraz własne obserwacje stanów i przepływów prowadzone na górnym Bobrze przez autora w okresie 1978–1987 (po chwilowym wyłączeniu z eksploatacji zbiornika Bukówka) wskazują, że w warunkach naturalnych w zlewni górnej Bobru powodzie występowały co roku, a nawet kilkakrotnie w ciągu roku. Powodzie te autor dzieli ogólnie na zimowe (występujące w zimnej połowie roku w warunkach zamrożonej pokrywy glebowej) i powodzie niezimowe. Powodzie te różnią się m. in. koncentracją zawiesziny, która w zimnej połowie roku jest ogólnie biorąc mniejsza niż w połowie cieplej, a także efektami erozyjnymi i depozycyjnymi, które są generalnie większe w cieplej połowie roku.

WYKAZ SYMBOLI – LIST OF SYMBOLS

c	– prędkość rozchodzenia się małej fali powierzchniowej – \sqrt{gd} celerity	\bar{V}	– średnia prędkość przepływu mean flow velocity
C_{ss}	– koncentracja zawiesiny suspended sediment concentration	W	– szerokość dna doliny valley floor width
D	– średnica ziarna grain diameter	w	– szerokość koryta channel width
d	– głębokość przepływu depth of flow	x	– kierunek ruchu distance in the direction of flow
d_B	– głębokość pełnokorytowa bankfull depth	y	– odległość od dna w pionie distance from the bed in the vertical direction
Fr	– liczba podobieństwa Froude'a = V/\sqrt{gd} Froude number	z	– kierunek prostopadły do x i y ; wysokość ponad poziom odniesienia; funkcja w teorii transportu zawiesiny direction perpendicular to x and y ; height above datum; function in the theory of suspended sediment transport
g	– przyspieszenie siły ciężkości acceleration due to gravity	β	– stosunek objętości ziarna do całkowitej objętości osadu na dnie ratio of grain to total volume in granular bed
n	– współczynnik oporu Manninga Manning esistance coefficient	γ_o	– ciężar objętościowy weight by volume
Q	– objętościowe natężenie przepływu discharge	Θ	– bezwymiarowy parametr naprężenia ścinającego dimensionless shear stress
q_s	– jednostkowe natężenie przepływu osadu sediment discharge per unit width		
R	– promień hydrauliczny hydraulic radius		
S	– spadek hydrauliczny, m/m hydraulic slope		
t	– czas time		

SŁOWNICZEK TERMINÓW

Poniżej autor podaje definicje kilku terminów z zakresu mechaniki płynów i hydrologii, używanych w tekście pracy. Niektóre definicje wymagały rozszerzenia, ponieważ jak dotąd zagadnienia te nie zostały wyczerpująco i właściwie naświetlone w żadnym polskim podręczniku geologii lub są w tych podręcznikach w ogóle pomijane.

Ciągłość ruchu – zasada ciągłości ruchu wynika z zasady zachowania masy, ponieważ – z wyjątkiem procesów jądrowych – masa nie może być stwarzana ani niszczonea.

Efekty piętrzenia, krzywe piętrzenia – przy ruchu nierównomiernym (patrz niżej) powierzchnia swobodna wody przestaje być równoległa do dna i układa się według krzywych, które ogólnie dzielimy na krzywe spiętrzenia i krzywe depresji. Teoretycznie zasięg krzywych piętrzenia jest nieskończony; w praktyce efekty piętrzenia mogą być wyczuwalne od jednej przeszkody do drugiej (np. zwężenie koryta, zakręt rzeki, załamanie profilu podłużnego koryta, próg w korycie itp.). W praktyce możliwe jest występowanie efektów

(krzywych) piętrzenia ponad równym dnem, np. poziomym (nierównomierny profil powierzchni swobodnej wody nad równomiernym dnem), jak również pojawienie się quasi-równomiernego profilu powierzchni swobodnej wody nad nierównym (nierównomiernym) dnem, np. w korycie rzeki o dnie zróżnicowanym na bystrzyki i przegłębienia – zjawisko powszechnie obserwowane w naturalnych korytach rzek przy odpowiednio wysokich stanach powodziowych.

Powódź – każdy stan i przepływ wyższy niż pełnokorytowy (nie mieszczący się w strefie aktywnego koryta).

Przepływ dwuwymiarowy – przepływ, w którym zmienność pewnej wielkości hydrodynamicznej H (np. prędkości przepływu) jest funkcją dwóch parametrów przestrzennych przy ruchu ustalonym (patrz niżej), $\partial H/\partial t = 0$, $H = f(x, y)$, lub dwóch parametrów przestrzennych i czasu dla ruchu nieustalonego (patrz niżej), $H = f(t, x, y)$, gdzie x oznacza kierunek ruchu, $y =$ kierunek leżący w pionowej płaszczyźnie

przepływu, prostopadły do x . Przepływ dwuwymiarowy może być płaski lub osiowosymetryczny (w tym drugim przypadku w układzie współrzędnych cylindrycznych). Przy przepływie dwuwymiarowym płaskim wykresy prędkości w płaszczyznach równoległych do płaszczyzny ruchu xy są do siebie przystające. Przy przepływie osiowosymetrycznym prędkości przepływu w odpowiadających sobie punktach pęku płaszczyzn przechodzących przez oś symetrii przewodu są takie same.

Przepływ trójwymiarowy – przepływ, w którym zmienność pewnej wielkości hydrodynamicznej H (np. prędkości przepływu) jest opisana przez trzy parametry przestrzenne przy ruchu ustalonym, $\partial H/\partial t = 0$, $H = f(x,y,z)$, lub przez trzy parametry przestrzenne i czas przy ruchu nieustalonym, $H = f(t,x,y,z)$. W nieregularnym korycie krętej rzeki naturalnej ruch jest zawsze trójwymiarowy. Jednakże w pewnych przypadkach szczególnych ruch może być lokalnie uznany za dwuwymiarowy płaski (np. nad bystrzykami przy niskim stanie lub nad równymi, trawiastymi wałami brzegowymi w czasie powodzi) lub za zbliżony do dwuwymiarowego osiowosymetrycznego (np. w niektórych przegłębieniach korytowych, w korytach o małym stosunku w/d). Ruch jest zawsze trójwymiarowy, jeżeli w przekroju poprzecznym koryta o poziomym dnie izotachy nie są równoległe do dna.

Przepływ (ruch) równomierny – przepływ, który ma tę własność, że powierzchnia prędkości, czyli obwiednia wektorów prędkości wystawionych z wszystkich punktów rozpatrywanego przekroju poprzecznego koryta, nie ulega zmianie wzdłuż osi hydrodynamicznej koryta. Przepływ taki zachodzi w korytach prostych lub o małej krzywiznie i stałym polu przekroju przepływowego o nieziennej geometrii. Głębokość takiego koryta jest stała, a powierzchnia swobodna wody jest równoległa do dna. Pojęcie równomierności przepływu odnosi się do odcinka koryta analizowanego wzdłuż jego osi hydrodynamicznej.

Przepływ (ruch) nierównomierny – powierzchnia prędkości zmienia się wzdłuż osi hydrodynamicznej koryta; pole przekroju przepływowego, jego geometria oraz głębokości koryta wzdłuż jego osi hydrodynamicznej są zmienne. Jeżeli zmiany pola przekroju przepływowego lub/i jego geometrii następują stopniowo od profilu do profilu, to przepływ jest wolnozmienny. Jeżeli zmiany te są gwałtowne – przepływ jest szybkozmienny, czemu z reguły towarzyszą zjawiska separacji

prądu, czyli oderwanie turbulენტnej warstwy przyściennej od ścian koryta. Jest to typowy rodzaj przepływu w nieregularnych korytach rzek naturalnych, zwłaszcza krętych i meandrujących.

Przepływ (ruch) ustalony – przepływ, którego pole prądu, a zatem także natężenie w rozpatrywanym przekroju hydrometrycznym nie zmienia się w czasie. Przepływ taki może być równomierny lub nierównomierny. Pojęcie ustaloności przepływu odnosi się do konkretnego przekroju hydrometrycznego.

Przepływ (ruch) nieustalony – przepływ, którego natężenie w rozpatrywanym przekroju hydrometrycznym zmienia się w czasie. W korycie otwartym przepływ nieustalony jest zawsze nierównomierny.

Jeżeli rozpatrzmy charakter **przepływu powodziowego** ze względu na sposób, ilość i rodzaj transportowanego przez ten przepływ materiału detrytycznego (głównie mineralnego), okaże się, że ma on charakter **warstwowy** i zawiera (w pionie) następujące „warstwy”: denną (włoczenie i toczenie obciążenia dennego), przydenną (saltacyjny transport frakcji pośrednich między obciążeniem dennym a zawiesinowym), zawiesinową (transport zawiesin w suspensji) oraz powierzchniową (flotacyjny transport obiektów pływających, głównie materiału roślinnego). Przepływ ten jest burzliwy i nie ma nic wspólnego z przepływem laminarnym (uwarstwionym). W przepływie burzliwym drobiny wody i ziarna niesionego osadu wędrują od warstwy do warstwy wywołując zjawisko dyfuzji pędu.

Ruch jest **krytyczny**, gdy $Fr = 1$. W takim przypadku krytyczna prędkość przepływu jest równa prędkości rozchodzenia się małej fali powierzchniowej, c , głębokość jest głębokością krytyczną, a przepływ osiąga największe natężenie przy najmniejszej energii rozporządzałnej, tj. energii liczonej względem dna koryta i wyrażonej w jednostkach liniowych (wysokość linii energii ponad dnem koryta).

Grzbiet wału brzegowego będzie **niezatopiony**, jeżeli poziom wody dolnej (poniżej grzbietu, w kierunku ruchu) nie wpływa na natężenie przepływu nad grzbietem wału. W takim przypadku poziom wody dolnej jest niższy od grzbietu wału.

Grzbiet wału brzegowego jest **zatopiony**, jeżeli położenie wody dolnej (poniżej grzbietu, w kierunku ruchu) wpływa na natężenie przepływu nad grzbietem wału. Dzieje się tak wówczas, gdy poziom wody dolnej znajduje się powyżej grzbietu wału brzegowego.

Stan wody – wysokość powierzchni swobodnej wody w cieku, wyrażona w centymetrach, ponad arbitralnie przyjęty poziom odniesienia.

Strumień cieczy rzeczywistej – definiujemy jako zbiór elementarnych strug prądu (struga = pęk linii prądu o nieskończenie małym przekroju poprzecznym), które mieszczą się w przekroju przepływowym o wymiarach skończonych, a więc

dowolnie dużych. W przeciwieństwie do strugi w strumieniu prędkości przepływu i ciśnienia nie są stałe (stąd średnia prędkość przekrojowa $V = Q/A$, gdzie A oznacza pole przekroju przepływowego).

Wezbranie – każdy stan i przepływ wyższy (większy) niż średni, lecz niższy (mniejszy) niż pełnokorytowy.

Hrabiemu

Pierre Louis Georges Du Buat (1738–1809)

prekursorowi badań środowiskowych

WPROWADZENIE – PROBLEM MAD W UJĘCIU GEOLOGICZNO-ŚRODOWISKOWYM

Pierwsze, co należy tu zrobić, to bliższe określenie geologii środowiskowej, kierunku w Polsce wciąż mało znanego. Być może łatwiej będzie to uczynić dając odpowiedź na pytanie, czym geologia środowiskowa nie jest. Z pewnością nie jest to prosta transpozycja zadań i metod sedimentologii klasycznej na środowiska współczesne i powstające w nich osady. Sedymetolog badający formacje kopalne zdany jest, siłą rzeczy, na dedukcyjne odtwarzanie warunków paleośrodowiska, rozumianego zresztą tradycyjnie bardzo wąsko jako „środowisko sedimentacji”. Sedymetolog dokonuje tego metodą aktualistyczną, popartą najczęściej tylko powierzchowną znajomością środowisk współczesnych znanych z literatury; rzadziej sięga on natomiast do własnych badań porównawczych jakiegoś zbliżonego środowiska współczesnego. Tymczasem oczywiste jest, że znać środowisko, znaczy pracować w nim. Stąd, to drugie podejście, dziś niewątpliwie bardziej uzasadnione i coraz powszechniejsze, zrodziło kierunek badań aktualistyczno-sedymetologicznych, którego pierwsze świadome przykłady nie są zresztą świeżej daty (por. Sorby 1852, 1859, 1908).

Geologia środowiskowa idzie jednak dalej – tu celem badań nie są jedynie studia porównawcze, celem jest natomiast określenie genezy form i osadów jako wyniku działania pewnych procesów egzogenicznych i właściwych im związków przyczynowo-skutkowych. Tok rozumowania jest tu więc dokładnie przeciwny niż w tradycyjnych dyscyplinach geologicznych o podejściu historycznym. W geologii środowiskowej podstawową metodą nie może być *odgadywanie* charakteru i przebiegu procesów metodą dedukcyjną, opierające się na badaniach skutków działania procesów, jakimi są formy i osady. Przeciwnie, osad

czy forma współczesna powinny być i są badane w kontekście znajomości procesu i jego dynamiki, przy czym musi to być znajomość z autopsji. Nie wyklucza to oczywiście rekonstruowania pewnych wydarzeń *ex post facto* metodą dedukcyjną, pod warunkiem oczywiście, że jest to uzasadnione i że istnieją po temu odpowiednie i wystarczające przesłanki. Przedmiotem badań geologii środowiskowej są więc m.in. naturalne łańcuchy przyczyn-

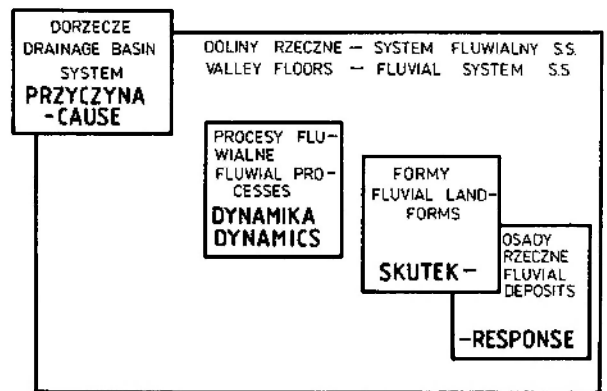


Fig. 1. Naturalny łańcuch przyczynowo-skutkowy w środowisku rzeczonym. W podejściu geologiczno-środowiskowym kolejność rozumowania prowadzi od przyczyny (szeroko pojęte środowisko z jego zewnętrznymi uwarunkowaniami) przez dynamikę (procesy) do skutku (formy i budujące je osady). Właściwie przeprowadzona rekonstrukcja paleośrodowisk w podejściu geologicznym (osady kopalne) powinna być odwrotna z uwzględnieniem etapu rekonstrukcji paleoform i z odtworzeniem paleoprocessów

The natural cause–process–response system in the fluvial environment. The successive steps in the environmental investigations lead from cause (environment in the broad sense of the term with its external controls), through dynamics (processes), to response (landforms and deposits). The appropriate geological approach (fossil deposits) should be characterized by the reversed succession of steps including reconstruction of paleoforms and paleoprocesses.

nowo-skutkowe, jak to ukazuje schemat na figurze 1. Geologia środowiskowa jest zatem niczym innym, jak dostosowaną do współczesnych wymagań geologią dynamiczną w zakresie procesów, form i osadów egzogenicznych.

Zadaniem geologii środowiskowej (najbardziej zbliżony angielski odpowiednik – *environmental studies*) nie jest zatem jedynie dostarczanie materiałów porównawczych dla różnych celów doraźnych lub badań regionalnych, lecz rozwijanie teoretycznych podstaw geologii dynamicznej w zakresie dynamiki procesów egzogenicznych. Jest to więc dyscyplina bliska geomorfologii dynamicznej (por. Embleton i Thornes 1985). W zakresie metod badawczych geologia środowiskowa różni się natomiast zasadniczo od klasycznej sedimentologii formacji kopalnych i geomorfologii historycznej. Trzeba tu jeszcze raz podkreślić, że transponowanie metod historycznych – które w przypadku formacji kopalnych są jedyne i w pełni uzasadnione – na formy i osady współczesne jest kardynalnym błędem metodycznym i to błędem nierzadkim – corocznie pojawiają się dobitne tego przykłady w literaturze krajowej i zagranicznej. Inaczej mówiąc, aktualizm geologiczny jako typowa metoda historyczna działa w jednym kierunku: „teraźniejszość kluczem do poznania przeszłości”, ale „przeszłość nie jest kluczem do badania procesów i ich skutków”.

Stąd jest oczywiste, że rozbieżność między historyzmem a podejściem środowiskowym sięga bardzo głęboko w zagadnienia metodologiczne i filozoficzne koncepcje poznania. Historyzm zakłada, że proces jest znany i wystarczy jedynie odwołać się do zasady aktualizmu, by rozwiązać każdy problem geomorfologiczny czy sedimentologiczny związany z ewolucją krajobrazu czy genęzą osadu. W podejściu środowiskowym przeciwnie – proces traktowany jest jako wciąż niedostatecznie poznany, a w szczególności mało zbadane są powiązania, sprzężenia i uwarunkowania między środowiskiem a procesem z jednej strony oraz między procesem a skutkiem z drugiej strony. Z tego względu, a także w wyniku pewnej nieokreśloności powiązań środowisko – proces – skutek, konsekwentne podejście systemowe do poruszonych tu problemów pozostaje nadal w sferze marzeń i to w dalszej raczej przyszłości (por. Hey 1978, 1979, 1982, gdzie zaprezentowano jedynie bardzo zgeneralizowane i wciąż jakościowe tylko rozwiązania; por. też Richards, 1982, który referuje wcześniejsze nieudane próby w tym zakresie).

Podejście geologiczno-środowiskowe pociąga za sobą konieczność przewartościowania wielu pojęć i koncepcji. Przykładowo, środowisko sedymentacji nie stanowi i nie może stanowić ram wyznaczających zakres zainteresowań i teren działania geologa środowiskowca. Jest to bowiem zwykle tylko mała część środowiska geograficznego, którego indywidualność warunkuje i określa cechy każdego wąsko pojętego środowiska sedymentacji. Myli się zatem zasadniczo ten, kto sądzi, że do znajomości sedymentacji fluwialnej i osadów rzecznych wystarcza znajomość współczesnych wąsko pojętych środowisk sedymentacji, np. stożka napływowego lub odcinka doliny rzecznej. Przeciwnie, jest dzisiaj oczywiste, że zarówno formy, jak i osady rzeczne są zdeterminowane przez pewną sumę czynników czy zmiennych środowiskowych, określających całą zlewnię (model deterministyczny). A zatem środowiskiem przyrodniczym dla środowiskowca fluwialisty jest i musi być siłą rzeczy cała zlewnia, a ściślej mówiąc, w szczególności jej część położona powyżej i bezpośrednio poniżej rozpatrywanego przekroju hydrometrycznego (Leopold, Maddock 1953; Wolman, Leopold 1957; Leopold *et al.*, 1964; Schumm 1977; Richards 1982; Morisawa 1985; Sundborg 1986). Myśl tę być może najtrafniej wyraził Schumm (1968, 1977) wskazując, że środowisko rzeczne to nie odcinek doliny, lecz system fluwialny.

Jakie są zatem metody geologii środowiskowej? Pytanie to będzie tu rozumiane przede wszystkim jako pytanie o teoretyczne i filozoficzne podstawy metodologiczne tej dyscypliny, a nie jako pytanie o techniki wykonywania pomiarów czy prowadzenia obserwacji. W zakresie metodologii geologia środowiskowa stara się przede wszystkim korzystać z metod, które są nieobce także nowoczesnej geomorfologii dynamicznej i które w ramach tej dyscypliny zostały w przejrzysty sposób sformułowane (Strahler 1952; Chorley 1962, 1964, 1976; Kitts 1963, 1974, 1976; Howard 1965; Chorley, Kennedy 1971; Dury 1972; Keat, Urry 1975; Thornes 1976; Hey 1978, 1982; Richards 1982; Embleton, Thornes 1985).

W szczególności geologia środowiskowa stosuje wszystkie odmiany podejść metodycznych wypracowane w ramach empirycznych nauk przyrodniczych. W przypadku badań procesów mało znanych lub niedostatecznie poznanych konieczne i niezastąpione jest podejście empiryczno-indukcyjne. Zasadniczymi elementami, a zarazem kolejnymi etapami takiego podejścia są: taksono-

mia (definiowanie pojęć, ustalanie ich zakresu i związków między pojęciami), funkcjonalizm (określanie związków przyczynowo-skutkowych, badanie przebiegu procesów, ich dynamiki, sprzężeń zwrotnych itp.) oraz realizm (wyjaśnianie indukcyjnie uogólnionych wniosków, zależności i hipotez na gruncie praw przyrody formułowanych przez fizykę i chemię). W tych dziedzinach nauk przyrodniczych, których teoretyczne podstawy zostały już opracowane, możliwe jest dedukcyjne prognozowanie przebiegu zjawisk, skutków procesów i powiązań między nimi, a także przewidywanie takich zjawisk, które jeszcze nie zostały odkryte lub zbadane. Wynika stąd, że podejście teoretyczno-dedukcyjne może być także zastosowane na etapie racjonalnego projektowania badań i formułowania programów czy zadań badawczych.

Nic nie ujmując wymienionym wyżej twórcom nowoczesnej geomorfologii dynamicznej należy dodać, że podejście empiryczno-indukcyjne do zjawisk przyrody nie jest bynajmniej ich oryginalnym osiągnięciem i być może w ogóle nie zrodziło się w anglofonnym kręgu nauki. Jako pierwszy znany autorowi przykład klasycznego, a zarazem bliskiego sedimentologii studium, zawierającego już szczybel taksonomii i etap zupełnie świadomie podjętego podejścia funkcjonalnego, można przytoczyć pionierskie studium riplemarków prądowych, ich zachowania się na dnie rzeki piaskodennej, tempa migracji itp., opublikowane w r. 1786 przez Du Buata w jego słynnych *Principes d'Hydraulique* (Paryż 1786). Jemu też – w dwusetną rocznicę ukazania się tego, znakomitego w swoim czasie, dzieła – zadedykowana jest niniejsza rozprawa.

Wspominając wyżej o metodzie teoretyczno-dedukcyjnej autor miał na myśli dedukcję w logicznym tego słowa znaczeniu, a więc pewien sposób logicznego wnioskowania opartego na teorii

sformułowanej w sposób ścisły (zwłaszcza analityczny, ale także pólempiryczny i empiryczny) i – w przypadku teorii empirycznych – zweryfikowanej przez doświadczenie. Ponieważ liczba takich teorii w odniesieniu do środowiska rzeczno-go nie jest duża, stąd ograniczone możliwości metody dedukcyjnej. Skuteczność metody dedukcyjnej zależy od sprawności teorii wyjściowej, która jest absolutna jedynie w przypadku teorii analitycznych (Troskołański 1969, 1982). Jednak z najbardziej nawet elementarnych teorii, jak np. z zasady ciągłości ruchu w warunkach przepływu ustalonego, można wyprowadzić cały szereg zależności i wniosków, co autor starał się zasygnalizować na przykładzie krewas wylotowych i powrotnych oraz sedimentologicznych konsekwencji wymiany wód między korytem rzeki a obszarem pozakorytowym (Teisseyre 1985). Zależności wprowadzone metodą teoretyczno-dedukcyjną mają zwykle walor wielkiej prostoty i ogromną siłę przekonywania.

Niniejszy artykuł jest kolejnym z planowanych kilku opracowań, poświęconych współczesnym osadom pozakorytowym Polski południowo-zachodniej. Program badań opracowano częściowo metodą teoretyczno-dedukcyjną, jego realizację zaś podporządkowano podejściu empiryczno-indukcyjnemu. Jest to w pełni uzasadnione nieznacznym stopniem poznania procesów i osadów pozakorytowych. W konsekwencji, pierwsza część cyklu artykułów poświęconych mądom (Teisseyre 1985) koncentrowała się na zagadnieniach taksonomicznych i teoretycznych. Część druga poświęcona jest wybranym zagadnieniom metodycznym, artykuły następne będą próbą spojrzenia na dynamikę, procesy i osady strefy pozakorytovej od strony funkcjonalizmu. Stosowane przez autora techniki obserwacyjno-pomiarowe zostaną omówione w stosownych miejscach w następnych artykułach.

TEORETYCZNE PODSTAWY PROGRAMU BADAŃ

Jak zaznaczono wyżej, podejście teoretyczno-dedukcyjne nie musi być ograniczone wyłącznie do etapu racjonalnego interpretowania indukcyjnie uogólnionych wyników badań terenowych lub laboratoryjnych. Przeciwnie, można łatwo wykazać, że nawet elementarne i najprostsze zasady hydromechaniki mogą stanowić teoretyczną podstawę dedukcyjnego sformułowania zarysu programu badań lub zadań badawczych i to na-

wet w tak niedostatecznie poznanym środowisku, jak strefa pozakorytowa rzek.

W poprzednim artykule autor starał się ukazać jak podstawowa zasada ciągłości ruchu może być wykorzystana jako teoretyczna przesłanka uzasadniająca istnienie m.in. krewas powrotnych oraz konieczność stałej wymiany wód powodziowych między strefą aktywnego koryta a obszarem pozakorytowym (Teisseyre 1985). Istotnie, jeżeli

przepływ wody w strefie pozakorytowej ma być ciągły, to przy upraszczającym przyjęciu braku zasilania i ubytku wody na pewnym odcinku doliny ograniczonym punktami *A* i *B*, prawdziwa będzie zależność:

$$Q_A = Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots + Q_n = Q_B.$$

Wynika stąd, że rozgałęziające się strumienie wód powodziowych muszą w pewnych miejscach ponownie łączyć się ze strumieniem głównym (fig. 2). Z zależności tej można istotnie wydedukować istnienie stref powrotu wody z obszaru pozakorytowego do koryta rzecznego, co z kolei sugeruje możliwość istnienia krewas powrotnych.

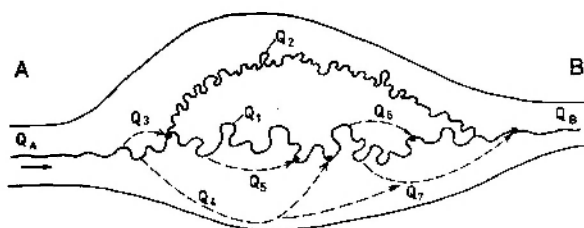


Fig. 2. Zasada ciągłości ruchu zastosowana do wyidealizowanego przypadku przepływu ustalonego w kotlinowatym rozszerzeniu doliny rzecznej między punktami *A* i *B*. W dolinie istnieje anastomozujący system koryt rzecznych, złożony z dużych (Q_1) i małych meandrów (Q_2 ; $Q_1 > Q_2$). Sytuacja wzorowana na dolinie Bystrzycy w rejonie Mietkowa (35 km na SW od Wrocławia), obserwowanej w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. Zasada ciągłości ruchu implikuje istnienie krewas powrotnych (duże kropki) oraz ustawiczną wymianę wód między strefami aktywnych koryt a strefą pozakorytową

Principle of continuity as applied to an ideal example of steady flow in a basin-like expansion of a river valley between *A* and *B*. A system of anastomosing channels exists in the valley involving large (Q_1) and small (Q_2) meander trains (with $Q_1 > Q_2$). Based on a real situation in the River Bystrzyca valley near Mietków (35 km south-west from Wrocław, Lower Silesia) during the August 1977 flood. The principle of continuity implies existence of return crevasses (dots) as well as constant exchange of water between the zones of the active channels and the extra-channel zone

Zasada ciągłości ruchu, zastosowana tu w najprostszej formie, ważnej dla ruchu ustalonego, faktycznie umożliwiła teoretyczno-dedukcyjne sformułowanie jednego z punktów programu badań autora, implikującego zwrócenie w czasie powodzi bacznej uwagi na brzegi rzek i flankujące je wały brzegowe. Badania terenowe wykonane w czasie powodzi sierpniowej potwierdziły w całej rozciągłości przypuszczenia teoretyczne i pozwoliły na udokumentowanie krewas powrotnych na wielu rzekach sudeckich (Teisseyre 1985, fig. 8–10, pl. VI 2, IX 1, 2). Równocześnie stwierdzono, że

krewasy powrotne mogą być podobne do krewas wylotowych i stąd mogą zostać pominięte w trakcie badań terenowych prowadzonych techniką *ex post facto*.

Myliłby się jednak ten, kto sądziłby, że przepływ osadu w tak złożonym odcinku systemu rzecznoego, jak odcinek doliny w czasie powodzi, może być badany przy zastosowaniu równania ciągłości ruchu ustalonego. W tym przypadku konieczne jest sięgnięcie po narzędzie bardziej precyzyjne: równanie ciągłości nieustalonego przepływu osadu (Henderson 1966; Douglas *et al.*, 1979):

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + \beta \frac{\partial z}{\partial t} = 0,$$

gdzie z oznacza wysokość nad poziom odniesienia.

Zasada ta wskazuje na złożone przyczyny nieustaloności przepływu osadu, będące wynikiem zmian w czasie i przestrzeni. Co więcej, zasada ta mówi, że zmiany te nie są od siebie niezależne. A zatem, posługując się powyższym równaniem można prognozować zmiany związane z depozycją osadu lub z erozją podłoża, jeżeli znane lub założone są zmiany jednostkowego natężenia przepływu osadu, q_s , w kierunku ruchu, x , lub odwrotnie. Równanie to stanowi zatem narzędzie uniwersalne, umożliwiające zarówno przewidywanie zjawisk, jeżeli jeden z wyrazów jest znany, jak i interpretację skutków nieustalonego przepływu osadu w strefie pozakorytowej (i nie tylko). Co więcej, równanie to implikuje również określoną technikę badań procesów nieustalonego przepływu osadu i ich skutków, także w obszarze pozakorytowym. Badając przepływy pozakorytowe i ich skutki możemy bowiem prowadzić albo systematyczne pomiary przepływu osadu w kierunku ruchu albo notować położenie powierzchni w czasie. Ta druga technika jest łatwiejsza, daje poza tym wyniki natychmiastowe, bez konieczności wykonywania żmudnych czynności laboratoryjnych. O ile tylko ruch osadu jest ciągły, zasada ciągłości ruchu gwarantuje porównywalność i poprawność wyników obserwacji prowadzonych tymi dwoma technikami.

Nasuwa się tu pewna analogia z metodami analizy ruchu cieczy w hydromechanice. Analiza ta – jak wiadomo – może być prowadzona metodą analizy wędrownej (tzw. metoda Lagrange'a) lub metodą analizy miejscowej (metoda Eulera). Pierwsza z proponowanych wyżej technik przypomina metodę Lagrange'a, druga zaś –

metodę Eulera. Druga technika daje jednak rozwiązanie prostsze i bardziej pogładowe – podobnie jak metoda Eulera w mechanice płynów (Troškolański 1969).

Poświęćmy nieco miejsca na dyskusję równania ciągłości nieustalonego przepływu osadu. W pierwszym przypadku, gdy mierzymy natężenie przepływu osadu w poszczególnych punktach w kierunku ruchu, mogą zaistnieć trzy przypadki: iloraz różniczkowy $\partial q_s / \partial x$ może być dodatni, ujemny lub równy zeru. Jeżeli $\partial q_s / \partial x > 0$ oznacza to, że jednostkowe natężenie przepływu osadu wzrasta w kierunku ruchu, co związane jest z obniżaniem podłoża, czyli z erozją dna. Wynika to jednoznacznie z zasady ciągłości ruchu, gdyż aby było spełnione dyskutowane równanie, iloraz różniczkowy $\partial z / \partial t$ musi być mniejszy od zera. W terenie sytuacje takie spotykamy, gdy ma miejsce wycinanie lub pogłębianie krewas bądź koryt krewasowych. W drugim przypadku, gdy $\partial q_s / \partial x < 0$, z równania ciągłości ruchu osadu wynika, że $\partial z / \partial t > 0$. Będzie to zatem odpowiadało sytuacji odłożenia pokrywy osadowej, glifu krewasowego itp. przy malejącym jednostkowym natężeniu przepływu osadu w kierunku ruchu. Jeżeli natomiast $\partial q_s / \partial x = 0$, wówczas przepływ osadu jest ustalony i nie należy spodziewać się żadnych zmian morfologicznych. Analogiczne trzy przypadki mogą zaistnieć, gdy badamy rzędne terenu i ich zmiany w czasie trwania powodzi w określonych punktach obserwacyjnych. Iloraz różniczkowy $\partial z / \partial t$ może być dodatni, ujemny lub równy zeru, co łatwo zinterpretować opierając się na równaniu ciągłości nieustalonego ruchu osadu.

W strefach pozakorytowych badanych przez autora dolin sudeckich najczęściej obserwowano w czasie powodzi dwa przypadki: 1° gdy $\partial q_s / \partial x < 0$ i $\partial z / \partial t > 0$ oraz 2° – przypadek ruchu quasi-ustalonego w obszarach względnie oddalonych od koryta rzeki, gdy $\partial q_s / \partial x \rightarrow 0$. Sytuacja, w której przepływ pozakorytowy eroduje podłoże, jest znacznie rzadsza. Wynika to z jednej strony z dużej odporności na erozję powierzchni zadarnionej, a z drugiej strony – ze stosunkowo małej mocy przepływów pozakorytowych. Wyjątkiem od tej zasady są jednak krewasy wylotowe i koryta krewasowe, wycinane bardzo szybko, zwłaszcza w polach ornym położonych na naturalnych wałach brzegowych.

Oprócz równań o charakterze analitycznym przy projektowaniu badań terenowych i interpretacji wyników pomiarów użyteczne są także formuły półempiryczne i empiryczne (por. Maizels

1983; Steer, Abbott 1983). Niech przykładem pierwszego typu równań będzie znana formuła Manninga:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} S^{1/2}.$$

Równanie to nie informuje nas wprawdzie o przyczynach ruchu, ale umożliwia prognozowanie zjawisk lub wyjaśnienie stwierdzonych faktów, o ile tylko liczba niewiadomych nie przekroczy jedności (zazwyczaj chodzi o V lub n ; w określonych przypadkach możliwe są rozwiązania przy dwóch niewiadomych). Dlatego, jeżeli znamy spadki hydrauliczne doliny, wału brzegowego lub koryta krewasowego, głębokość przepływu (która w płytkich a szerokich przepływach pozakorytowych może być uważana za równą promieniowi hydraulicznemu, R) i współczynnik oporu Manninga, możemy obliczyć i przewidywać prędkości średnie, lub odwrotnie – znając prędkości średnie wyliczyć wartość n . Warunkiem stosowalności formuły Manninga jest jednak spełnienie postulatu quasi-równomierności przepływu, czyli brak wyczuwalnych efektów piętrzenia. Dlatego formuła Manninga nie nadaje się do określania prędkości przepływu w warunkach przepływu znacznie zakłóconego, a zwłaszcza przepływu szybkozmiennego.

Interesujące wyniki teoretyczne można uzyskać metodą dedukcyjną rozpatrując np. zmiany prędkości przepływu w czasie powodzi przy równoczesnym uwzględnieniu znanego skądinąd charakteru fali powodziowej (por. Henderson 1966). Wiadomo, że zwłaszcza w górach fale te są strome i asymetryczne: skrzydło rosnące fali strome i krótkie, skrzydło opadające – długie i łagodne. Oznacza to, że spadek powierzchni swobodnej wody u czoła fali powodziowej będzie znacznie większy niż w jej części tylnej i większy od spadku podłużnego doliny rzecznej (Henderson 1966; Lambor 1971; Douglas *et al.*, 1979; Dębkowski *et al.*, 1982; Richards 1982). Przyjmijmy dla uproszczenia, że współczynnik oporu Manninga jest stały i rozpatrzmy warunki przepływu powodziowego w dwóch dowolnych chwilach, odpowiadających stanowi rosnącemu i opadającemu, lecz dobranych w taki sposób, aby w obu przypadkach wartość promienia hydraulicznego, R , była taka sama. Ponieważ spadek powierzchni wody jest przy stanach rosnących większy niż przy stanach opadających, jest oczywiste, że podobne pod względem geometrycznym przepływy rosnące i opadające będą miały różną prędkość, będą

Tabela 1. Warunki przepływu i współczynniki oporu Manninga w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. Stożek Miskowic, strefa pozakorytowa

Conditions of flow and Manning resistance coefficient during the August 1977 flood. Miskowice Fan, the extra-channel zone

Data Date	Środowisko Environment	d [m]	V [m s ⁻¹]	S [m/m]	n	Uwagi Notes	
1977-07-31 Stany rosnące Rising stages	Wał brzegowy, grzbiet Natural levee, crest	cm*	cm s ⁻¹ *	0,0119	duże large	Depozycja mułu między źdźbłami traw Deposition of mud between blades of grass	
	Krewasa wylotowa Outflow crevasse	0,43	1,05	0,0268**	0,089	Slaba erozja mad Weak erosion of alluvial loam	
	J.w. As above	0,39	2,10	0,0576**	0,061	Silna erozja mad Strong erosion of alluvial loam	
	Wał brzegowy, stok zewnętrzny Natural levee, outer slope	0,16	1,55	0,0318	0,034	Trawa wyłożona. Depozycja piasku i żwirku. Grass level with the ground. Deposition of sand and granules	
	Zarośla wierzbowe Oiser beds	0,53	0,39***	0,0168	0,206	Gęsta wiklina. Depozycja piasku Dense willows. Deposition of sand	
	Równia zalewowa Flood plain	0,18	0,63	0,0126	0,057	Trawa nie wyłożona. Depozycja piasku Grass, blades standing. Deposition of sand	
	Opuszczone koryto Abandoned channel	0,37	1,49	0,0149	0,042	Niska trawa. Depozycja mułu i bardzo drobnoziarnistego piasku Low grass. Deposition of mud and very fine-grained sand	
	Basen popowo- dziowy Flood basin	0,49	0,098***	0,0009	0,190	Gęsta, wysoka trawa. Depozycja mułu Dense high grass. Deposition of mud	
	1977-08-01 Stan ros- nący, szczyt fali powodziowej Rising stages, peak discharge	Wał brzegowy, grzbiet Natural levee, crest	0,19	1,88	0,0273	0,029	Trawy wyłożone. Depozycja żwirku Grass level with the ground. Deposition of fine gravel
		Wał brzegowy koryto krewasowe Natural levee, crevasse channel	0,38	2,19	0,0169**	0,031	Erozja glin aluwialnych. Lokalnie depozycja żwiru Erosion of alluvial loam. Locally deposition of pebbles
Wał brzegowy Natural levee		0,12	0,83	0,0042**	0,019	Płaskie ruchome dno, bardzo grubo- ziarnisty piasek ze żwirkiem na wyłożo- nej trawie Flat moving bed. Very coarse sand with granules on lying grass	
Wal brzegowy, część wewnętrzna Natural levee, inner part		0,57	0,45	0,0127**	0,173	Gęsty zespół: lepiężnik, pokrzywa, trawy nie wyłożone. Depozycja piasku Dense population of <i>Artium</i> , <i>Urtica</i> , <i>Graminae</i> , shoots standing. Deposition of sand	
Równia zalewowa, przepływ typu "sheet" Flood plain, sheet flow		0,33	1,09	0,0060**	0,034	Depozycja żwiru na leżącej trawie Deposition of gravel on lying grass	
Równia zalewowa przepływ "sheet" Flood plain, sheet flow		0,28	1,21	0,0063**	0,028	Depozycja piasku na wyłożonej trawie, ruchome płaskie dno Deposition of sand on lying grass, flat moving bed	

Tabela 1. cd.

Data Date	Środowisko Environment	d [m]	V [m s ⁻¹]	S [m/m]	n	Uwagi Notes
	Równia zalewowa, przepływ "sheet" Flood plain, sheet flow	0,29	0,53	0,0008**	0,024	Riplemarki na pokrywie piasku średnioziarnistego Rippled sheet of medium-grained sand
	Opuszczone koryto Abandoned channel	0,47	0,77	0,0009**	0,023	Riplemarki na piasku gruboziarnistym Ripples on coarse-grained sand
	Opuszczone koryto Abandoned channel	0,39	1,32	0,0113	0,043	Trawy częściowo nie wyłożone. Depozycja piasku Grass, partly standing. Deposition of sand
	Równia zalewowa Flood plain	0,31	0,052***	0,00004**	0,018	Depozycja mułu, trawy wyłożone Deposition of mud, grass level with the ground
1977-08-02	Wał brzegowy stok zewnętrzny Natural levee, outer part	0,17	1,07	0,0357	0,054	Bruk na piaszczysto-żwirowym osadzie, toczące gliny, zatory roślinne Pavement on sandy gravel, mud balls, locally plant jams
	J.w. As above	0,11	1,26	0,0288	0,031	Bruk na osadzie piaszczysto-żwirowym, płaskie ruchome dno Pavement on sandy gravel, flat moving bed
Stany opadające Falling stages	Równia zalewowa, płytkie roztoke Flood plain, shallow braids	0,09	1,06	0,0342	0,034	Koryta roztokowe na pokrywie żwirowej Braided channels on gravel sheet
	Przejście między równią a wałem Transition between flood plain and natural levee	0,08	0,70	0,0051**	0,019	Piasek gruboziarnisty, płaskie ruchome dno. Coarse-grained sand, flat moving bed
		0,15	0,38	0,0010**	0,024	Riplemarki na piasku średnioziarnistym Ripples on medium-grained sand
	Równia zalewowa Flood plain	0,13	0,58	0,0017**	0,018	Muł na piasku. Dno płaskie Mud over sand. Flat bed
	Równia zalewowa, śląd koryta Flood plain, trace of channel	0,05	0,71	0,0070	0,016	Piasek średnio-gruboziarnisty. Fale stacjonarne Medium-to-coarse sand. Standing waves
	Równia zalewowa, opuszczone koryto Flood plain, abandoned channel	0,39	1,15	0,0197	0,065	Trawy częściowo nie wyłożone, piaszczysto-żwirowe formy depozycyjne Grass partly standing, depositional forms of sandy gravel
	Basen popowodziowy Flood basin	0,28	0,10	0,000012**	0,015	Płaskie mułowe dno Flat muddy bed

* Rząd wielkości. Order of magnitude.

** Spadek powierzchni wody. Profil dna niestabilny. Slope of free water surface, non-uniform bed.

*** Pomiar prędkości metodą barwienia przepływu. Velocity measured using stain method.

wywierać na dno różne naprężenia ścinające i pracować z różną mocą. Wartości wszystkich tych parametrów będą większe przy przepływach rosnących niż przy malejących. Tym samym przy stanach rosnących będą odkładane bardziej gruboziarniste osady pozakorytowe i w szybszym

tempie niż przy stanach malejących. Ten pozornie paradoksalny wniosek wynika z faktu, że przy stanach rosnących uziarnienie materiału zawiesinowego wydostającego się z koryta rzeki ma też tendencję wzrastającą, a koncentracja zawiesiny w przepływie powodziowym często osiąga maxi-

num przed szczytem fali powodziowej (potwierdziły to wieloletnie obserwacje wielu badaczy, przegląd literatury na ten temat podaje m.in. Richards 1982).

Zagadnieniem wciąż niedostatecznie poznany jest warstwowanie osadów pozakorytowych, deponowanych przez pojedyncze epizody powodziowe. Jako jeden z pierwszych struktury takich osadów opisał z równi zalewowych rzeki Ohio Mansfield (1938). Według cytowanego autora najczęściej występowało tam uziarnienie gradacyjne odwrócone z najbardziej gruboziarnistymi piaskami w spągu, odpowiadającymi okresom szybkiego wzrostu stanu powodziowego i przepływowi maksymalnym. Cytowany autor wymienia ponadto ławice piasków o uziarnieniu gradacyjnym pensymetrycznym z najgrubszym lub najdrobniejszym ziarnem w środku, tłumacząc ich powstanie wahaniami przepływów powodziowych. Osady o uziarnieniu gradacyjnym odwróconym opisali później Jahns (1974), Schumm i Lichty (1963), Mc Kee *et al.* (1967), McPherson i Rannie (1970) i kilku innych autorów. Struktury osadów pozakorytowych są niestety rzadko opisywane, a jeszcze rzadziej badane w momencie tworzenia się, w czasie powodzi, co niewątpliwie jest jedną z głównych przyczyn wielu niejasności i błędów interpretacyjnych.

Czy typowa struktura osadów pozakorytowych może być określona dedukcyjnie? Chcąc odpowiedzieć na to pytanie uwzględnijmy zmienność warunków przepływu w obszarze pozakorytowym, w czasie przechodzenia całej fali powodziowej oraz faktyczną zmienność współczynników oporu Manninga (tabela 1). Okaże się wówczas, że prędkości maksymalne wystąpią zazwyczaj w momencie przechodzenia przez rozpatrywany przekrój szczytu fali powodziowej. Potwierdziły to m. in. obserwacje autora w lipcu-sierpniu 1977 r. (Bóbr, Złotna, Zadrna, Lesk) oraz w lipcu 1982 r. (Złotna, Bóbr; Teisseyre 1984). Wprawdzie spadek powierzchni wody w momencie przechodzenia przez przekrój szczytu fali powodziowej jest mniejszy niż przy stanach rosnących i w przybliżeniu równy spadkowi doliny, lecz wzrasta promień hydrauliczny, osiągając maksimum w momencie kulminacji fali powodziowej, maleją natomiast opory przepływu (trawy są wyłożone i częściowo przykryte osadem, w miejscach przykrytych osadem przeważa płaskie ruchome dno odpowiadające górnemu ustrojowi szorstkości, w którym opory przepływu są małe). Sytuacja zmienia się po przejściu szczytu fali

powodziowej – teraz malejącym stanom towarzyszy zmniejszanie się spadku hydraulicznego i promienia hydraulicznego oraz dość często wzrost współczynników oporu Manninga (wzrost szorstkości przemywanych osadów, pojawienie się riplemarków). W wyniku tych zmian prędkości przepływu sukcesywnie maleją. Jeżeli jednak przez cały ten czas w jakimś miejscu strefy pozakorytowej będzie następowała depozycja, to powinna powstać warstwa lub ławica osadu o uziarnieniu pensymetrycznym z najgrubszym ziarnem wewnątrz ławicy. W celu potwierdzenia lub obalenia tego wniosku teoretycznego należało zaplanować odpowiednie badania struktur osadów pozakorytowych, które byłyby prowadzone zarówno w czasie powodzi, jak i bezpośrednio po niej, w osadach mało jeszcze zaburzonych.

W końcu przykładem zastosowania formuł czysto empirycznych może być znana formuła określająca szerokość pasa meandrowego (ang. meander belt). Wiadomo, że rzeka meandrująca o dojrzałym meandrowym układzie koryta (krętość P ok. 3,0) tworzy pas meandrowy o szerokości 10–15 szerokości koryta (Leopold *et al.*, 1964; Allen 1965a; Scheidegger 1974; Schumm 1977; Allen 1982; Richards 1982; Morisawa 1985). Formułę tę można wykorzystać na różne sposoby. Przykładowo, na etapie projektowania badań autor starał się wytypować te odcinki dolin płaskodennych, w których wszystkie środowiska rzeczne byłyby w pełni rozwinięte. Jaka musi być minimalna szerokość płaskiego dna takiej doliny? Jeżeli ciek znajduje się pod jednym ze stoków, wówczas minimalna szerokość doliny, W , będzie równa szerokości pasa meandrowego, 10–15 w , powiększonej o szerokość wału brzegowego, 8–15 w , gdzie w oznacza szerokość koryta (według wstępnych obserwacji autora minimalna szerokość wałów brzegowych badanych rzek sudeckich wynosi ok. 8–15 w ; Teisseyre 1985). A zatem, w rozpatrywanym przypadku minimalna szerokość płaskiego dna doliny nie powinna być mniejsza niż 30 w (fig. 3). Jeżeli strefa aktywnego koryta biegnie środkiem dna doliny, jej minimalna szerokość nie powinna być mniejsza niż 45 w . Przy szerokości płaskiego dna doliny większej niż 60 w nie jest możliwe, aby jej dno było ukształtowane przez prostą sytuację powstania stacjonarnego pasa meandrowego (stacjonarny pas, a nie poszczególne meandry). Przeciwnie, warunkiem koniecznym jest wówczas migracja boczna strefy aktywnego koryta, wraz z całym pasem meandrowym. W dnach dolin, w których płaskie dno ma

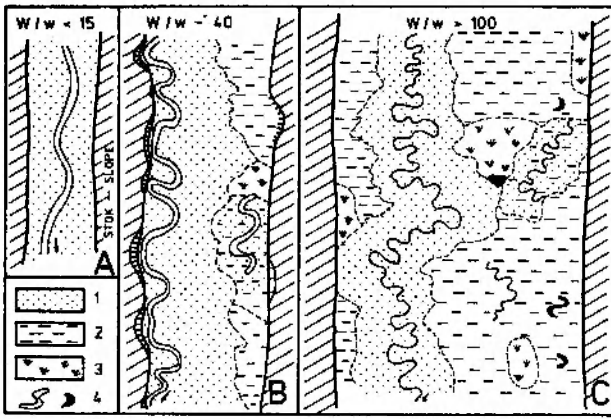


Fig. 3. Rozwój subsrodowisk strefy pozakorytowej w zależności od bezwymiarowego parametru szerokości dna doliny W/w . Schemat wykreślony na podstawie: A = sytuacji w dolinie Zlotnej powyżej Jarkowic, 10 km na NW od Lubawki (spadek doliny $S = 0,050633$); B = sytuacji w dolinie górnego Bobru w pobliżu granicy państwa, 6,7 km na WSW od Lubawki ($S = 0,015625$); C = sytuacji w dolinie górnego Bobru powyżej zbiornika Bukówka, 4 km na W od Lubawki ($S = 0,008849$). 1 – osady wałów brzegowych, głównie żwir i piasek przewarstwiony mułem; 2 – osady zawala – głównie muły równi zalewowej z cienkimi wkładkami piasku; 3 – baseny popowodziowe w obrębie zawala, zabagnione – muły i ily z wkładkami torfu; 4 – starorzecza i jeziorka starorzecz. Dalsze objaśnienia w tekście

Subenvironments of the extra-channel zone as related to dimensionless parameter of valley's width, W/w . Diagrammatic models drawn on the basis of: A – valley of the River Zlotna above Jarkowice, 10 km north-west from Lubawka (valley slope $S = 0.50633$); B – valley of the upper River Bóbr near the state's frontier, 6,7 km west-south-west from Lubawka ($S = 0.015625$); C = valley of the upper River Bóbr above the Bukówka Dam, 4 km west from Lubawka ($S = 0.008849$). 1 – natural levee deposits, mostly gravel and sand, with mud interbeddings; 2 – backland deposits – mostly flood plain muds with thin interbeddings of sand; 3 – flood basins, swamps – muds and clays, locally with peat layers; 4 = abandoned channels and oxbow lakes. See text for further explanations

szerokość ponad 100 w, należy liczyć się z występowaniem śladów starszych pasów meandrowych, powstałych przez porzucenie odcinków koryta na zasadzie awulsji (fig. 3). W takich dolinach może też przejawiać się tendencja do rozwoju anastomozujących wielokorytowych układów koryt meandrujących (por. Teisseyre 1985). Powyższe rozważania można też prowadzić w kategoriach bezwymiarowego parametru szerokości płaskiego dna doliny, W/w , jak to przedstawiono na figurze 3. Wspomniany parametr bezwymiarowy jest więc ważnym wskaźnikiem geomorfologicznego rozwinięcia dna doliny zajętej przez rzekę meandrującą.

To, co powiedziano wyżej, stanowi tylko garść przykładów wykorzystania teorii analitycznych lub hipotez hydraulicznych na etapie projektowania badań procesów i osadów rzecznych przy zastosowaniu metody teoretyczno-dedukcyjnej. Przykłady te można by mnożyć. Jednakże istotniejsze wydaje się dodanie krótkiego komentarza do tego, co powiedziano wyżej.

Po pierwsze, wypada stwierdzić, że stosowanie proponowanej wyżej metody nie ma na celu sprawdzenia w terenie podstawowych zasad mechaniki płynów i hydrauliki koryta otwartego, lecz twórcze zastosowanie tych zasad w empirycznych naukach przyrodniczych, jakimi są m. in. geologia środowiskowa i geomorfologia dynamiczna. Dla silniejszego tego podkreślenia warto wspomnieć, że na przykład zasada ciągłości ruchu została wyprowadzona analitycznie i nie wymaga sprawdzania ani weryfikacji w terenie, ponieważ stanowi ściśle sformułowane, obiektywne prawo fizyki. Podobnie inne podane wyżej formuły zostały już w wystarczającym stopniu sprawdzone w praktyce.

Po drugie, zastosowanie teoretyczno-dedukcyjnej metody na etapie projektowania badań może narazić na zarzut, że szuka się w terenie wyłącznie potwierdzenia koncepcji wypracowanych przy biurku. Byłby to zarzut niesłuszny i nieusprawiedliwiony. Teoretyczno-dedukcyjne przewidywanie zjawisk umożliwia przede wszystkim zwrócenie na nie należytej uwagi i we właściwym czasie oraz zaplanowanie i przygotowanie odpowiedniego wyposażenia terenowego. Ponadto podejście takie ułatwia maksymalne i jednocześnie uzasadnione ograniczenie kosztownych i pracochłonnych badań terenowych, zapewniając tym samym ich optymalizację. Myliłby się jednak ten, kto sądziłby, że teoretyczne przewidzenie możliwości wystąpienia jakiegoś zjawiska stanowi już rozwiązanie problemu. Przeciwnie, na przykład, zasada ciągłości ruchu nie mówi nic na temat, gdzie, kiedy i jak rozwijają się krewasy, koryta czy głify krewasowe. Udzielenie odpowiedzi na te ważne pytania może nastąpić jedynie w wyniku odpowiednich badań terenowych. Zasada ta nie mówi także nic o tym, czy krewasy rozwijają się w czasie jednej powodzi czy stopniowo, a jeżeli tak, to jaka jest ich ewolucja? W każdym zatem przypadku pozostaje dla przyrodnika rozwiązanie całej grupy istotnych zagadnień, czego można dokonać jedynie w sposób empiryczny, w toku odpowiednich badań terenowych i ekspery-

mentalnych. Niemniej autor jest zdania, że zastosowanie na szerszą skalę w naukach przyrodniczych zasady teoretyczno-dedukcyjnego ustalania programów badawczych lub ich części, należące

do normalnej praktyki w naukach technicznych, może znacznie podnieść efektywność naszych badań i uściślić ich wyniki.

NIKTÓRE CZYNNIKI WARUNKUJĄCE PRZEBIEG DEPOZYCJI W STREFIE POZAKORYTOWEJ

Jednym z celów badań podjętych przez autora była chęć zweryfikowania pewnych koncepcji i sądów ogólnych, przyjmowanych w sedimentologii i geomorfologii fluwialnej jako podstawowe. Sądy te, formułowane nierzadko w sposób kategoryczny, starają się narzucić nam pewne bardzo zgeneralizowane koncepcje ogólne, „porządkujące” problematykę sedimentologiczną związaną ze środowiskiem rzeczonym. Dziś nie ulega już wątpliwości, że wiele z tych koncepcji nie wytrzymało próby czasu (por. Lewin 1982, 1983). Na przykład, przyjmuje się najczęściej, że osady rzeczne dzielą się ogólnie na osady członu dolnego (ang. substratum deposits) i osady członu górnego (ang. topstratum deposits — podział opisowy, por. Mackin 1937; Fisk 1944, 1947) lub na osady korytowe i pozakorytowe (podział genetyczny) i jest to z pewnością koncepcja słuszna. Jednakże już następny krok w klasyfikowaniu i kategoryzowaniu wydaje się bardzo ryzykowny. Wielu autorów utrzymuje mianowicie, że osady korytowe są utworami przyrastania bocznego, a pozakorytowe — przyrastania pionowego (Mackin 1937; Wolman, Leopold 1957; Lattman 1960; Adler, Lattman 1961; Leopold *et al.*, 1964; Allen 1965a, 1970, 1982; Happ 1971; Morisawa 1985; Collinson 1986).

Tymczasem już w r. 1968 Schumm i Lichty wykazali, że osady korytowe podścielające dno doliny Cimaron River (Kansas) powstały głównie w wyniku przyrastania pionowego, a osady pozakorytowe — w dużej mierze w wyniku przyrastania bocznego. Nie jest to przypadek odosobniony. Dziś, jak się wydaje, już nie ulega wątpliwości, że mechanizm tworzenia się osadów korytowych zależy w dużej mierze od typu rzeki, a ściślej od typu rzeki, który ostatnio panował w badanej dolinie, a także od czynnika diastroficznego, warunkującego stabilność tektoniczną podłoża. Badania środowiskowe dostarczają coraz więcej dowodów na poparcie tezy, że pionowe przyrastanie osadów korytowych w łóżyskach rzek roztokowych jest bardzo częste, także w

warunkach klimatycznych nie mających nic wspólnego z klimatem zimnym i zlodowaceniami (Schumm, Lichty 1963; Schumm 1977, 1981; Richards 1982). Na przykładzie rzek sudeckich oraz holocenijskich pokryw aluwialnych Sudetów można wykazać, że — ogólnie biorąc — osady rzeczne powstają w wyniku 5 typów przyrastania (Teisseyre 1985, fig. 16, s. 154–157). Wydaje się też nie ulegać wątpliwości, że osady korytowe i pozakorytowe różnią się między sobą nie tyle wyłącznością pewnego typu przyrastania, lecz raczej przewagą przyrastania pionowego w strefie pozakorytovej oraz przyrastania bocznego i czołowego w strefie aktywnego koryta (przynajmniej w odniesieniu do rzek krętych, meandrujących i anastomozujących). Bardzo zbliżone poglądy wyrazili ostatnio także Nanson (1980), Lewin (1982, 1983) oraz Hughes i Lewin (1982).

Podobnie nie jest zapewne słuszny pogląd, że żwiry jako składniki najcięższe ograniczone są do osadów korytowych i w profilu pionowym cyklu o ziarnie malejącym ku górze (ang. fining-upwards cycle Allena 1965b) zajmują najniższą pozycję bruku korytovej. Przyjęcie takiego uproszczonego sądu może prowadzić do poważnych błędów w interpretowaniu kopalnych osadów rzecznych, na co zwrócił już uwagę Ritter (1975). Od dawna zresztą wiadomo, że żwiry mogą również być deponowane w obszarach pozakorytovej rzek meandrujących i krętych, na co zwrócili już uwagę anonimowi autorzy opisu powodzi w sierpniu 1897 r. w Sudetach (*Die Hochwasserkatastrophe... 1897*), Jahns (1947), McPherson i Rannie (1970), a ostatnio także Lewin i Manton (1975) oraz cytowany już Ritter (1975). Autorowi są znane z Sudetów liczne przykłady pozakorytovej depozycji żwirów (Teisseyre 1985, fig. 17b, 20). O ile jednak odkładanie żwirów w zajmującym całe dno doliny łóżysku żwirodennej rzeki roztokowej jest czymś oczywistym, to depozycja żwirów na wałach brzegowych i równiach zalewowych żwirodennej rzeki meandrującej nie jest bynajmniej oczywista i wymaga wyjaśnienia, tym

bardziej że są to niejednokrotnie żwiry o dużych średnicach otoczków, nie odbiegających od najgrubszych frakcji obciążenia dennego.

Jest oczywiste, że wyjaśnienie okresowej depozycji materiału detrytycznego w strefach pozakorytowych meandrujących rzek żwirowodennych wymaga omówienia trzech pozornie nie związanych ze sobą tematów, a mianowicie: 1° transport materiału detrytycznego w strefie aktywnego koryta i struktura korytowego przepływu powodziowego, 2° sposób dzielenia się korytowego przepływu powodziowego i warunki przepływu wody w krewasach oraz 3° warunki przepływu w strefie pozakorytowej.

1° Transport materiału detrytycznego w strefie aktywnego koryta i struktura korytowego przepływu powodziowego. Z obserwacji terenowych wiadomo, że aby możliwe było wynoszenie z koryta rzeki żwirów i deponowanie ich w strefie pozakorytowej konieczne jest, aby żwirowe dno rzeki było ruchome na całej długości. W rzekach sudeckich warunek ten jest z reguły spełniony już w czasie dużych wezbrań, ponieważ głębokość progowa, przy której dochodzi do inicjacji ruchu żwirowego dna jest zazwyczaj mniejsza niż głębokość pełnokorytowa i waha się w przedziale 1/2–3/4 głębokości pełnokorytowej (Teisseyre 1986; por. też Carling 1983; Kellerhals 1967 oraz Charlton *et al.*, 1978, którzy zajmowali się tą problematyką z hydrotechnicznego punktu widzenia). Z chwilą uruchomienia żwirowego dna rzeki istnieje już potencjalnie możliwość wynoszenia żwirów z koryta w strefy pozakorytowe. Istotne jest poza tym stwierdzenie, że w rzekach żwirowodennych inicjalny transport obciążenia dennego zaczyna się przy wartościach bezwymiarowego parametru naprężenia ścinającego, Θ , wynoszących ok. 0,03, a w przypadku klastów największych, o średnicy porównywalnej z głębokością przepływu, nawet przy wartościach Θ ok. 0,01 lub mniejszych (w tej sprawie patrz Klingeman i Emmett 1982; White i Day 1982; Carling 1983; pojedyncze obserwacje autora – Teisseyre 1986).

Z kolei trzeba zająć się strukturą prądu, przez co autor rozumie nie tylko charakter wektorowego pola prędkości, obrazowanego przykładowo przez pionowy lub poziomy profil prędkości, ale także skalarowe pole koncentracji zawiesziny, strukturę turbulencji i charakter transportu materiału detrytycznego niesionego przez rzekę. Dane na ten temat autor zaczerpnął z literatury (zwłaszcza prace teoretyczne i eksperymentalne Ein-

steina i współpracowników oraz Simonsa i Richardsona, cytowane w publikacji autora z r. 1986) uzupełniając je jakościowymi i ilościowymi obserwacjami własnymi, prowadzonymi od r. 1971 w trakcie kolejnych wezbrań i powodzi. Obserwacje własne obejmowały ustalenia koncentracji zawiesziny na różnych poziomach przepływu powodziowego i wzdłuż koryta rzeki przy zastowaniu specjalnie do tego celu skonstruowanej tuby oraz badania uziarnienia materiału detrytycznego niesionego w czasie powodzi w zawieszinie, saltacji i w transporcie dennym. Ponadto mierzono prędkości przepływu na różnych poziomach nad dnem, obserwowano, notowano, fotografowano i filmowano strukturę turbulencji w jej przejawach na powierzchni wody. Łączne omówienie wyników tych badań wymaga napisania osobnego artykułu; niżej zostanie przedstawiony jedynie obraz syntetyczny, niezbędny i zarazem wystarczający do dyskusji nad genezą osadów pozakorytowych.

Interesującą nas strukturę prądu przedstawia w uproszczeniu figura 4A, ukazująca podłużny

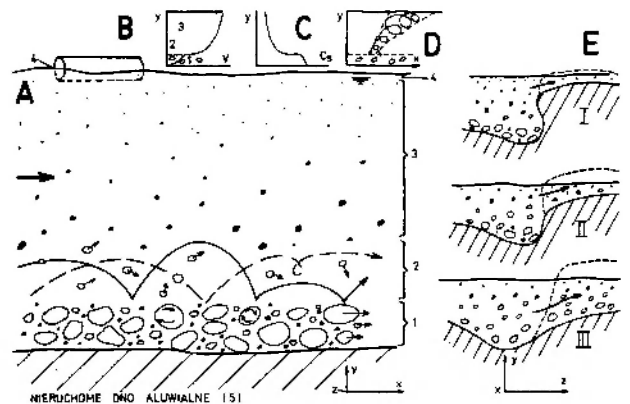


Fig. 4. Struktura przepływu powodziowego w korycie żwirowodennej rzeki górskiej ukazana w pionowym profilu podłużnym (A) oraz w pionowych przekrojach poprzecznych (E). Schematycznie pokazano rozkład prędkości w pionie (B), zmienność koncentracji zawiesziny w pionie (C) oraz wir wstępujący typu „kolk” (D). Na podstawie obserwacji w korycie dolnej Złotnej. 1 – warstwa denną (trakcyjną); 2 – warstwa przydenna (saltacyjna); 3 – warstwa zawieszinowa; 4 – warstwa powierzchniowa (flotacyjna). I – krewasa stroma; II – krewasa pośrednia; III – krewasa łagodna (rampa krewasy). Structure of the flood flow in a channel of the gravel-bed river shown in the vertical longitudinal profile (A) and the vertical transverse profiles (E). Diagrammatically shown are: velocity distribution in the vertical (B), vertical distribution of suspended sediment concentration (C), and an eddy of the „kolk” type (D). Based on observations on the lower River Złotna. 1 – bed layer (traction layer); 2 – near-bed layer (saltation-load layer); 3 – suspended-load layer; 4 – floating-load layer; 5 – immobile alluvial bed. I – steep crevasse; II – intermediate crevasse; III – mild crevasse (crevasse ramp)

przekrój przez środkową część prostego odcinka koryta, w którym odbywa się przepływ powodziowy. Równocześnie rysunek ten ukazuje pewien stan faktyczny, obserwowany w korycie dolnej Złotnej w czasie powodzi sierpniowej (1 i 2 sierpnia 1977 r., koryto między punktami 1 i 3, lokalizacja – Teisseyre 1980, fig. 5).

W przepływie powodziowym, ponad aktualnie nieruchomym dnem aluwialnym, występuje kilka „warstw” dających się mniej lub wyraźniej odzielić. Najniższe położenie zajmuje warstwa denna (1 na fig. 4A, ang. bed layer), odpowiadająca warstwie osadu transportowanego trakcyjnie (toczenie, wleczenie, krótkie przeskoki saltacyjne). Za Einsteinem grubość tej warstwy można określić na 2 średnice ziarna materiału dennego (Einstein *et al.*, 1940). Badania autora wykonane m.in. na dolnej Złotnej wskazują, że grubość tej warstwy wynosi przeciętnie rzeczywiście 2–3 średnice ziarna żwiru stanowiącego obciążenie denne rzeki (Teisseyre 1986). Taka jest też po powodzi średnia miąższość bruku korytowego wyścielającego koryta badanych rzek sudeckich (z wyjątkiem miejsc wykazujących tendencję do agradacji lub przyrastania czołowego).

Z pewnym uproszczeniem można przyjąć, że ruch osadu w warstwie dennej odbywa się pod wpływem przyłożonego naprężenia ścinającego, wywieranego na dno przez przepływ lepki. Rozpatrując to samo zjawisko w kategorii sił wywieranych przez przepływ lepki na aluwialne dno rzeki powiemy, że ruch ziarn odbywa się pod wpływem „siły prądu” (ang. fluid force), będącej wypadkową siły wleczenia (ang. drag force) i hydrodynamicznej siły unoszenia (ang. lift force; poglądowe i przystępne dla geologa przedstawienie tego zagadnienia patrz Morisawa 1985, s. 43, fig. 4.8 i 4.9).

W warstwie dennej koncentruje się najgrubszy materiał detrytyczny, co jest wynikiem hydraulicznego sortowania transportowanego obciążenia przez przepływ powodziowy. W warstwie dennej koncentrują się składniki tak ciężkie (o tak dużych prędkościach opadania w wodzie), że w danych warunkach przepływu nie mogą być uniesione ponad dno przez hydrodynamiczną siłę unoszenia. O charakterze ruchu warstwy dennej wiadomo mało. Warstwę tę można porównać raczej do lawiny kamienisto-wodnej (przepływ kolizyjny), w której decydującą rolę odgrywają kolizje między otoczkami. Można przypuszczać, że ciężar właściwy tej osobliwej cieczy wynosi do 1500 kG m^{-3} lub może nawet więcej. W przy-

padkach, w których ruch tej warstwy można było obserwować, przy stanach opadających na małych potokach, stwierdzono, że górna granica tej warstwy jest ostra. Stwierdzono też, że na granicy warstw 1 i 2 dokonuje się nagły skok prędkości przepływu (fig. 4B). Można z uzasadnieniem przypuszczać, że poruszająca się warstwa denna ma cechy płynu nieniutonowskiego o dużej lepkości (układ makrodyspersyjny).

Żwiry transportowane w warstwie dennej ulegają intensywnej abrazji. W rzekach zanieczyszczonych ściekami powierzchni żwirów pokrywają się bardzo szybko powłózkami organiczno-mineralnymi maskującymi skutecznie ich skład mineralny i strukturę (np. Bóbr poniżej Lubawki, Lesk w Czarnym Borze, Bystrzyca od Zagórza w dół biegu i wiele innych rzek). Po powodziach i dużych wezbraniach te same żwiry są z reguły powierzchniowo oczyszczone, szorstkie i matowe, a określenia składu mineralnego większości otoczek można dokonać bez ich rozbijania.

Wyższe położenie zajmuje warstwa przydena (2 na fig. 4A), będąca warstwą transportu saltacyjnego (ang. near-bed layer). Procesy zachodzące w tej warstwie są również mało zbadane, niemniej mają one duże znaczenie dla zrozumienia istoty transportu rzeczno i hydraulicznego sortowania osadu. Duży gradient prędkości przepływu przy dnie i ścianach koryta oraz jego niestabilność są przyczyną powstawania w tej warstwie wirów, które odrywając się od dna rozprzestrzeniają się ku górze i ku środkowi koryta jako wiry o osiach nachylonych, najczęściej pod prąd (tzw. „kolks” w literaturze angielskiej, fig. 4D). Działalność tych wirów, wywołująca zjawisko dyfuzji pędu, jest odpowiedzialna za transport przez wody powodziowe ziarn mineralnych w saltacji i w zawiesinie. Ponieważ średnica wirów wstępujących wzrasta w miarę oddalania się od dna, a zwiększaniu średnicy wiru towarzyszy zmniejszenie prędkości obwodowej cząstek wirującej masy, przeto w tym samym kierunku maleje też energia ruchu wirowego. Fakt ten tłumaczy dobrze znane zjawisko normalnej gradacji wielkości ziarna obciążenia saltacyjnego i zawiesinowego w pionie.

Często używany synonim warstwy przydennej – warstwa saltacyjna – pochodzi od sposobu transportu materiału detrytycznego w saltacji (fig. 4A). W ten sposób przemieszczane są w rzece te składniki, które są dostatecznie lekkie, aby mogły być oderwane od dna przez siłę unoszenia hydrodynamicznego (ang. lift force), a jednocześnie dostatecznie ciężkie, aby wypadały z trwałej zawiesi-

ny. Grubość warstwy saltacyjnej i wielkość ziarna materiału detrytycznego transportowanego saltacyjnie zależą od lokalnej intensywności turbulencji przy dnie. Ponieważ struktura i intensywność ruchu turbulentnego są zmienne tak w czasie, jak i w przestrzeni, przeto konkretne wielkości ziarna materiału transportowanego w saltacji są też zmienne i mają jedynie lokalne znaczenie (Teisseyre 1986). Ważne jest natomiast stwierdzenie, że w pobliżu dużych przeszkód, a także w strefie niektórych krewas, warstwa saltacyjna może dochodzić do powierzchni swobodnej wody, co autor kilkakrotnie stwierdził zarówno na rzekach żwirowodennych jak i piaskodennych. Górna granica warstwy saltacyjnej jest zwykle nieostra. Maksymalną mierzalną koncentrację zawiesiny notuje się właśnie w warstwie saltacyjnej. W dolnej Żłotnej pojedyncze próby pobrane w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. wykazały ciężary objętościowe wody $\gamma_0 = 1050\text{--}1070 \text{ kG m}^{-3}$. Są to liczby niewątpliwie zaniżone, ponieważ konstrukcja tuby używanej do pobierania prób zawiesiny umożliwiała chwytanie ziarn o średnicy nie przekraczającej 8 mm, podczas gdy w warstwie saltacyjnej często występowały w suspensji żwiry frakcji 32–64 mm, a lokalnie nawet frakcji 64–128 mm.

Saltacyjny transport żwirów w czasie powodzi powoduje niszczenie brzegów rzeki przez abrazję, rysowanie i zdzieranie (Teisseyre 1980, pl. V 3), uszkodzenie filarów mostowych i innych konstrukcji znajdujących się w korycie rzeki. Utrudnia to także używanie w czasie powodzi młynka hydrometrycznego, który w warstwie saltacyjnej jest narażony na szybkie uszkodzenie, a nawet zniszczenie (konieczne jest stosowanie specjalnych osłon). Górna granica uszkodzeń na filarach mostowych może być natomiast dobrym wskaźnikiem lokalnej grubości tej warstwy.

Ponad warstwą saltacyjną występuje warstwa zawiesinowa sięgająca oczywiście do powierzchni wody (3 na fig. 4A, ang. suspension layer). Materiał detrytyczny jest tu transportowany w zawieszynie dzięki turbulentnej wymianie pędu. Charakter dyfuzji turbulentnej powoduje, że koncentracja zawiesiny i wielkość ziarna materiału zawiesinowego maleją w miarę oddalania się od dna koryta (fig. 4C) jako od powierzchni, przy której rodzą się wiry i która jest równocześnie jednym z ważnych źródeł materiału detrytycznego (dotyczy to w zasadzie den aluwialnych; przegląd literatury na ten temat autor zestawił uprzednio – Teisseyre 1985, 1986, wyczerpująco

omawia ten temat także Richards 1982). Jeżeli transport zawiesiny w jakimś odcinku rzeki ma charakter quasi-ustalony, wówczas przy dnie ustala się stan quasi-równowagi dynamicznej: tyle samo materiału detrytycznego przechodzi w jednostce czasu do zawiesiny, ile jest dekantowane z suspensji. Ciężar objętościowy wody w warstwie zawiesinowej zmienia się w szerokich granicach zarówno w czasie, jak i w przestrzeni. Większość pomiarów wykonanych w czasie powodzi w sierpniu 1977 r. nad dolną Żłotną i górnym Bobrem dała wyniki mieszczące się w przedziale $\gamma_0 = 1005\text{--}1050 \text{ kG m}^{-3}$.

Najwyższe położenie – przy powierzchni wody – zajmuje warstwa flotacyjna (4 na fig. 4A). Jest to powierzchniowa warstwa wody, w której płynie niesiony przez rzekę materiał roślinny, utopione zwierzęta i wszelkie składniki pływające (ang. floating layer). Koncentracja obciążenia flotacyjnego jest zazwyczaj największa w pierwszej fazie powodzi, przy stanach rosnących (Teisseyre 1986). Belki i pnie drzew są transportowane w tej warstwie w ułożeniu równoległym do kierunku prądu (Teisseyre 1984, pl. VI, 3). Dlatego w stosunkowo wąskich korytach małych rzek żwirowodennych mogą być niesione długie belki i całe drzewa, o długości znacznie większej niż szerokość koryta. W zwężeniach koryta i zakrętach materiał roślinny może gromadzić się tworząc zatory roślinne. Zatory, wały i wałki roślinne powstają też na naturalnych wałach brzegowych rzek żwirowodennych, zwłaszcza przy stanach zbliżonych do maksymalnego.

2° Sposób dzielenia się korytowego przepływu powodziowego i warunki przepływu wody w krewasach (pl. I, II). Struktura przepływu powodziowego, omówiona wyżej, wskazuje jednoznacznie, że przepływ ten jest zawsze niejednorodny i to zarówno w pionie, jak i wzdłuż biegu rzeki. Wobec powyższego charakter, tekstura i miąższość osadów pozakorytowych muszą zależeć od sposobu dzielenia się przepływu powodziowego, czyli od ukształtowania wlotu do krewasy, jej wielkości i położenia względem dna koryta. Istotnie, z obserwacji terenowych wiadomo, że żwirowe pokrywy i glify krewasowe nie towarzyszą wszystkim krewasom rzek żwirowodennych (Ritter 1975; Teisseyre 1978a). Pierwszy z cytowanych autorów zwrócił uwagę na fakt, że żwiry deponowane w obszarze pozakorytowym towarzyszą wylotom krewas, których powierzchnia opada łagodnie w kierunku dna koryta. W niektórych przypadkach żwiry zdepo-

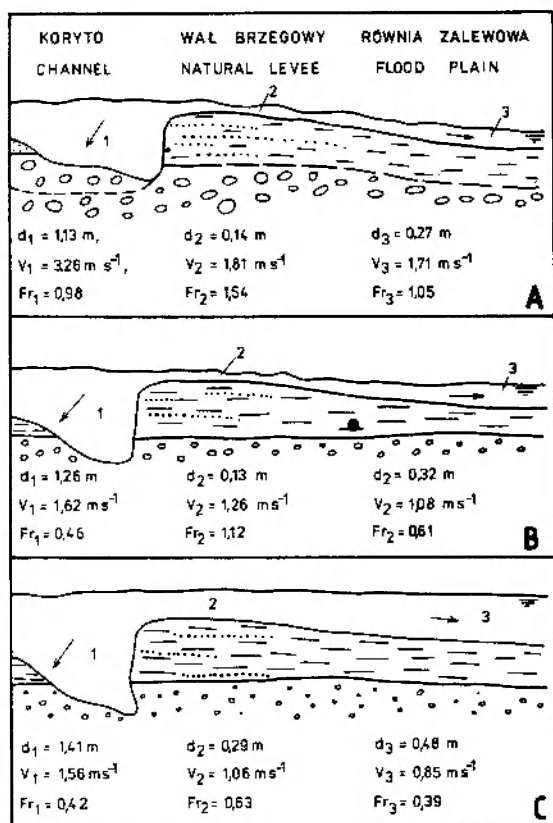


Fig. 5. Warunki przepływu w strefie naturalnych wałów brzegowych Złotnej (A) oraz Zadrny (dopływ górnego Bobru, B, C). Przekroje schematyczne, widok w górę koryta. A – dolna Złotna, stożek Miskowic, punkt 12, dnia 31.7.1977 r., stany rosnące. Spadek koryta $S = 0,031425$, spadek poprzeczny wału brzegowego $S = 0,052104$. Wał brzegowy trawiasty, trawy wyłożone. W strefie grzbietu wału brzegowego (profil 2) przepływ rwący ($Fr > 1$) utrzymywał się przez cały czas trwania powodzi (wał brzegowy był nie zatopiony). B, C = Zadrna, wieś Jawiszów (Kotlina Krzeszowska), 9 km na S od Kamiennej Góry. B = sytuacja z dnia 31.7.1977 r., stany rosnące spadek koryta $S = 0,008394$, spadek poprzeczny wału brzegowego $S = 0,026176$. Grzbiet wału brzegowego stanowił nadkrytyczne zwężenie koryta, przepływ był rwący (grzbiet nie zatopiony). C – to samo miejsce, szczyt fali powodziowej dnia 1.8.1977 r., grzbiet wału brzegowego zatopiony. Spadek koryta $S = 0,007117$, spadek poprzeczny powierzchni wody w strefie wału brzegowego $S = 0,001848$. Przepływ nad wałem brzegowym był spokojny.

Conditions of flow in the zone of natural levees of the lower River Złotna (A) and the River Zadrna (a tributary to the upper River Bóbr, B and C). Sections diagrammatic, views upcurrent. A – the lower River Złotna, Miskowice Fan, site 12, July 31, 1977, rising stages. Channel slope $S = 0.031425$, transverse slope of natural levee $S = 0.052104$. Levee grassy, grass level with the ground. At the crest of the levee (profile 2) the flow was supercritical throughout the flood (natural levee not drowned). B and C = the River Zadrna, Jawiszów village (Kotlina Krzeszowska basin, Central Sudetes), 9 km south of Kamienna Góra. B – July 31, 1977, rising stages, channel slope $S = 0.008394$, transverse slope of the natural levee $S = 0.026176$. The levee's crest offered a supercritical constriction to the flow which, consequently, was supercritical (levee's crest not drowned). C = the same place, peak discharge,

nowane przez powódź w obszarze pozakorytowym łączą się poprzez wyścielone żwirami krewasy ze żwirami dna rzeki (Ritter 1975, fig. 3; Teisseyre 1985, fig. 20). Łagodne powierzchnie takich krewas, które Ritter (*op. cit.*) nazywa rampami krewas, mogą być pochodzenia erozyjnego, depozycyjnego (wyrównanie brzegu przez żwiry) lub erozyjno-depozycyjnego. Sposób dzielenia się przepływu powodziowego w rejonie krewas nie był jednak dotychczas badany, toteż autor postanowił zwrócić na to szczególną uwagę w czasie badań terenowych.

Na brzegach nie rozciętych krewasami ważnym czynnikiem warunkującym charakter osadów pozakorytowych jest sposób przelewania się wody przez naturalny wał brzegowy. Ogólnie biorąc, krewasa lub odcinek wału brzegowego, przez który przelewa się część przepływu powodziowego, stanowi zawsze zwężenie strumienia wody, powodujące nierównomierność przepływu, wyrażającą się m. in. zmianą liczb Froude'a. W dolinach rzek żwirodennych o dużym spadku (np. Złotna na stożku Miskowic, fig. 5A) zwężenie to może mieć przez dłuższy czas, a nawet w ciągu całej powodzi, charakter zwężenia nadkrytycznego, wymuszającego w krewasie przepływ rwący ($Fr > 1$; w sprawie efektów hydraulicznych zwężeń strumienia patrz Henderson 1966; Douglas *et al.*, 1979; Allen 1982). Dzieje się tak dlatego, że przy dużym spadku dna doliny krewasy lub grzbiety wałów brzegowych nie ulegają łatwo (lub wcale) zatopieniu (pl. I, 3, II, 2–4). W dołach rzek żwirodennych o względnie małym spadku sytuacja może kształtować się odmiennie. W pierwszej fazie powodzi, gdy równie zalewowe nie są jeszcze zalane, krewasy lub przelewowe odcinki grzbietów wałów brzegowych szybko stają się nadkrytycznymi zwężeniami strumienia wypływającego z koryta rzeki (pl. II, 1). W krewasach tych lub nad wspomnianymi odcinkami wałów brzegowych powstaje ruch rwący, pomimo że w korycie rzeki przepływ jest spokojny ($Fr < 1$, por. Teisseyre 1985, fig. 6 i 7, pl. I, 2). Sytuacja ta utrzymuje się tak długo, aż krewasa lub grzbiet wału brzegowego ulegną zatopieniu (fig. 5B, C). Jeżeli grzbiet wału brzegowego już w pierwszych fazach powodzi jest zatopiony, wówczas przepływ może być spokojny zarówno w korycie rzeki, jak

August 1, 1977. The crest was drowned, channel slope $S = 0.007117$, transverse slope of water surface in the zone of the levee $S = 0.001848$. The flow over the levee was subcritical

i nad wałem brzegowym oraz w strefie zawala (pl. I, 1).

Przytoczone wyżej zasady nie są bez znaczenia, zwłaszcza z geomorfologicznego punktu widzenia. Przepływy rwące są bowiem najskuteczniejszym narzędziem erozji wodnej i dlatego czas trwania przepływu rwącego w krewasie rzuca na tempo jej rozwoju i warunkuje szybkość wycinania koryt krewasowych. Tak więc w dolinach o dużym spadku formy te powinny rozwijać się bardzo szybko, często w czasie jednej powodzi, co rzeczywiście potwierdzają obserwacje terenowe. m.in. autora.

W zimnej połowie roku dodatkowym czynnikiem przyspieszającym tworzenie się krewas i koryt krewasowych jest przemarznięcie pokrywy glebowej i obecność w niej lodu gruntowego. Wiadomo bowiem, że termoerozja nie jest zjawiskiem ograniczonym do strefy klimatów zimnych lub klimatów wysokogórskich, lecz działa także wszędzie tam, gdzie sezonowo dochodzi do zamarzania gruntu, a więc także w Sudetach (Teisseyre 1979a). Termoerozja działa zawsze z natężeniem znacznie większym niż zwykła erozja wodna, co tłumaczy dużą szybkość wycinania krewas przez powodzie zimowe (pl. IV).

3° Warunki przepływu w strefie pozakorytowej. Charakter osadów pozakorytowych zależy w końcu od warunków przepływu wody i osadu w strefie pozakorytowej (pl. I). Warunki te różnią się znacznie od warunków panujących w strefie aktywnego koryta rzeki (Teisseyre 1985). Po pierwsze, przepływ powodziowy w korytach małych rzek jest praktycznie zawsze trójwymiarowy (w przybliżeniu strumień osiowosymetryczny – we współrzędnych prostokątnych jest to ruch trójwymiarowy). Na wałach brzegowych natomiast, a zwłaszcza na szerokich równiach zalewowych panują w zasadzie warunki przepływu dwuwymiarowego (strumień płaski). Głębokości przepływu w strefie pozakorytowej są, nawet w czasie najwyższych powodzi, znacznie mniejsze niż w korycie rzeki. Stosunek głębokości przepływu pozakorytowego do korytowego zmienia się w szerokich granicach, zwykle w przedziale 1:3 – 1:15 (pomiar wykonany w czasie powodzi sierpniowej na stożku Miskowic, w dolinie Złotnej i w dolinie górnego Bobru między Błazkową a Bukówką). Nie oznacza to wcale, że prędkości przepływu pozakorytowego i naprężenia ścinające wywierane przez ten przepływ maleją w identycznym stosunku względem wartości typowych dla koryta rzeki. Przeciwnie, różnice te

są znacznie mniejsze, a to z następujących powodów:

1. Spadek poprzeczny wałów brzegowych jest z reguły duży i zazwyczaj znacznie większy niż spadek dna doliny (tabela 1, fig. 5, pl. I, 3, IV, 1, 3):

2. Spadek powierzchni równi zalewowych, równy w przybliżeniu średniemu spadkowi dna doliny, jest zawsze większy niż spadek hydrauliczny koryta rzeki, ponieważ krętość rzeki jest praktycznie zawsze większa od jedności;

3. Współczynniki oporu Manninga dla trawiastych równi zalewowych są dużo mniejsze niż dla koryta rzeki, zwłaszcza po wyłożeniu traw w pierwszej fazie powodzi. Na równiach zalewowych z wyłożoną i częściowo przykrytą osadem trawą (muł, drobnoziarnisty piasek) notowano nawet wartości $n = 0,16-0,024$ (tabela 1, pl. II, 3).

W związku z powyższym w dnie doliny żwirodennej rzeki meandrującej prędkości przepływu powodziowego w korycie rzeki mogą być tylko nieznacznie większe niż na równi zalewowej – przeciwnie niż to ma zazwyczaj miejsce w dolinach rzek nizinnych. Zjawisko to autor obserwował wielokrotnie w czasie powodzi sierpniowej, a także w czasie późniejszych powodzi. Jako przykład można przytoczyć pomiary prędkości z najstronkszej, środkowej części stożka Miskowic między punktami 11 i 13 (dane z dnia 1.8.1977 r.). W krętym, nieregularnym korycie Złotnej, o brzegach wysadzanych wikliną, panowały następujące warunki przepływu: $R = 1,55$ m, $S = 0,028983$, $V = 3,37$ m s⁻¹, $n = 0,068$, $Fr = 0,86$. W przyległej części nie zatopionej równi zalewowej stwierdzono: $R = 0,27$ m, $S = 0,037581$, $V = 1,89$ m s⁻¹, $n = 0,043$, $Fr = 1,16$. W stosunku do koryta rzeki nie nastąpiło wprawdzie odwrócenie prędkości, zaszło jednak odwrócenie liczb Fr (0,86 w korycie i 1,16 m dla równi zalewowej, pl. II, 2), co wynikało ze znacznie mniejszej głębokości na równi. Wydaje się, że jest to zjawisko charakterystyczne dla dolin rzek żwirodennych o dużym spadku (podobne przykłady można by mnożyć).

Można w tym miejscu postawić pytanie, czy możliwe jest, aby prędkość przepływu na równi zalewowej rzeki żwirodennej o dużym spadku była większa od prędkości w korycie rzeki? Teoretycznie jest to możliwe, lecz czy jest realne? Chcąc odpowiedzieć na te pytania rozpatrzmy pewien przypadek uproszczony, zbliżony jednak do naturalnych warunków stwierdzonych i obserwowanych w czasie powodzi sierpniowej w strefie

środkowej części stożka Miskowice i koryta Złotej między punktami 10 i 15 (fig. 6). Z diagramu na tej figurze wynika, że przy głębokości $d = 0,36$ m na równi oraz $d = 1,61$ m w korycie rzeki prędkości w tych dwóch miejscach będą równe co do wartości liczbowej (V ok. $3,2 \text{ m s}^{-1}$). Przy głębokościach większych niż $d = 0,36$ m prędkości przepływu na równi powinny być większe niż w korycie rzeki (fig. 6). Zjawiska tego w terenie

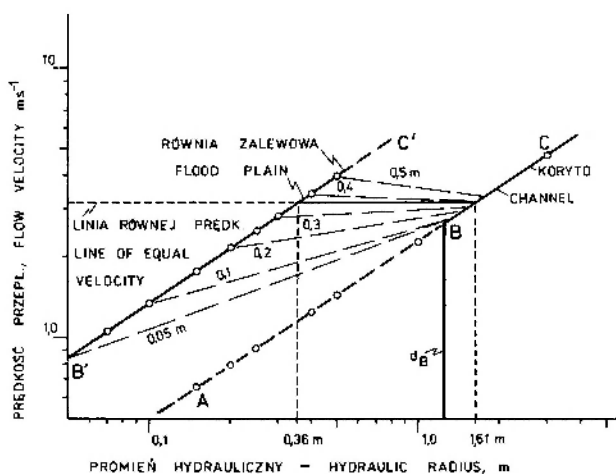


Fig. 6. Zależność prędkości przepływu na równi zalewowej i w korycie rzeki od promienia hydraulicznego, czyli głębokości przepływu powodziowego, na przykładzie środkowej części stożka Miskowice (sytuacja uproszczona). $A-C$ – wykres prędkości dla koryta rzeki ($S = 0,019$, $n = 0,06$), d_B – głębokość pełnokorytowa ok. 1,25 m; $A-B$ – przepływ mieszczący się w korycie; $B-C$ – przepływ wyższy niż pełnokorytowy (powodziowy); $B'-C'$ – wykres prędkości dla równi zalewowej ($S = 0,035$, $n = 0,03$). Linie przerywane łączące oba wykresy oznaczają odpowiadające sobie stany wody, opisane w kategoriach głębokości na równi zalewowej (przedział głębokości 0,05–0,5 m). Przy prędkości ok. $3,2 \text{ m s}^{-1}$ prędkości przepływu na równi i w rzece będą równe; odpowiadają tej sytuacji głębokości 0,36 m na równi i 1,61 m w korycie rzeki. Prędkości wyliczono z formuły Manninga przy zastosowaniu średnich współczynników oporu i przybliżonego spadku średniego

Relationship between mean flow velocity and hydraulic radius (or depth of flood flow) for the flood plain and the river channel. Simplified case based on situation characteristic of a mid-fan segment of the Miskowice Fan. $A-C$ – velocity versus hydraulic radius for the channel ($S = 0.019$, $n = 0.06$), d_B – bankfull depth ca. 1.25 m; $A-B$ – flow lower than bankfull; $B-C$ = overbank flow (flood flow); $B'-C'$ – velocity versus hydraulic radius for the flood plain ($S = 0.035$, $n = 0.03$). Broken lines between the two regression lines indicate corresponding stages on the flood plain and in the channel (i.e., 5 cm on the flood plain corresponds to 130 cm in the channel). At flow velocity ca. 3.2 m s^{-1} velocities on the flood plain and in the channel should be equal. The situation corresponds to depths 0.36 m on the flood plain and 1.61 m in the channel. Calculated using Manning formula with S and n being roughly equal to real or observed quantities.

nie zaobserwowano zapewne dlatego, że w czasie powodzi sierpniowej nie został osiągnięty odpowiednio wysoki stan przepływu pozakorytowego.

Jest jednak wątpliwe, czy nawet w warunkach bardzo wysokiej powodzi zjawisko odwrócenia prędkości, tj. wystąpienia większych prędkości na równi niż w korycie rzeki jest możliwe, a zwłaszcza czy może ono być dostatecznie długotrwałe (w skali czasu trwania powodzi), aby było istotne z geomorfologicznego punktu widzenia. Po pierwsze, przy prędkości $3,2 \text{ m s}^{-1}$ i głębokości $d = 0,36$ m liczba Froude'a osiąga wartość 1,70, notowaną przez autora raczej rzadko i to jedynie we wciosach lub w splywach idących stromymi drogami polnymi. W tym drugim przypadku towarzyszyła temu bardzo intensywna erozja dena, prowadząca do szybkiego wycinania wąwozu, często o schodowym profilu, przypominającym warunki „chutes and pools” (por. Simons i Richardson 1961 i wiele następnych publikacji tych autorów). Erozja ta prowadziła do zmniejszenia spadku i wzrostu współczynników oporu, czego wynikiem było zmniejszenie prędkości przepływu, wzrost głębokości i – w konsekwencji – spadek wartości liczb Fr . Po drugie, przy tak wysokich powodziach istnieje na stożkach napływowych Sudetów tendencja do czopowania koryta krętego żwiru (Teisseyre 1980, 1986) i zmiany układu koryta na roztokowy, co dezaktualizuje rozpatrywany problem, ponieważ płytkie łóżko roztokowe zaczyna obejmować cały stożek napływowy. Jest możliwe, że przewidziane teoretycznie zrównanie prędkości przepływu w korycie rzeki i na równi zalewowej odpowiada sytuacji progowej, inicjującej nagłą zmianę układu koryta z meandrującego na roztokowy. Ewentualne potwierdzenie tej hipotezy wymaga kontynuowania badań.

W licznych artykułach i w wielu podręcznikach dotyczących sedimentologii oraz geomorfologii fluwialnej podkreśla się, że na krawędzi brzegu koryta zachodzi nagle wygaszanie turbulencji, co powinno oczywiście prowadzić do gromadzenia się w tym miejscu szczególnie miększych osadów pozakorytowych deponowanych z zawiesiny. Badania autora wykonane nad rzekami zlewni Bobru i Strzegomki w czasie powodzi sierpniowej nie potwierdziły w pełni tego poglądu i zasugerowały, że polega on raczej na nieporozumieniu (u jego podstaw leży, w sposób oczywisty, brak dostatecznej znajomości z autopsji ukształtowania brzegów rzek; na brzegu rzeki trudno mówić o jakiejś krawędzi, a miejsce najwyższej położone – grzbiet wału brzegowego – biegnie

zazwyczaj w pewnej odległości od brzegu rzeki). W rzekach żwirowych o dużym spadku i przepływie rwącym lub zbliżonym do krytycznego (np. Złotna na stożku Miskowic) intensywność turbulencji wód przelewających się przez wały brzegowe zmienia się raczej stopniowo i na względnie długim odcinku, wynoszącym nieraz kilka szerokości koryta (pl. I, 3). Prowadzi to do powstawania w czasie powodzi względnie szerokich pokryw piaszczysto-żwirowych, okrywających w pewnych miejscach całe wały brzegowe, jak nad dolną Złotną między punktami 10 i 14. Z drugiej strony, istotna i wyczuwalna zmiana średnicy wirów i intensywności turbulencji dokonuje się raczej w brzeżnej części koryta niż nad „krawędzią” jego brzegu. Można to stwierdzić na zdjęciach opublikowanych przez autora uprzednio (Teisseyre 1980, pl. VI, 1, 1985, pl. V, 1, VI). W rzekach o przepływie rwącym lub zbliżonym do krytycznego notowano przy brzegu najczęściej następujące rodzaje wirów: wiry wędrujące o osiach nachylonych względem pionu (najczęściej pod prąd), wiry stacjonarne typu wirów śrubowych (walce wodne o silnym równoczesnym przepływie wody w kierunku osiowym), notowano także wstępujące wiry grzybowe (Teisseyre 1980, pl. III, VI, 1, 3, 1984, pl. VI–VIII).

Zdaniem Allena (1970, fig. 4.6, s. 139) nad zalanymi krawędziami brzegów koryta rzeczno-powodziowego powinny występować w czasie powodzi charakterystyczne wiry wędrujące o osiach pionowych (wiry zstępujące typu lejków wodnych). Cytowany autor przypisuje tym wirom wielkie znaczenie w procesie przenoszenia pędu i obciążenia zawieszynowego z koryta rzeki na obszar pozakorytowy, co powtarza następnie wielu autorów. Obserwacje terenowe autora nie potwierdziły w pełni tego poglądu. W czasie powodzi w latach 1977 (Bóbr, Złotna, Strzegomka i ich dopływy) oraz 1985 r. (Mała Panew, Odra) autor mógł stwierdzić, że wspomniane wiry występują tylko w rzekach o spokojnym ruchu wody ($Fr < 1$), przy względnie małym spadku hydraulicznym koryta (np. na Zadrnej w Jawiszowie, Teisseyre 1980, pl. III, 1). Ponadto wiry te występowały zawsze w brzeżnej strefie koryta rzeki, a nie nad zalaną krawędzią brzegu, co sugeruje rysunek i tekst opublikowany przez Allena (1970).

Na niektórych wałach brzegowych, a zwłaszcza na wałach zarośniętych wikliną, intensywność turbulencji może być podobna do intensywności burzliwości w korycie rzeki, a lokalnie nawet większa (Teisseyre 1984, pl. III, 4, 1985, fig. 6, pl.

II). Zazwyczaj po przekroczeniu grzbietu wału brzegowego to, co było niesione w korycie jako zawiesina, zaczyna rozdzielać się hydraulicznie na materiał transportowany trakcyjnie, saltacyjnie i w zawieszynie. Jest to wynik stopniowego spadku mocy strumienia (tu: jednostkowej) i stopniowej zmiany struktury turbulencji. Nierzadko zmiany te stają się wyraźnie wyczuwalne dopiero na zewnętrznych stokach wałów brzegowych (pl. I, 3) i w tych też miejscach tworzą się najczęściej różne formy tzw. „glifów krewasowych”.

W czasie kilku obserwowanych przez autora powodzi (1958, 1964, 1965, 1971, 1977, 1985 r.) można było zauważyć, że wolnozmiennie przepływy powodziowe mogą transportować trakcyjnie, w saltacji i w zawieszynie drobny materiał detrytyczny (piasek, muł) na dość długich odcinkach zalanego dna doliny, np. na skalę części kotliny śródgórskiej (Bóbr i Złotna w rejonie Miskowic, Bóbr między Bukówką a Błażkową, Zadrna w Kotlinie Krzeszowskiej, Bóbr w Obniżeniu Kamiennogórskim). Po części wynika to zapewne z cech powierzchni pozakorytovej w przytoczonych miejscach, zajętej przez łąki (równe powierzchnie, dodatkowo wygładzone przez wyłożenie traw i częściowe ich zamulenie), po części zaś z faktu, że zamieranie ruchu trakcyjnego następuje przy znacznie mniejszych wartościach naprężeń ścinających niż tego wymaga inicjacja ruchu osadu (Carling 1983). Jednakże niezależnie od tej ciągłości transportu osadu depozycja na równiach zalewowych ma nierzadko charakter lokalny, zwłaszcza jeżeli chodzi o grubsze pokrywy piasków i żwirów (o większej niż parocentymetrowa grubości). Wyjątkiem od tej zasady są tylko części aktywne stożków napływowych. Uważna analiza miąższości osadów pozakorytowych prowadzi do wniosku, że przepływy działające na równi zalewowej mają zapewne na przemian charakter ruchu wolnozmiennego opóźnionego (depozycja osadu) oraz wolnozmiennego przyspieszonego lub nawet quasi-ustalonego (brak osadu z wyjątkiem cienkiej warstewki mułu i piasku przechwyconej między źdźbłami traw, pl. I, 4, II, 3).

W trakcie powodzi w sierpniu 1977 r. stwierdzono też, że przepływy powodziowe mogą transportować w strefie pozakorytovej duże klasty, np. bryły gliny aluwialnej ($\gamma_0 = 1,4-1,7 \text{ T m}^{-3}$, w zanurzeniu – odpowiednio mniej). Średnica tych brył może być porównywalna z głębokością przepływu pozakorytowego. W świetle tego, co wiadomo obecnie o inicjacji ruchu dużych kla-

stów i o warunkach wypadania ich z trakcji, jest to oczywiste (Carling 1983; por. też pojedyncze obserwacje autora, Teisseyre 1986).

Podsumowując powyższe można powiedzieć, że charakter litologiczny i miąższość osadów pokorytowych zależą od wysokości powodzi, czasu jej trwania (co jest oczywiste) oraz od ukształtowania wlotu do krewas i sposobu dzielenia się przepływu powodziowego (co można przewidzieć dedukcyjnie i co zostało w pełni potwierdzone w terenie, fig. 4 E, pl. III). Jedynie głębokie i łagodne krewasy mogą wyprowadzać na obszar pozakorytowy wszystkie rodzaje obciążenia rzeki (III na fig. 4 E, pl. III, 4). Dlatego też istotny jest podział krewas na łagodne i strome (pl. III), istotne jest też zagadnienie ich rozwoju.

Zdolność krewas łagodnych do wyprowadzania na obszary pozakorytowe dużych objętości obciążenia dennego rzeki zależy także od kąta osi krewasy względem osi koryta (pl. III). Z badań hydrotechnicznych wiadomo, że im mniejszy jest ten kąt, tym łatwiejsze będzie wydostawanie się obciążenia dennego z koryta rzeki przez krewasy na obszar pozakorytowy (liczne pozycje literatury hydrotechnicznej na ten temat referuje Richards

1982, s. 281–294, por. też Henderson 1966, s. 450–463). Prawdziwość tej zasady można bardzo łatwo sprawdzić w terenie (przykłady obserwowane przez autora będą podane w następnym artykule, por. też pl. III). W pełnej zgodności z wynikami badań hydrotechnicznych stwierdzono także, że najgrubsze osady wałów brzegowych, a zwłaszcza pokrywy, towarzyszą nie zewnętrznym łukom zakrętów, jak się to często mylnie podaje w literaturze geologicznej, lecz prostym odcinkom międzymeandrowym, a zwłaszcza odcinkom wejść do zakrętów, o lekkiej łukowatej krzywiźnie brzegów, powyżej osi zakrętu (pl. III). Z osiowej części zakrętu wychodzą na brzeg zewnętrzny zwykle tylko lokalne i ograniczone co do miąższości glyfy krewasowe. W dolnej zewnętrznej części zakrętów natomiast, poniżej ich osi, grubość osadów deponowanych na wałach brzegowych jest często najmniejsza, ponieważ działające w tej części koryta prądy wtórne transportują większość materiału dennego, saltacyjnego, a częściowo także zawieszinowego w stronę brzegu wewnętrznego koryta (Henderson 1966; Richards 1982), co nie sprzyja depozycyjnemu nadbudowywaniu wałów brzegowych.

OGÓLNE UWAGI O DEPOZYCJI OSADÓW POZAKORYTOWYCH

W wyniku zasilania wodami rzecznyymi, wodami pochodzącymi ze spływów stokowych oraz dzięki lokalnej erozji w strefie pozakorytowej transportowana jest głównie zawiesina gradacyjna gruba ($0,10 \text{ mm} < D < 0,50 \text{ mm}$), zawiesina gradacyjna drobna ($0,04 \text{ mm} < D < 0,10 \text{ mm}$) oraz zawiesina jednorodna, mająca częściowo charakter zawiesiny pelagicznej ($D < 0,04 \text{ mm}$). Depozycja zawiesiny, dokonująca się przez dekantację, zachodzi w wodzie płynącej opornie, a całkowite wytrącenie najdrobniejszych zawiesin pelagicznych możliwe jest tylko w starorzeczach, częściowo opuszczonych korytach i basenach popowodziowych (por. Sundborg 1958, 1964, 1983, 1986). W dolinach rzek podgórskich i nizinnych całkowita dekantacja najdrobniejszych zawiesin pelagicznych może trwać nawet kilka tygodni, co autor kilkakrotnie obserwował na terenach zalewowych Bystrzycy, Oławy i Ślęzy w ich środkowym i dolnym biegu (Równina Wrocławska i Przedgórze Sudeckie). W dolinach rzek górskich, np. w badanej przez autora zlewni górnego Bobru, gdzie osady pozakorytowe są na ogół znacznie bardziej przepuszczalne, stwierdzono nato-

miast zjawisko stopniowego odsączania zawiesin w basenach popowodziowych i w różnych zagłębieniach terenu w wyniku infiltracji. Infiltracja jest tu po prostu tak szybka, że drobne zawiesiny pelagiczne nie zdążą się wytrącić, gdyż zbiorniki wód popowodziowych zanikają w ciągu jednej doby lub najwyżej kilku dni.

Ścisłej mówiąc, dekantacja zawiesin jest kontrolowana przez szybkość opadania ziarn w wodzie i lokalną intensywność turbulencji. Dlatego też w strefie naturalnego wału brzegowego, gdzie intensywność turbulencji jest nadal stosunkowo duża, wytrącają się przeważnie zawiesiny gradacyjne grube i bardzo grube ($D > 0,50 \text{ mm}$). Zawiesiny te, wypadając z suspensji, a przed ostatecznym zdeponowaniem, podlegają jeszcze na pewnym odcinku transportowi trakcyjnemu. Materiał ten jest wleczony dopóty, dopóki naprężenia ścinające na dnie spadną do wartości niższych niż wartości progowe, niezbędne dla utrzymania ziarn w ruchu. W tym czasie może dokonywać się dalsze hydrauliczne sortowanie deponowanego materiału w zależności od wielkości ziarna i innych jego cech teksturalnych

(ciężar objętościowy, obtoczenie, sferyczność, kształt ziarna).

Na wałach brzegowych i brzegach rzek okresowo może być deponowana także zawiesina gradacyjna drobna, a nawet zawiesina jednorodna. Dzieje się tak w czasie pierwszej fazy powodzi, gdy nie jest jeszcze przekroczony stan powodujący przelanie się wody przez grzbiety wałów, a także w czasie dużych wezbrań. Wyjątkowo dużo zawiesiny deponują w strefie brzegów koryta duże wezbrania występujące bezpośrednio po długim okresie przepływu niżówkowego. Osady brzegów i wewnętrznych części wałów brzegowych osiągają wtedy miąższości od paru milimetrów do paru centymetrów, w zależności od warunków lokalnych i czasu trwania wezbrania. De-

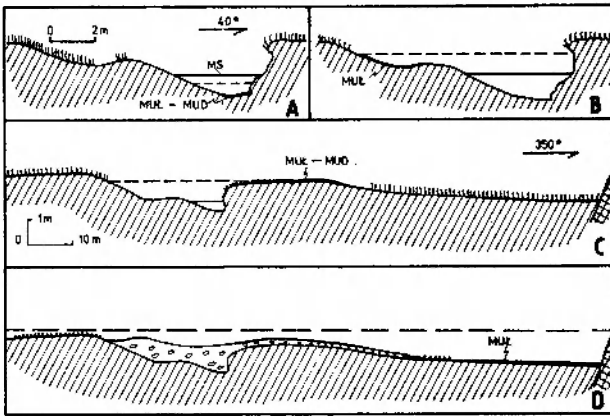


Fig. 7. Oddalanie się miejsc depozycji mułu od koryta rzeki w miarę wzrostu stanu i przepływu na przykładzie dolnej Złotnej na stożku Miskowic, przekroje widziane w górę koryta. *A* – depozycja mułu w przegłębieniu korytowym podczas przepływu niżówkowego (punkt 3, Q ok. $0,12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, listopad 1978 r., *MS* = stan średni); *B* – depozycja mułu na górnej części łachy meandrowej i na brzegu wewnętrznym (lokalizacja j.w., Q ok. $9\text{--}11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, wezbranie roztopowe w lutym 1978 r.); *C* – depozycja mułu na wale brzegowym, środkowa część stożka Miskowic (punkt 12, Q ok. $12\text{--}15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, maj 1977 r.); *D* – depozycja mułu w zewnętrznej strefie stożka, widoczne jest koryto zaczopowane żwirem oraz żwir i piaski wału brzegowego (lokalizacja j.w., powódź sierpniowa, Q ok. $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

Migration of zones of deposition of mud as related to the increase in stage and discharge. Lower River Złotna, Miskowice Fan, views looking upcurrent. *A* – deposition of mud in pool during low-flow (site 3, Q ca. $0,12 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, November 1978, *MS* = mean stage); *B* – deposition of mud on the upper part of point bar and the inner bank (location as above, Q ca. $9\text{--}11 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, thaw freshet in February 1978); *C* – deposition of mud on natural levee, mid-fan part of the Miskowice Fan (site 12, Q ca. $12\text{--}15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, May 1977); *D* – deposition of mud in the outer part of the Miskowice Fan; note gravelly channel plug originated during the August 1977 flood and gravels and sands of the natural levee (location as above, August 1977 flood, Q ca. $40 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$).

pozycja zawiesin przebiega tu zawsze przy dużym udziale roślinności. W czasie wezbrań muły mogą być również deponowane na łachach bocznych i meandrowych, a więc w strefie aktywnego koryta. Odnosi się wrażenie, że strefy depozycji mułów odsuwają się od koryta rzeki w miarę wzrostu stanów i przepływów (fig. 7).

Część wypadającego z zawiesiny materiału detrytycznego może być w czasie powodzi wleczone dalej, w strefę zawała, gdzie piaski i gruboziarniste muły mogą tworzyć pokrywy, miniaturowe stożki napływowe, mikrodelty i inne formy depozycyjne tzw. „glifów krewasowych”. Na wałach brzegowych osadza się także duża część obciążenia flotacyjnego rzeki, a zwłaszcza pnie, drzewa, gałęzie, belki i wszelkiego rodzaju pływające odpadki.

W strefie zawała zachodzi przynajmniej częściowa dekantacja zawiesiny gradacyjnej drobnej i zawiesiny jednorodnej przy dużym, a nawet decydującym wpływie znajdującej się tam roślinności (por. Wolman, Eiler 1958; McPherson, Rannie 1970). Osady te mogą być dekantowane w każdym miejscu, gdzie woda płynie dostatecznie powoli. Cienkie na ogół osady zawiesiny drobnoziarnistej i jednorodnej można zatem napotkać w różnych, zupełnie nieraz płytkich zagłębieniach zawała, najniższych częściach wałów brzegowych, w stawach i starorzeczach, zwłaszcza znajdujących się w pobliżu strefy aktywnego koryta. Grube osady pochodzące z zawiesiny gradacyjnej drobnej mogą powstać jedynie w częściowo odciętych korytach, aktywnie zasilanych w czasie powodzi wodami pochodzącymi bezpośrednio z koryta rzeki.

Spora część drobnej zawiesiny gradacyjnej i jednorodnej odpływa jednak poza doliny górskie. Nawet zbiornik Pilchowice (Bóbr niżej Jeleniej Góry) nie wylapuje całej zawiesiny dostarczanej ze zlewni górnego Bobru, mimo że poprzedzony jest przez dwa mniejsze zbiorniki (Orth 1934; Chomiak *et al.*, 1969).

Innym zjawiskiem obserwowanym dość często w strefach pozakorytowych rzek Pogórza i Przedgórzy Sudetów jest występowanie zbiorników wody stojącej pochodzenia opadowego lub pochodzącej z topnienia śniegu. Wody te mogą wypełniać okresowo starorzecza, opuszczone koryta lub różne zagłębienia strefy pozakorytovej, zwłaszcza baseny popowodziowe. Zbiorniki te nie mają nic wspólnego z powodzią, a ich wpływ na przebieg depozycji w strefie pozakorytovej jest raczej pośredni (zjawiska lodowe zimą, wpływ na roślinność w ciepłej połowie roku).

POWODZIE W ZLEWNI GÓRNEGO BOBRU

W źródłach historycznych, w literaturze geograficznej i hydrologicznej można znaleźć wiele informacji o powodziach w zlewni górnego i środkowego Bobru. Informacje te, początkowo sporadyczne, stają się w miarę upływu lat coraz pełniejsze, zwłaszcza od drugiej połowy XV w. (*Die Hochwasserkatastrophe...* 1897; niemieckie roczniki hydrologiczne, zwłaszcza *Jahrbuch für Gewässerkunde...* za lata 1938 i 1939; Bachmann 1941; *Monografia Odry* 1948; Born 1954; Mikulski 1963; Margas i Szymczak 1970; Spoz 1978; Banach 1979; Orłowska 1979; Teisseyre 1979b; Tomaszewski 1979; *Kamienna Góra* 1985 oraz notatki autora prowadzone od r. 1957). Duże powodzie wystąpiły w dorzeczu Bobru w latach: 1056, 1169, 1462, 1488, 1496, 14.8.1555, 1562, 1564, 1566, maj i wrzesień 1567, 11.8.1570, 1571, 1573, 27.8.1578, 24.6.1592, 21.5.1596, 2.6.1608, 1625, 1674, 28.8.1715, czerwiec 1734, lipiec 1736, czerwiec 1785, czerwiec 1792, 12–15.7.1795, sierpień 1798, czerwiec 1804, sierpień 1813, 24.5.1819, 1844, 11.7.1867, 1882, 1883, 22.7–2.8.1897, 1902, 1903, 1915, 2.7.1926, 26.10–7.11.1930, sierpień–wrzesień 1938, 1948, 3–7.7.1958, 1964, 1965 oraz 31.7–3.8.1977 r. W zestawieniu tym w sposób oczywisty zaznaczają się luki przypadające na okresy długotrwałych wojen i klęsk elementarnych: w XV w. związanych z wojnami husyckimi (drugie i trzecie ćwierćwiecze wieku XV), z wojną trzydziestoletnią i wojnami śląskimi. Powódź w sierpniu 1813 r. była jedną z przyczyn klęski wojsk napoleońskich na Dolnym Śląsku.

W okresie obserwacji prowadzonych przez autora w zlewni górnego Bobru wystąpiły dwie katastrofalne powodzie: w dniach 3–7.7.1958 r. oraz w dniach 31.7–3.8.1977 r. Mimo częściowego spłaszczenia fal powodziowych przez zbiornik Bukówka, położony 3,3 km na zachód od Lubawki, pod wodą znalazło się wówczas całe płaskie dno doliny Bobru i jego dopływów, z wyjątkiem terasów nadzalewowych 3–5 m nad poziom rzeki. Obie te powodzie stworzyły bardzo poważne zagrożenie dla znajdujących się w zlewni górnego Bobru zbiorników zaporowych, a zwłaszcza dla zbiorników Pilchowice i Bukówka (Spoz 1978). Mniejsze powodzie, powodujące zalanie tylko części dna dolin, wystąpiły ostatnio w latach 1964, 1965, 1971, 1979, 1982, 1985 i 1987.

Ocena częstotliwości powodzi rozumianych w sensie geomorfologicznym, czyli przepływów wyższych niż pełnokorytowe, nie jest łatwa ze względu na fragmentaryczność danych, różne pojmo-

wanie powodzi przez historyków, geomorfologów i hydrologów, częściowe obwałowanie rzek, które dla doliny Bobru w rejonie Kamiennej Góry jest poświadczane źródłowo już w XVI w., zmianę zera wodowskazów po ostatniej wojnie, a także w związku z kontrolowanym przepływem w górnym Bobrze, w okresie eksploatacji zbiornika przeciwpowodziowego Bukówka (1907–1978). Mimo wzniesienia tego zbiornika (suchy zbiornik przeciwpowodziowy zbudowany w latach 1902–1907) w ciągu siedemdziesięciu lat jego eksploatacji odnotowano w niżej położonej dolinie Bobru pięć powodzi, czyli średnio co 14 lat. Dla celów istotnych w tym cyklu artykułów ważne jest jednak ustalenie częstotliwości powodzi w okresie przepływów nie kontrolowanych, a więc przed rokiem 1907.

Dane zawarte w źródłach historycznych i hydrologicznych wskazują, że wysokie powodzie powtarzały się w zlewni górnego i środkowego Bobru w ciągu ostatnich 500 lat co 2 do 15 lat. Mniejsze powodzie, powodujące zalanie tylko części strefy pozakorytowej, występowały niewątpliwie częściej. Pewne światło na to zagadnienie rzuca obserwacja doliny Bobru w odcinku między Bukówką a Marciszowem po tymczasowym wyłączeniu z eksploatacji zbiornika Bukówka (1978 r.). W okresie 1978–1987, poniżej Bukówki, autor zanotował w kotlinach śródgórskich następujące niskie powodzie: w grudniu 1978, lutym–marcu 1979, kwietniu 1979, lipcu 1980, sierpniu i grudniu 1981, styczniu 1982, maju 1983, wrześniu 1984, w lutym, marcu i maju 1985 oraz w lutym 1987 r. Można więc przypuszczać, że w warunkach naturalnego odpływu Bobru niskie powodzie występowały co roku, a nawet kilkakrotnie w ciągu jednego roku. Jest to zresztą zgodne z reżimem hydrologicznym Bobru jako rzeki o deszczowo-śnieżnym ustroju zasilania (por. Pardé 1957, 1964). Nie od rzeczy będzie tu wspomnieć, że według ustaleń Nixona (1959) średni okres powtarzalności stanów pełnokorytowych wynosi dla rzek brytyjskich pół roku – wartość zapewne bliższa rzekom polskim niż okres 1–2 lat, właściwy dla rzek amerykańskich (Leopold *et al.*, 1964).

Badania terenowe autora wskazywały równocześnie na nieprzydatność dla celów geomorfologiczno-sedymentologicznych obserwacji hydrologicznych prowadzonych przez IMGW w dwóch posterunkach: Bukówka i Błażkowa. Posterunek Bukówka położony jest bezpośrednio

Tabela 2. Przepływy pełnokorytowe dolnej Złotnej i górnego Bobru według pomiarów autora
Bankfull discharges of the lower River Złotna and the upper River Bóbr according to the author's measurements

Odległość* Distance* [km]	Rzeka, lokalizacja River, location	Przekrój przepływowy pełno- korytowy Bankfull cross-sec- tional area A [m ²]	n	S [m/m]	Przepływ pełno- korytowy Bankfull discharge Q_B [m ³ s ⁻¹]	Uwagi Notes
0,0	Złotna, punkt 1 site 1	16,61	0,039	0,008335	44,6	Proste koryto regulacyjne Straight artificial channel
0,25	Złotna, punkt 9 site 9	16,10	0,048	0,010880	50,5	Koryto pół-naturalne Semi-natural channel
0,30	Złotna, punkt 10 site 10	8,82	0,056	0,012209	19,2	Naturalne koryto kręte Natural sinuous channel
0,55	Złotna, punkt 23 site 23	6,20	0,059	0,021114	16,9	Naturalne koryto kręte Natural sinuous channel
0,80	Złotna, punkt 34 site 34	4,62	0,057	0,012187	9,2	Naturalne koryto o małej krętości Natural low-sinuosity channel
0,85	Bóbr, powyżej ujścia Złotnej above junction with the Złotna	9,64	0,055	0,006048	12,1	Naturalne koryto kręte Natural sinuous channel
1,1	Bóbr, punkt B-2 site B-2	15,5	0,059	0,007692	25,3	Naturalne koryto kręte Natural sinuous channel
3,6	Bóbr, rejon mostu przy szosie Lu- bawka-Bukówka near the bridge on the road Lubaw- ka-Bukówka	21,80	0,061	0,012241	43,1	Kręte koryto sztuczne Sinuous artificial channel
5,2	Bóbr, Lubawka	18,84	0,064	0,006908	26,0	Nieregularne naturalne koryto kręte Irregular natural sinuous channel
6,4	Bóbr, Błażkowa most górny upper bridge	16,96	0,054	0,011468	37,6	Kręte koryto naturalne Sinuous natural channel

* Odległość od szczytu stożka Miskowic wzdłuż Złotnej i Bobru.

Distance from the fan-head of the Miskowice Fan along valleys of the River Złotna and the River Bóbr.

poniżej zapory Bukówka, toteż daje stany i przepływy kontrolowane przez ten zbiornik. Oba posterunki położone są w dolinach przełomowych i w sztucznych korytach głęboko wciętych w pokrywy aluwialne (zwłaszcza posterunek Błażkowa). Dlatego obserwacje prowadzone w tych posterunkach nie dają się wykorzystać przy prognozowaniu czy badaniu przepływów w szerokich dolinach płaskodennych i kotlinach śródgórskich (np. kotlina Bukówka-Lubawka-Błażkowa), gdzie geometria koryta rzeczno, przekroje przepływowe, głębokość wcięcia i układ koryta są zupełnie inne niż w dolinach przełomowych. W związku z powyższym autor opracował własną tabelę przepływów pełnokorytowych na podstawie własnych ustaleń współczynnika oporu Manninga, niwelacyjnych przekrojów poprzecznych koryt oraz ustaleń średniego spadku lokalnego (tabela 2). Uzyskane wyliczenia były weryfikowa-

ne w czasie kolejnych obserwowanych wezbrań i powodzi (zakres błędów obliczeń nie przekracza $\pm 10\%$). Uderzająca jest lokalna zmienność przepływów pełnokorytowych badanych rzek. Przejawia się to lokalnym występowaniem niskich powodzi, ograniczonych często tylko do zupełnie podrzędnych części kotlin śródgórskich. Dla stożka Miskowic charakterystyczne jest ponadto zmniejszanie się przepływu pełnokorytowego w kierunku w dół stożka (por. Teisseyre 1980).

Powódzie okresu historycznego niewątpliwie powodowały stopniową nadbudowę den doliny, zwłaszcza w kotlinach śródgórskich. Na fakt stopniowego nadbudowywania brzegów rzek okrywanych systematycznie madami wskazywali też Szczepankiewicz (1954, 1968) oraz Jahn i Szczepankiewicz (1967). Ponieważ autorowi nie są znane żadne przesłanki wskazujące na to, że dna rzek w zlewni górnego Bobru podnosiły się

równocześnie z akumulacją mad (z wyjątkiem stożków napływowych), można przypuszczać, że częstotliwość powodzi była kiedyś większa i malała stopniowo w okresie historycznym (por. badania Tinklera, 1971, nad madami południowego Teksasu). Poruszone tu zagadnienie stanowi samoistny problem wart w przyszłości wnikliwego zbadania. W każdym razie nic nie wskazuje na to, że w okresie historycznym powierzchnia obszarów pozakorytowych rzek zlewni górnego Bobru utrzymywała się na tym samym poziomie w stosunku do dna koryt, co dla niektórych rzek amerykańskich przyjmowali Wolman i Leopold (1957). W Sudetach raczej istnieją przesłanki wskazujące, że powierzchnia ta wznosi się coraz wyżej względem dna koryt, przynajmniej w tych odcinkach dolin, w których dna koryt wykazują względnie stabilne położenie w ciągu ostatnich

kilkuset lat (Bóbr, Złotna, Zadrna, Świdnik, Opátówka i wiele innych mniejszych cieków). W dolinach podlegających ostatnio degradacji (Lesk, dolny bieg Świdnika) wysokość powierzchni obszaru pozakorytowego wzrosła w ostatnich kilkadziesiąt latach o kilka decymetrów ponad dno koryt, mimo że obszary te nie są zalewane nawet w czasie wysokich powodzi.

Innym problemem jest czas trwania powodzi. Ze względu na duże spadki dolin w zlewni górnego Bobru nawet duże powodzie nie trwają tu dłużej niż 2–3 dni, małe natomiast – od kilku do kilkunastu godzin.

Dla badacza mad istotna jest nie tylko częstotliwość i czas trwania powodzi, ale także pora roku, w której one występują. Pory roku i pory fenologiczne rzutują bowiem m.in. na koncentrację zawiesiny w wodach powodziowych i na wa-

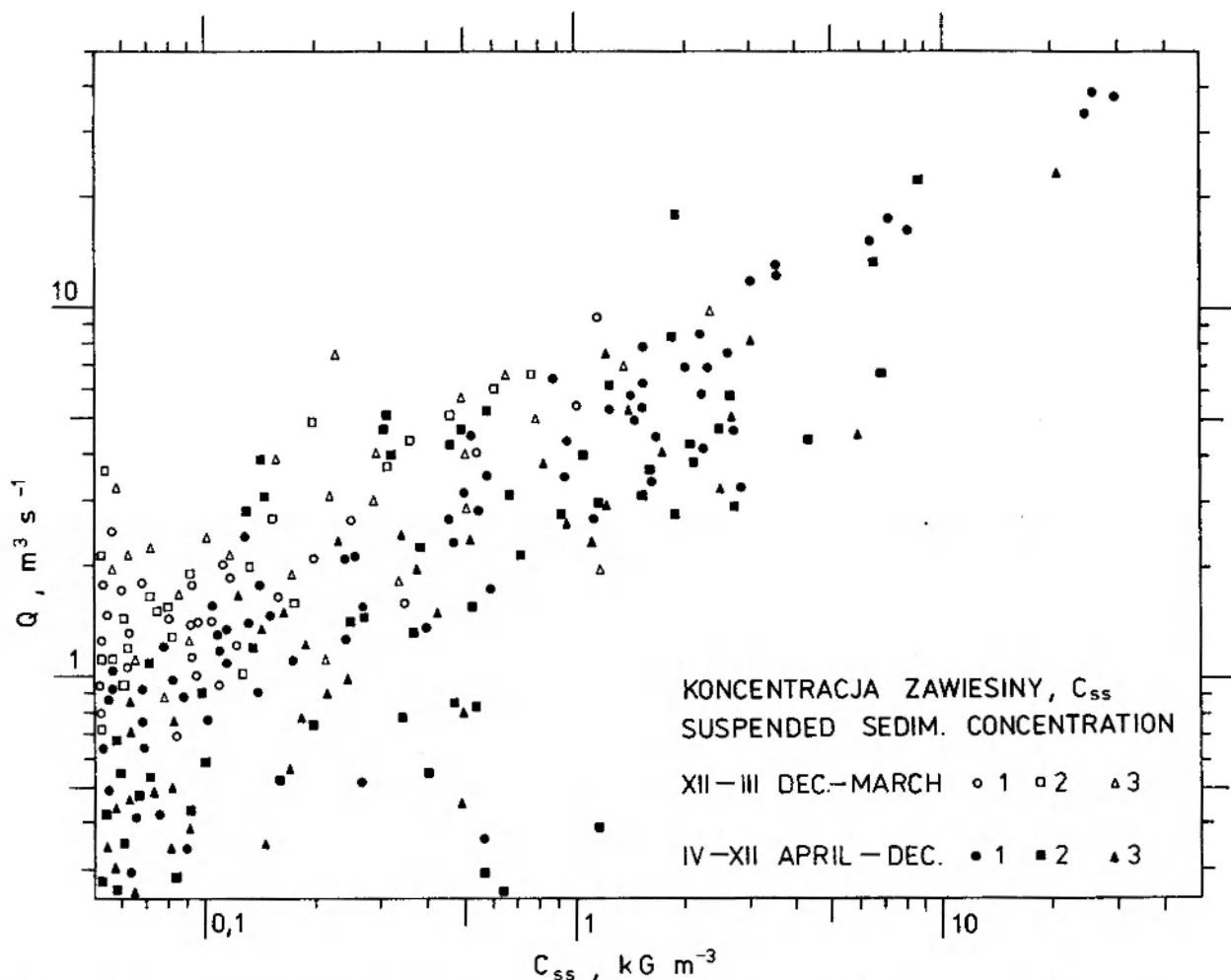


Fig. 8. Zależność koncentracji zawiesiny, C_{ss} , od natężenia przepływu, Q , dla trzech rzek sudeckich: dolnej Złotnej (1), górnego Bobru w rejonie Błażkowej (2) oraz dolnego Leska w odcinku badawczym w Sędziszawiu (3). Dane z lat 1977–1986, próby pobrane przez autora z powierzchniowej warstwy wody. Średnie roczne przepływy: dolna Złotna ok. $0,45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Bóbr w rejonie Błażkowej ok. $1,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, dolny Lesk w Dębrzniku ok. $1,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Relationship between suspended sediment concentration, C_{ss} , and discharge, Q , for three Sudetic rivers: the lower River Złotna (1), the upper River Bóbr at Błażkowa (2), and the lower River Lesk in the Sędziszaw study reach (3). Data from a decade 1977–1986, samples collected by the author from surface layer of the flow. Mean annual discharges: the lower River Złotna ca. $0,45 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, the River Bóbr near Błażkowa ca. $1,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, and the River Lesk in Dębrznik ca. $1,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

runki sedymentacji, tak w strefie korytowej, jak i pozakorytowej. Zagadnienia te nie były w Sude-
tach dotychczas badane.

Obserwacje rzek zlewni górnego Bobru i Strzegomki, prowadzone przez autora od r. 1957, wskazują, że z geomorfologicznego oraz sedymentologicznego punktu widzenia wygodnie jest podzielić powódzie na zimowe i niezimowe. Przez powódzie zimowe autor rozumie powódzie występujące w tej części zimnej połowy roku, w której gleby i grunty brzegów rzek są zamrożone (pl. IV). Pokrywa śnieżna jest zwykle obecna, choć w czasie odwilży śnieg może szybko zanikać z powodu topnienia lub zmywania z obszarów zalewowych. Powódzie zimowe mogą być związane z deszczami rozlewnymi, zwłaszcza w warunkach infiltracji ograniczonej przez zamrożenie pokrywy glebowej (np. grudzień 1978, luty 1987 r.). Lokalne powódzie zimowe są zwykle związane z zatorami śryżowymi lub lodowymi, powstającymi w wyniku nagłego zamrażania rzek bądź w czasie wezbrań odwilżonych (np. luty 1978 – pl. IV, styczeń i luty 1979, grudzień 1981, luty 1985, luty 1987 r.). Wody powodziowe cechuje wówczas z reguły mała koncentracja zawiesiny (fig. 8), której źródłem jest w zasadzie tylko łożysko zwilżone rzeki, a zwłaszcza znajdujące się w zasięgu stanów odwilżowych nagie podcięcia brzegów erodowanych (Teisseyre 1979a, 1986). Jeżeli odwilż utrzymuje się przez kilka dni, koncentracja zawiesiny w wodach rzecznych może bardzo znacznie wzrastać w wyniku intensywnego zasilania produktami wietrzenia fizycznego (geliwacji), rozwijającego się bardzo intensywnie na nagich skarpach nadrzecznych (termoerozja, termoeksfoliacja, odpadanie i osypywanie się, obrywy, por. Teisseyre 1979a, 1984, 1986).

Części strefy pozakorytowej zalane w wyniku powodzi zimowych pokrywają się zazwyczaj taflą czystego lodu, tworzącą się po odwilży lub w czasie nocnych spadków temperatury poniżej 0°C. Poza lokalnymi miejscami (części wałów brzegowych, zwłaszcza wewnętrzne) efekty depozycyjne powodzi zimowych w strefie pozakorytowej są niewielkie lub żadne. Większe mogą być natomiast efekty erozyjne, choć ich rozmiary i zasięg zależą od stanu termicznego rzeki oraz od czasu trwania powodzi. Krótkotrwałe powódzie pierwszej fazy odwilży, gdy wody rzeczne mają temperaturę bliską 0°C, a grunty brzegów są zamrożone, mogą nie wywoływać żadnych efektów erozyjnych. W takim przypadku przepływ wód odbywa się w już istniejących krewasach,

korytach krewasowych lub nad nisko położonymi częściami grzbietów wałów brzegowych, po zamrożonym gruncie, którego zimne wody rzeczne nie wytapiają. Sytuacja taka może trwać nawet kilka dni, w zależności od aktualnych warunków atmosferycznych. Dopiero ogrzane wody rzeczne później fazy odwilży lub roztopów przedwiośnia mogą wywołać znaczne efekty erozyjne, zwłaszcza na wałach brzegowych i w przyległych częściach zawala. Wody takie wytapiają zamrożony grunt bardzo szybko, co dotyczy w szczególności gruntów kohezyjnych lub przemytych piasków (termoerozja). Do tego dołącza się niszcząca działalność lodu rzeczno-łódzkiego. Niesiona wodami roztopowymi kora lodowa powoduje niszczenie wiklin nadrzecznych, uszkodzenie pni drzew, zrywanie pokrywy darniowej oraz inne mechaniczne uszkodzenia samych wałów. Duże lokalne rozmycia mogą powstać w miejscach, w których dochodzi do koncentracji wypływu wód z koryta lub przepływu pozakorytowego, wymuszonej zwałami kry i lodu brzegowego. W ten sposób w naturalnych wałach brzegowych mogą powstać głębokie krewasy, a na stokach wałów lub nawet w obrębie zawala – duże rynny erozyjne. Powstanie takich rynien w równym terenie może się później (np. w czasie rekonesansu terenowego w lecie) wydawać zagadkowe, ponieważ po stopnieniu lodu nie znajduje żadnego wytłumaczenia w obecności trwałych przeszkód. W starorzeczach i basenach popowodziowych pokrywa lodowa utrzymuje się znacznie dłużej niż gdzie indziej. Może to spowodować zwolnienie depozycji w tych miejscach, zwłaszcza w czasie wczesnych powodzi roztopowych (sytuacje takie obserwowano w marcu 1983, marcu 1985 oraz w lutym 1987 r. nad górnym Bobrem, dolną Oławą i dolną Małą Panwią).

Powódzie niezimowe występują w pozostałej części roku, gdy gleby i grunty nie są zamrożone. Górny Bóbr ma, jak wiadomo, deszczowo-śnieżny ustrój zasilania (klasyfikacja według Pardégo 1957, 1964), w związku z czym powódzie letnie są z reguły wyższe niż zimowe. Najwyższe powódzie niezimowe występują w lecie: w czerwcu (świętojanki), w lipcu lub w sierpniu. Na drugim miejscu są powódzie późnej wiosny, pojawiające się w maju, w wyniku pierwszych deszczów nawalnych lub nawalno-rozlewnych oraz późne powódzie roztopowe przedwiośnia i wczesnej wiosny, zwłaszcza po zdarzających się w Sude-
tach intensywnych opadach śniegu (np. kwiecień 1980 r. – wtórna pokrywa śnieżna o grubości do

80 cm). Do rzadkości należą natomiast powodzie jesienne (październik–listopad). Koncentracja zawiesiny w czasie powodzi letnich jest, ogólnie biorąc, znacznie większa niż w zimie (fig. 8). Według dotychczasowych obserwacji autora koncentracja zawiesiny jest z reguły największa wiosną i w jesieni (uprawa pól, wczesne lub późne pory fenologiczne, działalność lodu włóknistego i gruntowego, Teisseyre 1979a, 1984, 1985, 1986).

Notowane przez autora ciężary objętościowe wód powodziowych w górnym Bobrze i jego dopływach wahały się w przedziale $\gamma_0 = 1001\text{--}1090 \text{ kG m}^{-3}$. Z wyjątkiem niektórych krewas i koryt krewasowych koncentracja zawiesiny w obszarze pozakorytowym jest z reguły mniejsza niż w korycie rzeki. W strefie zawała ciężar objętościowy wód powodziowych rzadko przekracza wartości $\gamma_0 = 1007\text{--}1011 \text{ kG m}^{-3}$, nawet w czasie wysokich powodzi (np. w sierpniu 1977 r.). W niektórych krewasach koncentracja zawiesiny może być nawet większa niż w korycie rzeki, co jest oczywistym dowodem rozwijającej się tam erozji.

Należy tu również dodać, że strefa pozakorytowa może być zasilana zawiesiną także bezpośrednio ze stoków, w wyniku spływu stokowego, skoncentrowanego lub rozproszonego. W niektórych odcinkach dna doliny zasilanie to może

być znacznie bardziej intensywne niż zasilanie za pośrednictwem wód powodziowych z rzeki. Koncentracja zawiesiny w spływach stokowych obserwowanych w zlewni górnego Bobru jest z reguły większa niż w wodach rzek (Teisseyre 1986). Ponadto denudacja stoków odbywa się częściowo podziemnie (ang. piping), sprzyja jej także drenowanie pól. Na przykład po ulewnych deszczach w czerwcu 1985 r. stwierdzono koncentrację zawiesiny w wodach wypływających z drenów, założonych kilka miesięcy wcześniej, równą $13\text{--}14 \text{ kG m}^{-3}$ (pola i łąki położone na E od szosy Lubawka-Kamienna Góra, 2,5 km na N od Lubawki). Wysoka koncentracja zawiesiny wypływającej z drenów utrzymywała się tam co najmniej 2–3 doby. Największe koncentracje materiału detrytycznego stwierdzono w spływach błotnych. Spływy błotne osiągające krawędź dna doliny mogą wykazywać koncentrację osadu nawet do 40% wagowych (Teisseyre 1986).

Jest oczywiste, że efekty erozyjne i depozycyjne powodzi niezimowych są znacznie większe niż powodzi zimowych, choć rzucające się w oczy zmiany morfologiczne w dnach dolin, wywołane rozmywaniem lub depozycją, są zwykle lokalne (por. *Die Hochwasserkatastrophe... 1897* i zamieszczone tam zdjęcia).

PODSUMOWANIE

1. Dwie podstawowe metody badawcze empirycznych nauk przyrodniczych – empiryczno-indukcyjny funkcjonalizm oraz teoretyczno-dedukcyjny realizm znajdują zastosowanie w badaniach środowisk pozakorytowych, procesów madotwórczych i osadów strefy pozakorytowej. Wskazano na duże znaczenie podejścia teoretyczno-dedukcyjnego już na etapie projektowania badań terenowych i laboratoryjnych. Podstawowe prawa mechaniki płynów i teorie hydrauliczne umożliwiają przewidywanie zjawisk, nawet jeszcze nie odkrytych lub nie zbadanych oraz prognozowanie ogólnego ich przebiegu. Podejście to umożliwia zatem optymalizację programów badawczych zjawisk i procesów m.in. poprzez zwrócenie na nie właściwej uwagi i w odpowiednim czasie. Metoda ta umożliwia ponadto optymalne wykorzystanie czasu badań terenowych podczas nadarżających się przypadkowo epizodów powodziowych, których czas trwania jest zawsze bardzo krótki. Jednocześnie dyskusja odpowiednich

równań analitycznych lub formuł empirycznych umożliwia dobór najwłaściwszej techniki obserwacyjno-pomiarowej, a więc najprostszej w praktyce i dającej – w miarę możliwości – wyniki natychmiastowe. Losowa zmienność czasowa lub przestrzenna zjawisk i procesów – tak ważna dla przyrodnika – nie da się przewidzieć, a poznanie jej wpływu i efektów geologicznych wymaga dobrego rozpoznania środowiska przez spostrzegawczego obserwatora i w miarę możliwości także odpowiedniego podejścia funkcjonalnego. Podejścia takiego wymaga w szczególności poznanie sezonowej zmienności zjawisk fluwialnych – zagadnienia ogólnie niedostatecznie jak dotąd zbadanego.

2. W szczególności w sposób teoretyczno-dedukcyjny można przewidzieć i uzasadnić zjawisko wymiany wód między strefami korytową i pozakorytową, można prognozować w ogólnych zarysach rozkład facji osadów pozakorytowych oraz określić charakter pionowej zmienności

uziarnienia (warstwowań) osadów tej strefy. Możliwość przewidywania zjawisk fluwialnych na drodze teoretyczno-dedukcyjnej i prognozowania ich ogólnego przebiegu została w pełni potwierdzona w toku badań terenowych prowadzonych przez autora.

3. Zjawisko wymiany wód między strefami korytową i pozakorytową – czynnik dotychczas mało zbadany lub w ogóle pomijany – wynika w sposób oczywisty z zasady ciągłości ruchu. Istnienie tego zjawiska da się uzasadnić teoretycznie i wykazać praktycznie dla odpowiednio długiego odcinka doliny rzecznej lub kotliny śródgórskiej. Zjawisko wymiany wód między strefami korytową i pozakorytową sugeruje m.in. istnienie dwóch rodzajów krewas: wylotowych i powrotnych, co zostało w pełni potwierdzone w toku badań terenowych przeprowadzonych w sierpniu 1977 r. w zlewni górnego Bobru (Teisseyre 1985). Zjawisko to implikuje ponadto istnienie zmienności miąższości i struktur sedymentacyjnych (cechy obserwowane przez autora w terenie) oraz składu mineralnego i chemicznego mad w profilu podłużnym doliny rzecznej (hipoteza robocza wymagająca weryfikacji). Sugerowana zmienność wynika stąd, że czynnikiem aktywnym, a więc dawcą wód o dużej energii i znacznej koncentracji zawiesiny jest w czasie powodzi koryto rzeczne, czynnikiem natomiast w dużym stopniu pasywnym jest strefa pozakorytowa, w której energia wody płynącej stopniowo ulega rozproszeniu powodując dekantację większej lub mniejszej ilości zawiesin. Z danych zamieszczonych w tym artykule (m.in. tabela 1) oraz w poprzednich artykułach autora (Teisseyre 1984, 1985) wynika, że owo rozpraszanie energii dokonuje się na obszarach strefy pozakorytowej o stosunkowo szerokim zasięgu, a nie na granicy koryto/strefa pozakorytowa, jak to się czasem sugeruje. Wymiana wód między strefami korytową i pozakorytową wskazuje także, że bilans erozyjno-depozycyjny odcinka doliny rzecznej jest znacznie bardziej skomplikowany niż by się to pozornie wydawało.

4. Ogólny rozkład facji osadów pozakorytowych rzeki górskiej w odpowiednio długim odcinku jej doliny da się wyprowadzić z zasady ciągłości nieustalonego przepływu osadu oraz ze znanego w ogólnych zarysach rozkładu prądów w strefie pozakorytowej, wynikającego z jej topografii, pokrycia terenu i założonej głębokości przepływu. Spośród czynników morfologicznych na szczególną uwagę zasługuje duży spadek poprzeczny natural-

nych wałów brzegowych, warunkujący w znacznej mierze charakter przepływu w strefie pozakorytowej, a zwłaszcza kierunek i prędkości przepływu wody i transportowanego przez nią materiału detrytycznego (zawiesina, trakcja). Ogólnie biorąc zmienność warunków prądowania w strefie pozakorytowej polega na stopniowym, a nie nagłym, jak się to czasem przyjmuje, zmniejszaniu się prędkości przepływu w miarę oddalania się od koryta rzeki przy równoczesnej zmianie kierunku z poprzecznego lub skośnego do osi koryta (kierunek wynikający ze spadku poprzecznego wałów brzegowych, Teisseyre 1985, fig. 9) na kierunek podłużny, wyznaczony ogólnym spadkiem doliny rzecznej. Równocześnie wzrasta na ogół głębokość przepływu, maleją liczby Froude'a i maleje moc przepływu. Takie warunki przepływu w strefie pozakorytowej sugerują, że wartość ilorazu różniczkowego $\partial q_s / \partial x$ (jeden z wyrazów równania ciągłości nieustalonego przepływu osadu) ma w omawianej strefie, ogólnie biorąc, wartość ujemną z tendencją wzrastającą ($\partial q_s / \partial x \rightarrow 0$) w miarę oddalania się od koryta rzecznej. Oznacza to oczywiście, że iloraz różniczkowy $\partial z / \partial t$ ma tendencję malejącą w miarę oddalania się od koryta rzecznej i dąży stopniowo do zera. Wynika stąd w sposób oczywisty wniosek generalny, że depozycja najbardziej gruboziarnistego materiału detrytycznego, wynoszonego w czasie powodzi z koryta rzecznej (żwir, gruboziarnisty piasek), powinna zachodzić głównie na naturalnych wałach brzegowych (duże ujemne wartości ilorazu $\partial q_s / \partial x$ przy odpowiedniej dodatniej wartości ilorazu $\partial z / \partial t$). Poza wałami brzegowymi, na szerokich obszarach zawała, deponowane będą głównie muły i ły z tendencją do malejącej miąższości i drobniejszego ziarna w kierunku dystalnych części równi zalewowych (warunek $\partial q_s / \partial x \rightarrow 0$ i $\partial z / \partial t \rightarrow 0$), co oznacza stopniowe kształtowanie się ustalonego przepływu osadu w pewnej odległości od koryta rzecznej, bez wyczuwalnych efektów depozycyjnych. Ten ogólny rozkład facji może być zakłócony przez różne czynniki lokalne, np. przez zmywy stokowe, czego jednak autor w terenie nie badał.

5. Rodzaj warstwowania osadów pozakorytowych, złożonych w jednym epizodzie sedymentacji powodziowej, można przewidzieć wychodząc ze znanego skądinąd kształtu fali powodziowej oraz z dowolnej formuły półempirycznej na średnią prędkość przepływu. Zmiany warunków przepływu, wywołane asymetrią fali powodziowej oraz zmiennością w czasie współczynników oporu

wskazują jednoznacznie, że podstawową strukturą osadu pozakorytowego deponowanego w czasie całej powodzi powinno być uziarnienie gradacyjne pensymetryczne z najgrubszym ziarnem wewnątrz ławicy. Warstwa najbardziej gruboziarnistego osadu powinna odpowiadać maksymalnym prędkościom przepływu, występującym zwykle w czasie przechodzenia przez rozpatrywany przekrój szczytu fali powodziowej.

6. Dane zaczerpnięte z literatury oraz własne obserwacje i pomiary terenowe autora wskazują, że korytowy przepływ powodziowy jest zawsze niejednorodny i dzieli się w pionie na kilka warstw: denną (trakcyjną), przydenną (saltacyjną), zawiesinową i powierzchniową (flotacyjną). Wynika stąd, że charakter, a zwłaszcza tekstura i miąższość osadów pozakorytowych mogą w dużym stopniu zależeć od sposobu dzielenia się korytowego przepływu powodziowego, czyli od ukształtowania wlotu do krewasy, jego nachylenia i wielkości oraz od sposobu połączenia tego wlotu z dnem koryta.

7. Depozycja zawiesin w obszarze pozakorytowym. dokonująca się przez dekantację, zależy

od prędkości opadania ziarn w wodzie oraz od lokalnej intensywności turbulencji. W czasie kilku obserwowanych przez autora powodzi stwierdzono, że dekantacja najdrobniejszych zawiesin w basenach popowodziowych rzek podgórskich (Bystrzyca, Śleza, Oława) może trwać nawet do kilku tygodni. W górach w związku z większą przepuszczalnością mad obserwuje się raczej zjawisko odsączania najdrobniejszych zawiesin w wyniku infiltracji prowadzącej do szybkiego zaniku zbiorników popowodziowych wód stojących. W miarę wzrostu stanu wód miejsce depozycji najdrobniejszych zawiesin (mułu i łu) odsuwa się stopniowo od koryta rzeki. Stwierdzono, że duże wezbrania deponują zawiesiny w strefie aktywnej koryta (brzezi rzeki, łachy boczne i meandrowe, a zwłaszcza zagłębienia na łachach meandrowych). W pierwszej fazie powodzi miejscem intensywnego deponowania zawiesin stają się niektóre brzezi rzek lub ich części, a także naturalne wały brzegowe. W miarę dalszego narastania stanu powodziowego obszar depozycji zawiesin odsuwa się coraz dalej od strefy aktywnej koryta rzeki.

Wrocław, marzec 1987

LITERATURA

- ADLER A. A., LATTMAN L. H., 1961: Flood plain sediments in Halfmoon Creek, Pennsylvania. *Miner. Ind. Exp. Sta., Pennsylvania State Univ., Bull.*, no. 77, s. 1-11.
- ALLEN J. R. L., 1965a: A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, vol. 5, s. 89-191.
- 1965b: Fining-upwards cycles in alluvial succession. *Geol. J.*, vol. 4, s. 229-246.
- 1970: *Physical Processes of Sedimentation – an Introduction*. George Allen and Unwin, London.
- 1982: *Sedimentary Structures – Their Character and Physical Basis*. vol. I i II. „Developments in Sedimentology”, vol. 30A, B. Elsevier Sci. Publ., Amsterdam.
- BACHMANN C., 1941: *Denkschrift über den grossräumigen Wasserwirtschaftsausbau im oberen und mittleren Odergebiet bis zur Lausitzer Neisse*. Wrocław
- BANACH W., 1979: *Charakterystyka i ocena obecnego systemu ochrony przeciwpowodziowej w dorzeczu górnej Odry*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. s. 163-172. Wrocław.
- BERG G., 1940: *Geologische Karte... Blatt Schmiedeberg und Tschöpsdorf*. Berlin.
- BORN A., 1954: Analiza hydrologiczna powodzi na Odrze. *Gosp. Wod.*, nr 4.
- CARLING P. A., 1983: Threshold of coarse sediment transport in broad and narrow natural streams. *Earth Surf. Proc. and Landforms*, vol. 8, s. 1-18.
- CHARLTON F. W., BROWN P. M., BENSON R. W., 1978: *The Hydraulic Geometry of some Gravel Rivers in Britain*. Hydraulics Research Station, Report No. INT 180. s. 1-48. Wallingford.
- CHOMIAK T., CYBERSKI J., MIKULSKI Z., 1969: Akumulacja rumowiska w zbiornikach retencyjnych. Accumulation of bed load in storage reservoirs. *Pr. PIHM*, z. 96. s. 3-20.
- CHORLEY R. J., 1962: Geomorphology and general systems theory. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, no. 500-B. s. 1-10.
- 1964: Geography and analogue theory. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, vol. 54. s. 127-137.
- 1976: Bases for theory in geomorphology, [w:] *Geomorphology*, C. Embleton, D. Brunsten, D. K. C. Jones (red.), s. 1-13. Oxford University Press.
- CHORLEY R. J., KENNEDY B. A., 1971: *Physical Geography. A Systems Approach*. Prentice-Hall, London.
- COLLINSON J. D., 1986: Alluvial sediments, [w:] *Sedimentary Environments and Facies*, H. G. Reading (red.), s. 20-62. Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- Die Hochwasserkatastrophe in Riesengebirge am 29/30 Juli 1897*. 4. Auflag. s. 1-51. Jelenia Góra. 1897.
- DOUGLAS J. F., GASIOREK J. M., SWAFFIELD J. A., 1979: *Fluid Mechanics*. Pitman, London.
- Du BUAT P. L. G., 1786: *Principes d'hydraulique, vérifié par un grand nombre d'expériences, faites par ordre de Gouvernement*. 2 vol. L'Imprimerie de Monsieur, Paris.
- DURY G. H., 1972: Some current trends in geomorphology. *Earth Sci. Rev.*, vol. 8. s. 45-72.
- DĄBKOWSKI L., SKIBIŃSKI J., ŻBIKOWSKI A., 1982:

- Hydrauliczne podstawy projektów wodnomelioracyjnych*. PWRiL, Warszawa.
- EINSTEIN H. A., ANDERSON A., JOHNSON J. W., 1940: A distinction between bed load and suspended load in natural streams. *Trans. Am. Geoph. Un.*, vol. 21. s. 628–633.
- EMBLETON C., THORNES J., ed., 1985: *Geomorfologia dynamiczna*. PWN, Warszawa.
- FISK H. N., 1944: *Geological Investigation of the Alluvial Valley of the Lower Mississippi River*. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss. s. 1–78.
- 1947: *Fine-grained Alluvial Deposits and Their Effects on Mississippi River Activity*. Mississippi River Commission, Vicksburg, Miss. s. 1–82.
- HAPP S. C., 1971: Genetic classification of valley sediment deposits. *ASCE, J. Hydr. Div.*, vol. 97. s. 43–53.
- HENDERSON F. M., 1966: *Open Channel Flow*. MacMillan Publ., New York, Collier MacMillan Publishers, London.
- HEY R. D., 1978: Determinate hydraulic geometry of river channels. *J. Hydr. Div.*, HY-6. s. 869–885.
- 1979: Dynamic process-response model of river channel development. *Earth Surf. Proc.*, vol. 4. s. 59–72.
- 1982: Gravel-bed rivers: Form and processes, [w:] *Gravel-bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.), s. 1–13. John Wiley and Sons, Chichester.
- HOWARD A. D., 1965: Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. *Am. J. Sci.*, vol. 263. s. 302–312.
- HUGHES D. A., LEWIN J., 1982: A small-scale flood plain. *Sedimentology*, vol. 29. s. 891–895.
- JAHN A., SZCZEPANKIEWICZ S., 1967: Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola, [w:] *Czwartorzęd Polski*, R. Galon, J. Dylík (red.), s. 397–430. PWN, Warszawa.
- JAHNS R. H., 1947: Geologic features of the Connecticut Valley, Massachusetts, as related to recent floods. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.* no. 999, s. 1–158.
- JAHRBUCH für die Gewässerkunde des Deutschen Reichs. Abflussjahr 1938. Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivelements in Berlin. Berlin 1942.
- JAHRBUCH für die Gewässerkunde des Deutschen Reichs. Abflussjahr 1939. Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivelements in Berlin. Berlin 1943.
- Kamienna Góra, 1985: *Monografia geograficzno-historyczna miasta i okolic*. S. Michalkiewicz (red.). Ossolineum, Wrocław.
- KEAT R., URRY J., 1975: *Social Theory as Science*. Routledge and Kegan Paul, London.
- KELLERHALS R., 1967: Stable channels with gravel-paved beds. *J. Waterways and Harbors Div., ASCE*, vol. 93, s. 63–84.
- KITTS D. B., 1963: Historical explanation in geology. *J. Geol.*, vol. 71, s. 297–313.
- 1974: Physical theory and geological knowledge. *J. Geol.*, vol. 82, s. 1–23.
- 1976: Certainty and uncertainty in geology. *Am. J. Sci.*, vol. 276, s. 29–46.
- KLINGEMAN P. C., EMMETT W. W., 1982: Gravel bed-load transport processes, [w:] *Gravel-Bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.), s. 141–179. John Wiley and Sons, Chichester.
- LAMBOR J., 1971: *Hydrologia inżynierska*. Arkady, Warszawa.
- LATTMAN L. H., 1960: Cross-section of a flood plain in a moist region of moderate relief. *J. Sedim Petrol.*, vol. 30, s. 275–282.
- LEOPOLD L. B., MADDOCK T., 1953: The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* no. 252, s. 1–57.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco, London.
- LEWIN J., 1982: British flood plains, [w:] *Papers in Earth Studies*, B. H. Adlam, C. R. Fenn, L. Morris (red.), s. 21–37. Geobooks, Norwich.
- 1983: Changes of channel patterns and flood plains, [w:] *Background to Palaeohydrology*, K. J. Gregory (red.), s. 303–319. John Wiley and Sons, Chichester.
- LEWIN J., MANTON M. M., 1975: Welsh flood plain studies: The nature of flood plain geometry. *J. Hydrol.*, vol. 25, s. 37–50.
- MACKIN J. H., 1937: Erosional history of the Big Horn Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 48, s. 813–894.
- MAIZELS J. K., 1983: Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits, [w:] *Background to Palaeohydrology*, K. J. Gregory (red.), s. 101–139. John Wiley and Sons, Chichester.
- MANSFIELD G. R., 1938: Flood deposits of the Ohio River, January–February, 1937 – A study of sedimentation. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.* no. 838, s. 693–733.
- MAGRAS Cz., SZYMCZAK H., 1970: Kłęski żywiolowe w polskich Karkonoszach i regionie jeleniogórskim (1932–1968). *Wierchy*, nr 76.
- MCKEE E. D., CROSBY E. J., BERRYHILL H. L. Jr., 1967: Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *J. Sedim Petrol.*, vol. 37, s. 829–851.
- MCPHERSON H. J., RANNIE W. F., 1970: Geomorphic effects of the May 1967 flood in Graburn watershed, Cypress Hills, Alberta, Canada. *J. Hydrol.*, vol. 9, s. 307–321.
- MIKULSKI Z., 1963: *Zarys hydrografii Polski*. PWN, Warszawa.
- Monografia Odry*, 1948: A. Grodek, M. Kielczewska-Zaleska, A. Zierhoffer (red.), s. 1–591. Instytut Zachodni, Poznań.
- MORISAWA M., 1985: Rivers – Form and Process. [w:] *Geomorphology Texts 7*, K. M. Clayton (red.). London, New York.
- NANSON G. C., 1980: Point bar and flood plain formation of the meandering Beaton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, vol. 27, s. 3–29.
- NIXON M., 1959: A study of the bankfull discharges of rivers in England and Wales. *Inst. of Civil Engrs. Proc., Pap.* no. 6322, s. 157–174.
- ORŁOWSKA E., 1979: *Porównanie przebiegu i skutków gwałtownego wezbrania wód w Karkonoszach latem 1897 i 1977 roku*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. s. 79–83. Wrocław.
- ORTH F., 1934: Die Verladung von Staubecken. *Bautechnik*, vol. 12, no. 26.
- PARDÉ M., 1957: *Rzeki*. PWN, Warszawa.
- 1964: *Fleuves et rivières*. Librairie Armand Colin, Paris.
- RICHARDS K., 1982: *Rivers: Form and Processes in Alluvial Channels*. Methuen, London, New York.
- RITTER D. F., 1975: Stratigraphic implications of coarse-grained gravel deposited as overbank sediment, southern Illinois. *J. Geol.*, vol. 83, s. 645–650.
- SCHEIDEGGER A. E., 1974: *Geomorfologia teoretyczna*. PWN, Warszawa.
- SCHUMM S. A., 1968: Speculations concerning paleohydro-

- logic controls of terrestrial sedimentation. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 79, s. 1573–1588.
- 1977: *The Fluvial System*. John Wiley and Sons, New York.
 - 1981: Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *SEPM Spec. Publ.*, no. 31, s. 19–29.
- SCHUMM S. A., LICHTY R. W., 1963: Channel widening and flood-plain construction along Cimarron River in southwestern Kansas. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 352-D, s. 71–88.
- SIMONS D. B., RICHARDSON E. V., 1961: Forms of bed roughness in alluvial channels. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydr. Div.*, vol. 87, HY 3, s. 87–105.
- SORBY H. C., 1852: On the oscillation of the currents drifting the sandstone beds of the southeast of Northumberland, and on their general direction in the coalfield in the neighbourhood of Edinburgh. *Proc. W. Yorks. Geol. Soc.*, vol. 3, s. 232–240.
- 1859: On the structures produced by the currents present during the deposition of stratified rocks. *Geologist*, vol. 2, s. 137–147.
 - 1908: On the application of quantitative methods to the study of the structure and history of rocks. *Quart. J. Geol. Soc. London*, vol. 64, s. 171–233.
- SPOZ J., 1978: Przebieg wezbrania w sierpniu 1977 roku w profilu zbiornika w Pilchowicach na tle innych dużych wezbrań w dorzeczu górnego Bobru. Flood process (August 1977) in cross-section of Pilchowice water reservoir on background of other floods in Bober River Basin. *Gosp. Wod.*, nr 1, s. 3–9.
- STRAHLER A. N., 1952: Dynamic basis of geomorphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 63, s. 923–938.
- STEER B. L., ABBOTT P. L., 1983: Paleohydrology of the Eocene Ballena Gravels, San Diego County, California. *Sedim. Geol.*, vol. 38, s. 181–216.
- SUNDBORG A., 1958: A method for estimating the sedimentation of suspended material. *C. R. Rapp., Ass. Gen.*, Toronto, vol. 1, s. 249–259.
- 1964: The importance of the sediment problem in the technical and economic development of river basins. *Ann. Acad. Regiae Sci. Upsalensis*, vol. 8, s. 33–52.
 - 1983: Sedimentation problems in river basins. *Nat. a. Resour.*, vol. 19, no. 2, s. 10–21. UNESCO.
 - 1986: Sedimentation processes, [w:] *International Symposium on Erosion and Sedimentation in Arab Countries*, Baghdad, Iraq, s. 1–27.
- SZCZEPANKIEWICZ S., 1954: Morfologia Sudetów Wałbrzyskich. *Pr. Wroc. Tow. Nauk.*, Ser. B, nr 65, s. 1–152. PWN, Wrocław.
- 1968: Rzeźba doliny Odry na Opolszczyźnie, [w:] *Studia geograficzno-fizyczne z obszaru Opolszczyzny*, t. 1, S. Szczepankiewicz (red.), s. 54–86. Instytut Śląski w Opolu. Opole.
- TEISSEYRE A. K., 1978a: Physiography of bed-load meandering streams: Imbricated gravels in fine-grained overbank deposits. Fizjografia żwirowodnych rzek meandrujących: zimbrykowane żwiry w drobnoziarnistych osadach pozakorytowych. *Geol. Sudetica*, vol. 13, nr 1, s. 87–93.
- 1978b: Physiography of bed-load meandering streams 2: Deposition of channel-phase sands and the dispersion of ripple- and dune-generated cross-lamination. Fizjografia żwirowodnych rzek meandrujących 2: depozycja piasku w korytach i rozrzut kierunków zapadu laminacji skośnej. *Ibidem*, vol. 13, nr 2, s. 7–20.
 - 1979a: Przebieg zjawisk fluwialnych w ziemie na przykładzie małych rzek sudeckich. Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers. *Ibidem*, vol. 14, nr 1, s. 126–157.
 - 1979b: *Przebieg zjawisk erozji i sedymentacji w środowisku małych rzek górskich*. PAN, Oddz. we Wrocławiu, Komisja Nauk o Ziemi, Sesja Naukowa: „Powódź w 1977 roku i jej skutki na Dolnym Śląsku”. s. 59–67. Wrocław.
 - 1980: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part I: Erosion and erosional landforms. Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część I: Erozja i formy erozyjne. *Geol. Sudetica*, vol. 15, nr 1, s. 67–121.
 - 1984: Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982). The River Bóbr in the Błażkowa study reach (Central Sude-tes): A study in fluvial processes and fluvial sedimentology. *Ibidem*, vol. 19, nr 1, s. 7–71.
 - 1985: Mady dolin sudeckich. Część I. Ogólna charakterystyka środowiskowa (na przykładzie zlewni górnego Bobru). Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part I: General environmental characteristics (with examples from the upper River Bóbr drainage basin). *Ibidem*, vol. 20, nr 1, s. 113–195.
 - 1986: Fluvial processes on the wet Miskowice Fan. Part II: Sediment transport, with special reference to the August 1977 flood. Procesy fluwialne na „mokrym” stożku Miskowic. Część II: Transport osadu, ze szczególnym uwzględnieniem powodzi w sierpniu 1977 roku. *Ibidem*, vol. 21, nr 2, s. 1–45.
- THORNES J. B., 1976: The character and problems of theory in contemporary geomorphology. [w:] *Geomorphology. Present Problems and Future Prospects*. C. Embleton, D. Brunson i D. K. C. Jones (red.), s. 14–24. Oxford University Press.
- TINKLER K. J., 1971: Active valley meanders in south-central Texas and their wider implications. *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 82, s. 1873–1899.
- TOMASZEWSKI J. T., 1979: Ogólny zarys problematyki wodnej Karkonoszy. General outline of the problematics of water in the Karkonosze Mts. *Probl. Zagosp. Ziem Górs.*, KZZG PAN, nr 20, s. 73–101.
- TROSKOLAŃSKI A. T., 1969: *Hydromechanika*. Wyd. 3, WNT, Warszawa.
- 1982: *O twórczości – piśmiennictwo naukowo-techniczne*. Wyd. 2 „Biblioteka Problemów”, t. 244, PWN, Warszawa.
- WHITE W. R., DAY T. J., 1982: Transport of graded gravel bed material, [w:] *Gravel-Bed Rivers*, R. D. Hey, J. C. Bathurst, C. R. Thorne (red.), s. 181–223. John Wiley and Sons, Chichester.
- WOLMAN M. G., LEOPOLD L. B., 1957: River flood plains: Some observations on their formation. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 282-C, s. 87–107.
- WOLMAN M. G., EILER J. P., 1958: Reconnaissance study of erosion and deposition produced by the flood of August 1955 in Connecticut. *Trans. Am. Geophys. Un.*, vol. 39, s. 1–14.

RECENT OVERBANK DEPOSITS OF THE SUDETIC VALLEYS, SW POLAND. PART II: SELECTED METHODOLOGICAL PROBLEMS

Andrzej Karol TEISSEYRE

Institute of Geological Sciences, the University of Wrocław
ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław, Poland

SUMMARY

ABSTRACT: Environmental studies on processes and present-day deposits need a specific methodological treatment involving taxonomy, functional approach (mostly empirical and inductive studies of processes' dynamics), and realistic theories (theoretical and deductive explanation of functional relationships on the grounds of physics). Also, realistic approach enables us to predict, at least in a general sense, some processes operating in a given environment and to anticipate their results, even in the case of relatively poorly known environments like the extra-channel areas of the flat valley floor, for instance. The theoretical and deductive approach may be particularly profitable at the stage of planning our field research projects because it allows us: 1° to draw clear-cut research tasks, 2° to pay exact attention to phenomena which might have been overlooked, and 3° to limit the time-consuming and expensive field investigations to their indispensable minimum. In particular, it has been shown that using theoretical and deductive methods one is able to demonstrate the inevitability of a constant water exchange between the zone of the active channel and the extra-channel zone (on the scale of an appropriately long segment of the valley floor), to deduce a general pattern of facies within the extra-channel area and to predict the most general type of bedding of the extra-channel deposits accumulated in a consequence of a single flood event.

Both the textural character of the extra-channel deposits and their thickness depend, to a great extent, on the following factors: 1° transportation of sediment in the zone of the active channel and the structure of flood flow within the channel itself (the flow is always non-homogeneous and contains „layers” including a bed layer, a near-bed layer, a suspension layer, and a surface or floating layer). 2° the way in which the channel-routed flood flow divides entering into crevasses and conditions of flow within the crevasses, and 3° conditions of flow in the extra-channel zone, which are governed to a great extent by a transverse slope of the natural levees as well as the effects of drowning of their crests.

A preliminary analysis of historical and hydrological data, together with the author's own observations of stages and discharges in the upper River Bóbr catchment (during a period 1978–1987, when the runoff was not controlled by the Bukówka Dam) seem to suggest that under semi-natural conditions of the historical cultural landscape floods happen every year or even several times every year. It is convenient to distinguish two types of floods: winter floods (which occur under conditions of frozen soils and grounds) and non-winter floods. They differ, among others, in concentration of suspended sediment which, generally, is greater in non-winter floods. Also, greater erosional and depositional effects are occasioned usually by non-winter floods.

INTRODUCTION

Actualistic methods are fundamental to geologic investigations of fossil deposits and palaeogeographical interpretations (*cf.* Sorby 1852, 1859, 1908), but geologists rarely, if ever, investigate environments. The paper deals mostly with a methodological background of environmental studies in general with particular attention paid to the extra-channel sub-environment. The most essential elements of the environmental studies may be listed as follows:

1° In the environmental studies the most general succession of research steps leads from a general environmental characteristics, through processes, to investigations of their results i.e., landforms and deposits (Fig. 1). In other words it is a classical process-response system implying quite a reversal direction of thinking than in geology or another historical discipline;

2° In the environmental studies the actualistic approach is irrelevant and unjustified: “the present is a key to the past”, but “the past is no key in investigating processes”;

3° In general, the environmental studies involve three steps or stages, namely taxonomy (with which the first part of

the article is mostly concerned), functional approach (which is largely empirical and inductive), and realist explanation (being essentially theoretical and deductive). The problems are well-known from the literature and will be omitted in the summary;

4° In the environmental approach the research subject is a geographical milieu in the broad sense of the term, not a “sedimentary environment”. In modern fluvial geomorphology the environment is the whole catchment or at least its part lying above and just downstream from a section investigated. In fact, the fluvial environment is simply the fluvial system with its external and internal controls (*cf.* Leopold and Maddock 1953; Wolman and Leopold 1957; Leopold *et al.*, 1964; Schumm 1977, 1981; Richards 1982; Morisawa 1985; Sundborg 1986);

5° Realist approach may (and should be) applied also at the stage of planning research projects for both field and laboratory investigations. The method has been widely applied to this study;

To
Pierre Louis Georges Du Buat (1738–1809)
father of environmental studies

6° In fact, the environmental studies are much more related to hydrology and dynamic geomorphology than to geology or at least those geological disciplines which – treating with past – use historical methods.

In elaborating the Polish text the following papers and

books have been taken into account: Strahler 1952; Chorley 1962, 1964, 1976; Kitts 1963, 1974, 1976; Howard 1965; Chorley and Kennedy 1971; Dury 1972; Keat and Urry 1975; Thornes 1976; Hey 1978, 1979, 1982; Richards 1982; Embleton and Thornes 1985; Sundborg 1986.

THEORETICAL BASIS OF RESEARCH PROJECT

Taking into account some fundamental laws of fluid flow one is certainly able to predict the general behaviour of flood flows within the extra-channel zone or elsewhere. Thus, using the theoretical method not only a number of phenomena may be deductively ascribed to the extra-channel zone, but their general characteristics may be also anticipated. Such an approach is particularly important when studying the extra-channel processes because high floods happen rarely and last too short for field investigations to be improvised during a flooding.

Starting with the simplest possible reasoning assume that in a basin-like expansion of the valley floor water is neither added nor subtracted from the system limited by two points *A* and *B* (Fig. 2). If so, the principle of continuity teaches us that:

$$Q_A = Q_1 + Q_2 + Q_3 + \dots + Q_n = Q_B.$$

This simple relationship implies, however, that: 1° there must be a constant exchange of water, suspended sediment and momentum between the river channel and its extra-channel zone, 2° if water escapes from the channel in some points (e.g., outflow crevasses) there must be some places where it comes back to the channel – possibly through some type of crevasse called by the author a return crevasse (Teisseyre 1985), 3° distance of transport of the suspended sediment within the extra-channel zone is variable; it may be much shorter than is usually assumed, however.

The return crevasses may mimic the outflow ones, and, in so doing, should be identified rather during a flood than after it. In reality, a number of the return crevasses have been observed by the author during successive floods starting with the August 1977 flood (Teisseyre 1985, Fig. 8–10, Pl. VI, 2, IX, 1, 2).

However, a more detailed analysis of geomorphological effects if the extra-channel flows needs more precise tools, like the formula of continuity of unsteady sediment discharge (Henderson 1966):

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} + \beta \frac{\partial z}{\partial t} = 0.$$

In fact, this is a universal tool, which enables us not only to interpret the behaviour of the unsteady sediment discharge in the extra-channel zone (or elsewhere), but also to select the most appropriate (read: easy) techniques of field observations.

The first possible application is simple in exemplification: if the first partial derivative ratio is positive – the second one must be negative and vice versa. The former situation means the increase in unit sediment discharge in the direction of flow – a phenomenon accompanied by a local erosion of the bed – hence the negative sign of the second term and vice versa. The geomorphologic effects of these changes need no comments.

The second possible application is even more evident: in

investigating the effects of a flood discharge one may sample the flow in order to determine changes in sediment discharge in the direction of flow or, more easily and quickly, may note changes in surface elevation at a point with time. The two techniques are comparable provided that the sediment discharge is really continuous. Of several possible situations two were commonly encountered by the author in the field: 1° with $\partial q_s / \partial x < 0$ and $\partial z / \partial t > 0$ – a typical situation for vast portions of the extra-channel zone lying at low or moderate distance from the channel and 2° with $\partial q_s / \partial x \rightarrow 0$ and $\partial z / \partial t \rightarrow 0$, which is the case of quasi-steady sediment discharge in some remote sub-areas of the extra-channel zone (with $\partial q_s / \partial x = 0$ the flow of sediment is steady).

Consider now changes in flow velocity during the propagation of a flood wave. Assume that the flow velocity is described by the well-known Manning formula and the flood wave – by any equation describing it. With a rising stage and discharge *n* diminishes (because grass is successively laid out and the flood plain becomes smoothed out by deposits), *R* increases, while *S* is greater than the mean valley slope (Henderson 1966; Lambor 1971; Douglas *et al.*, 1979; Dąbkowski *et al.*, 1982; Richards 1982). Consequently, rising stages would result in increasing flow velocity with a maximum value at the flood crest. With falling stages flow velocity would diminish because *n* is increasing as *d/k_s* decreases, *R* decreases, and *S* is now less than the mean valley slope (*k_s* is mean height of roughness elements). The sedimentologic consequence of the facts is that a typical structure of the extra-channel (overbank) deposits is one of pensymmetric graded bedding provided that the deposition has taken place throughout the flood (a fairly common phenomenon in mountains and uplands). Accordingly, normal graded bedding suggests deposition during the falling stages, while reversal graded bedding – accumulation during the rising stages. With varying stages and discharges a combination of the above bedding types (sometimes accompanied by flat or cross-lamination) may produce rather a complex structure. Unfortunately the structure of the extra-channel deposits has been rarely described in detail, but some examples reported by Mansfield (1938), Jahns (1947), Schumm and Lichty (1963), McKee *et al.*, (1967) and McPherson and Rannie (1970) can be easily interpreted in the light of the above considerations. It is obvious, however, that a highly unsatisfactory state of knowledge of the extra-channel deposits and their structures results from the fact that, practically, they have been never investigated in the field during the flooding.

The last example is the application of fully empirical formulae, which may be also used at the stage of planning research projects. Obviously, flat-floored valleys of mountainous areas are narrow, but how wide they must be for all the extra-channel mesoenvironments to develop? It is known for a long time that a meander belt of a mature meandering stream is ca. 10–15 channel widths, *w*, wide. Preliminary

results of the author's own field investigations seem to suggest that a mean width of the natural levee in the Sudetic valleys ranges from 8 to 15 w (Teisseyre 1985). Thus, it may be easily demonstrated that, with a stream situated close to a valley margin, the fully-developed valley floor cannot be narrower than some 30 w (Fig. 3). If the stream occupies the central part of a valley, the minimum valley width cannot be less

than 45 w . With valley floors wider than 100 w relics of old abandoned river routes occasioned by avulsion may be expected. The analysis may be also made in terms of a dimensionless valley width parameter W/w (where W is valley width, Fig. 3). It is thus an important geomorphological parameter describing the degree or extent of valley-floor development.

GENERAL REMARKS ON DEPOSITION WITHIN THE EXTRA-CHANNEL ZONE

Generally, alluvial sediments may be divided into topstratum deposits and substratum deposits (descriptive division, Mackin 1937; Fisk 1944, 1947; Allen 1965a) or into channel-phase and extra-channel deposits (genetic division). It is commonly suggested that the channel-phase deposits accumulate owing to lateral accretion, while the extra-channel deposits – due to vertical accretion. However, the generalization seems to be much oversimplified and Schumm and Lichty (1963) have demonstrated that the reversal may be also true. As it has been suggested by the author (Teisseyre 1985, Fig. 16) no fewer than five types of accretion may contribute to the accumulation of fluvial deposits (i.e., vertical, lateral, frontal, backward and compound accretion) and all the five types may be encountered both in the channel and the extra-channel zone. It is also evident that important portions of the channel-phase deposits may accumulate owing to vertical accretion within aggrading channels and that at least part of the extra-channel deposits originate due to lateral accretion on laterally developing flood plains. Perhaps it is more appropriate to define the channel-phase deposits as those dominated by lateral accretion (if it is really the case) and the extra-channel deposits as those in which vertical accretion is the most important process (cf. Nanson 1980; Lewin 1982, 1983; Hughes and Lewin 1982).

Although the extra-channel deposits are dominated by fine-grained cohesive alluvia, they may contain layers or beds of coarse sediments which, in valleys of the gravel-bed rivers, may be as coarse as the channel-bed fraction (*Die Hochwasserkatastrophe...* 1897; Jahns 1947; McPherson and Rannie 1970; Ritter 1975; Lewin and Manton 1975; Teisseyre 1985, Fig. 17b, 20). It may be concluded from the literature that accumulation of these coarse-grained deposits on the natural levees and flood plains is somewhat unclear phenomenon worth explanation. In general, facies distribution within the extra-channel zone depends at least on three agents including: 1° transportation of detrital material in the zone of the active channel and the structure of a channel-routed flood flow, 2° manner in which this flow divides entering into crevasses and conditions of flow within the crevasses, and 3° conditions of flow within the extra-channel zone.

1° Field observations and laboratory evidence indicate that gravels may be diverted from a channel of the gravel-bed river onto its flood plain provided that the gravelly streambed is living along the whole length of the channel. Therefore, it is important to know conditions of initiation of movement for the gravel-sized bed material. According to the author's field investigations in Sudetic gravel-bed rivers the gravelly streambed begins to move with stages 1/2 to 3/4 full and with the dimensionless parameter of bed shear stress ca. 0.03 (Teisseyre 1984, 1986; see also Kellerhals 1967; Klingeman and Emmett 1982; White and Day 1982; Carling 1983). The above remarks apply to single-thread channels confined in 1 to 3 m-high banks composed of fine-grained, cohesive alluvia (includ-

ing straight, sinuous, meandering, and anastomosing channels). In braided channels, on the other hand, the gravelly streambed may not be mobile before the bankfull stage is reached.

2° The structure of the flood flow running through an alluvial channel of the gravel-bed river is shown diagrammatically in Figure 4. The model is based on data taken from the literature (quoted in the author's earlier paper, Teisseyre 1986) and on the author's own field observations and measurements on the lower River Złotna nad the upper River Bóbr (Teisseyre 1980, 1984, 1986). In a channel of the meandering gravel-bed river the flood flow is always non-homogeneous. In the vertical, several "layers" including, in the ascending order, the bed layer, the near-bed layer, the suspended layer, and the floating layer (Fig. 4A) may be distinguished. The bed layer (1 in Fig. 4A) corresponds to a basal stratum in which bed material (pebbles, cobbles, boulders) is transported by the fluid force as a traction load (rolling, sliding, short saltation jumps). According to Einstein *et al.* (1940) the layer is about 2 grain diameter thick. Field observations by the present author seem to confirm the idea: channel-bed pavements and lag gravels deposited in the lower River Złotna and the upper River Bóbr by floods and high freshets were usually 2–3 grain diameter thick (Teisseyre 1980, 1984, 1986; the conclusion may not apply to aggrading channels).

The character of the bed layer is poorly known. However, one may reasonably assume that it represents a non-Newtonian fluid of relatively a high density and viscosity. It is evident from field observations that: 1° rock fragments are transported in contact with one another, which results in an apparent abrasion ("dirty" pebbles become clean and rough after each flood or large freshet), 2° the upper limit of the layer tends to be sharp (a feature observed during falling stages on small brooks). Also, the upper limit of the layer is a plane of a sudden increase in flow velocity, so that a large velocity gradient is usually found close to it (Fig. 4B).

Higher in the profile occurs the near-bed layer (2 in Fig. 4A); this may be also spoken of as the saltation layer. It is this part of the flow which generates large eddies expanding into it (note "kolk" in Fig. 4D). Moreover, eddies are generated by channel banks, too. The upper extent of the layer varies strongly from place to place depending on a local intensity of turbulence. However, it is important to note that in the gravel-bed rivers the layer may reach the free water surface, particularly in local places of a strongly disturbed flow, e.g., around large obstacles, in some very sharp bends, outflow crevasses etc. Samples collected from the layer on the lower River Złotna during the August 1977 flood have revealed weight by volume in the order of 1050–1070 kG m^{-3} or even up to 1090 kG m^{-3} (rather underestimated values) and the presence of clasts as large as 32–64 mm or locally even 64–128 mm in diameter (B-axis; Teisseyre 1986).

In the vertical, the saltation layer passes gradually into

the suspended layer (3 in Fig. 4A). Grain diameter of materials transported in suspension depends on a local intensity of turbulence as well as its structure, which governs the turbulent exchange of momentum. During the August 1977 flood kept in constant suspension in the lower River Złotna were pebbles up to 8 mm across (Teisseyre 1986). Samples collected from this layer showed weight by volume ranging from 1005 to 1050 kG m^{-3} with suspended sediment concentrations decreasing in the vertical.

The top layer of the flood flow is usually called the floating layer (4 in Fig. 4A). Transported within this layer are floating objects, mostly plant matter. Generally, a maximum discharge of floating load is noted with rising stages. The material may be deposited in various microenvironments including the channel (plant jams), the natural levee (Teisseyre 1986, Pl. IV) or even the flood plain (Teisseyre 1984, Pl. II).

The layered structure of the flood flow is a logical consequence of hydraulic sorting of detrital material according to immersed weight and shape. These grains which are too heavy to be lifted away from the bed into the saltation layer are concentrated in the bed layer; those which are light enough to be kept in suspension come into the suspended layer, whereas those of intermediate weight balance between the two layers within the saltation layer. There are no universal size limits between the three classes of detrital material – they depend on local structure and intensity of turbulence.

It is evident from the above that both texture and thickness of the extra-channel deposits depend strongly on the manner in which this layered flow divides entering into crevasses. Not all crevasses may divert gravels out of the channel; a gentle-sloping crevasse ramp linking the channel bed and the flood plain is necessary (Ritter 1975, Fig. 3; Teisseyre 1985, Fig. 20; this paper, Pl. I, II).

Consider now conditions of flow on non-crevassed grassy natural levees (Fig. 5). Depending on a mutual relationship between the valley slope and the transverse slope of the natural levees a flow over a levee crest may or may not be drowned. With the latter case the flow over the crest may be supercritical throughout the flood (Fig. 5A, Pl. II, 2–4). This can be easily explained by the fact that an undrowned crest serves as a supercritical constriction to the flow, at least during certain range of stages. In the former case the flow may be supercritical at the beginning of the flood or during rising stages (Pl. II, 1), and subcritical later, after drowning of the levee crest (Fig. 5B,C). Situations have been also found in which the flow over the levee crest was supercritical despite the subcritical flow in the channel (Teisseyre 1985, Fig. 6 and 7; this paper, Pl. I, 2). Finally, in relatively gentle-sloped valleys the flow may be subcritical both in the channel and over the levee crests (Pl. I, 1). The occurrence and duration of supercritical flow is essential for it is the most important erosional agent giving rise to crevassing of the levee crests.

3° In fact, conditions of the extra-channel flow do differ markedly from those typical of the river channel. In general, the extra-channel flow may be regarded as two-dimensional one (the flow within a meandering channel is practically always three-dimensional). Depths of flow within the extra-channel zone are always much less than in the zone of the active channel, even during the highest floods. The ratio of depths typical for the two sub-environments varies in a wide range, say 1:3 to 1:15. It does not mean, however, that flow velocities and bed shear stresses characteristic of the two sub-environments are similarly related. On the contrary, velocities and bed shear stresses in the extra-channel zone are substan-

tially greater than it would appear from the much smaller depths. There are at least three reasons to account for the fact, namely: 1° the transverse slope of the natural levees is as a rule much greater than the valley slope (Fig. 5, Pl. I, 3, IV, 1, 3; Tab. 1); 2° the flood plain slope (which is roughly equal to the mean valley slope) is always greater than the channel slope because channel sinuosity is always greater than unity, an 3° Manning resistance coefficients for grassy flood plains are evidently less than those for the channel (with the exception of the first phase of the flood when the grass is still standing). For flood plains with grass partly silted and level with the ground the Manning n may be as low as $n = 0.016$ to 0.024 (Pl. II, 3; Tab. 1) – the values never found within the channels of the meandering gravel-bed rivers.

Consequently, within the extra-channel zone of a steep-slope gravel-bed river flow velocity may be only slightly less than in the channel itself – quite an opposite situation as compared with lowland rivers. The phenomenon may be exemplified using measurements gathered on the lower River Złotna on August 1, 1977 (between sites 11 and 13). For the irregular meandering channel the following parameters were characteristic: $R = 1.55$ m, $S = 0.028983$, $V = 3.37$ m s^{-1} , $n = 0.068$, $Fr = 0.86$. At the same time characteristic for the adjacent flood plain (not drowned) were the following values: $R = 0.27$ m, $S = 0.037581$, $V = 1.89$ m s^{-1} , $n = 0.043$, $Fr = 1.16$; Pl. II, 2). The flow velocity within the channel was still greater than on the flood plain, but due to low depths, the Froude number for the flood plain exceeded that for the channel.

Can flow velocity on the flood plain be greater than in the channel? Theoretically the phenomenon is possible and a simplified solution to the problem is given in Figure 6. The diagram is based on somewhat simplified situation found on the Miskowice Fan during the August 1977 flood. The diagram is based on an assumption that the bankfull stage (here: 1.25 m) is zero stage for the flood plain; thus the stage 1.30 m within the channel corresponds to 0.05 m stage on the flood plain (Fig. 6). Taking the above into consideration and using mean n for both the channel and the flood plain two regression lines can be drawn for the channel (AC) and the flood plain (B'C'), respectively. Now, it is clear from the diagram that with stage 1.61 m in the channel (which corresponds to 0.36 m stage on the flood plain) the velocities will be equal; with any higher stage the velocity will increase faster on the flood plain than within the channel. The phenomenon was not observed in the field, however (the August 1977 flood did not reach the threshold stage).

Field observations and measurements gathered by the author during the August 1977 flood lead to a number of conclusions modifying slightly some generalizations already published in the geologic literature. The conclusions may be listed as follows.

1° Generally, flow velocity does not drop suddenly above the "bank edge" (if it ever exists); rather it diminishes gradually over what may be termed an inner part of the natural levee (the conclusion is valid for crest stages of high floods). Consequently, the levee crest lies at some distance from the channel. If the levee crest is not drowned the flow velocity increases over it; in such a case the zone of decelerating flow lies outside the crest. These conditions may account for the development of wide zones of deposition of sand and/or gravel along some gravel-bed rivers;

2° The most important change in the structure of turbulence takes place within a side part of the channel, not on the

"bank edge", Characteristic eddies, which may be classified as von Kármán vortices (*cf.* Allen 1970, p. 139, Fig. 4.6), occur in fact in this marginal zone of the channel, not over the "bank edge". Several types of vortices observed within the channel margin during floods and high freshets may be seen on photographs published by the author earlier (Teisseyre 1980, Pl. III, VI, 1, 3, 1984, Pl. VI–VIII, 1985, Pl. V, 1, VI);

3° On natural levees overgrown with willows the intensity of turbulence may be comparable to that within the channel or locally even greater (Teisseyre 1984, Pl. III, 4, 1985, Fig. 6, Pl. II);

4° Fine-grained detrital material transported within the extra-channel zone by flood flows may travel on relatively large distances (*i.e.*, on the scale of an intramontane basin). Patchy style of deposition is characteristic mostly of gravels and sands, whereas the deposition of muds may be continuous at much longer distances, particularly on grassy flood plains. It should be stressed, however, that the continuity of thin layers of mud may be traced only shortly after a flood;

5° Large mud balls may be also transported and deposited on flood plains (with a ball diameter comparable to or greater than the depth of flow);

6° The ability of the gentle outflow crevasses to divert the bed load of stream onto its flood plain depends, among others, on an angle between the crevasse axis and the channel axis (Pl. III). The smaller the angle the easier the diversion of the bed load (for details see Richards 1982, p. 281–294 and Henderson 1966, p. 450–463).

7° It is not universally true that the thickest crevasse-splay deposits originate along concave banks of bends. In fact, secondary currents existing in bends carry the load rather to their inner banks and this general remark applies also to the suspended load (*cf.* Richards 1982). Not uncommonly the most favourable conditions for accretion of the levee deposits exist along straight between-meander reaches or in upper segments of the bend, upstream from their axes.

General notes on deposition within the extra-channel zone. It is well known that deposition of the suspended sediment within the extra-channel zone is controlled by fall

velocity and a local intensity of turbulence. A complete decantation of the finest materials suspended in flood water may be a long-lasting process; possibly this may happen in flood basins of lowland rivers where water is ponded for weeks after each flood. In the mountains, due to a much better permeability of the overbank deposits, the basins of flood water may disappear in one or two days – a time span too short for fine suspended materials ("pelagic suspension") to be decanted. In such a case the fine suspended material is rather filtered off than decanted – a common situation in some Sudetic valleys.

As it has been discussed above, turbulence of the flood waters damps gradually at some distance from the channel. Thus, there is usually a zone of relatively great velocity paralleling the channel and it is this zone where deposition of sand and gravel occurs – the coarsest fractions suspended within the active channel. Both width and extent of this zone depend on the magnitude and height of a flood. During high floods it may occupy the whole natural levee. It seems to be very likely that width of the natural levees is determined by frequency of such high floods. The zone of deposition of mud lies beyond the zone of deposition of sand and/or gravel (with the exception of the first phase of a flood in which deposition of mud does take place on any vegetated surface, particularly grassy). In fact, places of deposition of mud shift away from the channel as the stage and discharge increases (Fig. 7).

Deposition of mud and sand within the extra-channel zone is strongly controlled by vegetation (*cf.* Wolman and Eiler 1958; McPherson and Rannie 1970). Observations made by the present author during several high floods in southwestern Poland clearly indicate that a grassy surface offers perhaps the best conditions for deposition of mud and fine sand. During the first phase of a flood thin layers of mud and fine sand are trapped everywhere on grassy surfaces, even under conditions of supercritical flow (Pl. I, 4, II, 3). The thickness of such layers corresponds well with the mean yearly rate of accretion of the cohesive overbank deposits, which in the catchment of the upper River Bóbr varies from 0.7 to 4.3 mm yr⁻¹ (Teisseyre 1984).

FLOODS IN THE UPPER RIVER BÓBR CATCHMENT

Using historical and hydrological data a list of high floods has been prepared for the catchment of the upper River Bóbr (see Polish text, p. 87). The data have been supplemented by the author's own observations, particularly from a period 1978–1987, when the flow was not controlled by the Bukówka Dam. The observations indicate that in the semi-natural man-controlled environment floods happen here every year or even several times every year. High floods, resulting in inundation of the whole flat valley floors, may repeat themselves every seventh till tenth year. Also, great variations in bankfull discharge noted from one section to another are characteristic feature of quasi-natural river channels of the catchment (Table 2). The fact may account for a local character of the so-called "low" floods.

Taking into account the geomorphic and sedimentologic effects of the floods it is convenient to divide them into two categories, namely winter- and non-winter floods. The winter floods occur in the cold half of the year when soils are frozen. Not uncommonly these are low local floods originated due to frazil or ice jams (Pl. IV). The concentration of suspended

sediment during such floods is usually low or very low (Fig. 8). The concentration of suspended sediment is also highly variable with great values corresponding to thaw floods, which may occur in a period from late February till early April. The erosional and depositional effects of the floods depend on water temperature and sediment concentration. Generally, early winter floods, occasioned by short winter thaws, are characterized by water temperatures near zero and rather a low concentration of suspended sediment (the source of which is restricted to wetted perimeter). The erosional effects of such floods are negligible or none: cold water may flow (and do) over a frozen soil with no erosional effects. Similarly, depositional effects are also negligible because of low suspended sediment concentration and conditions unfavourable to deposition (frozen, ice or snow-covered soils, grass level with the ground etc).

The non-winter floods occur in the warm half of the year. The concentration of suspended sediment in flood waters is generally much greater and weight by volume in the order of 1001 to 1090 kg m⁻³ and 1007 to 1011 kg m⁻³ have been

noted within the zone of the active channel and the extra-channel zone, respectively (Teisseyre 1984, 1986). Also, tributaries distinguish themselves in having greater concentrations of suspended sediment compared to the master River Bóbr. Maximum suspended sediment concentrations were noted in slope washes and water flowing along cart roads (Teisseyre 1986). The erosional and depositional effects of the floods are much greater than those occurring in winter, particularly on the river banks and along the natural levees. Geomorphologi-

cally, the most active period is March and April, when thermoerosional effects occasioned by warm flood waters (up to 10°C or more) lead to very quick and durable morphological modifications (erosion of cutbanks, bank undermining, cutting of crevasses, outflow channels or cut-offs, deposition of channel bars and sheets of deposits on the natural levees and flood plains etc., Teisseyre 1979).

Translated by the author

PLANSZA I – PLATE I

Warunki przepływu na wałach brzegowych w zależności od spadku
doliny rzecznej

Conditions of flow on natural levees as related to valley slope

- 1, 2. Rzeka Zadrna, Jawiszów, południowa część Kotliny Krzeszowskiej (wysokość 470–480 m npm., średni spadek doliny $S = 0,007–0,008$). Na fot. 1 widoczny jest przepływ pełnokorytowy w dniu 1.8.1977 r. z pierwszymi przejawami przelewania się wody z koryta przez krewasy w obręb zawala. W korycie przepływ spokojny ($V = 1,74 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0,49$), za wałem brzegowym przepływ spokojny ($V = 0,34 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0,23$), zaś w krewasie (C) przepływ prawie krytyczny ($V = 1,10 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0,94$). Na fot. 2 ukazano zalane dno doliny w pierwszej fazie opadania wód (dnia 2.8.1977 r.). Przepływ w meandrującym korycie był spokojny ($V = 1,57 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0,46$), nad zalanymi wałami brzegowymi był miejscami rwący, w wyniku dużego spadku poprzecznego lokalnie nie zatopionych wałów brzegowych (w pobliżu tyczki, $V = 0,95–1,09 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0,91–1,05$), miejscami zaś spokojny (drugi i trzeci plan). Na tyczce skala co 10 cm

The River Zadrna, Jawiszów village, southern part of the Kotlina Krzeszowska basin, Central Sudetes (altitude 470–480 m a.s.l., mean valley slope $S = 0.007–0.008$). Photo 1 shows bankfull discharge on August 1, 1977, with first signs of bank overtopping, overflow through crevasses, and progressive filling of the extra-channel zone. Note subcritical flow in the channel ($V = 1,74 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0.49$) and in the extra-channel zone ($V = 0.34 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0.23$), whereas in the crevasse (C) the flow was almost critical ($V = 1.10 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0.94$). Photo 2 shows submerged valley floor of the same river on August 2, 1977 – the beginning of the falling stage. The flow in the channel of the meandering River Zadrna was subcritical ($V = 1.57 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0.46$), while in the zone of natural levee it was either critical ($V = 0.95–1.09 \text{ m s}^{-1}$, $Fr = 0.91–1.05$, near the levelling rod) or subcritical (further downvalley). The local zone of critical flow was occasioned by large transverse slope of the natural levee, which was not drowned during the falling stage. 10-cm scale on the levelling rod

- 3, 4. Zlotna, środkowa część stożka Miskowic, między punktami 12 i 25 (wysokość 520–525 m npm., średni spadek doliny $S = 0,031–0,019$; lokalizacja – Teisseyre 1980, fig. 5). Na odcinku między punktami 12 i 23 (fot. 3) przez cały czas powodzi przepływ pozakorytowy miał charakter przejściowy lub był rwący ($Fr = 0,7–1,1$). Widoczne są małe zatory roślinne i wynurzające się pokrywy żwirowo-piaszczyste (stan opadający z 2 sierpnia 1977 r.). Koryto rzeki z lewej – za drzewami. Na fot. 4 widoczny jest wał brzegowy w pobliżu punktu 25. W krewasie powrotnej – przepływ rwący ($Fr = 1,05–1,26$). W pobliżu tyczki – wyraźnie widoczne erozyjne podcięcie brzegu krewasy (cofający się próg). Na pierwszym planie widać stan świeżo wynurzonego trawiastego wału brzegowego, nie przykrytego osadem (cienka warstewka mułu i piasku między źdźbłami traw). Pierwsza faza opadania wód, 2 sierpnia 1977 r. Na tyczce skala co 10 cm

The River Zlotna, mid-fan segment of the Miskowice Fan between sites 12 and 25 (altitude 520–525 m a.s.l., mean valley slope $S = 0.031–0.019$; for location see Teisseyre 1980, fig. 5). The extra-channel flow between sites 12 and 23 (photo 3) was transitional or supercritical ($Fr = 0.7–1.1$) throughout the flood. Note small plant jams and emerging sheets of sand and gravel (falling stage on August 2, 1977). The Zlotna channel was to the left of the trees. Photo 4 shows natural levee at site 25. Note supercritical flow in the return crevasse ($Fr = 1.05–1.26$) and a nick migrating slowly upcurrent (near the levelling rod). Part of the natural levee freshly emerged is visible in the foreground. The grass was level with the ground but not covered with sediment – only thin layer of mud and sand was deposited between grass blades. Falling stage on August 2, 1977. 10-cm scale on the levelling rod



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Mady dolin sudeckich. Część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part II: Selected methodological
problems

PLANSZA II – PLATE II

Warunki przepływu w krewasach i na wale brzegowym

Conditions of flow in crevasses and on natural levees

1. Rzeka Zadrna, Jawiszów, stan rosnący 1 sierpnia 1977 r. W korycie meandrującej rzeki widoczny jest przepływ spokojny ($Fr = 0,4-0,5$) oraz rwący – w krewasie ($Fr = 1,2-1,3$, między drzewem a tyczką). Na tyczce skala co 10 cm

The River Zadrna, Jawiszów village, rising stage on August 1, 1977. Note subcritical flow in the meandering channel ($Fr = 0.4-0.5$) and supercritical – in the crevasse ($Fr = 1.2-1.3$, between the tree and the levelling rod). 10-cm scale on the levelling rod

2. Złotna, punkt 12, wczesna faza opadania wód 2 sierpnia 1977 r. Przepływ w korycie był zbliżony do krytycznego i rwący nad odwróconym płatem darniowym (za tyczką). Przepływ nad walem brzegowym miał charakter przejściowy lub był rwący ($Fr = 0,85-1,15$)

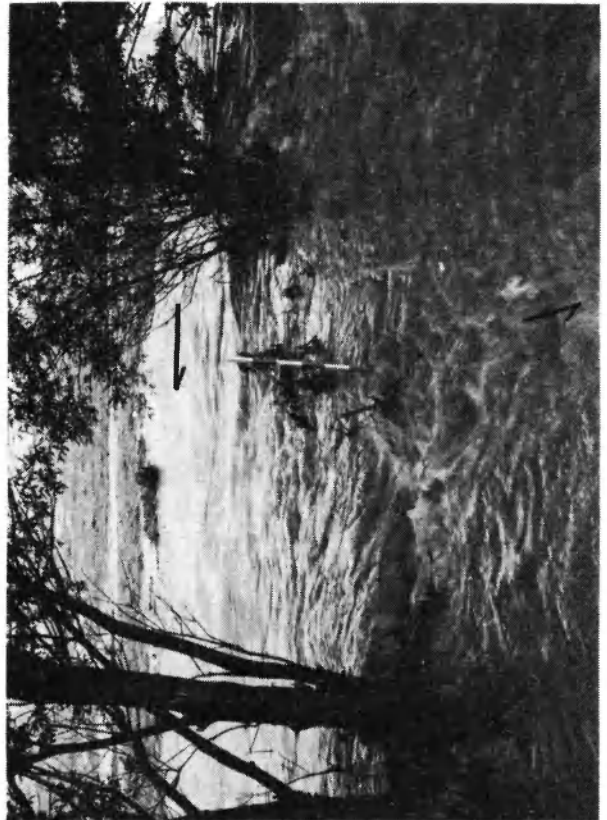
The River Złotna, site 12, early phase of the falling stage, August 2, 1977. The flow in the channel was nearly critical and supercritical above the overturned turf sheet (behind the levelling rod). The flow over the natural levee was transitional to supercritical ($Fr = 0.85-1.15$)

3. Złotna, punkt 20, wczesna faza opadania wód 2 sierpnia 1977 r. Widoczny jest przepływ rwący w krewasie (między tyczką a drzewem, $Fr = 1,10-1,30$) i silnie zakłócony przepływ na porośniętym wierzbami wale brzegowym. Na pierwszym planie – stan świeżo wynurzonego trawiastego wału brzegowego

The River Złotna, site 20, early phase of the falling stage, August 2, 1977. Note supercritical flow in the crevasse (between the levelling rod and the tree, $Fr = 1.10-1.30$) and strongly disturbed flow around willows growing on the natural levee. Part of newly emerged grassy natural levee in the foreground

4. Złotna punkt 28, stan opadający 2 sierpnia 1977 r. Przepływ w korycie był zbliżony do krytycznego ($Fr = 0,96$), w krewasie – rwący ($Fr = 1,05-1,18$). Krewasa tworzy się w przerwie między wierzbami rosnącymi na wale brzegowym

The River Złotna, site 28, falling stage on August 2, 1977. The flow in the channel was nearly critical ($Fr = 0.96$) and in the crevasse – supercritical ($Fr = 1.05-1.18$). The crevasse was growing in a gap between willows standing on the natural levee



Andrzej Karol TEISSEYRE - Mady dolin sudeckich. Część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part II: Selected methodological problems

PLANSZA III – PLATE III

Typy krewas i ich morfologia (wyłącznie krewasy wylotowe)

Crevasse types and their morphology (outflow crevasses only)

- 1, 2. Dolna Złotna, stożek Miskowic, punkt 30. Krewasa stroma powstała w prawym brzegu koryta w czasie powodzi w dniu 21 maja 1977 r. Zdjęcie 1 ukazuje widok ogólny brzegu prawego w kierunku w dół rzeki, zdjęcie 2 pokazuje ukształtowanie krewasy widzianej z boku. Widoczne są resztki odwróconego płata darniowego. Na tyczce skala co 10 cm. Czerwiec 1977 r.

The River Złotna, Miskowice Fan, site 30. Steep crevasse seen in photo 1 (right bank of the channel) originated during the May 21, 1977 flood. Photo 1 shows general view of the right bank of the river seen in the downchannel direction, photo 2 – side view of the crevasse and its morphology. Note remnants of an overturned turf sheet. 10-cm scale on the levelling rod. June 1977

3. Dolna Złotna, stożek Miskowic, punkt 7, widok w dół koryta. Krewasa w brzegu lewym powstała w czasie powodzi sierpniowej. W jej dolnej części widoczna jest rampa krewasy wyścielona grubym żwirem (frakcja 128–512 mm). Za tyczką widoczna jest resztką stromego progu górnej części krewasy. W czasie powodzi na wał brzegowy było wtedy wynoszone jedynie obciążenie zawieszinowe rzeki (muł, piasek, żwirek). Lipiec 1978 r.

The River Złotna, Miskowice Fan, site 7, view downchannel. The crevasse seen in the left bank of the channel originated during the August 1977 flood. Note the crevasse ramp floored with coarse gravel (128–512 mm) and remnants of a steep cutting in the upper part of the crevasse (behind the levelling rod). During the flood, only suspended load was here brought out of the channel onto the natural levee. July 1978

4. Dolna Złotna, stożek Miskowic, punkt 27. Krewasa łagodna w lewym brzegu koryta, powstała przed rokiem 1971. Stan po powodzi w maju 1977 r. Łagodna rampa krewasy, wyścielona grubym żwirem (64–256 mm), prowadzi z dna koryta wprost na wał brzegowy. Czerwiec 1977 r.

The River Złotna, Miskowice Fan, site 27. Gentle crevasse seen in the left bank of the channel originated before 1971. Situation after the May 21, 1977 flood. Crevasse ramp, floored with coarse gravel (64–256 mm), forms a gently sloping surface leading from the channel bed onto the natural levee. June 1977



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Mady dolin sudeckich. Część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part II: Selected methodological
problems

PLANSZA IV – PLATE IV

Powodzie zimowe – winter floods

- 1–3. Bóbr, Lubawka, 0.8 km na NNW od centrum miasta (lokalizacja – Teisseyre 1985, fig. 2, punkt 2). Lokalny przepływ pełnokorytowy w Bobrze spowodował zator śryżowy, na zdjęciu niewidoczny (fot. 1, widok w górę rzeki). W wiklinach widocznych na drugim planie powstała głęboka krewasa wylotowa (fig. 2), kierująca część wód na wał brzegowy i na obszar pozakorytowy (fot. 1 i 3, ciemny pas tzw. lodu czarnego). Średni spadek koryta wynosi $S = 0,006434$, a spadek poprzeczny wału brzegowego $S = 0,043429$. Koncentracja zawiesiny w wodach rzecznych wylewających się na wał brzegowy była prawie niewyczuwalna. Fot. 1 – widok ku zachodowi, fot. 3 – widok ku południowemu wschodowi. Luty 1978 r.

The River Bóbr, Lubawka, 0.8 km north-north-west from the town centre (location – Teisseyre 1985, fig. 2, site 2). Local bankfull discharge was occasioned by ice jam not seen in the photograph (photo 1, view upchannel). In osier beds, seen in the middle distance, a deep crevasse was cut down between willows (photo 2) diverging part of the flow onto the natural levee and the flood plain (photo 1 and 3, note dark strip of black ice). Mean slope of the channel is $S = 0.006434$ and transverse slope of the natural levee is $S = 0.043429$. The concentration of suspended sediment in water flowing over the natural levee was imperceptible. Photo 1 = view to the west, photo 3 = to the south-east. February 1978

4. Czarny Bór (lokalizacja – Teisseyre 1985, fig. 2, punkt 6). Obszar pozakorytowy lewej części doliny Leska, widok w górę doliny. Na pierwszym i drugim planie widoczne są ślady opuszczonego, meandrującego koryta Leska, wypełnionego wodą, lodem i śniegiem w wyniku odwilży i opadów (białe plamy – śnieg). Dobrze widoczny naturalny wał brzegowy. W korycie przepływ był niższy niż pełnokorytowy. Skala ma 1 m wysokości. Luty 1978 r.

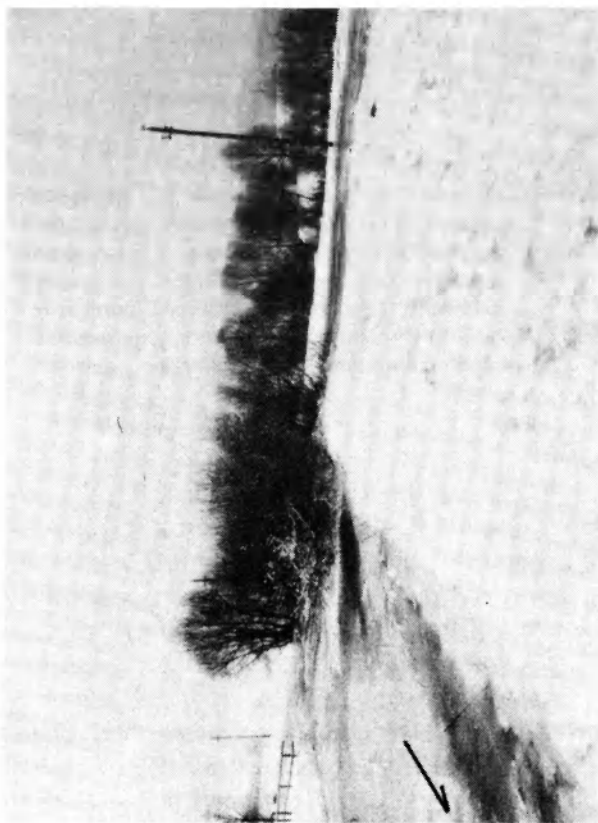
Czarny Bór village (location – Teisseyre 1985, fig. 2, site 6). Photo shows the extra-channel zone of the River Lesk valley (left part of the valley, view is upvalley). Note abandoned channel of the meandering River Lesk filled with water, ice (grey) and snow (white) due to rain and snow melting. Note also a well-developed natural levee. The flow in the channel was lower-than-bankfull. Bar is 1 m high. February 1978



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE – Mady dolin sudeckich. Część II: Wybrane zagadnienia metodologiczne
Recent overbank deposits of the Sudetic valleys, SW Poland. Part II: Selected methodological problems